



HAL
open science

**DEFORMATION CONTINENTALE ET HISTOIRE
DES FLUIDES AU COURS D'UN CYCLE
SUBDUCTION, EXHUMATION, EXTENSION.
Exemple des Porphyroïdes sud-armoricains**

Florence Le Hebel

► **To cite this version:**

Florence Le Hebel. DEFORMATION CONTINENTALE ET HISTOIRE DES FLUIDES AU COURS D'UN CYCLE SUBDUCTION, EXHUMATION, EXTENSION. Exemple des Porphyroïdes sud-armoricains. Tectonique. Université de Rennes 1 [UR1], 2002. Français. NNT: . tel-01576132

HAL Id: tel-01576132

<https://insu.hal.science/tel-01576132>

Submitted on 22 Aug 2017

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

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

N° d'Ordre
de la thèse **2596**

SF

3

THÈSE

Présentée

DEVANT L'UNIVERSITÉ DE RENNES I

Pour obtenir

le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1
Mention Sciences de la Terre

PAR

Florence LE HEBEL

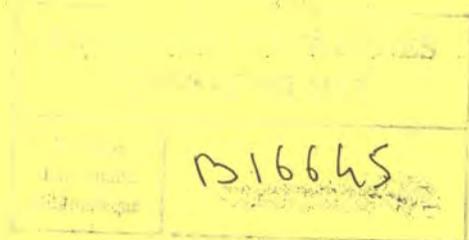
rag 1

Équipe d'accueil : Géosciences-Rennes

École doctorale : Physique et Matériaux

Composante universitaire : U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière

**DÉFORMATION CONTINENTALE ET HISTOIRE DES FLUIDES
AU COURS D'UN CYCLE SUBDUCTION, EXHUMATION, EXTENSION.
Exemple des Porphyroïdes sud-armoricains**



SOMMAIRE

Introduction générale.....	4
----------------------------	---

Chapitre I - Interactions fluide-déformation dans la croûte continentale : Problématique.....	5
--	----------

I.1 INTRODUCTION.....	6
I.2 LES PRINCIPAUX MECANISMES DE DÉFORMATION DE LA CROÛTE TERRESTRE.....	6
I.3 POROSITÉ ET MOBILITÉ DES FLUIDES.....	8
I.4 LES ÉCOULEMENTS DE FLUIDES PENDANT LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL.....	9
I.5 MÉCANISMES DE TRANSFERT DE MATIÈRE.....	11
I.6 CONSÉQUENCES DE LA PRÉSENCE DES FLUIDES SUR LA RHÉOLOGIE DE LA CROÛTE MÉTAMORPHIQUE.....	11
I.7 CYCLE DES FLUIDES À L'ÉCHELLE CRUSTALE.....	12
I.8 OBJECTIFS DE L'ETUDE.....	14

Chapitre II - Contexte tectonique régional : Estimations thermobarométriques et datations ³⁹Ar-⁴⁰Ar.....	25
---	-----------

II.1 LA CHAÎNE HERCYNIENNE.....	26
II.2 LE DOMAINE SUD-ARMORICAIN.....	27
II.3 ESTIMATIONS P-T.....	30
II.4 AGES ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar.....	30
II.5 DISCUSSION.....	30
II.6 CONCLUSIONS.....	32

<i>Publication : Les Porphyroïdes de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne Hercynienne - Evidence for HP-LT Hercynian metamorphism within the « porphyroïdes » of South Brittany (France), F.Le Hébel, O. Vidal, J.R. Kienast, D. Gapais, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, sous presse</i>	43
--	-----------

INTRODUCTION	
LES PORPHYROÏDES	
<i>Lithologie</i>	
<i>Deformation</i>	
ESTIMATIONS THERMOBAROMÉTRIQUES	
DISCUSSION ET CONCLUSIONS	
LÉGENDES	
RÉFÉRENCES	

Chapitre III Reconstitution de l'histoire des fluides dans l'unité des Porphyroïdes....	61
--	-----------

III.1 INTRODUCTION.....	62
III.2- CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE.....	64
III.3 PETROLOGIE.....	67
III.3.1 Description générale des principaux faciès	
III.3.2 Pétrographie	
III.3.3 Nature des protolithes	
III.4 GEOCHIMIE.....	73

III.4.1	<i>Eléments majeurs et traces</i>	
III.4.2	<i>Isotopes stables</i>	
III.5.	ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES.....	79
III.5.1	<i>Méthode analytique</i>	
III.5.2.	<i>Les porphyroïdes de la nappe</i>	
III.5.3.	<i>Les laves porphyriques sous la nappe</i>	
III.5.4.	<i>Les métapélites sous la nappe</i>	
III.5.5.	<i>Evolution des compositions et densités des IF</i>	
III.5.6.	<i>Construction du chemin PT</i>	
III.5.7.	<i>Interprétation des données inclusions fluides</i>	
III. 6.	DISCUSSION.....	101
III.6.1	<i>Histoire précoce</i>	
III.6.2	<i>Histoire hercynienne</i>	
III. 7.	CONCLUSIONS.....	104
	LÉGENDES DES FIGURES.....	105

Chapitre IV Déformations pénétratives intenses assistées par les fluides dans l'Unité des Porphyroïdes.....134

Publication : Fluid-assisted large strains in a crustal-scale décollement (Hercynian Belt of South Brittany, France), .F. Le Hébel, D. Gapais, S. Fourcade, R. Capdevila, Geological Society of London Special Publication, accepté.....136

INTRODUCTION.....	138
GEOLOGICAL SETTING.....	138
PETROGRAPHY OF THE PORPHYROÏDS.....	140
DEFORMATION MECHANISMS.....	141
GEOCHEMISTRY.....	143
<i>Composition of quartz-feldspar veins versus lithology</i>	
<i>Geochemical transfers associated with vein development</i>	
<i>Stable isotopes</i>	
DISCUSSION	148
<i>Nature and scale of mass transfer</i>	
<i>Scale of fluid transfers</i>	
<i>Progressive deformation model</i>	
CONCLUSIONS.....	153
FIGURE CAPTIONS.....	157
TABLE CAPTIONS.....	160
REFERENCES.....	161

Chapitre V Synthèse-Conclusions.....187

Références bibliographiques.....199

Annexes analytiques et méthodologiques..... 219

ANNEXE 1 : <i>Datations ³⁹Ar-⁴⁰Ar</i>	
ANNEXE 2 : <i>Cartes d'échantillonnages</i>	
ANNEXE 3 : <i>Analyses chimiques roches totales (majeurs et traces)et analyses de feldspaths.</i>	
ANNEXE 4 : <i>Tableau récapitulatif : descriptions pétrographiques, normes et méthodes analytiques utilisées pour les roches totales analysées</i>	
ANNEXE 5 : <i>Méthodologie de l'étude des inclusions fluides.</i>	

Les relations entre les transferts de fluides et la déformation crustale sont largement argumentées dans la littérature. Les fluides jouent en effet un rôle essentiel et très controversé sur la localisation de la déformation. Les modalités des circulations de fluides et des interactions fluides-roches constituent ainsi des enjeux majeurs pour l'analyse des processus tectoniques.

Dans la chaîne hercynienne de Bretagne méridionale et de Vendée, une des principales unités tectoniques, les Porphyroïdes de Belle-Ile-en-Mer et de Vendée, a été affectée par des déformations pénétratives très intenses accommodées par des processus de dissolution-cristallisation. Les Porphyroïdes nous offrent ainsi l'opportunité d'étudier le comportement des fluides dans des roches impliquées dans des zones de cisaillement crustales majeures au cours de leur histoire tectono-métamorphique.

Plusieurs techniques ont été appliquées pour caractériser les interactions fluide-roche dans l'unité des Porphyroïdes.

Dans un premier temps, nous présentons la problématique de cette étude (Chapitre I). Le second chapitre est consacré au contexte tectonique des roches étudiées et nous y exposons (i) les résultats thermobarométriques obtenus en appliquant le thermobaromètre phengite-chlorite sur des échantillons de Porphyroïdes et (ii) les analyses géochronologiques (âges ^{39}Ar - ^{40}Ar sur phengites). Dans le troisième chapitre, nous présentons l'analyse pétrologique combinée à la géochimie (traces/majeurs et isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène) des roches totales, et l'étude des inclusions fluides, qui ont permis de reconstituer l'histoire des fluides dans l'unité des Porphyroïdes. Le quatrième chapitre est consacré à l'analyse de la déformation dans les Porphyroïdes couplée à la minéralogie et l'étude des isotopes de l'oxygène du quartz des veines et des roches totales. Enfin, la dernière partie de ce manuscrit constitue une synthèse de tous les résultats obtenus.

CHAPITRE I

Interactions fluide-déformation dans la croûte continentale : Problématique

I.1) INTRODUCTION

Les évidences de présence de fluides et de leur circulation dans la lithosphère sont très nombreuses (Fyfe et al., 1978; Ferry, 1994), en particulier dans les zones déformées (Beach, 1976; Fyfe et al., 1978; Etheridge et al., 1984; Cox & Etheridge, 1989; Newton, 1990; Ferry, 1994; Olivier, 1996). Il est ainsi admis que le régime des fluides exerce un contrôle de premier ordre sur le comportement mécanique de la croûte continentale (e.g Etheridge et al., 1984 ; Gratier & Gamond 1990). Ils peuvent jouer un rôle important sur l'établissement durable de zones de décollement et de découplage dans la croûte (e.g. Moore & Vrolijk, 1992 et références internes; Housen et al., 1996). Les modalités des circulations de fluides et des interactions fluide-roche sont donc des enjeux majeurs pour l'analyse des processus tectoniques.

Les zones de cisaillement sont souvent décrites comme permettant la chenalisation des fluides (e.g., Beach & Fyfe, 1972; Beach, 1976; Kerrich, et al., 1977; Burkhard & Kerrich, 1988 ; Fourcade et al., 1989; Carter & Dworkin, 1990; Mc Caig et al., 1990 ; Streit & Cox, 1998 ; Ring, 1999 ; Doyle & Cartwright, 2001 ; Van Staal et al., 2001). Les migrations de fluides localisées dans les zones de cisaillement induisent souvent des changements de la composition chimique globale et de la composition minéralogique (e.g. O'Hara, 1988 ; Dipple et al., 1990 ; Glazner & Bartley, 1991, Selverstone et al., 1991 ; Dipple & Ferry, 1992, Streit & Cox, 1992). Les chemins d'écoulements de fluides à l'échelle régionale dans la croûte restent néanmoins difficiles à identifier à cause de l'enregistrement incomplet des interactions fluide-roche et de la difficulté à déchiffrer les signatures isotopiques et pétrologiques de ces processus.

Les principales interrogations concernent :

- (i) l'identification de la nature des fluides et une quantification des flux
- (ii) le rôle des fluides sur la rhéologie de la croûte métamorphique moyenne lors de son fluage
- (iii) plus largement, les possibles différences de couplages déformation/transferts entre les zones de cisaillement fortement pentées telles que les décrochements et les zones de type chevauchements ou décollements, dont le pendage modéré les place à fort angle des directions préférentielles d'advections de fluides attendues dans la croûte.

I.2) PRINCIPAUX MECANISMES DE DEFORMATION :

Les principaux mécanismes de déformation des roches à l'état solide sont la rupture fragile, le fluage par diffusion (e.g. dissolution-cristallisation) et la déformation plastique (e.g. glissements de dislocation) (Rutter, 1976; Gratier, 1993) (fig. 1.1).

La *déformation fragile*, typique des conditions BT, résulte en des déplacements localisés sur des zones de faille. L'interprétation mécanique des conditions de rupture est le plus souvent basée sur le critère de Mohr-Coulomb, avec augmentation de la résistance avec la profondeur et diminution de cette résistance par l'accroissement de la pression des fluides interstitiels (Sibson, 1986). Souvent la représentation de Mohr (1900) est utilisée pour visualiser l'effet de la pression des fluides interstitiels sur la fracturation des roches (fig. 1.2, Park, 1997).

La *dissolution-cristallisation* est un mécanisme de déformation impliquant des transferts de matière sous contrainte, avec dissolution dans les zones de plus fortes contraintes compressives et dépôt dans les zones en relative dépression (Durney, 1972 ; Gratier, 1984 ; Potdevin, 1984). Ce mécanisme implique la présence d'une phase fluide intersticielle qui, se comporte d'une part comme un solvant vis à vis des minéraux de la roche déformée, et d'autre part comme agent de transport des ions en solution.

Dans la *déformation plastique*, le changement de forme des grains minéraux est lié au mouvement des dislocations. Des cartes de mécanismes de déformation ont été construites pour différents minéraux, par exemple le quartz (White, 1976 ; Rutter, 1976) en fonction de différents paramètres (température, contrainte, vitesse de déformation, taille de grains). Elles montrent que la déformation plastique ne devient efficace, pour le quartz par exemple, que pour des températures d'au moins 300°C, soit des profondeurs de l'ordre de 15-20 Km (Gratier et Gamond, 1990).

Des profils de résistance de la croûte ont été calculées pour les trois types de mécanisme pour une même vitesse de déformation (10^{-4} s^{-1}) (fig. 1.3) (Gratier, 1993). Cet exemple souligne que deux mécanismes sont en compétition à basses température, la dissolution-cristallisation et la cataclase, qui se développent préférentiellement selon les conditions de déformation : vitesse lente et présence de fluides pour la dissolution-cristallisation et vitesse rapide sur roches « sèches » pour la cataclase (Gratier et Gamond, 1990).

Dans les domaines métamorphiques de basse température, les déformations sont classiquement associées à des transferts de matière, avec de nombreux témoins tels que les veines minéralisées, zones abritées contenant des fibres et des assemblages métamorphiques syncinématiques (Ramsay, 1980 ; Etheridge et al., 1984 ; Gratier et Gamond, 1990), variations de volume et (ou) de composition chimique à travers des zones de cisaillement (Ague, 1991 ; Dipple et Ferry, 1992 ; Marquer et Burkhard, 1992).

1.3) POROSITÉ ET MOBILITÉ DES FLUIDES

Dans une roche métamorphique, la phase fluide est répartie aux joints de grains dans les pores tubulaires et dans les pores isolés à leur surface (White & White, 1981) (fig. 1.4 (Spear, 1993)). La mesure expérimentale de l'angle diédral Θ (angle entre deux minéraux à une jonction minéral-minéral-fluide à l'équilibre) (fig. 1.5) montre que la phase fluide ne peut pas être connectée dans les conditions du métamorphisme ($\Theta > 60^\circ$), si la roche n'est pas déformée (Ferry, 1994) (fig. 1.6). Etheridge et al. (1983) proposent que la porosité métamorphique consiste essentiellement (i) en un réseau de microfractures créées par fracturation hydraulique dans une roche déformée en présence de fortes pressions fluide, et (ii) aux pores tubulaires et isolés. Les variations de volume au cours des réactions de déshydratation contribuent à augmenter la porosité métamorphique, le volume des minéraux produits étant, en général, inférieur au volume des réactants (Etheridge et al., 1983). Dans les conditions du métamorphisme, la porosité est donc un paramètre transitoire et hétérogène à petite échelle, à l'origine d'une perméabilité instantanée et dépendante des mécanismes de déformation.

Lorsque la connexion du réseau poreux est satisfaite, la mobilité du fluide est décrite par la loi de Darcy (e.g. Etheridge et al., 1983) :

$$J = K / \nu (\rho g + \nabla P)$$

où J est le flux advectif, K la perméabilité, ν la viscosité du fluide, ρ la densité du fluide, ∇P le gradient de pression et g le champ de pesanteur. Les forces à l'origine des circulations de fluides résultent de gradients de pression qui peuvent être engendrés par :

- (i) des variations de densité des fluides en réponse à des gradients géothermiques régionaux (e.g. Etheridge et al., 1983 ; Yardley, 1986 ; Ferry, 1992 ; Léger & Ferry, 1993 ; Ferry, 1994 ; Oliver, 1996) (fig. 1.7 a-b).

- (ii) des gradients de pression fluide entre des zones de dilatance et les roches adjacentes, gradients induits par la déformation elle-même et/ou des variations de volume issues de réactions métamorphiques (Nur & Booker, 1972; Etheridge et al., 1983; Sibson, 1986) (fig. 1.7). Ce processus est considéré comme un mécanisme de circulation des fluides à la fois dans les zones de cisaillement ductiles et dans les failles (e.g. Etheridge et al., 1983 ; McCaig, 1988 ; Sibson et al., 1988 ; Oliver et al., 1990).

I.4) ÉCOULEMENTS DE FLUIDES PENDANT LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Oliver (1996) a proposé une classification des différents types d'écoulements de fluides basée sur l'échelle et le degré d'équilibre entre le fluide et la roche, la perméabilité de la roche et le mode de transport du fluide, en l'occurrence : i) une circulation qui s'effectue principalement à travers une porosité existant à l'échelle du grain (micro-fractures ou limites de grains, donc pénétrative), ou ii) une circulation « chenalisée » via des fractures d'échelle métrique à kilométrique (veines et failles), ou encore iii) une combinaison des deux (fig. 1.8).

Dans les systèmes *fermés*, l'écoulement de fluide est restreint. D'un point de vue chimique, si l'interaction fluide-roche peut être poussée, on se trouve dans des systèmes où ce sont les roches qui contrôlent en grande partie la composition des fluides, ce qui implique qu'au delà d'une certaine échelle, on peut considérer que la composition chimique des roches est peu perturbée (rapport fluide/roche limité par la porosité de la roche). Ceci ne signifie pas que des transferts de matière très significatifs soient absents. Ceux-ci restent cependant limités dans leur dimension spatiale. Les veines qui peuvent se former dans ce contexte sont en équilibre chimique et isotopique avec tout ou partie des roches adjacentes comme le montre l'exemple du traceur isotopique $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (fig. 1.9) (Rumble, 1977 ; Cartwright et al., 1994). Les transferts de masse se font sur une échelle limitée, fonction du degré de connexion du fluide résident dans le voisinage d'une veine. Des systèmes fermés aux fluides ont été décrits dans la croûte supérieure (Burkard & Kerrich, 1988), dans la croûte moyenne et profonde (Yardley & Bottrell, 1992) pour des déformations variables et impliquent de faibles perméabilités et/ou des faibles flux de fluides (Oliver, 1996).

Dans les systèmes *ouverts*, l'écoulement de fluides sur de longues distances peut être « chenalisé » ou pénétratif. Dans le cas d'une chenalisation, les fluides, souvent d'origine externe, ont tendance à se localiser dans un niveau lithologique particulier ou dans une zone de déformation, à la faveur de contrastes de perméabilité d'origine intrinsèque ou structurale, par exemple des zones de cisaillement (Beach & Fyfe, 1972; Beach, 1976; Kerrich, 1977; Fourcade et al., 1989; Carter & Dworkin, 1990; Ring, 1999). Dans ce cas, les niveaux infiltrés par les fluides ou les veines déposées par ceux-ci ne sont pas nécessairement en équilibre chimique et isotopique avec la roche hôte ou seulement sur de très courtes distances (fig. 1.9). La chenalisation est favorisée dans des roches hétérogènes et/ou ayant subi de fortes déformations, avec des perméabilités modérées mais variables et des flux de fluides modérés à forts (Oliver, 1996).

Dans le cas d'un écoulement de fluides pénétratif, le fluide réagit à l'échelle du grain (e.g. Baumgartner & Rumble, 1988 ; Ferry & Dipple, 1991 ; Dipple & Ferry, 1992) et s'écoule dans les microfentes et par les pores situés aux joints de grains (plutôt que dans des fentes plus grandes) et il y a alors possibilité d'équilibration partielle ou totale entre le fluide et la roche en tout point du chemin de l'écoulement. Des systèmes d'écoulement de fluide pénétratif d'échelle hectométrique à kilométrique, existent dans la croûte supérieure (e.g. Criss & Taylor, 1983 ; Davis & Ferry, 1993 ; Cartwright & Oliver, 1994) et sont proposés à des niveaux intermédiaires et inférieurs de la croûte (e.g. Rumble et al., 1986 ; Ferry, 1992, 1994 ; Bebout & Barton, 1993 ; Léger & Ferry, 1993 ; Cartwright et al., 1995). Un écoulement pénétratif sur de longues distances nécessite des flux de fluides et des perméabilités non négligeables sur de grands volumes, ce qui exclut les systèmes présentant de fortes déformations localisées (Oliver, 1996).

De fait, le concept d'un fluide en total équilibre thermodynamique avec le substrat qu'il percole de façon pervasive est assez contradictoire avec le concept d'écoulement en système ouvert système ouvert sensu stricto. En effet, un tel fluide ne peut exister pour une roche donnée située sur son parcours, et donc positionnée dans l'espace P, T, t, x que de façon transitoire. En général, il existe un déséquilibre entre fluide et roche qui va se traduire par une réaction entre ces deux composants et mener soit à une extraction de matière (dissolution congruente ou incongruente) soit à un dépôt de matière (colmatage). Dans le premier cas, le maintien ou l'augmentation de la perméabilité est la conséquence directe de la réaction fluide-roche (e.g. $\Delta V < 0$ des réactions de décarbonatation ; dans le second, le maintien d'une perméabilité malgré le colmatage requiert la création d'espace poral nécessairement produit par la déformation. Ce dernier mécanisme est implicite lorsque l'on considère un système ouvert (circulation chenalisée dans une zone de déformation fragile par exemple). Dans le cas d'un système fermé, le concept de fluide en équilibre thermodynamique avec son substrat est pratiquement implicite, tout au moins sur une échelle de temps et à une température (réactivité) suffisantes. Une redistribution intense de matière par dissolution et colmatage peut néanmoins avoir lieu grâce à la diffusion et la migration du fluide sur de courtes distances, mais là encore, la déformation doit en permanence créer l'espace poral détruit par le colmatage.

On réalise donc que le concept de système ouvert ou fermé aux fluides dépend fondamentalement de l'échelle du système étudié et c'est donc par une appréhension quantitative de cette échelle que l'on pourra aboutir à des conclusions sur le régime de circulation des fluides en milieu naturel.

I.5) MÉCANISMES DE TRANSFERT DE MATIÈRE

Dans les terrains métamorphiques, les veines ont longtemps été présentées comme des évidences d'infiltrations de fluides dans des fractures (Dana, 1863; Rumble et al., 1986 ; Yardley, 1986). Cependant, depuis plus d'un siècle déjà, les différents auteurs ont souligné l'ambiguïté qui peut exister quant à la proportion de matière introduite dans les veines par *infiltration* de fluides provenant de sources externes et celle introduite par *diffusion* à travers les fluides depuis des sources locales (Dana, 1863 ; Yardley, 1975 ; Gray et al., 1991 ; Yardley & Bottrell, 1992 ; Ague, 1994).

En effet, à toutes les échelles, la phase fluide est le vecteur des transports de la matière, via deux mécanismes, la *diffusion* ou l'*advection (infiltration)* ou un processus couplé de ces deux modes de transfert (Korzhinskii, 1970 ; Hoffman, 1972). La diffusion résulte de la différence de potentiel chimique entre deux points d'un milieu fluide supposé immobile (Elliott, 1973; Rutter, 1976), alors que l'infiltration est le déplacement du fluide qui, sous l'effet d'un gradient de pression, peut entraîner les éléments dissous (Etheridge et al., 1984 ; Gratier, 1984). La diffusion est généralement présentée comme le mécanisme dominant dans le transport de matière à petite échelle (quelques millimètres à centimètres dans les recristallisations métamorphiques isochimiques à petite échelle, par exemple), tandis que les processus métasomatiques de plus grande échelle sont attribués au déplacement du fluide le long de gradients de pression. Cependant, Etheridge et al. (1984) ont montré que, pour des perméabilités communes, comprises entre 10^{-18} et 10^{-15} m², l'advection de fluide est le mécanisme le plus efficace dans le transport de matière même à l'échelle du grain, en particulier dans le cas où de forts gradients de pression de fluide sont induits par la microfracturation (fig. 1.10).

I.6) CONSÉQUENCES DE LA PRÉSENCE DES FLUIDES SUR LA RHÉOLOGIE DE LA CROÛTE MÉTAMORPHIQUE

Les profils rhéologiques classiques de la croûte continentale en fonction de la profondeur suggèrent que la résistance de la croûte est maximale autour de 300°C pour des pressions lithostatiques autour de 200 à 300 MPa (Meissner & Strehlau, 1982 ; Sibson 1983 ; Carter & Tsenn, 1987) (fig. 1.11a). Ces modèles sont basés sur l'hypothèse que seulement deux mécanismes de déformation, le glissement par friction et le fluage par dislocation

contrôlent la résistance de la croûte. Ils ne tiennent pas compte du rôle de la phase fluide dans les processus de déformation. Cox & Etheridge (1989) proposent un nouveau profil rhéologique en y ajoutant l'intervention des fluides (fig. 1.11b). Le développement des processus de microfracturation à l'échelle du grain, des transferts de matière associés, de l'établissement de pressions fluide quasi-lithostatiques engendre, pour la croûte continentale, un comportement mécanique à haute pression fluide qui est moins résistant que sous faible pression fluide. Dans ce nouveau profil, la résistance de la croûte inférieure et moyenne est supposée contrôlée par le mécanisme de fluage par mouvements de dislocations, permettant ainsi la migration vers le haut de la limite fragile-ductile.

La présence de fluides facilite certaines transformations minéralogiques. Par exemple, la transformation minéralogique permettant, à partir de feldspath, la cristallisation de phyllosilicates moins résistants et dont l'anisotropie facilite la déformation, contribue au phénomène d'*adoucissement* qui permet la localisation de la déformation à certaines zones de cisaillement (Mitra, 1978 ; White & Knipe, 1978 ; Dixon & Williams, 1983 ; Fitzgerald & Stunitz, 1993 ; Wintsch et al., 1995 ; Willerbey, 1999). De plus, l'introduction de fluides dans les structures des minéraux permet une accélération des fluages intracristallins (Etheridge et al., 1984 ; Kronenberg, 1990). Tous ces processus contribuent au phénomène d'*adoucissement* qui accompagne la localisation de la déformation.

1.7) CYCLE DES FLUIDES A L'ECHELLE CRUSTALE

Si les interactions fluides-roches influencent de manière drastique l'histoire de la déformation des roches, les exemples géologiques montrent, qu'en retour, les zones déformées exercent un fort contrôle sur les transferts de fluides à travers la croûte :

Par exemple, les zones de cisaillement décrites comme des drains permettent la chenalisation des fluides à l'échelle de la croûte en connectant les réservoirs de fluides profonds et superficiels (e.g. Reynolds & Lister, 1987 ; Pili et al., 1999). La chenalisation des fluides dans les zones de cisaillement est liée au développement de la perméabilité, induit par la déformation ductile (Etheridge et al., 1983).

Dans les prismes d'accrétion, les interactions fluide-roche ont lieu dans l'environnement structural le plus dynamique de la Terre, caractérisé par de grands taux de déformation et séismes. Cette dynamique agit sur les sédiments subissant la consolidation et l'enfouissement et il en résulte une histoire complexe des interactions fluide-déformation

(Moore & Vrolijk , 1992 et références internes ; Le Pichon, 1993). Les fluides circulant dans les prismes d'accrétion et dans les sédiments sous-charriés adjacents proviennent de la consolidation des sédiments, la déshydratation des minéraux, et la production de méthane et de dioxyde de carbone à partir de la matière organique. Durant l'évolution géologique des prismes d'accrétion, l'écoulement distribué des fluides à travers l'espace poreux diminue à cause de la consolidation et de la cimentation, tandis que l'écoulement dans les fractures devient dominant (fig. 1.12).

Comme nous l'avons déjà exposé dans le paragraphe §1. 4 (fig. 1.7b), les importantes circulations de fluides à l'échelle crustale sont entre autre, la réponse à des gradients thermiques permettant la mise en place de cellules convectives dans la croûte. En effet, suite aux importants volumes de fluides calculés nécessaires aux transferts de matière par advection dans certains contextes géologiques (e.g Jenatton, 1981), Etheridge et al. (1983) proposent un mécanisme de circulations convectives par forçage thermique dans la croûte, circulations qui permettent un passage cyclique du fluide dans la roche. Les auteurs placent un niveau de très faible perméabilité (en milieu de croûte) dans leur modèle, pour maintenir les fortes pressions fluide (quasi-lithostatiques) de la croûte inférieure (fig. 1.13). En effet, Brace (1980) avait souligné la relative incompatibilité entre de fortes pressions fluide et de fortes perméabilités. Cette interface mésocrustale de très faible perméabilité est un niveau de précipitation et de cicatrisation des pores et des fractures et sépare les fluides métamorphiques chauds de la croûte inférieure et les fluides météoriques froids s'infiltrant dans la croûte supérieure. Pour que ce modèle soit plus réaliste, les auteurs supposent des variations verticales de perméabilité dans la pile métamorphique, liées à des processus métamorphiques et restreignent ainsi les circulations de fluide à des niveaux spécifiques de la croûte. Cependant, aucune étude empirique n'a confirmé l'hypothèse de systèmes convectifs dans la croûte et ce modèle reste très discuté (Oliver, 1996).

Quant aux données géophysiques, elles peuvent suggérer que la transition fragile-ductile joue le rôle de piège pour les fluides provenant de la croûte inférieure (voir Simpson, 2001) (fig. 1.14). Simpson (2001) argumente grâce à des études électromagnétiques que la croûte inférieure est anhydre ce qui est plus en accord avec les observations des géologues (malgré leur exhumation, les assemblages granulitiques anhydres sont en général préservés). En fait, la géophysique explore le plus souvent l'état final des orogènes (après érosion et réajustement isostatique) et cet état peut être assez différent, du point de vue de la dynamique des fluides, de celui qui prévaut aux différents stades d'une orogénèse.

I.8) OBJECTIFS DE L'ETUDE

L'unité des Porphyroïdes de Belle-Ile en mer et de Vendée, une des principales unités tectoniques de la chaîne hercynienne sud-armoricaine a subi une histoire prograde de type haute pression – basse température suivie d'une exhumation syn-convergence, puis de l'amincissement crustal post-épaississement. Les Porphyroïdes, impliqués dans des zones de cisaillement crustales majeures au cours de leur histoire tectonique, ont été affectés par des déformations pénétratives intenses accommodées par des processus de dissolution-cristallisation. L'objectif de ce travail est de caractériser les interactions fluides-roches dans cette unité faiblement pentée, au cours de la déformation. Plus précisément il s'agit de préciser le rapport fluides-roches associé aux très fortes déformations homogènes des Porphyroïdes, de reconstituer l'histoire des fluides de cette unité et d'identifier dans la mesure du possible, l'origine de ces fluides.

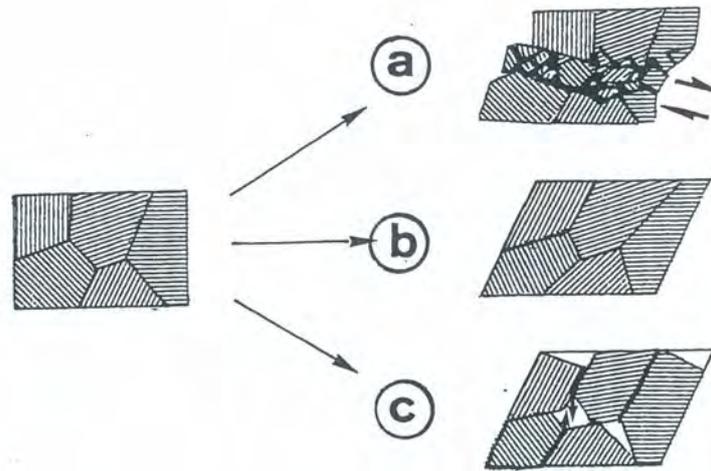


Fig. 1. 1 : Principaux mécanismes de déformation des roches à l'état solide (Gratier, 1993).

- a) Déformation cataclastique, fracturation et glissement par friction
- b) Déformation plastique, glissement intra-cristallins sur des plans réticulaires préférentiels
- c) Déformation avec transfert de matière aux joints de grains

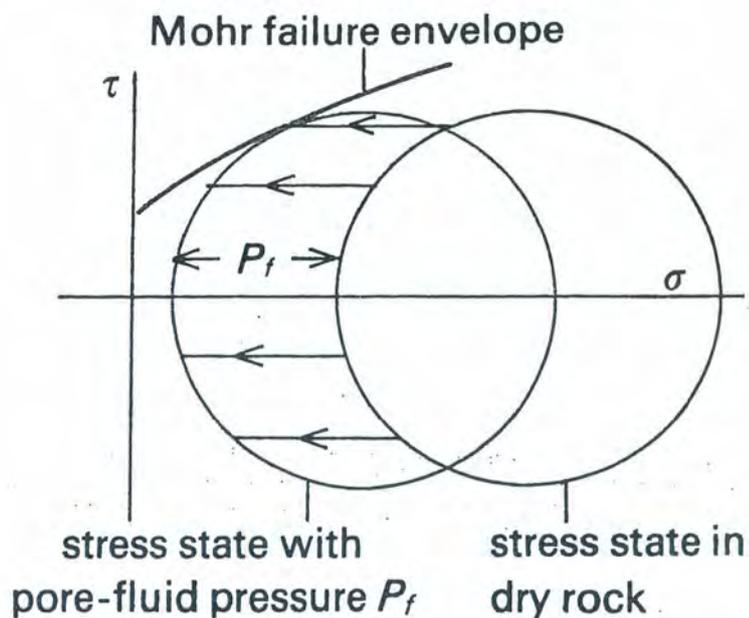


Fig. 1. 2: Effet de la pression des fluides interstitiels sur la fracturation des roches suivant la représentation de Mohr (d'après Parks, 1997). La pression fluide P_f permet de réduire la pression effective à une valeur ($P_{eff}=P-P_f$) et facilite ainsi la rupture.

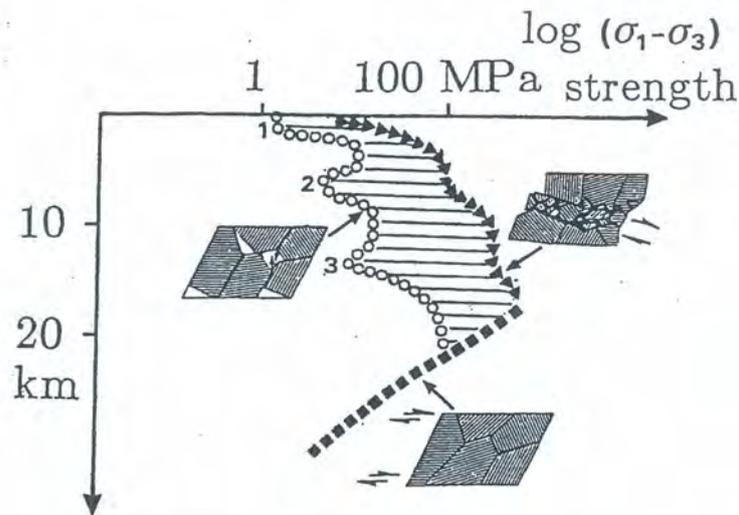


Fig. 1. 3: Exemples des profils de résistance pour les trois principaux types de mécanismes de déformation des roches à l'état solide, ceci à une même vitesse de déformation ($10^{-4}s^{-1}$) (d'après Gratier & Gamond, 1990).

Dans la croûte supérieure deux mécanismes sont en compétition (dissolution-cristallisation et cataclase) qui se développent préférentiellement selon les conditions de déformation : vitesse lente et présence de fluides solvants d'une part au moins de la roche = dissolution-cristallisation, vitesse rapide sur roches sèches = cataclase. Pour la courbe avec dissolution-cristallisation, le calcul a été fait pour une croûte modèle présentant la succession suivante du haut vers le bas : sédiments avec grande porosité (1), calcaires, schistes (2), roches métamorphiques (gneiss) puis micaschistes (3) et enfin granites.

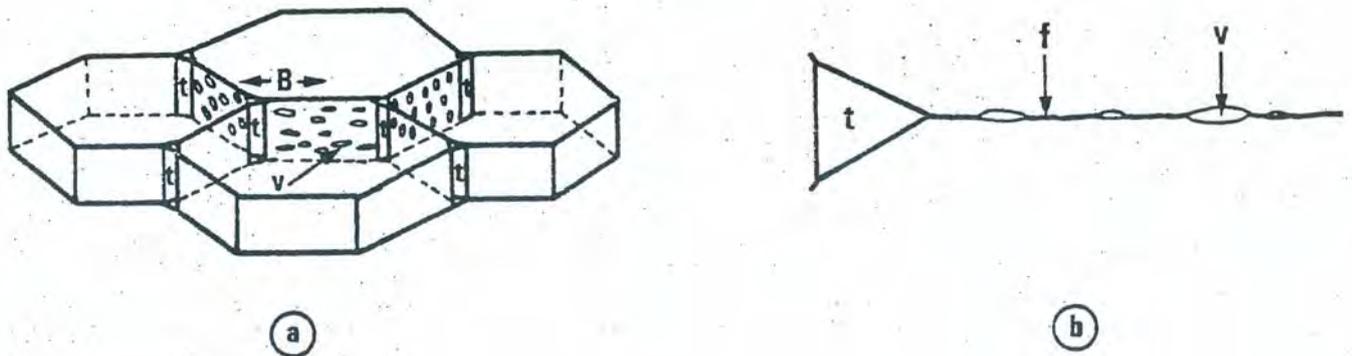


Fig. 1. 4: Modèle de structures des joints de grain dans les roches (Gratier (1984) d'après White & White (1981)) : Le long d'une couche perturbée (f) qui matérialise le joint, sont alignées de petites cavités (v) et aux jonctions des joints se trouvent des micropores (t).

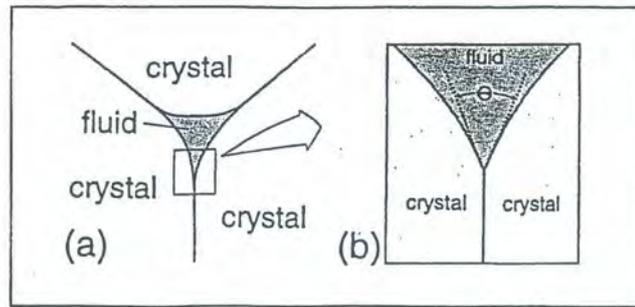


Fig. 1. 5: Illustration schématique d'un pore contenant des fluides à l'intersection de trois cristaux montrant la signification de l'angle diédral (Spear, 1993).

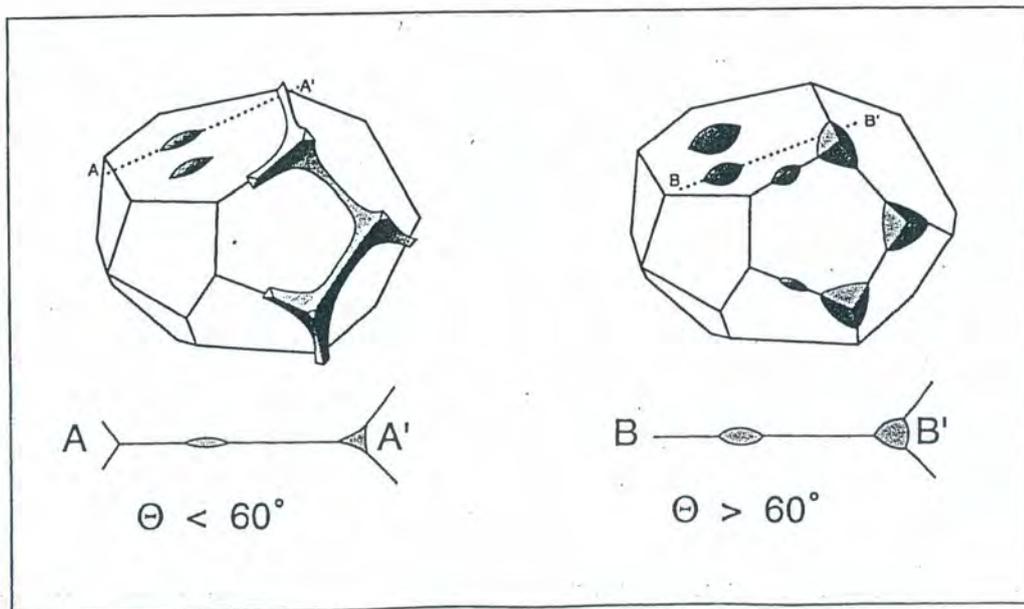


Fig. 1. 6: Illustration schématique d'un réseau de porosité en trois dimensions contenant des fluides dont l'angle diédral est (i) inférieur à 60° et (ii) supérieur à 60° (Spear, 1993). La porosité n'est connectée que pour des angles inférieurs à 60° .

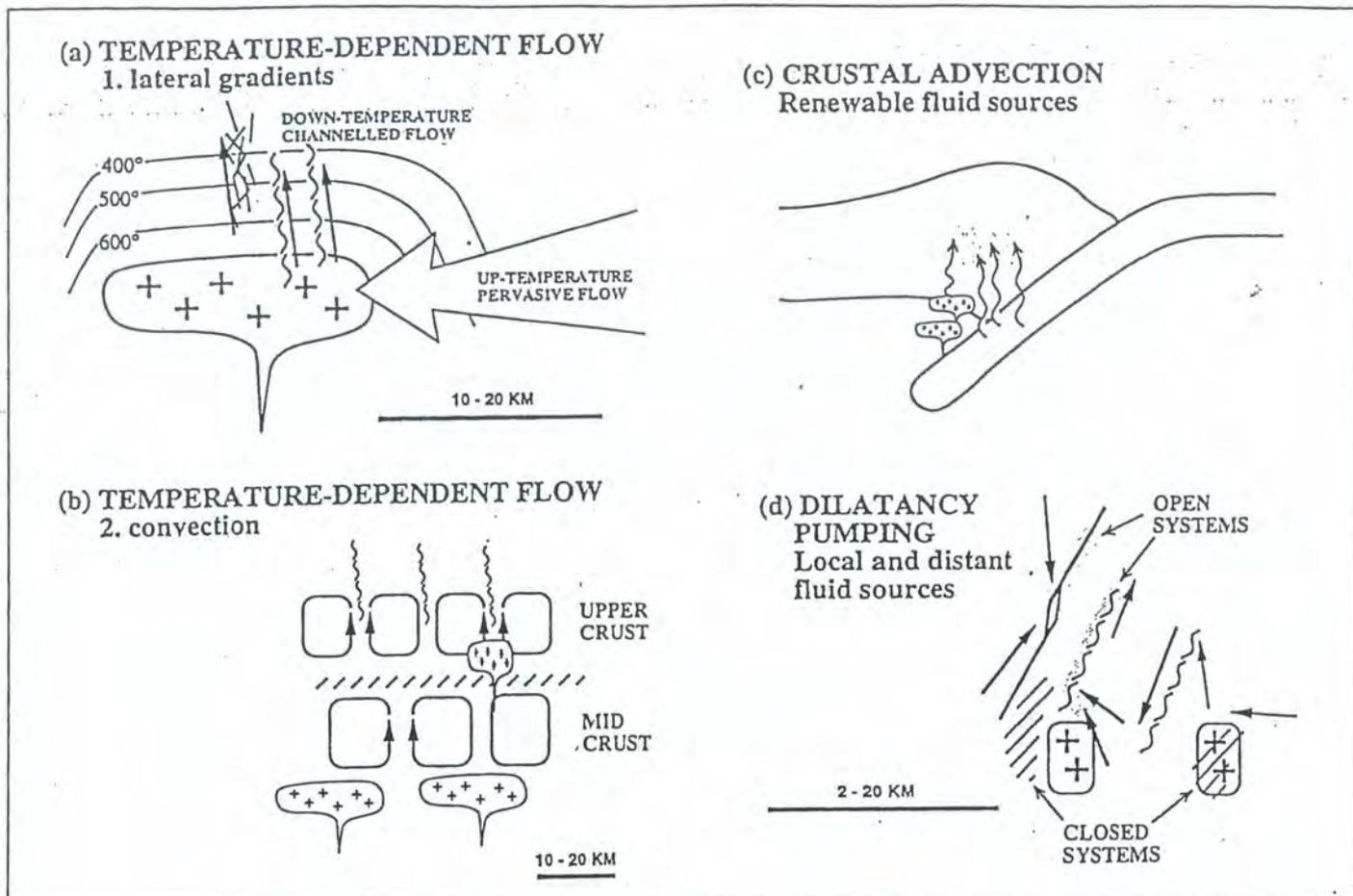


Fig. 1. 7: Mécanismes principaux proposés par divers auteurs pour d'importantes circulations de fluides à l'échelle crustale (Olivier, 1996).

- a) Ecoulement de fluides en réponse à des gradients thermiques régionaux liés à la mise en place de plutons (Ferry, 1992 ; Léger & Ferry, 1993).
- b) Ecoulement de fluides par mécanisme de circulations convectives en réponse à des gradients thermiques et permettant un passage cyclique du fluide dans la roche, dans la croûte supérieure (e.g. Taylor, 1971 ; Fleck & Criss, 1985) et dans la croûte moyenne-inférieure (Etheridge et al ; 1983).
- c) Ecoulement de fluides par advection crustale. Les importants volumes de fluides proviennent de la déshydratation de la croûte subductée ou de la cristallisation de magma accrété en base de croûte. Ce type de modèle n'implique pas un passage cyclique du fluide, les importants volumes de fluides provenant d'une source renouvelable.
- d) Ecoulement de fluides en réponse à des gradients de pressions hydrauliques entre des zones de dilatance et les roches adjacentes induits par la déformation (Nur & Booker, 1972 ; Sibson, 1986).

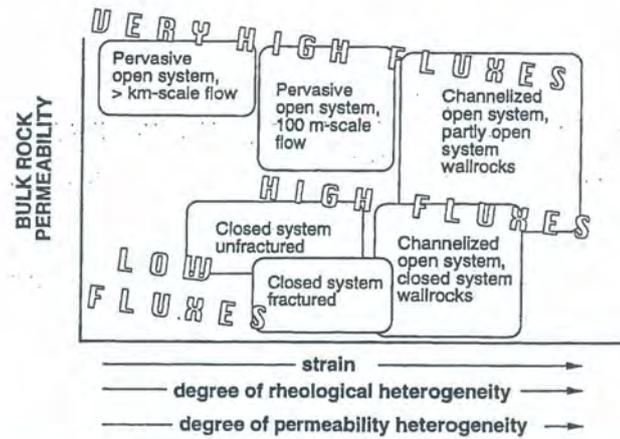


Fig. 1. 8: Classification des différents types d'écoulement de fluides pendant le métamorphisme régional en fonction de la perméabilité, la déformation et les flux de fluides (Oliver, 1996) (paragraphe I.4 dans le texte).

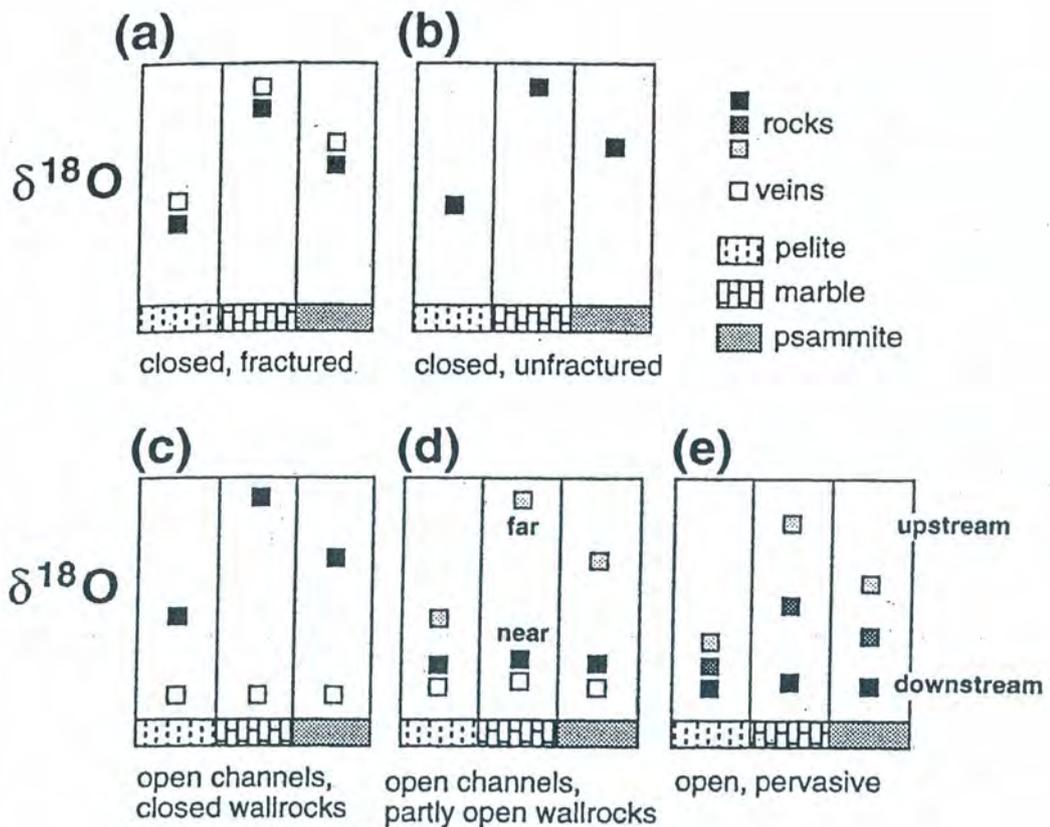


Fig. 1. 9: Diagrammes schématiques montrant des « modèles isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ hypothétiques » de roches métamorphiques soumises à différents types d'interactions fluide-roche (Oliver, 1996).

De (a) à (e), le degré et la distance d'équilibration entre les roches et le fluide augmente.

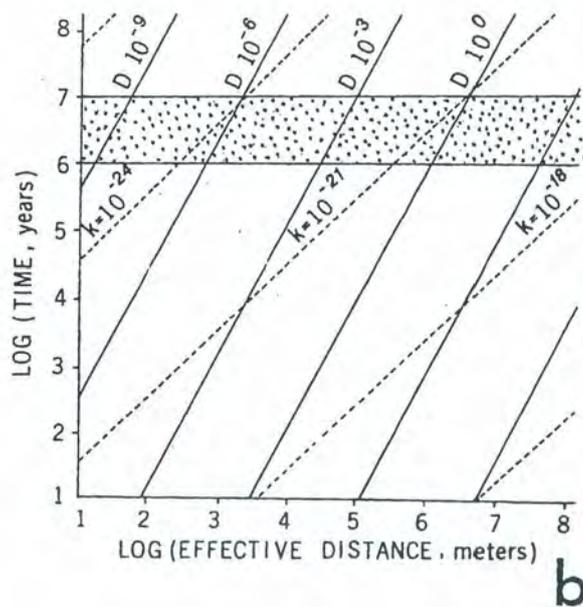
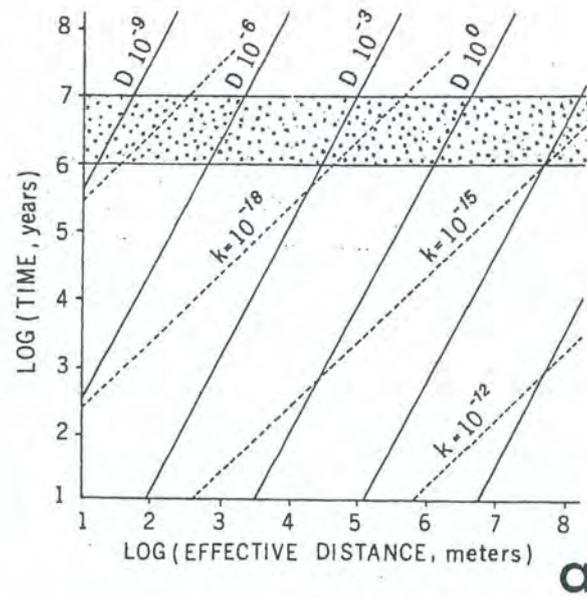


Fig. 1. 10: Diagrammes des distances de transport, en fonction du temps calculées pour les mécanismes de diffusion (droites continues) et d'infiltration (droites pointillées) (Etheridge et al., 1984).

Le domaine en pointillé dans chaque diagramme montre la durée moyenne d'un épisode métamorphique/déformation (10^6 - 10^7 années). Les valeurs des coefficients de diffusion (D, en mètres carrés par seconde) et des perméabilités (k, en mètres carrés) sont indiquées.

Les droites d'infiltration sont calculées pour un gradient de pression :

(a) d'une valeur de 10^{-3} MPa m^{-1} et (b) d'une valeur de l'ordre de 10 MPa m^{-1} représentant un gradient de pression entre une fracture et la roche adjacente en surpression.

Les valeurs utilisées pour la viscosité du fluide et la porosité sont respectivement $\nu = 10^4$ et $\beta = 0.01$.

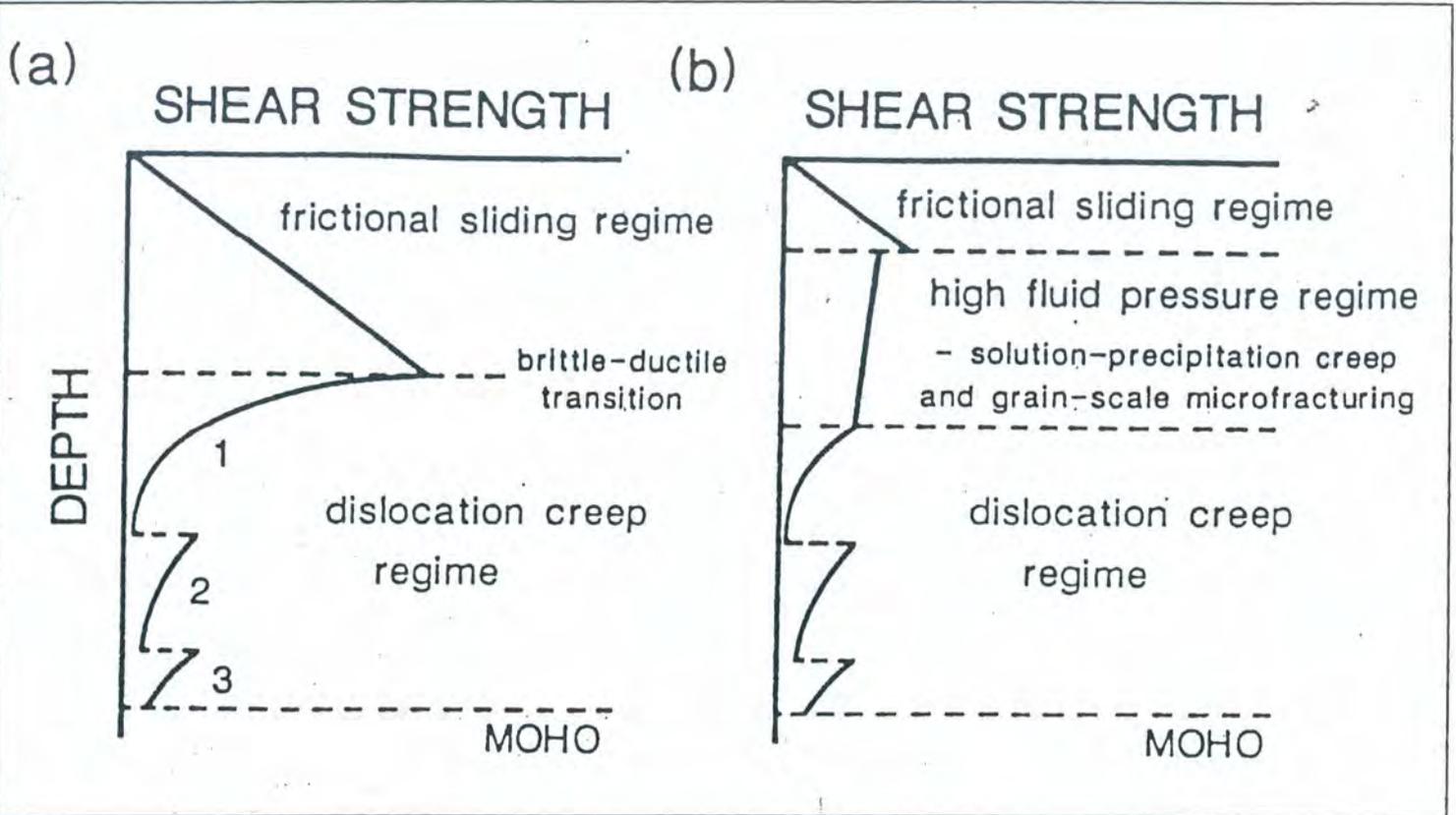


Fig. 1. 11: (a) Profil rhéologique schématique de la croûte continentale en fonction de la profondeur.

Le modèle admet que, dans la croûte continentale, la fracturation est décrite par la loi de Byerlee (1978) et que la croûte ductile se déforme par fluage-dislocation. Les lois de déformation sont utilisées pour des roches (1) riches en quartz, (2) riches en feldspaths, et (3) basiques.

(b) Modèle rhéologique dans lequel les processus de fluage par dissolution/précipitation, couplés à la dilatation intergranulaire (microfractures) pour des hautes pressions de fluides réduisent significativement la résistance de la croûte moyenne et supérieure, déplacent la transition fragile-ductile et contrôlent principalement la déformation crustale (Cox & Etheridge, 1989).

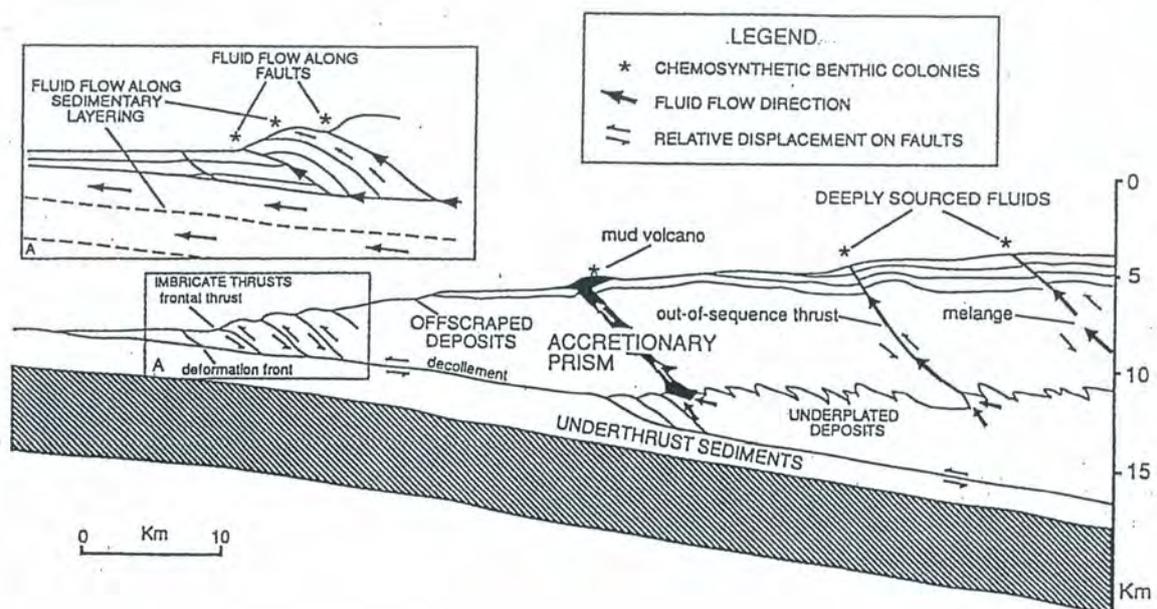


Fig. 1. 12: Coupe schématique d'un prisme d'accrétion montrant les principales caractéristiques tectoniques contrôlant les localisations et expulsions de fluides (Moore & Vrolijk, 1992).

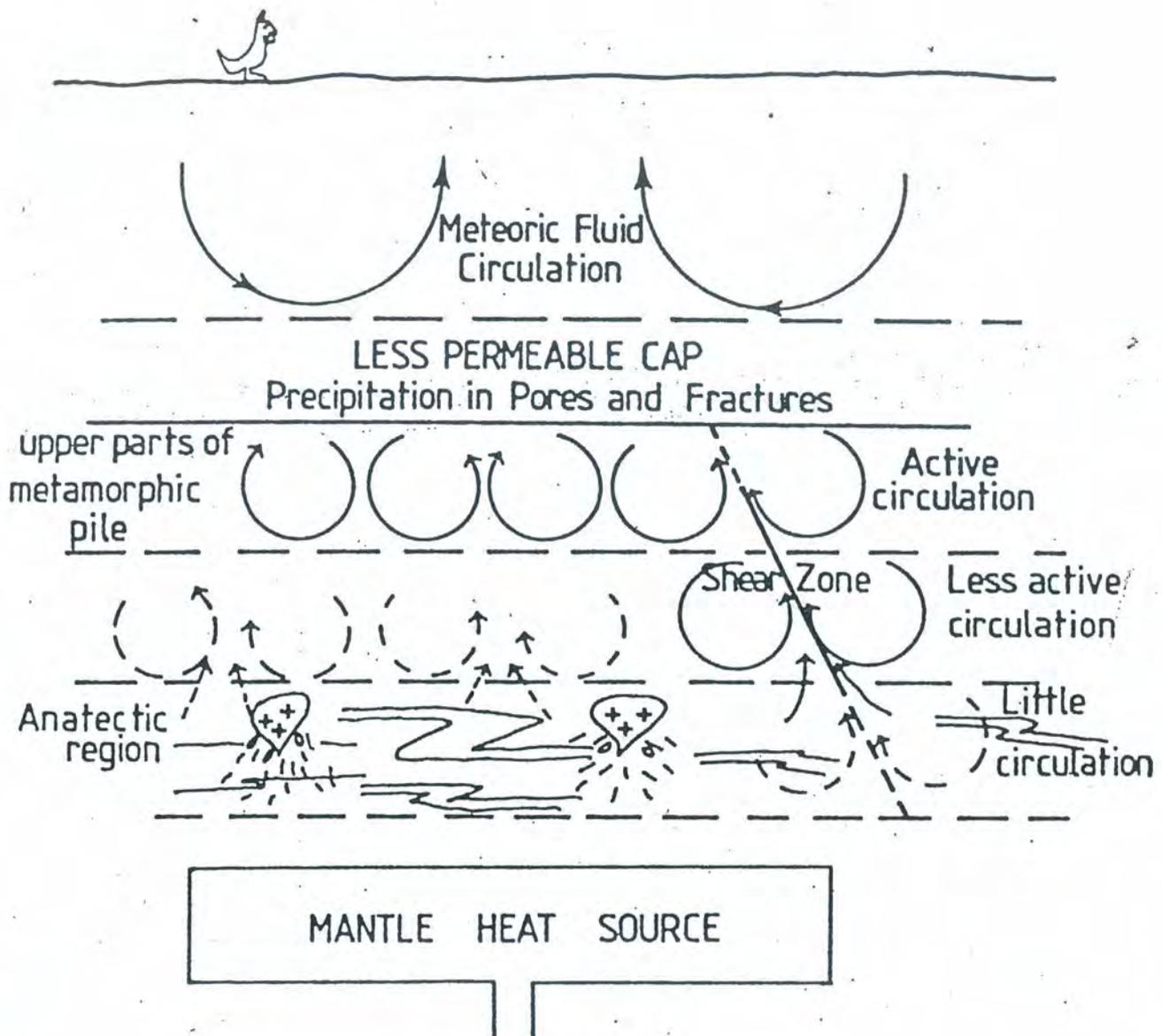


Fig. 1. 13: Modèle schématique de systèmes de circulation de fluides dans une chaîne métamorphique régionale (Etheridge et al., 1983).

Une circulation limitée est envisagée pour des régions anatectiques tandis que la circulation devient de plus en plus active à des niveaux plus hauts (de plus faible degré métamorphique) dans la pile métamorphique. La chenalisation dans les zones de cisaillement pentées est également illustrée.

Le système métamorphique en surpression est séparé des systèmes hydrostatiques par un niveau imperméable qui réduit les échanges entre ces deux systèmes.

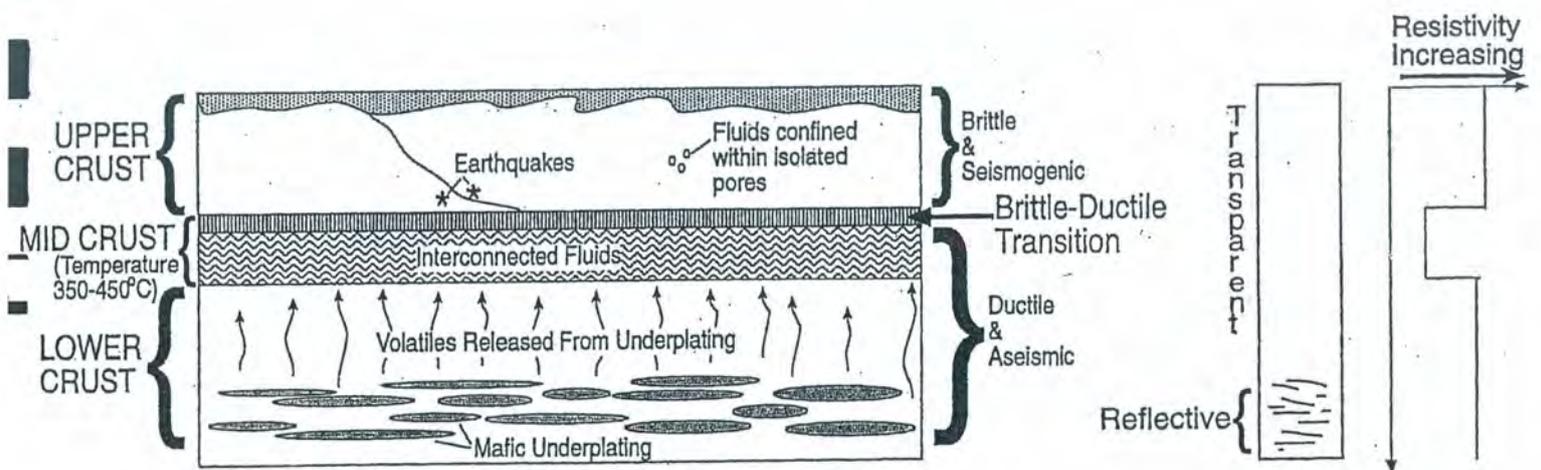


Fig. 1. 14: Exemple d'interprétation de la transition fragile-ductile déduite des données géophysiques (voir Simpson, 2001).

La stratification sismique serait générée par des remontées de magma alors que la conductivité électrique serait produite par des fluides salins s'échappant des magmas sous forme volatile, piégés dans une fine couche sous la transition fragile-ductile.

CHAPITRE II

Contexte tectonique régional : Estimations thermobarométriques et datations ^{39}Ar - ^{40}Ar

Le domaine sud-armoricain, dans lequel se situe l'unité des Porphyroïdes qui est l'objet de cette étude, fait partie des zones internes de la chaîne hercynienne d'Europe de l'Ouest. Ce chapitre commence par quelques rappels fondamentaux sur la chaîne hercynienne et une description du contexte géologique du domaine sud-armoricain, et plus précisément de l'unité des Porphyroïdes de Vendée.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons acquis de nouveaux résultats sur cette unité, permettant de proposer des estimations P-T sur le métamorphisme affectant l'unité des Porphyroïdes pour laquelle il n'avait jusqu'à présent pas été possible de reconstituer de manière quantitative l'évolution thermobarométrique. Parallèlement, les analyses géochronologiques ^{39}Ar - ^{40}Ar acquises par G.Ruffet suggèrent l'existence d'au moins deux épisodes de déformation distinctes dans l'histoire rétrograde des Porphyroïdes.

Ces résultats fournissent de nouvelles contraintes sur l'histoire tectonique de l'unité des Porphyroïdes, avec des implications importantes à l'échelle du domaine sud-armoricain.

II.1) LA CHAÎNE HERCYNIENNE

La chaîne hercynienne d'Europe s'étend de façon discontinue sur 5000 Km du sud de l'Espagne jusqu'au Caucase (fig. 2.1). Elle constitue le substratum anté-Permien de l'Europe centrale et méridionale, où elle implique des terrains d'âge protérozoïque à carbonifère (Matte, 1991). La limite nord de la chaîne est bien définie, marquée par le «front varisque» qui s'étend du sud de l'Irlande jusqu'au Nord de l'Allemagne (Bertrand, 1887). La limite sud de la chaîne hercynienne est clairement identifiable dans le sud-est de la Bohême.

La plupart des interprétations admettent aujourd'hui que la chaîne hercynienne résulte d'une évolution de type subduction-(obduction)-collision entre les plaques Laurentia-Baltica et Gondwana impliquant initialement deux subductions à pendage opposés, vers le nord et le sud respectivement (e.g. Matte et Burg, 1981 ; Matte, 1986). Les distributions faunistiques (Cocks & Fortey, 1982 ; Paris & Robardet, 1990 ; Cocks, 2000) et les données paléomagnétiques (Van der Voo, 1983, 1988 ; Tait et al., 1997) individualisent nettement les plaques majeures (Laurentia-Baltica et Gondwana), mais suggèrent également l'existence de plusieurs microplaques d'origine gondwanienne, ayant dérivé précocement vers le nord (fig. 2.2). Ainsi les microplaques Avalonia au nord et Ibéria-Armorica au sud entreraient successivement en collision avec Laurentia-Baltica à la suite de la fermeture de domaines océaniques d'âge soit Cambrien à Ordovicien soit Dévonien (Pin, 1990). La chaîne est ainsi divisée en un domaine médian peu déformé séparant une branche sud et une branche nord à vergences opposées. Au niveau de la branche sud, les grands chevauchements crustaux

consécutifs à la collision présentent une vergence sud, synthétique d'une subduction initiale à pendage nord. Inversement les chevauchements de la branche nord présentent une vergence nord, succédant à une subduction initiale à pendage sud. Cette symétrie bilatérale de la chaîne est compliquée par une virgation importante, l'Arc Ibéro-Armoricain.

Deux types de modèles ont été proposés pour expliquer l'évolution géodynamique hercynienne pendant la période de 420/400Ma - 300Ma:

(i) Le modèle monocyclique (Matte, 1986; Ledru et al., 1989; Franke, 1989; Dias & Ribeiro, 1995) distingue un stade précoce (éo-varisque) de fermeture océanique suivi d'une collision continentale responsable de l'épaississement crustal et des principales structures symmétamorphes. Il suppose une migration continue de la déformation et du métamorphisme au cours du temps, depuis les zones internes vers les zones externes.

(ii) Le modèle polycyclique (Eisbacher et al., 1989; Pin, 1990; Faure et al., 1997) distingue deux épisodes successifs de collision, un épisode éo-varisque auquel succède un épisode tardif (hercynien s.s.) reprenant les structures précoces éo-varisques.

Beaucoup d'auteurs s'accordent sur l'existence d'une phase finale d'extension tardi-orogénique (e.g. Ménard et Molnar, 1988; Costa, 1990; Malavielle et al., 1990; Van den Driessche et Brun, 1992; Burg et al., 1994; Faure, 1995; Gardien et al., 1997) au Carbonifère.

II.2) LE DOMAINE SUD-ARMORICAIN

Trois domaines sont classiquement distingués dans le Massif Armoricaïn (cf. Le Corre et al., 1991) sur la base de l'intensité et du style de la déformation pendant l'orogénèse hercynienne, et séparés par des accidents lithosphériques décrochants majeurs : le cisaillement nord armoricaïn (NASZ) et le cisaillement sud armoricaïn (SASZ) (fig. 2.3).

- Le domaine nord-armoricaïn est formé par des sédiments paléozoïques peu déformés et peu métamorphisés reposant en discordance sur le socle Précambrien fortement déformé pendant l'orogène cadomien (Le Corre et al., 1991).

- Le domaine centre-armoricaïn est formé par des sédiments paléozoïques modérément déformés et métamorphisés en faciès anchizonal à schistes verts.

- Le domaine sud-armoricaïn (Bretagne méridionale et Vendée) où affleurent des roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques fortement déformées et métamorphisées pendant l'épisode hercynien (Ballèvre et al., 1994). Ce domaine est limité au nord par le cisaillement sud-armoricaïn (CSA) et disparaît au sud sous le bassin aquitain

La coupe schématique de la figure 2.4 montre un modèle récent d'évolution de la collision dans le domaine armoricaïn (Rey et al., 1997). La subduction du Gondwana sous la

micro-plaque Armorica est à l'origine d'un épaissement crustal, le domaine épaissi correspondant aujourd'hui au domaine sud-armoricain. Dans ce modèle, la convergence se poursuit entre 410 et 340 Ma environ avec la mise en place de zones de cisaillement décrochantes d'échelle lithosphérique telles que le cisaillement sud-armoricain. Une phase d'extension post-convergence (conséquence du détachement de la racine crustale et de la relaxation thermique) permet à la croûte de retrouver une épaisseur normale. Au cours de cette dernière phase la croûte est soumise à un fort gradient de température à l'origine d'une fusion partielle, et donc du développement d'ensembles migmatitiques de la mise en place de nombreux plutons granitiques. Ce modèle très schématique proposé par Rey et al. (1997) est très schématique et localement inexact dans le détail, en particulier au niveau de l'âge de certains événements mais il fournit un cadre tectonique général. Par exemple, la branche sud du cisaillement sud armoricain (Pointe du Raz – Nantes), jalonnée par des granites syntectoniques dont les âges Rb/Sr sont proches de 325 Ma (Cf. Le Corre et al., 1991), recoupe différents domaines préalablement épaissis.

De bas en haut, différentes unités peuvent être distinguées dans le domaine sud-armoricain (fig. 2.5) (Ters, 1972 ; Audren, 1987 ; Vauchez et al., 1987 ; Gapais et al., 1993 ; Brown et Dallmeyer, 1996).

a) Des unités inférieures caractérisées par une évolution métamorphique de haute température et essentiellement constituées de migmatites, gneiss, amphibolites. Les migmatites du Golfe du Morbihan par exemple, ont été soumises à des températures d'environ 700-750°C et des pressions de l'ordre de 10 Kbars (Brown & Dallmeyer, 1996 ; Jones & Brown, 1989, 1990 ; Audren et Triboulet, 1993). Les âges sur minéraux (monazite (U/Pb); hornblende (^{39}Ar - ^{40}Ar); muscovite (^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb/Sr); biotite (Rb/Sr) ; traces de fission sur apatites) suggèrent un refroidissement très rapide de ces migmatites au Carbonifère supérieur (310-290 Ma) (cf. (Gapais et al, 1993 ; Brown & Dallmeyer, 1996)).

b) Ces unités sont surmontées par un ensemble de métapélites montrant un métamorphisme de type barrowien, décroissant vers le haut de la série, et plus ou moins continu selon la situation géographique. Dans les micaschistes de la Vilaine, un métamorphisme dans les conditions du faciès des amphibolites a ainsi été reconnu (Triboulet & Audren, 1988). En Vendée littorale, on observe une série barrowienne complète dans la séquence pélitique (Ters, 1972 ; Brillanceau, 1978 ; Bossière, 1988 ; Goujou, 1992). Des âges ^{39}Ar - ^{40}Ar obtenus sur des minéraux potassiques (micas blancs, biotites, feldspaths) des métapélites en Vendée permettent d'envisager le paroxysme tectono-métamorphique de cette unité au Carbonifère supérieur (325Ma au maximum) (Goujou, 1992). Parallèlement, dans les

micaschistes de l'Estuaire de la Vilaine, des datations ^{39}Ar - ^{40}Ar sur hornblende ont fourni des âges autour de 300Ma (Brown & Dallmeyer, 1996). En Vendée littorale, sous les "Porphyroïdes", la déformation majeure des schistes bariolés de Brétignolles, est datée du Post-Tournaisien (Colchen & Poncet, 1987).

c) L'unité sus-jacente, la "nappe des Porphyroïdes" est constituée de métavolcanites déformées dans des conditions de basse à moyenne température (Vauchez et al., 1987). Nous montrerons dans le chapitre suivant que sous la nappe affleurent des faciès non déformés appartenant à cette unité. Le contact souvent subhorizontal entre les métapélites et les "Porphyroïdes" est jalonné de leucogranites à deux micas synchroniques (Gapais et al., 1993) datés du Carbonifère supérieur (Vidal, 1980 ; Bernard-Griffiths, 1985). De nouvelles datations réalisées sur les leucogranites de Guérande et de Quiberon par G. Ruffet (non publié) confirment l'âge carbonifère supérieur (annexe 1).

d) L'ensemble de la pile métamorphique est surmonté par les klippes de l'île de Groix et du Bois de Céné, qui sont caractérisées par un métamorphisme de haute pression et de basse température (HP-BT) (estimations de 14-18 Kbars et 500°C à Groix (Bosse et al., 2001) dans le faciès des schistes bleus (Barrois, 1883 ; Triboulet, 1974 ; Guiraud et al., 1987 ; Barrientos, 1992 ; Bosse et al., 2001). Les données géochronologiques récentes (Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar) indiquent que l'âge de l'évènement de HP-BT est d'environ 370-380 Ma (Bosse et al., 2000).

Ainsi l'unité des Porphyroïdes, est située entre deux ensembles tectonométamorphiques très différents: des unités supérieures marquées par une histoire précoce de type HP-BT, et des unités inférieures marquées par une histoire métamorphique tardive HT-MP.

Le contact basal de l'unité des "Porphyroïdes" est décrit comme chevauchant par plusieurs auteurs (fig. 2.5) (Ters, 1972 ; Iglesias & Brun, 1976; Burg, 1981 ; Colchen & Poncet, 1987 ; Vauchez et al., 1987). Il a été réinterprété comme soulignant une zone de décollement d'échelle crustale durant l'extension post-épaississement au Carbonifère supérieur (fig. 2.6) (Gapais et al., 1993). En effet, les leucogranites syn-cinématiques sous-jacents sont localement mylonitiques (e.g. Quiberon ou Guérande) et attestent de mouvements soustractifs normaux pouvant rendre compte de l'exhumation des unités migmatitiques plus profondes.

II.3) ESTIMATIONS P-T (voir article)

L'absence de minéraux index des conditions de métamorphisme n'a pas permis d'utiliser des grilles pétrogénétiques classiques et nous avons utilisé la technique «d'équilibres multiples» basée sur la notion d'équilibre local (Vidal & Parra, sous presse). L'application du thermobaromètre chlorite-phengite (Vidal et Parra, sous presse) sur des échantillons de l'unité des Porphyroïdes suggère que cette unité a subi **des conditions de pression de l'ordre de 8 kbars** en contexte de basse température, information fondamentale jusqu'à présent inconnue.

II.4) AGES ^{39}Ar - ^{40}Ar

Dans le cadre du programme Armor 2 (Géofrance 3D), des âges ^{39}Ar - ^{40}Ar sur phengites ont été réalisées par G. Ruffet. Les analyses ont été effectuées sur quatre échantillons provenant de trois localités différentes dans l'unité des Porphyroïdes: Belle-Ile en mer (FL5c et FL2a), Piriac sur mer (FL16), et Tharon plage (FL158) (fig. 2.7). Les analyses et les diagrammes sont reportés en annexe.

A Belle-Ile en mer, les échantillons FL5c et FL2a donnent respectivement des âges plateau aux alentours de 351 Ma et 347 Ma.

A Piriac sur mer, l'échantillon FL16 fournit un âge plateau à 313 Ma confirmé par une analyse en double avec un âge plateau à 312 Ma.

A Tharon plage, l'échantillon FL158 a fourni un spectre d'âge perturbé suggérant que la phengite, qui aurait pu initialement cristalliser vers 350Ma voit son système isotopique partiellement réinitialisé tardivement, peut être vers ≈ 315 -310Ma (Ruffet, com.pers.).

II.5) DISCUSSION

Ces résultats apportent de nouvelles contraintes pour l'interprétation de l'histoire de la déformation dans l'unité des Porphyroïdes et de la tectonique du domaine sud-armoricain.

Les positions verticales relatives des échantillons datés en ^{39}Ar - ^{40}Ar sur phengites provenant de trois localités différentes de l'unité des porphyroïdes ont été reportées sur trois colonnes lithologiques (fig. 2.8). Les différences d'âge semblent cohérentes avec la position des échantillons dans la pile tectono-métamorphique comme il est discuté cis-dessous.

Les deux échantillons provenant de Belle-Ile en mer et donnant des âges de 347 Ma et 351 Ma sont situés vers le haut de l'unité des Porphyroïdes à une distance plurikilométrique du toit des unités migmatitiques. Les estimations HP-BT (7-9 kbar-350-400°C ; voir article) ont été réalisées sur des phengites et chlorites provenant de Belle-Ile en mer. Les mêmes

conditions P-T aux environs de 350 Ma semblent caractériser la dernière déformation ductile de l'unité sus-jacente à l'Ile de Groix (fig. 2.9) (Bosse et al., 2001). Tout ceci suggère que l'histoire précoce des Porphyroïdes est à rapprocher de celle de l'unité supérieure de HP-BT dans le faciès des schistes bleus. Les deux unités étant à la même profondeur à 350 Ma, elles sont ensuite solidaires lors de l'exhumation. Si l'on interprète les âges ^{39}Ar - ^{40}Ar obtenus comme ceux d'une cristallisation syncinématique des phengites aux environs de 350Ma, la déformation ductile enregistrée dans les Porphyroïdes et datée à Belle-Ile en mer est alors synchrone de l'exhumation de ces roches.

L'échantillon de Piriac sur mer indiquant un âge de 313 Ma provient de la base de l'unité des Porphyroïdes, à faible distance du toit des unités migmatitiques (fig 2.8). Le toit du granite syncinématique de Guérande est en outre très proche de la base de l'unité des Porphyroïdes et son mur atteint les migmatites de Saint Nazaire ce qui suggère un gradient géothermique plus élevé dans cette localité. La mise en place des leucogranites, ainsi que la rapide exhumation d'unités migmatitiques sont datées aux environs de 300-310 Ma et attribuées à l'extension régionale (Gapais et al., 1993). L'âge de 313 Ma pour les phengites de Piriac sur mer peut être interprété comme résultant d'une *réouverture* totale de leur système isotopique liée à une « crise » thermique ou plus probablement comme une *recristallisation* de ces micas (ou pour le moins une remobilisation complète de la structure des minéraux) liée à la déformation et donc synchrone de l'extension. Ces deux phénomènes perturbateurs interviennent probablement de façon conjointe, la déformation étant facilitée par l'augmentation de température, et la déformation facilitant l'impact de la température sur le système isotopique des phengites. Les Porphyroïdes de Piriac sur mer (plus proches verticalement des migmatites de Saint Nazaire que les Porphyroïdes de Belle-Ile en mer des migmatites du Golfe du Morbihan) ont enregistré une déformation ductile cinématiquement compatible avec les déformations cisailantes extensives affectant les unités sous-jacentes et les leucogranites et interprétées comme reflétant un rééquilibrage gravitaire de la chaîne au Carbonifère supérieur (Gapais et al., 1993 ; Brown & Dallmeyer, 1996).

L'échantillon de Tharon plage, avec un spectre d'âge perturbé, est situé dans la partie inférieure de l'unité. Les granites syncinématiques s'étalent au toit des migmatites sous les métapélites; le gradient thermique apparent est moins élevé qu'en Estuaire de Vilaine (Piriac). Cette analyse ^{39}Ar - ^{40}Ar suggère néanmoins une réouverture partielle du système isotopique des phengites contemporaines de l'exhumation des unités HT pendant l'extension post-épaississement au Carbonifère supérieur.

Une telle interprétation des âges soulève néanmoins un problème au niveau des déformations observées: Les Porphyroïdes de Belle-Ile en mer ont enregistré une forte déformation ductile à vergence ouest cinématiquement compatible avec la déformation cisailante affectant le leucogranite de Quiberon sous-jacent. A Piriac sur mer, les déformations observées sont singulières à l'échelle régionale, car associées à des cisaillements à vergence nord mais là aussi, elles sont cinématiquement compatibles avec la déformation cisailante affectant le leucogranite de Guérande. Les nouvelles datations réalisées par G. Ruffet sur les leucogranites de Guérande et Quiberon indiquent des âges identiques, Carbonifère supérieur, pour les deux granites (annexe 1). Dans le cadre d'une interprétation des âges en terme de déformation des Porphyroïdes, les données géochronologiques suggèrent que les déformations associées à l'exhumation autour de 350 Ma et à l'extension autour de 310 Ma aient pu avoir la même vergence, bien qu'étant associées à deux processus tectoniques différents. Par ailleurs cette interprétation placerait la transition fragile-ductile pré-extension dans l'unité des Porphyroïdes. Au-delà de la présence de failles normales fragiles, une recherche des manifestations d'extension dans les zones supérieures de l'unité des Porphyroïdes serait à faire à la lumière de ces nouveaux résultats. Cependant, si l'on interprète ces âges non plus en termes de déformation des Porphyroïdes, mais en termes de réouverture isotopique uniquement liée à la température, deux autres cas pourraient être envisageables:

- Les structures de déformations observées seraient toutes anciennes (350Ma) et il y a réouverture isotopique pour les phengites des échantillons proches d'une source thermique. Cependant, il n'y a pas d'évidences microstructurales de recuit post-cinématique.

- Les structures de déformations observées sont toutes Carbonifère supérieur et l'âge de 350 Ma enregistré à Belle-île en mer (plus éloigné d'une source thermique) représente un âge résiduel datant une déformation antérieure. Cette hypothèse est peu conciliable avec les fortes déformations observées à Belle-Ile en Mer et de très récentes données radiochronologiques réalisées sur le feldspath potassique des veines (Gilles Ruffet, com. pers.). Il serait indispensable de multiplier les datations pour confirmer l'interprétation de la déformation de l'unité des Porphyroïdes.

II.6) CONCLUSIONS

1. L'application du thermobaromètre chlorite-phengite (Vidal et Parra, sous presse) sur des échantillons de l'unité des Porphyroïdes suggère que cette unité a subi **des conditions de**

pression de l'ordre de 8 kbars en contexte de basse température. Ceci permet de donner une dimension plus régionale au domaine de haute pression de la chaîne hercynienne.

2. L'unité des Porphyroïdes et l'unité supérieure des schistes bleus paraissent s'être trouvée à la même profondeur à 350 Ma, et sont ensuite solidaires lors de l'exhumation.

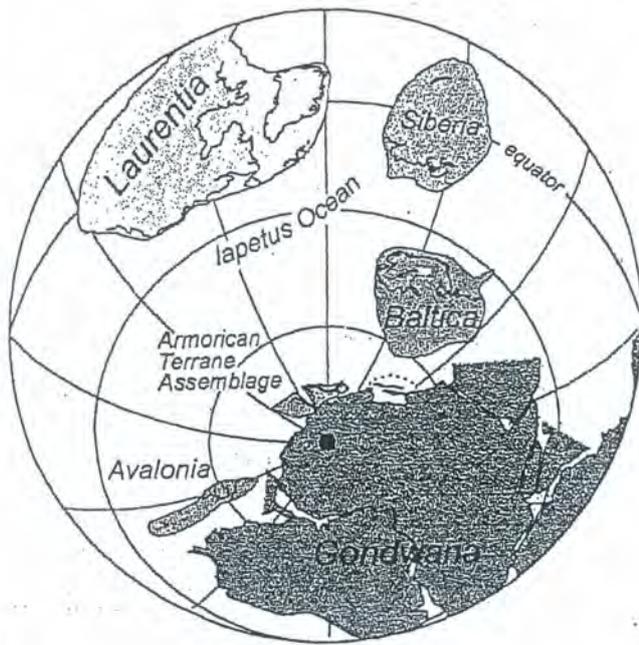
3. Si l'on interprète les âges ^{39}Ar - ^{40}Ar sur phengites en termes de cristallisation ou recristallisation syncinématique, **le toit de l'unité des Porphyroïdes reflète une déformation ductile synchrone de leur exhumation au Carbonifère inférieur, la base de l'unité étant ensuite réactivée lors de l'extension post-épaississement et de la mise en place des leucogranites syncinématiques au Carbonifère supérieur.**

Dans un tel modèle, il conviendrait alors de considérer le contact basal des Porphyroïdes comme partie d'un système chevauchant associé à l'exhumation précoce d'unités HP-BT au cours de la collision, puis réactivé lors de l'extension post-épaississement.



Figure 2.1: La chaîne hercynienne en Europe (Matte, 1986).

1 : principaux chevauchements ; 2 : nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques ; 3 : domaines à schistosité de flux ou foliation ; 4 : bassin dévono-carbonifères externes ; 5 : plates-formes ou blocs avec peu ou pas de déformation varisque ; 6 : sens de transport des nappes et déversement des grands plis couchés ; 7 : grands décrochements ductiles.



(a)



(b)



(c)



(d)

Figure 2.2: Déplacement des blocs établis sur la base du paléomagnétisme et des faunes (Cocks, 2000) (incluant des données non publiées de J.Tait)

(a) : Arenig (480 Ma) montrant Avalonia dans sa position «gondwanienne» originale près de l'Amérique du sud ; (b) Llanvirn-Llandeilo (460 Ma), la micro-plaque Avalonia remonte vers le nord à travers l'océan Iapetus ; (c) Ashgill terminal (443 Ma) Avalonia entre en collision avec les plaques Baltica et Ibéro-Armorica, Prunica se détache du Gondwana ; (d) Pridoli (418 Ma) accréation des plaques Laurentia, Baltica et Avalonia pour former la plaque Laurussia. AF, fragments alpins (schématisés) ; I-A, Iberia-Armorica ; P, Prunica (Bohème).

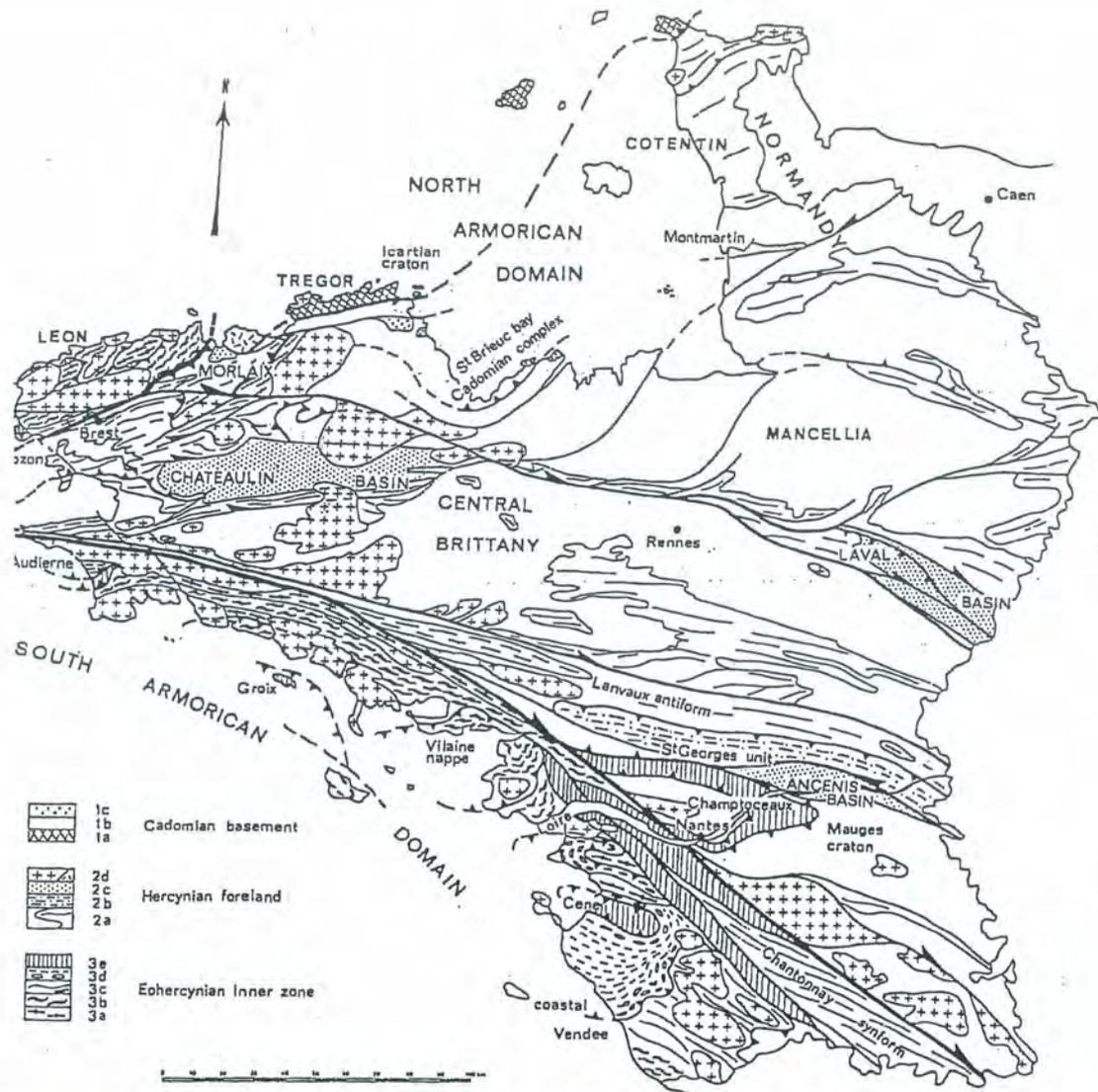


Figure 2.3: a) Shéma structural du massif armoricain (Rolet, 1994).

Socle cadomien : 1a Icartien ; 1b Complexe Cadomien (570 à 540 Ma) ; 1c couverture cambro-ordovicienne non déformée. *Hercynien* : 2a séries paléozoïques plissées ; 2b sries d'arc volcanique Siluro-Dévonien ; 2c bassins en pull-apart du Carbonifère inférieur ; 2d granites et gabbros carbonifères. Zones internes éo-hercyniennes ; 3a orthogneiss ordoviens ; 3b séries métamorphiques de MT/HT ; 3c métamorphisme de HT dans le séries paléozoïques ; 3d nappe des Porphyroïdes ; 3e Schistes bleus et klippes éclogitiques.



b) Principaux domaines dans le massif armoricain :

1, 2, 3 : Cadomien ; 4 nappe du domaine sud-armoricain et du Léon ; 5 nappe de Champtoceaux et unité des Mauges ; 6 : synforme de St Georges-sur-Loire et antiforme de Lanvaux ; Bretagne centrale. LU :chevauchement de la Hague ; GCF faille de Granville-Cancale ; NASZ zone de cisaillement nord-armoricaine ; SASZ zone de cisaillement sud-armoricaine (N) branche nord et (S°) branche sud ; NEF faille de Nort-sur-Edre.

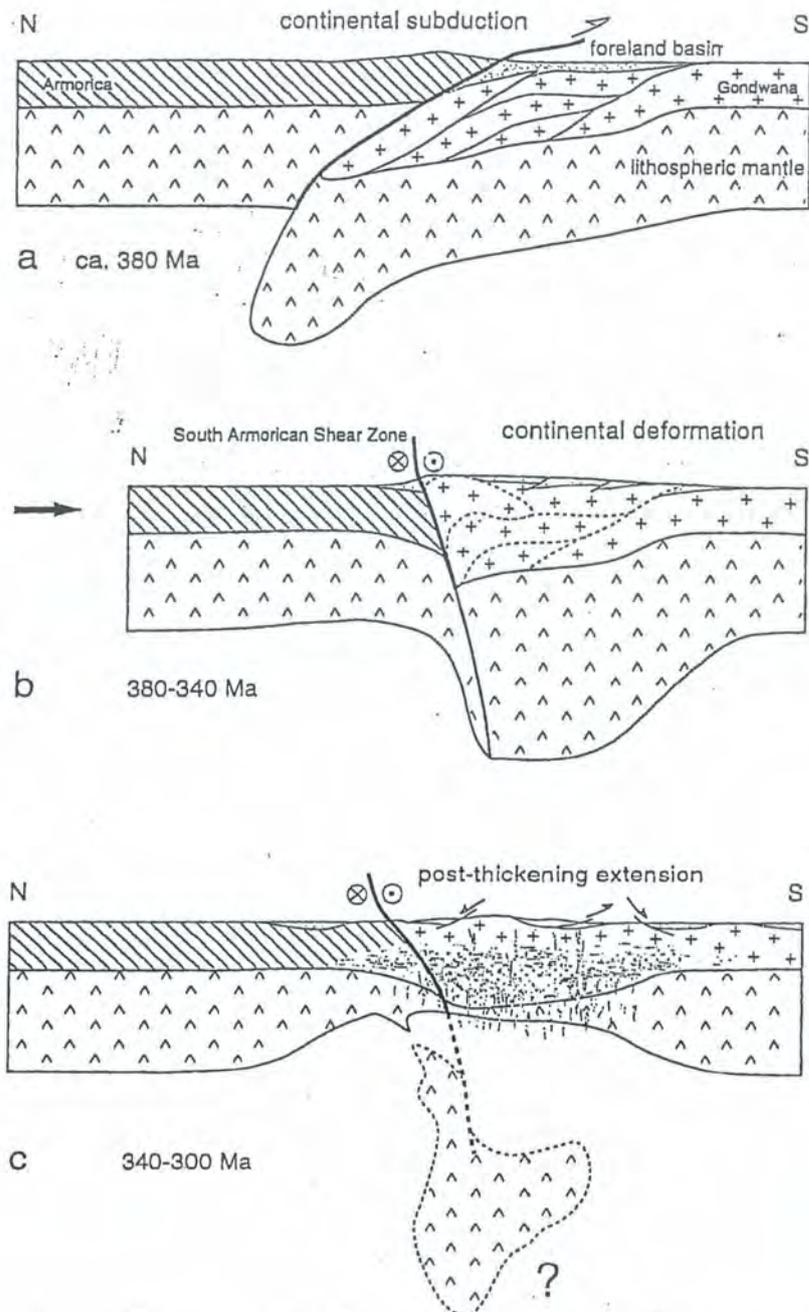


Figure 2.4: Evolution structurale schématique et extension post-épaississement à travers la branche sud de la chaîne hercynienne (Rey et al., 1997)

(a) Coupe schématique montrant les relations entre le Gondwana, la plaque Armorica et l'empilement des nappes pendant la collision. (b) l'épaississement crustal est maintenu pendant la convergence tandis que les limites de plaque et les chevauchements majeurs se verticalisent et évoluent en systèmes transpressifs complexes. (c) après une convergence continentale de longue durée (hypercollision), la racine crustale est partiellement fondue et le manteau lithosphérique est plus ou moins transformé en manteau asthénosphérique par relaxation thermique ou délamination. Ceci est à l'origine de la fusion partielle de l'asthénosphère et de l'intrusion de magmas basiques dans la croûte inférieure. La diminution de la résistance à la déformation qui s'en suit permet alors à la croûte épaissie de retrouver une épaisseur normale en quelques dizaines de millions d'années.

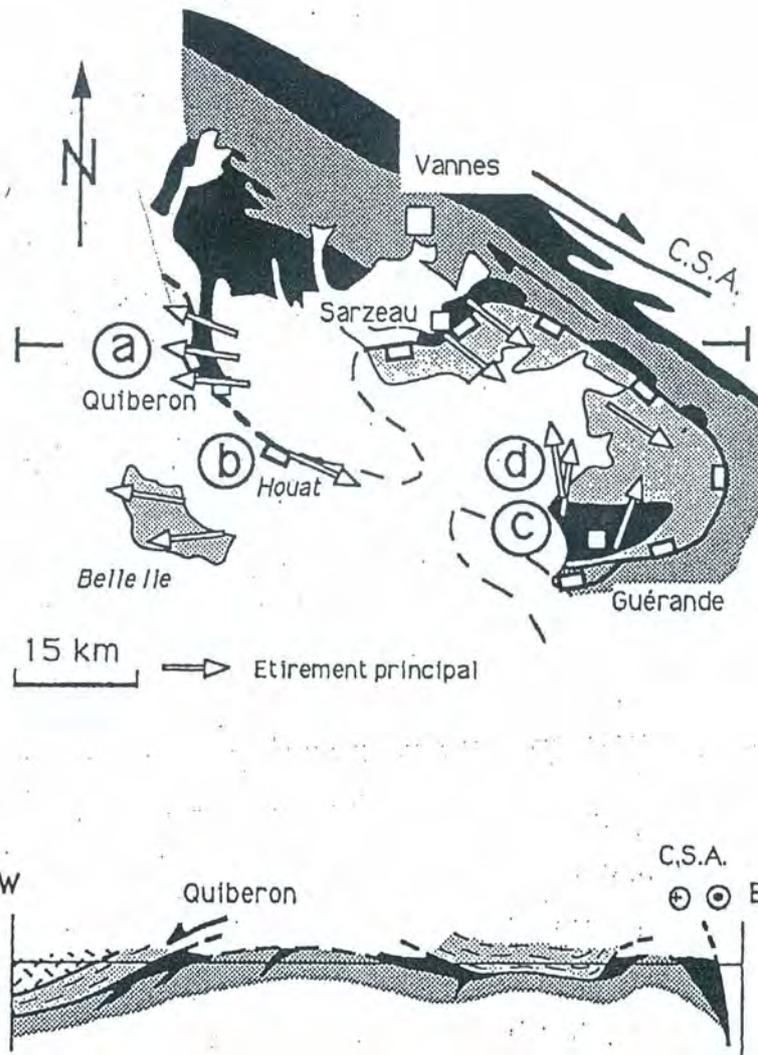


Figure 2.5: Carte géologique simplifiée du domaine sud armoricain et coupe schématique au niveau de Quiberon (modifié d'après Brun & Burg (1982) et Gapais et al., 1993).

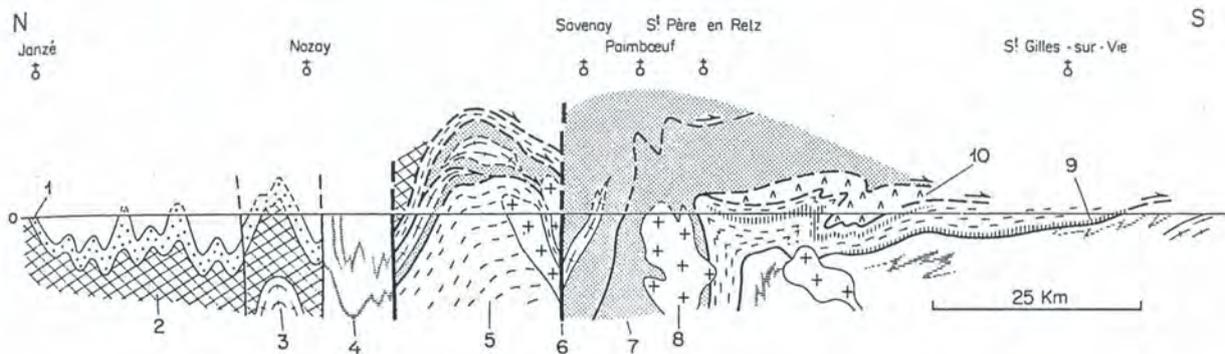


Figure 2.6: Situation de l'unité des Porphyroïdes [9] sur une coupe du Massif armoricain (J.P. Burg, 1981).

1, Ordovicien inférieur; 2, Précambrien; 3, Orthogneiss; 4, complexes siluro-dévonien; 5, micaschistes et paragneiss hercyniens; 6, zone broyée sud-armoricaine; 7, groupes leptyno-amphiboliques; 8, granites tardifs; 10, schistes bleus.

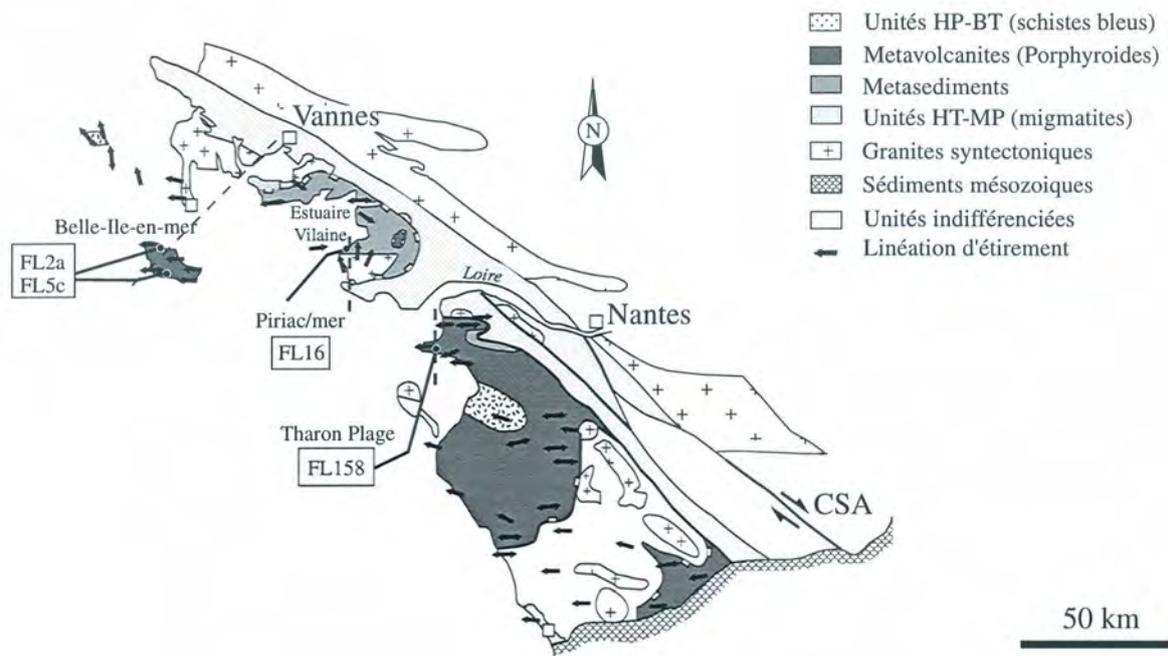
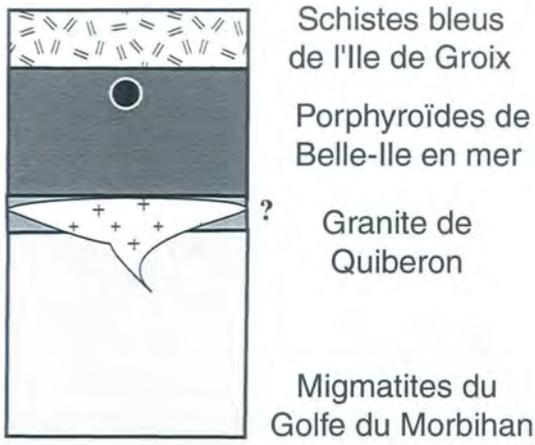
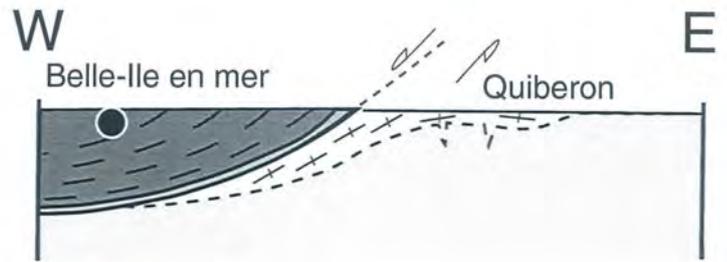


Figure 2.7: Carte d'échantillonnage pour les datations Ar-Ar sur phengites dans l'unité des Porphyroïdes.

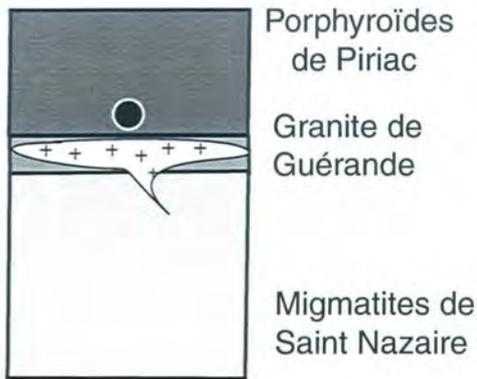


BELLE-ILE EN MER

FL5c = 351 Ma
 FL2a = 347 Ma

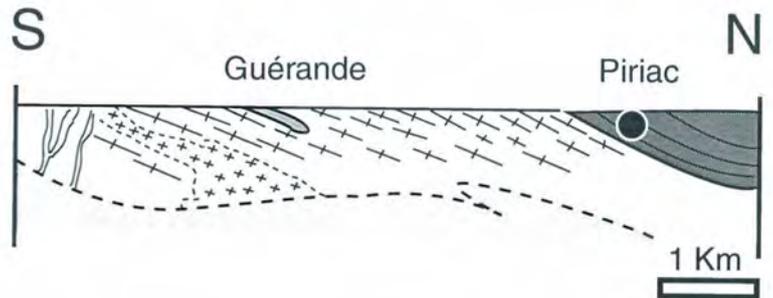


a)

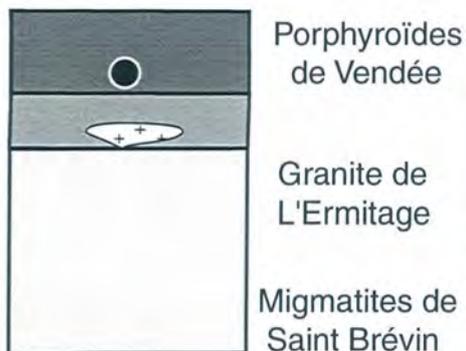


PIRIAC SUR MER

FL16 = 312 Ma

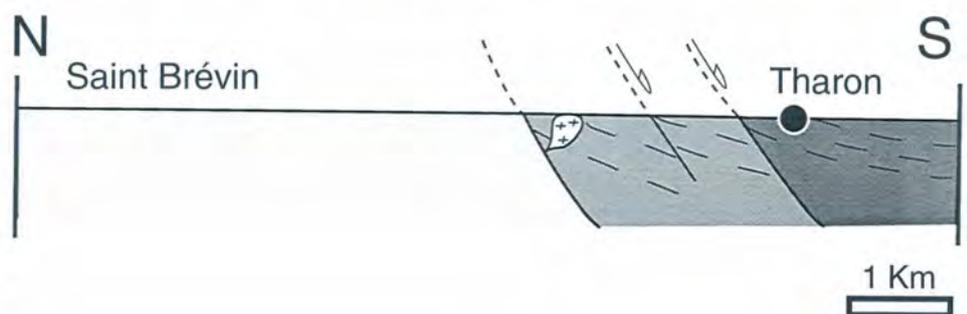


b)



THARON PLAGE

FL158 = 330 Ma



c)

Figure 2.8: Localisations sur des colonnes lithologiques des échantillons datés en Ar-Ar provenant de trois localités différentes dans l'unité des Porphyroïdes. Les coupes sont modifiées d'après (a) Gapais et al. (1993); (b) Bouchez et al., (1981); (c) Richer (1994). Les estimations des épaisseurs des porphyroïdes sont maximales.

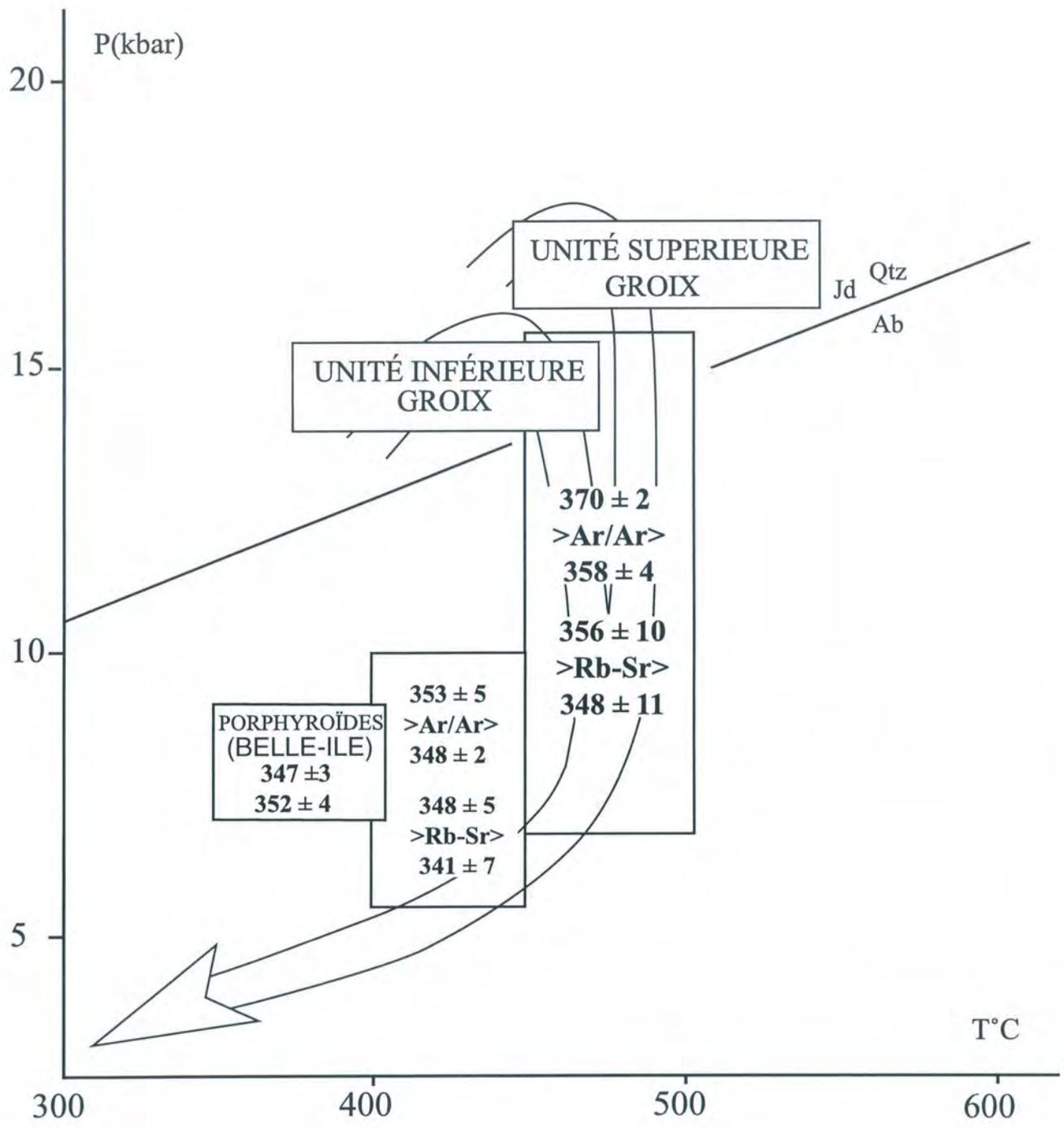


Figure 2.9: Taje P-T dans les roches de faciès schistes bleus de l'île de Groix (modifié d'après Bosse et al., 2001)
 Les estimations P-T pour les Porphyroïdes de Belle-Ile en mer sont ajoutées (Le Hébel et al., 2001).

**Les Porphyroïdes de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne
Hercynienne**

**Evidence for HP-LT Hercynian metamorphism within the « porphyroïdes » of South
Brittany (France)**

Florence LE HÉBEL, Olivier VIDAL, Jean-Robert KIENAST, Denis GAPAIS

Comptes Rendus de l'Académie des Sciences.

Sous presse.

Les Porphyroïdes de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne Hercynienne

Evidence for HP-LT Hercynian metamorphism within the « porphyroïdes » of South Brittany (France)

Florence LE HÉBEL¹, Olivier VIDAL², Jean-Robert KIENAST³, Denis GAPAIS¹

- (1) Université de Rennes 1. Géosciences. BAT 15. Avenue du Général Leclerc 35042 Rennes Cedex France- Tel : 02 99 28 16 50 – Fax : 02 99 28 60 97. florence.le-hebel@univ-rennes1.fr ; denis.gapais@univ-rennes1.fr .
- (2) LGCA - Université J. Fourier–CNRS. BP53 38041 Grenoble cedex 9 - France - olivier.vidal@ujf-grenoble.fr
- (3) Laboratoire de Pétrologie Métamorphique-URA 736 - Tour 26-0 E3 - 4, Pl. Jussieu Paris Cedex 05 France- Tel: 01 44 27 82 68 - Fax: 01 44 27 39 11. Jrk@ccr.jussieu.fr

RÉSUMÉ

L'unité des Porphyroïdes de Bretagne méridionale et de Vendée est située sous des unités marquées par un évènement précoce de HP-BT d'âge 370-380 Ma (schistes bleus de l'île de Groix) et au dessus d'unités marquées par une histoire métamorphique de haute température d'âge Carbonifère supérieur. Nos estimations des conditions P-T du pic de métamorphisme dans l'unité des Porphyroïdes (à Belle-île-en-mer) sont de 8 kbar et 350°- 400°C. Ces nouvelles données suggèrent de relier l'histoire tectonique précoce de l'unité des Porphyroïdes à celles des unités de schistes bleus sus-jacentes, et permettent d'élargir la dimension régionale du domaine HP-BT de la chaîne hercynienne.

ABSTRACT

The so-called "Porphyroïdes" Unit of South Brittany is located below units marked by an early HP-LT event (Blueschists from Ile de Groix) and above units marked by Upper Carboniferous HT metamorphism. P-T estimates in the Porphyroïdes (at Belle-île-en-mer) using the phengite-chlorite thermobarometer, indicate pressures around 8 kbar and temperatures of 350°-400°C. These new estimates suggest that the early tectonic history of the Porphyroïdes should be linked to that of the overlying Blueschists, and imply a much larger areal extension of the HP-LT domain in this part of the Hercynian Belt.

Mots clefs: chaîne hercynienne, Massif Armoricain, métamorphisme de haute pression-basse température, thermobaromètre phengite-chlorite.

Key words: Hercynian Belt, Armorican Massif, high pressure-low temperature metamorphism, phengite-chlorite thermobarometer.

Abridged English Version:

INTRODUCTION.- South Brittany (western France) belongs to the internal zones of the Hercynian Belt of Western Europe. It is bounded to the North by a crustal-scale wrench zone (the South Armorican Shear Zone) and disappears to the South under the Aquitaine Basin. From bottom to top, the main tectonic units are as follows (fig.1) [23; 1; 16; 11].

- Units affected by HT-MP metamorphism. They are mainly made of migmatites, gneisses, and amphibolites. Mineral ages available in migmatites indicate that cooling was probably rapid, of the order of 40°C/Ma or more, and occurred during Upper Carboniferous times (around 310-290 Ma) [19; 20; 2; 16; 11].

- Metasediments affected by Barrowian-type metamorphism, decreasing in grade from bottom to top in a more or less continuous way according to geographic location [23; 10; 8; 26; 17]. According to ³⁹Ar-⁴⁰Ar mineral ages, the major metamorphic event in the Vendée metasediments appears to be Upper Carboniferous in age (325 Ma or less) [17]. Similarly, ³⁹Ar-⁴⁰Ar ages obtained on hornblendes from Vilaine Estuary area are around 300 Ma [11].

- Metavolcanites known as the Vendée and Belle-île-en-mer “Porphyroïdes” deformed at moderate temperatures [28]. Sheets of Carboniferous synkinematic two-mica granites [31; 6] mark out the subhorizontal transition zone between metasediments and Porphyroïdes (fig.1) [16].

-Upper units affected by high-pressure and low-temperature metamorphism (14-18 kbars-500°C) (Blueschists of Ile de Groix) [4; 24; 18; 3; 7]. Recent geochronological studies (Rb/Sr and ³⁹Ar/⁴⁰Ar) indicate an age around 380-370 Ma for the HP event [7].

Because of the particular situation of the Porphyroïdes unit, below HP units and above rocks marked by HT metamorphism with no evidence for HP-LT event, their metamorphic history appears to be a key for the understanding of regional tectonics. In this paper, we present estimates of P-T conditions in this unit using local chlorite-phengite equilibria [29].

THE “PORPHYROÏDES” UNIT –

Lithology: The Porphyroïdes correspond to a calcalkaline metavolcanic and metasedimentary series [9; 14]. Two main rock types have been recognized. Coarse-grained foliated orthogneisses ranging in composition from rhyodacitic to rhyolitic; and fine-grained rocks, which are phenocryst-free and have dacitic compositions.

Deformation: The Porphyroïdes are affected by extreme pervasive strains (commonly more than 400% stretching), with a flat-lying foliation bearing a strong stretching lineation and resulting from overall westward-directed shear [13; 12; 28]. The deformation is accommodated by dissolution-crystallization processes [28, 21]. Underlying metasediments and sheets of Carboniferous two-mica granites show similar kinematic features [16]. The base of Porphyroïdes unit was first interpreted as a thrust [23; 13; 15; 28]. Then, it has been reinterpreted as involved in a crustal-scale décollement zone during Upper Carboniferous extensional tectonics [16]. However, its early tectonic and metamorphic evolution remains unknown.

Mineralogy: Coarse-grained rocks are marked by quartz and feldspar (potassic and sodic) phenocrysts and by alternating quartz-feldspar bands and phengitic bands. Fine-grained layers are composed of quartz bands and phengite-chlorite bands. Phengite-chlorite assemblages are preserved in microlithons bounded by dissolution planes (fig.2). Geochemical and structural data show that quartz and feldspar were mobile, during dissolution-crystallization processes; whereas phengite is residual [21]. Phengite and chlorite have been analyzed in two samples of fine-grained layers from Belle-Ile-en-mer (fig.1). Phengites show no significant variations of the Si ($3,2 \pm 0,08$ atom per formula unit) and $XMg = (0,55 \pm 0,03)$ ($XMg = Mg / (Fe + Mg)$). In chlorites, no significant variations of the Si content ($2,65 \pm 0,04$) were observed and $XMg = 0,39 \pm 0,01$.

P-T ESTIMATES – The chemical variability of chlorite and phengite results from the P-T-dependent Tschermak (TK), Fe-Mg (FM), di/trioctahedral (DT) and pyrophyllitic (P) substitutions. A multi-equilibrium technique [5] can be used to estimate P-T conditions of chlorite-phengite equilibrium [29]. This method has been applied on samples of fine-grained layers from Belle-île en mer. All calculations were made for chlorite-phengite-quartz-H₂O assemblage with TWEEQ software [5] using the thermodynamic data base JUN92.RGB and additional data [29; 30; 22]. The end-members used are clinocllore (Clin: $Si_3Al_2Mg_5O_{10}(OH)_8$), amésite (Am: $Si_2Al_4Mg_4O_{10}(OH)_8$) and sudoite (Sud: $Si_3Al_4Mg_2O_{10}(OH)_8$) for chlorite, muscovite (Ms: $Si_3Al_3KO_{10}(OH)_2$), céladonite (Cel:

$\text{Si}_4\text{AlMg}_2\text{KO}_{10}(\text{OH})_2$) and pyrophyllite (Prl: $\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) in white mica, and quartz and H_2O (KMASH system) [29; 30].

Fourteen equilibria, among which three are independent, can be calculated and should intersect in one point if equilibrium is achieved. In practice, a scattering of intersection points is observed (fig. 3). P-T estimates obtained from 10 phengite-chlorite pairs indicate pressures around 7-9 kbars and temperatures around 350-400°C (fig. 4) (Complete chemical analyses used are available on request to F.L.H.).

DISCUSSION AND CONCLUSIONS – Errors on thermodynamic data and activity models might generate systematic over-estimates of P-T conditions. However, these thermodynamic data have already been used in others examples [7; 29; 27] and provide results which are consistent with those independently obtained with petrogenetic grids. At the scale of the thin section, the composition of phengite and chlorite is homogeneous. In addition, for each analysed chlorite-phengite pairs, the two minerals are close together. Moreover, the observed scattering of intersection points between different equilibria is low (fig. 3) and P-T estimates from pairs from different thin sections are similar. From these, we infer equilibrium and consequently valid P-T estimates.

The latest deformations observed in the Porphyroïdes and underlying units are mainly attributed to late regional-scale extension [16; 11]. One can thus associate these units during the syn-extensional history. On the other hand, pressure estimates in the Porphyroïdes suggest that their early history should be correlated to that of the upper HP-LT unit. Other units of the area, like the Pouldu Micaschists, could have undergone a comparable history [25]. In such a model, the basal contact of the Porphyroïdes unit would be part of an early thrust system allowing exhumation of HP-LT units during collision, and reworked during crustal extension.

INTRODUCTION

Le domaine sud-armoricain appartient aux zones internes de la chaîne hercynienne d'Europe de l'Ouest (fig.1). Il est limité au nord par le cisaillement sud-armoricain (CSA) et disparaît au sud sous le bassin aquitain. De bas en haut, différentes unités peuvent être distinguées (fig.1) [23; 1; 28; 16; 11].

Des unités inférieures essentiellement constituées de migmatites, gneiss, amphibolites sont affectées par une évolution métamorphique de haute température. Les migmatites du Golfe du Morbihan par exemple, ont été soumises à des températures d'environ 700-750°C et des pressions de

l'ordre de 10 kbar [11; 19; 20; 2]. Les âges sur minéraux (monazite (U/Pb); hornblende (^{39}Ar - ^{40}Ar); muscovite (^{39}Ar - ^{40}Ar); biotite (Rb/Sr) ; traces de fission sur apatites) suggèrent un refroidissement rapide de ces migmatites au Carbonifère supérieur (310-290 Ma) (cf. [16; 11]).

Ces unités sont surmontées par un ensemble de métapélites montrant un métamorphisme de type barrowien, décroissant vers le haut de la série, et plus ou moins continu selon la situation géographique. Dans les micaschistes de la Vilaine, un métamorphisme dans les conditions du faciès des amphibolites a été reconnu [26]. En Vendée littorale, on observe une série barrowienne complète dans la séquence pélitique [23; 10; 8; 17]. Des âges ^{39}Ar - ^{40}Ar obtenus sur des minéraux potassiques (micas blancs, biotites, feldspaths) des métapélites en Vendée permettent d'envisager le paroxysme tectono-métamorphique de cette unité au Carbonifère supérieur (325 Ma au maximum) [17]. Parallèlement, dans les micaschistes de l'Estuaire de la Vilaine, des datations ^{39}Ar - ^{40}Ar sur hornblende ont fourni des âges autour de 300 Ma [11].

L'unité sus-jacente, la "nappe des Porphyroïdes", sur laquelle s'est concentrée notre étude, est constituée de métavolcanites déformées dans des conditions de basse à moyenne température [28]. Le contact subhorizontal entre les métapélites et les Porphyroïdes est jalonné de leucogranites à deux micas synchroniques [16] datés du Carbonifère supérieur (fig.1) [31; 6]. En Vendée littorale, sous les Porphyroïdes, la déformation affecte des sédiments d'âge Tournaisien [15].

L'ensemble de la pile métamorphique est surmonté par les klippes de l'île de Groix et du Bois de Céné, qui sont caractérisées par un métamorphisme de HP-BT (estimations de 14-18 kbars et 500°C à Groix [7]) dans le faciès des schistes bleus [4; 24; 18; 3; 7]. Les données géochronologiques récentes (Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar) indiquent que l'âge de l'évènement de HP-BT est d'environ 370-380 Ma [7].

Ainsi, l'unité des Porphyroïdes est située entre deux ensembles tectonométamorphiques très différents : des unités supérieures marquées par une histoire précoce de type HP-BT, et des unités inférieures marquées par une histoire métamorphique tardive HT-MP. L'estimation des conditions P-T et de leur évolution dans l'unité des Porphyroïdes apparaît donc comme un point clé pour la compréhension de l'histoire tectonique de la région. Le but du présent travail est d'estimer ces conditions. L'absence de minéraux index des conditions de métamorphisme ne permettant pas d'utiliser des grilles pétrogénétiques classiques, nous avons utilisé la technique « d'équilibres multiples » basée sur la notion d'équilibre local [5; 29].

LES PORPHYROÏDES

Lithologie :

On peut distinguer deux faciès dans l'unité des Porphyroïdes: des faciès relativement grossiers et de composition variant depuis des rhyodacites jusqu'aux rhyolites, et des niveaux tuffacés, à grain plus fin et de composition dacitique. L'ensemble, à caractère volcano-sédimentaire et correspondant à une suite calco-alkaline, a été qualifié de méta-tuffo-ignimbrite porphyrique rhyolitique [9; 14], les Porphyroïdes représentant la partie méta-ignimbritique franche.

Déformation :

Les Porphyroïdes montrent une intense déformation pénétrative marquée par une foliation subhorizontale, portant une linéation d'étirement souvent Est-Ouest résultant de mouvements cisailants tangentiels vers l'Ouest [13; 12; 28]. La quantité d'étirement peut couramment atteindre et dépasser 300% à 400% [13; 28]. Cette déformation est accommodée par des processus de dissolution-cristallisation [28; 21].

Les métapélites et les leucogranites carbonifères sous-jacents présentent des caractéristiques cinématiques semblables à celles des Porphyroïdes [1; 16] (fig. 1). Certains auteurs font état d'une absence de métamorphisme de contact dans les Porphyroïdes à proximité des granites carbonifères du Bas-Bocage [17]. Tout ceci suggère une mise en place tardive du dispositif actuel des nappes vendéennes. Le contact basal de l'unité des Porphyroïdes fut décrit comme chevauchant par plusieurs auteurs [23; 13; 15; 28], et a été réinterprété comme impliquant une zone de décollement d'échelle crustale durant l'extension post-épaississement au Carbonifère supérieur [16]. Cependant, l'évolution métamorphique prograde de l'unité des "Porphyroïdes" demeure jusqu'à maintenant inconnue.

Minéralogie :

Les Porphyroïdes grossiers sont caractérisés par des phénocristaux de feldspaths et de quartz gris-bleuté à extinction onduleuse et par des alternances de lits quartzofeldspathiques et de lits phengitiques. Les feldspaths sont de nature potassique, soit de l'adulaire, soit du microcline en porphyroblastes ou cristallisant dans les zones abritées de l'adulaire. Les feldspaths peuvent également être sodiques, sous forme d'albite. On peut noter très rarement la présence de biotite verte ou de stilpnomélane.

Les tufs fins sont caractérisés par l'absence quasi-complète de phénocristaux. En lame mince, on observe une alternance de lits constitués de quartz et accessoirement d'albite et de lits phengitiques et chloriteux. Les phengites et les chlorites sont parfois orientées parallèlement à des plans de

dissolution synschisteux, mais elles sont le plus souvent conservées en microlithons soulignant une schistosité crénelée antérieure à la schistosité majeure observée (fig 2). Les lits formés essentiellement de quartz recristallisé sont parallèles à la foliation régionale. En outre, les données structurales et géochimiques montrent que la phase phengitique est résiduelle, quartz et feldspaths étant les seuls constituants mobiles dans le processus de dissolution-cristallisation [21].

Les chlorites et phengites ont été analysées sur deux échantillons de tufs fins prélevés au lieu dit Vazen à Belle-île-en-mer (fig. 1). Les analyses à la microsonde indiquent que les phengites ont des teneurs constantes en Si ($3,2 \pm 0,08$ atomes par unité formulaire), avec $XMg = 0,55 \pm 0,03$ ($XMg = Mg/(Fe+Mg)$). Les chlorites ont des teneurs constantes en Si ($2,65 \pm 0,04$), et $XMg = 0,39 \pm 0,01$.

ESTIMATIONS THERMO-BAROMETRIQUES

Les compositions des chlorites et des phengites varient en fonction de la composition de la roche initiale et des conditions P-T pendant leur formation. La variabilité chimique de ces minéraux résulte des substitutions Tschermak, Fe-Mg et di/trioctaédrique, plus pyrophyllitique et Na-K pour les micas dioctaédriques. Ces substitutions peuvent être décrites et leurs importances en fonction de P et T calculées dans le système KMASH en utilisant les pôles purs suivants : Clinochlore (Clin: $Si_3Al_2Mg_5O_{10}(OH)_8$), amésite (Am: $Si_2Al_4Mg_4O_{10}(OH)_8$), et sudoïte (Sud: $Si_3Al_4Mg_2O_{10}(OH)_8$) pour les chlorites, et (Mg)-céladonite (Cel: $Si_4AlMg_2KO_{10}(OH)_2$), muscovite (Ms: $Si_3Al_3KO_{10}(OH)_2$), pyrophyllite (PrI: $Si_4Al_2O_{10}(OH)_2$) pour les micas [29; 30]. Une approche multi-équilibre [5] utilisant les pôles purs mentionnés ci-dessus et les données thermodynamiques (pour les chlorites [29; 30] et pour les micas [22]) permet de déterminer les conditions P-T d'équilibre d'une association composée de chlorite et phengite en présence de quartz [29]. Cette technique permet également d'obtenir des informations sur l'état d'équilibre local de l'assemblage minéralogique considéré.

Nous avons appliqué la méthode multi-équilibres à plusieurs échantillons de tufs fins provenant de Belle-île-en-mer où l'acquisition d'analyses de phengite et de chlorite conservées dans les microlithons a été possible. Les calculs ont été faits pour l'assemblage chlorite-phengite-quartz-H₂O avec le logiciel TWEEQ [5] utilisant la base de données thermodynamique JUN92.RGB complétée pour les chlorites [29; 30] et pour les micas [22]. En absence de données additionnelles, les calculs ont été effectués avec une activité d'eau égale à 1. Dans la chlorite, la quantité minimale de Fe³⁺ a été estimée de manière à respecter l'égalité $(Al^{VI} + Fe^{3+} - Al^{IV}) = (6 - \text{somme octaédrique})/2$. Quatorze

équilibres, dont trois sont indépendants peuvent être calculés et doivent se croiser en un point si l'équilibre est réalisé (Fig. 3). Dans la pratique, une certaine dispersion des points d'intersection est observée (Fig. 3).

Pour chaque estimation P-T, nous avons ensuite calculé avec le logiciel INTERSX [5] la moyenne des intersections des équilibres et l'écart type qui est proportionnel à la dispersion des points d'intersection (fig.4) (l'ensemble des analyses chimiques est disponible sur demande à F.L.H.). Les dispersions des intersections sont faibles (indiquées par les barres sur la figure 4) et sont en accord avec l'hypothèse $a_{H_2O}=1$ faite pour les calculs. Toutefois, en baissant l'activité d'eau, on diminue la température et on augmente légèrement les conditions de pression. Il faudrait utiliser des équilibres impliquant plus de phases pour discuter ce point plus en détails. La majorité des estimations indique des pressions de 7 à 9 kbar pour des températures de l'ordre de 350°C.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Les calculs suggèrent que l'unité des Porphyroïdes ait subi des conditions de pression de l'ordre de 8 kbar en contexte de basse température, information jusqu'à présent inconnue. Ces résultats dépendent fortement des modèles de solution solide utilisés. Les incertitudes dans les données thermodynamiques et les modèles d'activité pourraient engendrer une sur-estimation systématique des conditions de pression. Toutefois, ces données ont déjà été utilisées dans d'autres exemples [7; 29; 27] et donnent des résultats cohérents pour des chemins P-T indépendamment estimés à l'aide des grilles pétrogénétiques. Par ailleurs, pour diminuer les risques de déséquilibre entre minéraux, les couples phengite-chlorite utilisés sont des minéraux en contact ou très proches dans la lame mince, et qui montrent des compositions homogènes. De plus, les dispersions observées des points d'intersection entre les différents équilibres sont assez faibles (Fig. 3). Enfin, les estimations faites dans différents échantillons fournissent des résultats très semblables. Ceci suggère que l'équilibre entre les différents minéraux est réalisé. Les estimations P-T paraissent donc bien contraintes, même si elles sont basées sur des paragenèses de variance élevée (association Chl-Phg-Qtz-H₂O trivariante dans le système SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O). Elles permettent de donner une dimension plus régionale au domaine de haute pression de cette portion de la chaîne hercynienne.

Les dernières déformations observées dans l'unité des Porphyroïdes et dans les unités sous-jacentes sont cinématiquement compatibles et interprétées comme reflétant un rééquilibrage gravitaire de la chaîne au Carbonifère supérieur [16; 11]. Il semble donc que l'on puisse associer les "Porphyroïdes" et

les unités sous-jacentes à un même chemin lors de l'extension régionale. Cependant, les estimations de haute pression dans les Porphyroïdes suggèrent que leur histoire précoce est à rapprocher de celle de l'unité supérieure de HP-BT dans le faciès des schistes bleus [7]. D'autres unités de la région, comme la série du Pouldu, pourraient avoir eu une histoire comparable [25]. Dans un tel modèle, il conviendrait alors de considérer le contact basal des Porphyroïdes comme une partie d'un système chevauchant associé à l'exhumation précoce d'unités HP-BT au cours de la collision, puis réactivé lors de l'extension post-épaississement.

LÉGENDES :

Fig. 1 : Carte géologique simplifiée du domaine sud armoricain et coupe schématique au niveau de Quiberon (modifiée d'après [12; 16]).

Simplified geological map of South Brittany and schematic cross-section in the Quiberon area (modified from [12; 16]).

Fig 2: Lame mince montrant une alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits riches en microlithons de phengite et chlorite dans un tuf fin (échantillon FL162) (largeur du dessin : 5,7cm).

Thin section of fine-grained tuff showing quartz-feldspar bands alternating with bands enriched in phengite-chlorite microlithons (sample FL 162) (sketch width is 5.7cm).

Fig 3 : Exemple de calcul P-T correspondant à un équilibre chlorite-phengite-quartz- H₂O (chlorite 56-phengite 5(4) dans l'échantillon FL 161)

Example of P-T plot for a chlorite-phengite-quartz-H₂O paragenesis (chlorite 56-phengite 5(4) in sample FL 161).

Fig 4 : Estimations P-T dans des tufs fins de Belle-île-en-mer (losanges noirs (FL161) et losanges gris (FL162)) et comparaisons avec celles obtenues dans l'unité de HP-BT (Groix) [7] et dans les unités inférieures migmatitiques (Golfe du Morbihan) [19; 20; 2].

P-T estimates within fine-grained tufs at Belle-île-en-mer (black losanges (FL161) and grey losanges (FL162)) compared with those obtained in overlying blueschists (Groix) [7] and underlying migmatites (Golfe du Morbihan) [19; 20; 2].

REMERCIEMENTS : Cette étude a été réalisée dans le cadre du programme ARMOR2-Géofrance3D.

Les auteurs remercient M. Ballèvre, V. Bosse, S. Fourcade et R. Capdevila pour l'intérêt qu'ils ont montré à cette étude et leurs conseils, ainsi que C. Chopin pour son expertise constructive.

REFERENCES

- [1] Audren, C., Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque, *Mém. soc. géol. Mineral. Bretagne* (1987) 365 p.
- [2] Audren, C. et Triboulet, C., P-T-t-deformation paths recorded by kinzigites during diapirism in the western Variscan belt (Golfe du Morbihan, southern Brittany, France), *J. Metam. Geol.*, 11 (1993) pp 337-356.
- [3] Barrientos, X., Petrology of coexisting blueschist and greenschists, Ile de Groix, France: implications for preservation of blueschists. PhD Thesis, Harvard University, 1992, 252 p.
- [4] Barrois, C., Mémoire sur les schistes métamorphiques de l'île de Groix, *Annales de la Société Géologique du Nord*, XI, (1883) pp 18-71.
- [5] Berman, R.G., Thermobarometry using multi-equilibrium calculations; a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, 1991, 29, pp 833-855.
- [6] Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S. et Vidal, P., Petrogenesis of Hercynian leucogranites from South Armorican massif. Contributions of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, (1985) pp 235-250.
- [7] Bosse, V., Féraud, G., Ballèvre, M. et Peucat, J.J., Petrological and geochronological constraints in the île de Groix blueschists (Armorican Massif, France), Abstract in Galicia 2000. Basement Tectonics 15, (2000) pp 63-66.
- [8] Bossière, G., Evolutions chimico-minéralogiques du grenat et de la muscovite au voisinage de l'isograde biotite-staurotide dans un métamorphisme prograde de type barrovien : un exemple en Vendée littorale (Massif Armoricain), *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 306 (1988) pp 135-140.
- [9] Boyer, C., Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricain, Thèse Orsay-Paris Sud, 1974, 384 p.
- [10] Brillanceau, A., 1978. Guide géologique régional Poitou-Vendée-Charente. pp 200.
- [11] Brown, M. et Dallmeyer, R.D., Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France, *J. metamorphic Geol.*, 14, (3) (1996) pp 361-379.
- [12] Brun, J.-P. et Burg, J.-P., Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc : a corner effect during continental collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, (1982) pp 319-332.

- [13] Burg, J.-P., Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale : Signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 293, série II (1981) pp 849-854.
- [14] Chalet, M., Contribution à l'étude de la Chaîne Hercynienne d'Europe occidentale: étude lithostratigraphique et structurale des "porphyroïdes" et formations paléozoïques associées du Bas Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay), Thèse 3ème cycle, Poitiers, 1985.
- [15] Colchen, M. et Poncet, D., Sur l'âge post-Tournaisien de la tectonique hercynienne synchisteuse à Bretignoles-sur-Mer, Vendée littorale, Massif Armoricaïn, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II (1987) pp 1255-1258.
- [16] Gapais, D., Lagarde, J.-L., Le Corre, C., Audren, C., Jégouzo, P., Casas Sainz, A. et Van Den Driessche, J., La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère, *C. R. Acad. Sci., Série II*, 316 (1993) pp 1123-1129.
- [17] Goujou, J.-C., Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique: influence du plutonisme tardi orogénique varisque sur l'encaissant épi à mézozonal de Vendée. Document du BRGM n° 216, 1992, 347p.
- [18] Guiraud, M., Burg, J.P. et Powell, R., Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené, *J. metamorphic Geol.*, 5 (1987) pp 225-237.
- [19] Jones, K.A. et Brown, M., The metamorphic evolution of the Southern Brittany Migmatite Belt, France, Evolution of Metamorphic Belts, *Geological Soc. of London, Special Publication*, 43 (1989) pp 501-505.
- [20] Jones, K.A. et Brown, M., High-temperature "clockwise" P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from Southern Brittany, France, *J. metamorphic Geol.*, 14 (1990) pp 361-379.
- [21] Le Hébel, F., Fourcade, S., Gapais, D., Marignac, C., Capdevila, R. et Martineau, F., Fluid-assisted spreading of thickened continental crust: Preliminary data from the Variscan Belt of South Brittany, *The Journal of Geochemical Exploration*, 69-70 (2000) pp 561-564.
- [22] Parra, T., Vidal, O. et Agard, P., A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral mica using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages, *Contrib. Mineral. Petrol.*, (soumis).
- [23] Ters, M., 1972. Carte géologique à 1/80.000 de Palluau-Ile d'Yeu. n°129, 2ème édition, B.R.G.M.

- [24] Triboulet, C., Les glaucophanites et roches associées de l'Île de Groix (Morbihan, France): étude minéralogique et pétrologique, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45 (1974) pp 65-90.
- [25] Triboulet, C., Les schistes verts subglaucophaniques du "Pouldu", zone de transition entre schistes bleus et amphibolites d'un complexe métamorphique monozonal paléozoïque en Bretagne méridionale, *C. R. Acad. Sci., Série II*, 315 (1992) pp 697-702.
- [26] Triboulet, C. et Audren, C., Controls on P-T-t deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France), *J. metamorphic Geol.*, 6, (1988) pp 117-133.
- [27] Trotet, F., Vidal, O. et Jolivet, L., Exhumation of Syros and Syfnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P-T paths, *Eur. J. Mineral.* (2001) pp 13,901-920.
- [28] Vauchez, A., Maillet, D. et Sougy, J., Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France., *J. Structural Geology*, 9, (1) (1987) pp 31-40.
- [29] Vidal, O. et Parra, T., Exhumation paths of high pressure metapelites obtained from local equilibria of chlorite-phengite assemblages, *Geol. J.*, 35 (3/4) (2000) pp 139-161.
- [30] Vidal, O., Parra, T. et Trotet, F., A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600°C, 1-25 kbar P-T range, *Am. J. Sci.* (2001) 557-592.
- [31] Vidal, P., L'évolution polyorogénique du massif armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium., *Mém. Soc. Géol. Mineral. Bretagne*. 21, 1980, 162 p.

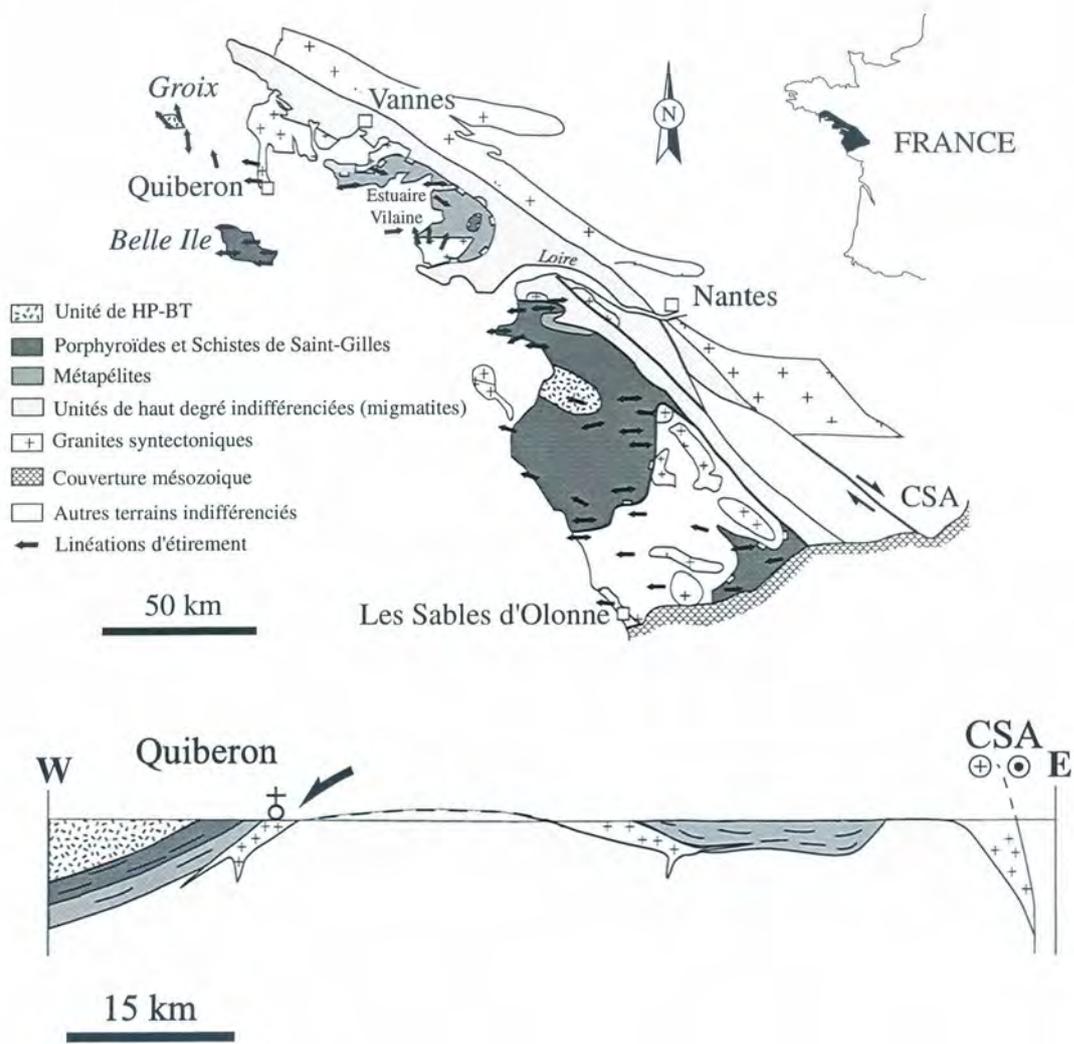


FIG. 1

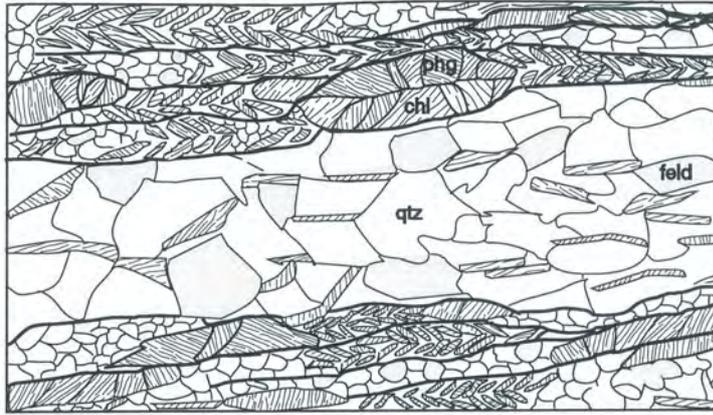


FIG. 2

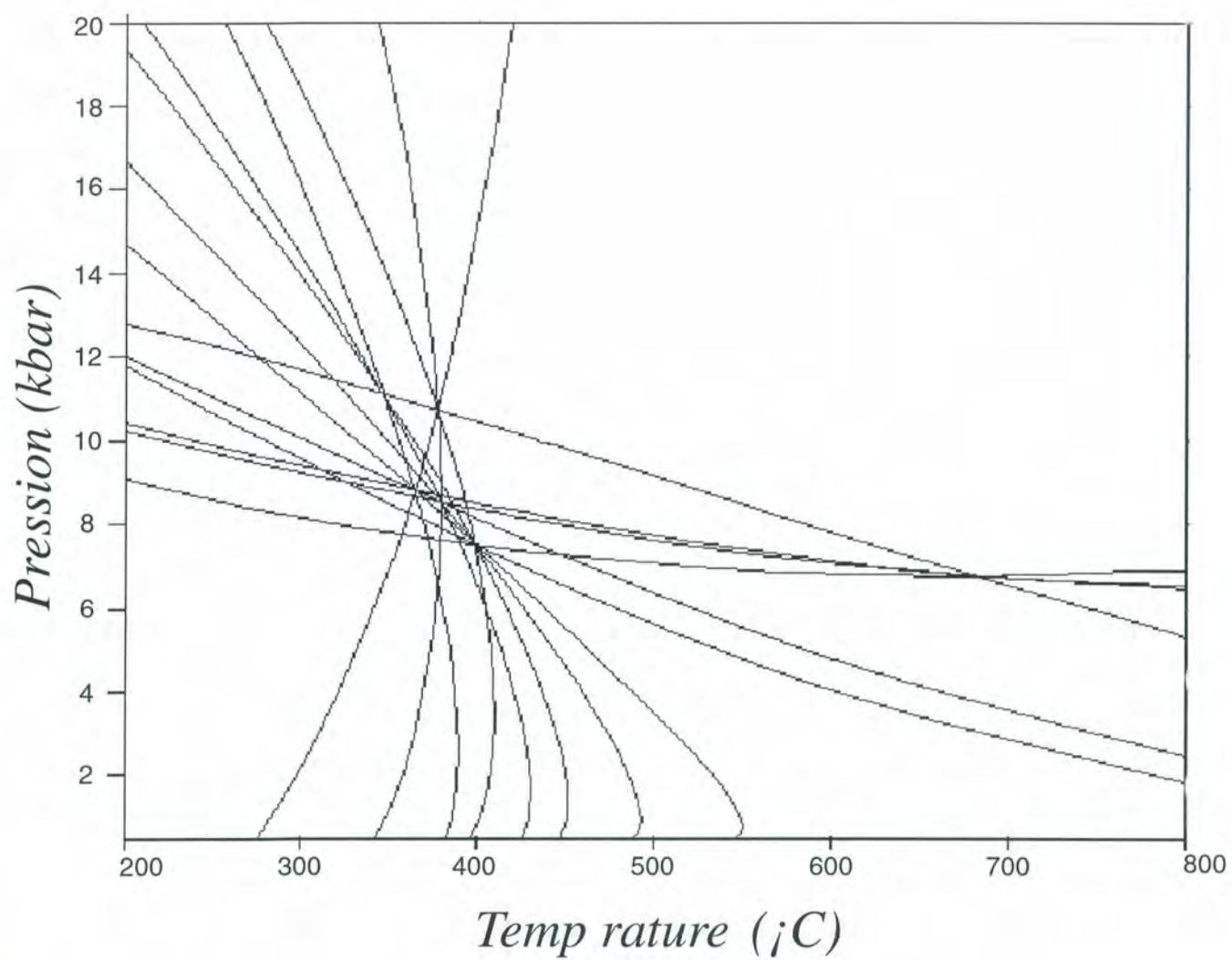
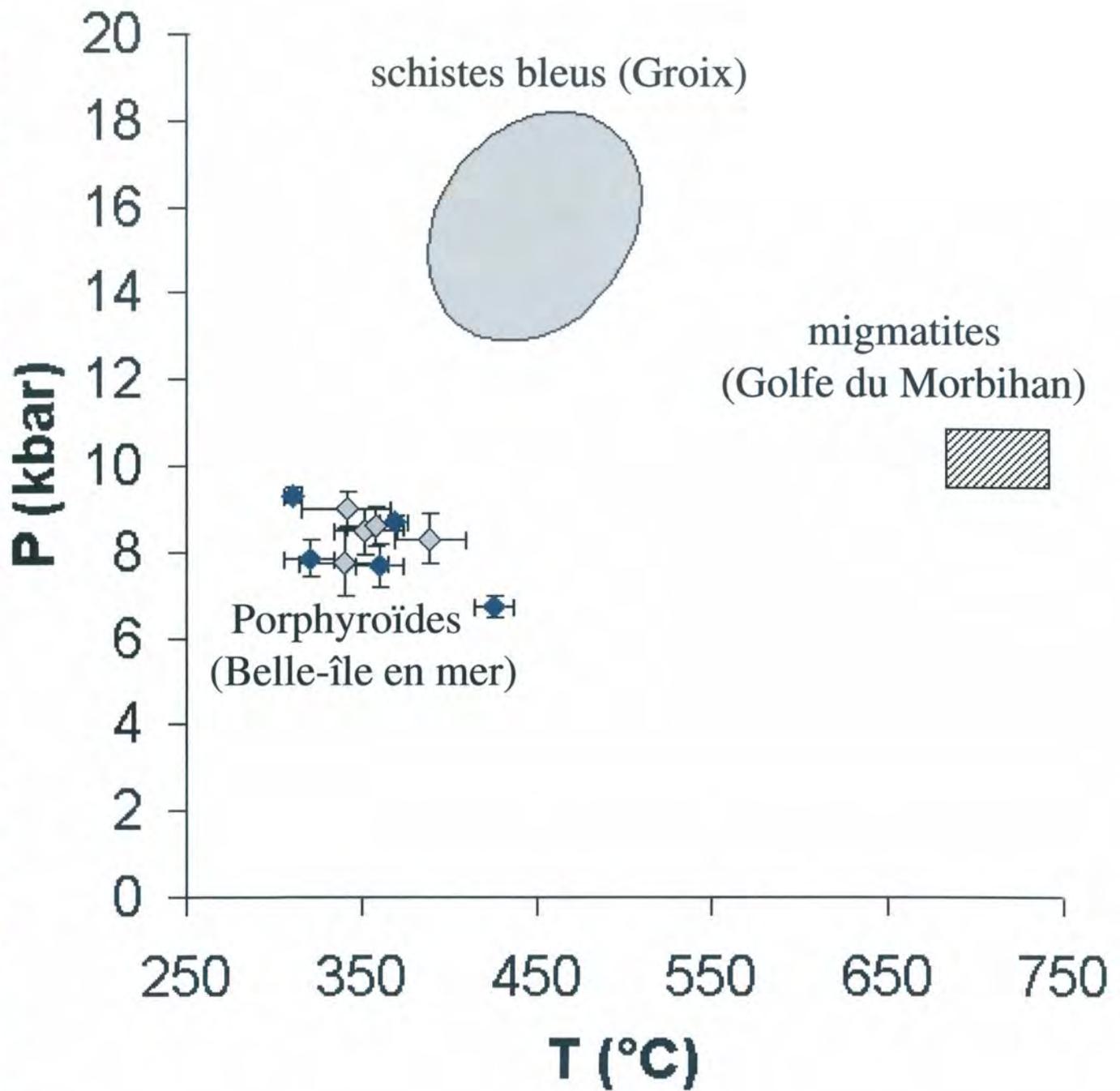


FIG. 3



	Chlorite 2(2)	Mica 3(5)	Chlorite 10 (2)	Mica 5(5)	Chlorite 26	Mica 5(4)	Chlorite 26	Mica 3(5)	Chlorite 27	Mica 5(4)	Chlorite 37	Mica 50	Chlorite 41	Mica 52	Chlorite 45	Mica 55	Chlorite 46	Mica 56	Chlorite 46	Mica 57
SiO2	24,63	49,31	24,25	48,97	24,71	49,18	24,71	49,31	25,15	49,18	23,92	49,66	24,22	47,70	24,50	49,68	23,65	48,97	23,65	49,95
TiO2	0,13	0,17	0,20	0,41	0,00	0,24	0,00	0,17	0,00	0,24	0,10	0,15	0,07	0,17	0,13	0,24	0,00	0,13	0,00	0,14
Al2O3	21,60	31,17	21,59	31,32	21,38	30,56	21,38	31,17	21,96	30,56	21,48	30,47	21,19	30,25	21,34	31,11	20,78	30,90	20,78	30,86
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	29,58	2,39	29,62	2,15	29,13	2,95	29,13	2,39	28,40	2,95	29,72	3,12	29,84	4,59	29,97	2,67	28,91	2,99	28,91	2,74
MNO	0,22	0,00	0,29	0,01	0,26	0,00	0,26	0,00	0,31	0,00	0,33	0,00	0,35	0,00	0,32	0,15	0,32	0,00	0,32	0,11
MGO	10,57	2,23	10,57	1,83	10,91	2,12	10,91	2,23	10,45	2,12	10,47	2,23	10,11	2,64	10,81	2,08	10,81	2,10	10,81	2,06
CAO	0,07	0,02	0,06	0,07	0,01	0,04	0,01	0,02	0,06	0,04	0,00	0,01	0,05	0,00	0,10	0,01	0,10	0,04	0,10	0,04
NA2O	0,07	0,46	0,10	0,51	0,05	0,31	0,05	0,46	0,09	0,31	0,13	0,27	0,16	0,35	0,22	0,35	0,22	0,38	0,22	0,25
K2O	0,00	10,52	0,09	10,21	0,14	10,25	0,14	10,52	0,43	10,25	0,18	10,80	0,18	9,85	0,09	10,41	0,09	10,18	0,09	10,55
total	86,87	96,26	86,76	95,47	86,59	95,65	86,59	96,26	86,85	95,65	86,33	96,72	86,16	95,55	87,47	96,68	84,87	95,69	84,87	96,71
Si	2,68	3,25	2,63	3,25	2,69	3,27	2,69	3,26	2,69	3,27	2,60	3,28	2,66	3,21	2,63	3,27	2,61	3,26	2,61	3,29
Ti	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Al	2,77	2,42	2,76	2,45	2,74	2,40	2,74	2,43	2,77	2,40	2,75	2,37	2,75	2,40	2,70	2,41	2,70	2,42	2,70	2,39
Aliv	1,30	0,74	1,36	0,73	1,31	0,71	1,31	0,73	1,31	0,71	1,39	0,71	1,33	0,78	1,36	0,72	1,39	0,74	1,39	0,71
Alvi	1,47	1,68	1,40	1,73	1,42	1,68	1,42	1,69	1,46	1,68	1,36	1,66	1,42	1,62	1,33	1,69	1,32	1,69	1,32	1,69
Fe2+	2,70	0,08	2,42	0,12	2,52	0,16	2,52	0,13	2,16	0,16	2,30	0,17	2,61	0,26	2,28	0,15	2,27	0,17	2,27	0,15
Fe3+ (1)	0,00	0,05	0,27	0,00	0,13	0,00	0,13	0,00	0,38	0,00	0,41	0,00	0,14	0,00	0,40	0,00	0,40	0,00	0,40	0,00
Mn	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00	0,03	0,01
Mg	1,72	0,22	1,71	0,18	1,77	0,21	1,77	0,22	1,67	0,21	1,70	0,22	1,66	0,26	1,73	0,20	1,78	0,21	1,78	0,20
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na	0,01	0,06	0,02	0,07	0,01	0,04	0,01	0,06	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,03
K	0,00	0,88	0,01	0,87	0,02	0,87	0,02	0,89	0,06	0,87	0,02	0,91	0,02	0,85	0,01	0,87	0,01	0,86	0,01	0,89
Somme oct.	5,92	0,00	5,86	0,00	5,89	0,00	5,89	0,00	5,77	0,00	5,84	0,00	5,92	0,00	5,84	0,00	5,87	0,00	5,87	0,00
%Fe2O3(1)	0		10		5		5		15		15		5		15		15		15	
(AlVI + Fe3+ - AlIV)/2	0,08		0,16		0,12		0,12		0,26		0,19		0,11		0,19		0,16		0,16	
6 - somme oct.	0,08		0,14		0,11		0,11		0,23		0,16		0,08		0,16		0,13		0,13	
différence (%)	0,7		1,7		1,5		1,5		3,0		2,6		3,0		2,9		3,0		3,0	
T (°C)	426		360		369		320		311		340		341		358		352		389	
P (kbar)	6,7		7,7		8,7		7,9		9,3		7,8		9,0		8,6		8,5		8,3	
σP (bar)	239		512		172		438		184		765		407		470		532		588	
σT (°C)	11		13		8		14		5		26		26		16		18		21	

CHAPITRE III

Reconstitution de l'histoire des fluides dans l'unité des porphyroïdes

~~Fluid regime during HP low T metamorphism of a oil-bearing formation: the Vendée orogenic belt (France)~~
history HP
Fluid regime during HP low T metamorphism of a oil-bearing formation: the Vendée orogenic belt (France)

Le présent chapitre constitue la base d'un projet d'article à soumettre à Journal of Metamorphic Geology.

III.1 INTRODUCTION

Dans la chaîne hercynienne de Bretagne méridionale et de Vendée, une des principales unités tectoniques, les Porphyroïdes de Belle-Ile-En-Mer et de Vendée, a été affectée par des déformations pénétratives très intenses accommodées par des processus de dissolution-cristallisation (Vauchez et al., 1987 ; Le Hébel et al., 2000 ; Schulz et al., 2001) (c.f. chapitre I). Comme nous l'avons précédemment exposé dans le Chapitre I, les fluides jouent un rôle important et toujours très débattu sur la localisation de la déformation et, à plus grande échelle, sur l'établissement durable de zones de décollement et de découplage dans la croûte (e.g. Moore & Vrolijk, 1992 et références internes; Housen et al., 1996). En ce sens, les modalités des circulations des fluides et des interactions fluides-roche sont des enjeux majeurs pour l'analyse des processus tectoniques. Parallèlement, la connaissance de la nature et de la provenance des fluides présents dans les différents stades de l'évolution d'un protolithe impliqué dans les zones de déformation majeures d'un domaine orogénique est susceptible d'éclairer de façon originale le (les) contexte(s) géodynamique(s) ayant présidé à sa structuration.

Le but de ce chapitre est de présenter l'historique des circulations de fluides dans les Porphyroïdes, ensemble de roches impliquées dans des zones de cisaillement crustales majeures au cours d'une histoire tectonométamorphique typique de beaucoup de domaines marginaux déformés au cours des processus de collision continentale: histoire prograde de type haute pression – basse température, suivie d'une exhumation syn-convergence, puis de l'amincissement crustal post-épaississement (cf. Chapitre II). On peut donc dire que l'histoire de cet ensemble crustal restreint résume, en quelque sorte, un cycle orogénique. Nous allons voir que certaines particularités chimiques et structurales de l'unité des Porphyroïdes, acquises en tout début de l'histoire au cours du dépôt des protolithes et de processus diagénétiques poussés, vont

permettre de construire une vision intégrée du comportement des fluides au cours de ce cycle orogénique.

Plusieurs techniques ont été appliquées pour caractériser les fluides : la pétrologie couplée aux analyses des roches totales (éléments majeurs et traces), les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène sur roches totales et veines de quartz, ainsi que l'étude des inclusions fluides. En effet, on peut a priori penser peu probable que des roches ayant subi une histoire précoce de type haute pression basse température puissent préserver des inclusions précoces. Cependant des études récentes ont montré que des roches de type éclogite, ayant subi un épisode de haute pression ont pu conserver les fluides circulant dans les conditions du pic du métamorphisme (Selverstone et al., 1984, 1992 ; Andersen et al., 1989, 1990 ; Philippot & Selverstone, 1991 ; Klemd et al., 1992 ; 1995 ; Nadeau et al., 1993 ; Giaramita & Sorensen, 1994 ; Philippot et al., 1995 ; Scambelluri et al., 1997, 1998 ; Gao & Klemd, 2001 ; Scambelluri & Philippot, 2001). Par ailleurs, le témoin exceptionnel de métamorphisme d'ultra-haute pression que constitue le système du Dabie Shan en Chine a permis à certains auteurs utilisant, soit les isotopes stables des éléments légers, soit la chimie des inclusions fluides, de démontrer le caractère relativement fermé aux fluides de ce type de métamorphisme. Les arguments avancés sont de deux sortes : préservation d'hétérogénéités isotopiques de l'oxygène acquises en conditions antérieures au pic de métamorphisme (e.g., Rumble, 1998 et références internes ; Zheng et al., 1999 et références internes ; Li et al., 2001) ; préservation d'inclusions fluides possiblement formées avant ou au pic de métamorphisme (Xiao et al., 2000 ; Fu et al., 2001). Ceci étant, si le métamorphisme de haute pression semble pouvoir montrer un comportement relativement fermé aux fluides, cette propriété est plus difficile à justifier dans les stades précoces d'un tel trajet métamorphique. En effet, où peut bien se trouver (en termes de domaine P/T) la transition entre un comportement de type « ordinaire », ouvert aux fluides tels que celui d'un métamorphisme schistes verts commun et celui, potentiellement fermé aux fluides, d'un métamorphisme de haute, voire ultra-haute pression. C'est possiblement aux stades débutants d'un métamorphisme à gradient dT/dP faible, où la température et les cinétiques de recristallisation sont les plus faibles, où beaucoup de fluides sont potentiellement libérés au cours de réactions de dévolatilisation progrades, qu'un comportement

tectono-métamorphique fermé aux fluides est le plus difficile à admettre a priori. C'est en cela que l'unité des Porphyroïdes, structurée au cours d'un métamorphisme de type haute pression mais basse température, revêt un caractère de témoin exceptionnel de ces processus tectono-métamorphiques. (voir aussi étude Henry et al., 1996).

III.2 CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE

Le domaine sud-armoricain appartient aux zones internes de la chaîne hercynienne d'Europe de l'Ouest (fig 3.1). Il est limité, au nord, par le cisaillement sud-armoricain (CSA) et disparaît, au sud, sous le bassin aquitain. De bas en haut, différentes unités peuvent être distinguées (Fig 3.1) (Ters, 1972; Audren, 1987; Gapais et al., 1993; Brown & Dallmeyer, 1996):

Des unités inférieures essentiellement constituées de migmatites, gneiss, amphibolites qui sont affectées par une évolution métamorphique de haute température. Les migmatites du Golfe du Morbihan par exemple, ont été soumises à des températures d'environ 700-750°C et des pressions de l'ordre de 10 Kbars (Jones & Brown, 1989, 1990; Audren & Triboulet, 1993; Brown & Dallmeyer, 1996). Les dates obtenues sur minéraux (monazite (U/Pb); hornblende (^{39}Ar - ^{40}Ar); muscovite (^{39}Ar - ^{40}Ar); biotite (Rb/Sr); traces de fission sur apatite) suggèrent un refroidissement relativement rapide de ces migmatites au Carbonifère supérieur (310-290 Ma) (cf. Gapais et al., 1993; Brown & Dallmeyer, 1996).

Ces unités sont surmontées par un ensemble de micaschistes montrant un métamorphisme de type barrowien, décroissant vers le haut de la série, et plus ou moins continu selon la situation géographique (Ters, 1972; Brillanceau, 1978; Bossière, 1988; Triboulet & Audren, 1988; Goujou, 1992). Dans les micaschistes de la Vilaine, un métamorphisme dans les conditions du faciès des amphibolites a été ainsi reconnu (Triboulet & Audren, 1988). En Vendée littorale, on observe une série barrowienne complète dans la séquence pélitique (Ters, 1972; Brillanceau, 1978; Bossière, 1988; Goujou, 1992). Des âges ^{39}Ar - ^{40}Ar obtenus sur des minéraux potassiques (micas blancs, biotites, feldspaths) des métapélites en Vendée permettent d'envisager le paroxysme tectono-métamorphique de cette unité comme étant d'âge Carbonifère supérieur (325Ma au maximum)

(Goujou, 1992). Parallèlement, dans les micaschistes de l'Estuaire de la Vilaine, des datations ^{39}Ar - ^{40}Ar sur hornblende ont fourni des âges autour de 300Ma (Brown & Dallmeyer, 1996). En Vendée littorale, la déformation régionale affecte des sédiments attribués au Tournaisien (Colchen et Poncet, 1987).

L'unité sus-jacente, dite « Formation des Porphyroïdes », sur laquelle s'est concentrée notre étude, est constituée principalement de métavolcanites felsiques porphyriques ou non porphyriques, déformées dans des conditions de moyenne pression et basse température (7-9 Kbars, 300 -350°C; Le Hébel et al., sous presse et chapitre II). Cette unité s'étend de Belle-Ile-En-Mer à la Vendée, sur environ 150km (fig 3.1). Des datations récentes (U/Pb sur zircons) réalisées sur des échantillons de Belle-Ile-en-Mer et de Vendée sur la SHRIMP de Canberra (Australie) ont fourni un âge Ordovicien inférieur (Peucat, com. pers.), différent des estimations précédentes qui assignaient à la formation des Porphyroïdes un âge Silurien supérieur-Dévonien inférieur (Talbert & Vialette, 1972; Peucat et al., 1986). Le contact subhorizontal entre la Formation des Porphyroïdes et les micaschistes sous-jacents est, dans le Golfe du Morbihan et la région de Guérande, jalonné de leucogranites à deux micas syncinématiques (Gapais et al., 1993) datés du Carbonifère supérieur (Vidal, 1980; Bernard-Griffiths et al., 1985 ; Ruffet, annexe 1).

L'ensemble de la pile métamorphique est surmonté par les klippes de l'île de Groix et du Bois de Céné (reposant donc sur l'Unité des Porphyroïdes), klippes dont le matériel est affecté par un métamorphisme de haute pression et de basse température (HP-BT ; estimations de 14-18 Kbars et 500°C à Groix (Bosse et al., 2001)) dans le faciès des schistes bleus (Barrois, 1883; Triboulet, 1974; Guiraud et al., 1987; Barrientos, 1992). Les données géochronologiques récentes (Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar) indiquent que l'âge de l'évènement de HP-BT est d'environ 370-380 MA (Bosse et al., 2000).

A l'échelle régionale, les métasédiments et les métavolcanites sont affectés par une foliation subhorizontale portant une linéation d'étirement résultant de mouvements tangentiels de vergence Ouest (Burg, 1981; Brun & Burg, 1982; Vauchez et al., 1987) (fig 3.1).

Le contact basal de l'unité des Porphyroïdes fut décrit comme chevauchant par plusieurs auteurs (Ters, 1972; Burg, 1981; Colchen & Poncet, 1987; Vauchez et al., 1987). Il a été réinterprété

comme soulignant une zone de décollement d'échelle crustale durant l'extension post-épaississement au Carbonifère supérieur (Gapais et al., 1993). Cependant, les estimations de pression révisées à la hausse dans l'unité des Porphyroïdes suggèrent que leur histoire précoce est à rapprocher de celle de l'unité supérieure de HP-BT de faciès métamorphique schistes bleus. Le contact basal de l'unité des Porphyroïdes ferait donc partie d'un système chevauchant associé à l'exhumation précoce d'unités HP-BT au cours de la collision, localement réactivé lors de l'extension post-épaississement (Le Hébel et al., sous presse et chapitre II).

Suite à cette histoire tectonique complexe, les Porphyroïdes de la nappe montrent une déformation pénétrative très intense, marquée par une foliation subhorizontale, portant une linéation soulignée par l'étirement et le tronçonnement des phénocristaux de quartz et de feldspath (fig. 3.2 a). La quantité d'étirement associée peut couramment atteindre et dépasser 300% à 400% (Burg, 1981; Vauchez et al., 1987). Des critères de cisaillement bien développés indiquent une composante cisillante le plus souvent à vergence ouest (Burg, 1981; Vauchez et al., 1987).

Sous la nappe, dans le Bas Bocage vendéen, quelques rares affleurements de laves porphyriques montrent une déformation de même type, mais globalement nettement moins intense et beaucoup plus hétérogène, avec des domaines peu ou non déformés (fig. 3.1) (Vauchez et al., 1987). A chaque fois que ces roches ont pu être observées sur des épaisseurs de quelques dizaines de mètres à l'occasion d'exploitations à ciel ouvert (ex : carrière de Bréthomé, carrière de La Chilloue), il est apparu que les faciès les plus déformés se rencontraient vers la partie supérieure des ensembles, à moindre distance du contact avec la nappe des Porphyroïdes sus-jacente.

De l'échelle du grain à celle de l'affleurement, la déformation est accommodée par des processus de dissolution-cristallisation (Gilbert, 1982, Vauchez et al., 1987 ; Le Hébel et al., 2000; Schulz et al., 2001 ; Le Hébel et al., accepté) (chapitre IV).

A l'échelle de l'échantillon, les clastes feldspatiques sont tronçonnés et montrent de la cristallisation en zones abritées (fig. 3.2a). La dissolution et l'extraction du quartz et du feldspath (les seuls constituants mobiles dans le processus de dissolution-cristallisation) autour des

porphyroclastes ont pour conséquence le développement d'une phase phengitique résiduelle (Le Hébel et al., accepté et chapitre IV).

A l'échelle de l'affleurement, les éléments mobiles sont déposés dans un spectaculaire système de veines composées de quartz et de feldspath (fig. 3.2b). Le Hébel et al. (accepté, Chapitre IV) ont montré que ces veines se forment en conditions syntectoniques, parallèlement à la foliation. Les derniers stades de la déformation s'expriment par des fentes de tension qui recoupent la foliation à fort angle de la linéation d'étirement. Les fentes les plus tardives sont exclusivement à remplissage quartzeux et ne montrent pas de bordures phengitiques. Bien qu'il soit très difficile de déterminer les relations temporelles entre veines syn-cinématiques en raison de l'intensité de la déformation, il semblerait que quelques veines de nature uniquement quartzeuse et sans bordures phengitiques puissent être précoces dans l'histoire de la déformation.

III.3 PETROLOGIE

La pétrologie des Porphyroïdes et des roches associées a fait l'objet de nombreux travaux locaux antérieurs (Boyer, 1974; Maillet, 1984; Chalet et al., 1985; Audren, 1987; Vauchez et al., 1987; Goujou, 1992). Nous n'en présenterons par conséquent qu'un aperçu synthétique en y adjoignant un certain nombre d'observations inédites que nous avons effectuées nous mêmes.

III.3.1 Description générale des principaux faciès

Dans l'ensemble très déformé que constitue la nappe des Porphyroïdes, on peut, à l'échelle des affleurements sur l'ensemble du secteur étudié, individualiser plusieurs types de lithologies. Celles-ci peuvent alterner en ensembles de puissances apparentes très variables (métriques à pluri-hectométriques).

a) Faciès porphyriques

Ces faciès sont caractérisés par la présence de phénocristaux de quartz et de feldspath. Deux principaux types sont observés : des faciès grossiers, à phénocristaux centimétriques et à proportion de matrice assez faible (porphyroïdes s.s), et des faciès à phénocristaux plus petits, millimétriques, dans lesquels la proportion de matrice est assez élevée (tufs à cristaux). Il existe des intermédiaires entre ces deux types.

Les feldspaths peuvent être de teinte noire ou blanche et les quartz de teinte noire ou gris-bleuté (fig. 3.2 a, c). A l'échelle d'un même affleurement, la couleur de la matrice peut varier du noir au blanc (fig. 3.2.c). Lorsque la déformation est relativement modérée, les transitions entre faciès clairs et faciès sombres peuvent être diffuses et irrégulières (fig. 3.2d). Certains affleurements (Belle-Ile-En-Mer, Piriac) montrent des roches dont la matrice est claire mais dont les feldspaths sont de teinte noire (fig. 3.2a).

Dans ces faciès porphyriques, les veines quartzo-feldspathiques syncinématiques (Fig. 3.2b), fréquemment décrites comme « veines de quartz » dans les travaux antérieurs, sont de teinte blanche et rose. Elles sont composées essentiellement de quartz et de feldspath potassique, assez continues, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, et de répartition relativement homogène.

Nous utiliserons par la suite le terme générique global de Porphyroïdes (s.l.) pour tous ces faciès à phénocristaux.

b) Faciès fins

Des faciès à grain fin montrent une absence quasi-complète de phénocristaux (tufs fins) et comportent généralement des niveaux rythmiques et millimétriques quartzeux et gréseux et, plus localement, des passées grésocarbonatées de puissance apparente variable (millimétriques à décimétriques). Très localement, ces tufs fins, assez homogènes dans l'ensemble, peuvent montrer des variations de faciès associant des tufs à fragments volcaniques, de rares roches jaspoïdes, de rares niveaux de coulées rhyolitiques et spillitiques, des niveaux ampéliteux (complexe de Bordardoué à Belle-Ile-En-Mer, Audren, 1987). Dans ce dernier gisement, nous avons pu observer des niveaux tuffacés à allure localement conglomératique comportant des bombes volcaniques

décimétriques (fig. 3.2e). Cette association Porphyroïdes-niveaux ampéliteux est en fait assez générale à l'échelle régionale (Belle-Ile-En-Mer, Piriac-Sur-Mer, Bas Bocage vendéen). A Mareuil-sur-Lay, dans le sud du Bas Bocage vendéen, des niveaux ampéliteux imbriqués dans les porphyroïdes ont fourni des microfossiles carbonneux tentativement attribués au Siluro-Dévonien (Peucat et al., 1986). Compte tenu des nouvelles données radiochronologiques sur les porphyroïdes (Ordovicien, Peucat, com.pers.), l'association ampélites-porphyroïdes devrait donc être de nature tectonique.

Dans les tufs fins, les veines syntectoniques sont toujours de couleur blanche, car composées essentiellement de quartz et d'albite. Elles sont beaucoup plus discontinues que dans les faciès porphyriques, de répartition hétérogène, avec des regroupements en amas, à tendance rythmique. Certaines veines pourraient localement présenter des aspects très irréguliers, évoquant des remplissages de type fracture hydraulique, géométries plus rarement observée dans les porphyroïdes.

c) Les roches porphyriques situées sous la nappe

Sous la nappe, les roches porphyriques sont systématiquement de couleur noire (matrice, quartz et feldspaths) (fig. 3.3.a). Sur les affleurements visités, les faciès à gros grain rencontrés dans la nappe des Porphyroïdes n'ont pas été observés. La taille du grain et les proportions éléments figurés/matrice rapprochent ces roches des tufs à cristaux de l'unité formant la nappe des Porphyroïdes. Des données radiochronologiques sur ces roches porphyriques indiquent des âges Ordovicien (Peucat, com. pers). Dans ces roches porphyriques, déformées ou non déformées, les veines sont très rares ou absentes. Les rares veines observées sont de faible épaisseur (millimétrique), affectent des tracés rectilignes de type fractures, recoupant la foliation quand elle existe, et les remplissages sont exclusivement de quartz.

III.3.2 Pétrographie

a) Porphyroïdes et tufs de la nappe

Dans les porphyroïdes de la nappe, la matrice est caractérisée par des alternances de lits quartzo-feldspathiques et de lits phengitiques, ces derniers bordant systématiquement les clastes. Les phénocristaux de quartz et de feldspath sont fracturés et on observe la néogenèse de fibres parallèles à l'étirement de ces mêmes phases en zones abritées. Le feldspath est, soit de l'adulaire (rose) pigmenté de très fines inclusions de graphitoïdes, soit du microcline limpide (sans inclusions de graphitoïdes) en porphyroblastes ou cristallisant dans les zones abritées de l'adulaire, soit de l'albite blanche à blanc jaunâtre (fig. 3.3b). Des macles en échiquier marquant l'albitisation des feldspaths potassiques sont également présentes dans ces faciès déformés. On observe aussi des carbonates dans la matrice ou en zones abritées, des oxydes, des zircons (souvent en inclusions dans les phénocristaux), de l'apatite et très rarement la présence de biotite verte ou de stipnomélane (fig. 3.3c). Ce dernier minéral qui n'avait pas été décelé dans les études antérieures, se rencontre à Belle-Ile, au SW de Domois, en inclusions dans des clastes de quartz et dans la matrice de quartz à grain fin.

Certains échantillons sont formés par des fragments de ces roches de plusieurs centimètres de long dans une matrice fine et constituent des brèches volcaniques (fig. 3.3d).

Dans les faciès fins (tufs), caractérisés par l'absence quasi-complète de phénocristaux, on observe une alternance de lits d'épaisseur millimétrique essentiellement constitués de quartz (microquartzites) et, en moindre proportion, d'albite et de lits phengitiques et chloriteux. Les phengites et les chlorites sont parfois orientées parallèlement à des plans de dissolution dans la foliation, mais le plus souvent, elles sont conservées en microlithons soulignant une schistosité antérieure à la schistosité observée.

Cette première analyse microscopique confirme l'origine pyroclastique des porphyroïdes, en accord avec la qualification de «méta-tuffo-ignimbrite porphyrique rhyolitique» de Boyer (1974) et Chalet et al. (1985).

Bouvier

b) Roches porphyriques sous la nappe

Dans l'autochtone relatif, les roches peu ou non déformées sont massives et de couleur noire. Elles renferment des phénocristaux de quartz arrondis, présentant localement des golfes de corrosion et dont la longueur peut atteindre 5 mm (fig. 3.3e). Ils montrent une extinction onduleuse. Les anciens phénocristaux de feldspath sont actuellement des adulaires noirs riches en inclusions de graphitoïdes. Les cristaux non déformés ont des formes monocliniques. Ce sont en particulier des cristaux maclés Carlsbald ayant pu correspondre à de l'orthose ou à de la sanidine. Les rares petits phénocristaux de plagioclase sont partiellement remplacés par un feldspath potassique homogène, sans trace d'exsolution, sans macle et même sans clivage visible. Par endroits, certains feldspaths présentent des structures en échiquier marquant un remplacement total ou partiel de ces feldspaths par de l'albite (fig. 3.3f). Les phénocristaux de quartz et de feldspath sont parfois cassés. La mésostase est quartzo-feldspathique et graphiteuse, généralement finement recristallisée. Des films graphiteux soulignent la structure, et sont souvent plus denses au contact des phénocristaux. La matrice fine peut renfermer des échardes de quartz et de feldspath témoignant du caractère pyroclastique de la roche (fig. 3.3d). On y observe également quelques micas blancs très fins, quelques rares carbonates, de rares biotites à pléochroïsme jaune et noir généralement déferisées, et quelques zircons (souvent en inclusions dans les clastes de quartz) et apatites. Dans les domaines préservés de la déformation et de la recristallisation, essentiellement dans les golfes de corrosion des phénocristaux de quartz), on peut parfois observer des sphérolites fibroradiés de feldspath potassique imprégnés de graphitoïdes.

D'un point de vue pétrographique, la différence principale entre ces roches et les Porphyroïdes de la nappe est un rapport plus élevé entre phénocristaux de quartz et phénocristaux de feldspaths.

III.3.3 Nature des protolithes

Il n'est pas de notre propos d'effectuer une caractérisation fine des différents magmas observés dans la nappe des porphyroïdes et son substratum, ni de discuter les environnements géodynamiques envisageables pour ces matériaux. Un article discutant de cet aspect à l'échelle régionale est en cours de rédaction (Capdevila et al., en préparation) et nous nous bornerons à présenter ci-dessous quelques-uns des points qui y sont commentés.

Il est clair que ces roches d'origine volcanique ont subi des transformations minéralogiques et chimiques importantes avant d'être déformées (potassification des feldspaths, en particulier). Par conséquent, l'utilisation de critères d'identification classiques utilisant les éléments majeurs, comme le diagramme TAS, est sujette à caution, et l'identification des protolithes et la détermination de leur «souche» magmatique n'est envisageable que sur la base de rapports «canoniques» d'éléments connus pour leur comportement immobile ou relativement immobile dans les processus d'interaction fluide/roche. Un exemple de diagramme d'identification utilisant ce type d'éléments est le diagramme Zr/Ti vs. Nb/Y (Winschester & Floyd, 1977). Il permet de singulariser trois ensembles différents (les porphyroïdes sous la nappe, les porphyroïdes de la nappe et les tufs fins) ayant des compositions variant depuis des rhyolites jusqu'aux rhyodacites et dacites (fig. 3.4). Les faibles rapports Nb/Y sont caractéristiques des roches magmatiques subalcalines (les porphyroïdes de la nappe montrent une tendance vers des compositions un peu plus alcalines que ceux de l'autochtone relatif). Les spidergrams normés au MORB (Pearce & Parkinson, 1993) présentent les caractéristiques générales des suites calco-alcalines (fig. 3.5):

- Enrichissement relatif des éléments les plus incompatibles (ex : Th) par rapport aux lanthanides (REE), y compris légères (ex : La).
- Concentrations élevées en Th et LREE.
- Anomalies négatives significatives en Ta, Nb et Ti.
- Anomalie positive en Pb lorsque cet élément n'est pas lessivé par l'altération superficielle.
- Fractionnement modéré en REE dû essentiellement aux LREE, la distribution des HREE n'étant pratiquement pas fractionnée.

Le report des points représentatifs des échantillons dans d'autres diagrammes discriminants, par exemple Hf-Th-Ta (Macdonald et al., 1992) ou Th/Ta vs Yb (Gorton & Shandl, 2000) confirme leur nature calco-alcaline et indique que ces matériaux magmatiques s'apparentent aux produits de marges continentales actives. Cependant, les contraintes géologiques globales dans le cadre de l'orogénèse hercynienne (Scotese, <http://www.scotese.com>), ainsi que l'absence de basaltes et d'andésites, suggèrent une génération en contexte de bassin arrière-arc (Capdevila et al., en préparation).

III.4 GEOCHIMIE

III.4.1 Eléments majeurs et traces

La porosité et la perméabilité élevées de certaines ignimbrites favorisent des modifications chimiques au cours de leur refroidissement et de leur éventuelle diagenèse dans un bassin sédimentaire (Fisher & Schminke, 1978). Dans le cas de nos porphyroïdes et volcanites porphyriques, l'analyse microscopique révèle des transformations minéralogiques considérables. Les feldspaths, entre autres, ont des compositions purement potassiques, inappropriées pour des protolithes volcaniques rhyolitiques (Carmichael et al., 1974; Brown & Parsons, 1994) (annexe 3).

Les compositions chimiques documentent corrélativement des pertes et gains de certains éléments par rapport à des roches de composition rhyolitique à rhyodacite/dacite non métasomatisées (annexe 3). Les caractéristiques de métasomatose les plus évidentes sont un rapport K_2O/Na_2O non équilibré (trop élevé) et l'absence quasi totale de Ca. Le diagramme de Hughes (1973) (fig 3.5) illustre la teneur en K_2O en fonction de la somme (K_2O+Na_2O). Il apparaît que la plupart des échantillons analysés ont une composition qui se situe à l'extérieur du domaine des roches ignées. La majorité des roches ont un rapport $K_2O*100/(K_2O+Na_2O)$ compris entre 70 et 100, donc très déséquilibré vers le pôle potassique. Les valeurs de la somme (K_2O+Na_2O) sont, en revanche, comprises entre 7 et 9 et qualifiables de «normales» pour des roches magmatiques saines équivalentes. Les roches montrent donc un enrichissement de K_2O à

somme (K_2O+Na_2O) quasi-constante, les pertes en sodium étant compensées par les gains en potassium.

Cette métasomatose potassique se traduit minéralogiquement par l'adularisation des feldspaths, laquelle est observée dans les porphyroïdes à composition rhyolitique suivant la réaction d'échange:



Le spidergram normé aux MORB (Pearce & Parkinson, 1993) montre des anomalies négatives en Na, Sr et Ca correspondant, pour une part, à la cristallisation fractionnée de plagioclase et, pour l'essentiel, au lessivage de ces éléments lors de la métasomatose potassique (fig. 3.5). Cet épisode métasomatique se traduit aussi par une anomalie positive en K et des concentrations élevées en Cs et Rb dans les spidergrams.

Les métasomatoses potassiques sont généralement interprétées (i) comme résultant d'altération hydrothermale de *haute température* le long de zones de détachement associées à de l'extension régionale post-épaississement (Glazner, 1979; Chapin & Glazner, 1983; Brooks & Marvin, 1985; Brooks, 1986; Kerrich & Rehrig, 1987), ou (ii) comme reflétant des réactions diagénétiques de *moyennes températures* aux environs de 90-130°C (Blosch & Bischoff, 1979; Munha et al., 1980; Roddy et al., 1988) dues à des percolations descendantes d'eaux salées alcalines dans des bassins endoréiques extensifs (Chapin & Lindley, 1986; Roddy et al., 1988; Turner & Fishman, 1991; Leising et al., 1995).

Dans le cas des Porphyroïdes, deux observations nous permettent de contraindre les conditions de la métasomatose potassique:

(i) l'adularisation des feldspaths est visible dans la nappe des Porphyroïdes, mais aussi dans les faciès déformés ainsi *que non déformés* situés sous la nappe.

(ii) Les zones abritées des feldspaths sont constituées de microcline à macle péricline dans les faciès déformés. Cette macle péricline traduit le passage d'un feldspath monoclinique (adulaire) à un feldspath triclinique (microcline).

Ces deux observations indiquent que la forme stable du feldspath potassique au cours de la déformation est le microcline et donc que la métasomatose potassique est un processus précoce, de relativement basse température, antérieur à la déformation de ces roches.

Les faciès fins (tufs) caractérisés par l'absence de phénocristaux, ne renferment, en revanche, pas de feldspath potassique. Ils ont des compositions dacitiques et sont nettement plus riches en Fe et Mg que les porphyroïdes. Ils montrent aussi un enrichissement en K et un appauvrissement en Na. Nous supposons que dans les faciès fins, la métasomatose potassique s'est traduite par la formation de smectites potassiques (Andrews, 1978; Munha et al., 1980) précurseurs des phengites, à des températures équivalentes à celles de l'adularisation des feldspaths (environ 140°C).

La mise en évidence de la métasomatose potassique permet de replacer dans leur juste cadre l'identification de ces roches qualifiées jusqu'à présent de roches magmatiques ultrapotassiques (Boyer, 1974 ; Valois 1975 ; Audren, 1987).

Quelques rares échantillons sont situés dans le domaine des roches ignées. En lame mince, pour une partie des échantillons, nous observons des plages à structures en échiquier traduisant un processus d'albitisation. Ces roches qui présentent des compositions chimiques tombant en apparence dans le domaine des roches ignées ont, en fait, subi une albitisation postérieure à la métasomatose potassique. Le processus d'albitisation reste cependant limité dans son intensité et son développement géographique.

III.4.2. Isotopes stables

Les compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène ont été analysées sur les roches totales (RT) et sur des générations successives de veines de quartz échantillonnées dans différentes lithologies de l'unité des Porphyroïdes.

Les $\delta^{18}\text{O}$ RT culminent vers des valeurs trop élevées pour refléter des signatures magmatiques (tab 3.1a; fig. 3.7). Les $\delta^{18}\text{O}$ les plus élevés connus pour des granites crustaux non

métasomatisés ne dépassent pas 13‰ (par exemple, O'Neil & Chappell, 1977; Bernard-Griffiths et al., 1985; Fourcade et al., 2001).

Les analyses $\delta^{18}\text{O}$ des quartz indiquent des valeurs de 11.4‰ à 18‰ dans les différentes lithologies de l'unité (tab 3.1a; voir chapitre IV, tab. 4.1). En utilisant les coefficients de fractionnement de Zheng (1993), les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ calculées pour les fluides parents de ces veines varient de 5,8‰ à 12.4 ‰ (calculées à 350°C), et se trouvent donc dans la gamme des fluides métamorphiques.

Les analyses isotopiques en oxygène sur des générations successives de veines de quartz et sur des roches totales provenant de différentes lithologies de l'unité des Porphyroïdes ont montré que chaque niveau lithologique impose sa signature isotopique au fluide (Le Hébel et al., 2000 ; Le Hébel et al., accepté et chapitre IV). Ces résultats, couplés à d'autres arguments structuraux et géochimiques, nous ont permis de conclure à un système tamponné par la roche et évoluant donc sous faible rapport fluide/roche (Le Hébel et al., 2000 ; Le Hébel et al., accepté, chapitre IV). Ainsi, les valeurs calculées $\delta^{18}\text{O}$ des fluides n'ont donc pas de signification quant à la source originelle de ce fluide. Le fluide est devenu «métamorphique» du fait même de l'interaction fluide-roche. Les porphyroïdes (s.s.) ont des valeurs élevées $\delta^{18}\text{O}(\text{RT})$ comprises entre 10.5‰ et 14.5‰ (tab 3.1a). Elles rappellent les valeurs isotopiques obtenues dans d'autres études sur des roches volcaniques ayant subi une métasomatose potassique se traduisant par une adularisation des feldspaths (Munha et al., 1980). Dans les faciès fins, ne contenant pas de feldspath potassique, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sont généralement comprises entre 9 et 12‰ avec quelques exceptions atteignant 15‰ (tab 3.1a). Elles sont dans la gamme des valeurs isotopiques de tufs affectés par une métasomatose potassique se traduisant par la formation de smectites à environ 140°C (Roddy et al., 1988).

Les mesures isotopiques de l'hydrogène sur les roches totales indiquent des valeurs de δD comprises entre -77 et -87‰ pour les porphyroïdes, et sensiblement plus lourdes, entre -50 et -54‰ pour les tufs (tab 3.1b). Dans les porphyroïdes, le $\delta\text{D}(\text{RT})$ mesuré correspond au δD de la phengite actuelle. Cette valeur peut refléter un état d'équilibration entre la phengite et le fluide

présent au moment du pic de métamorphisme (350-400°C ; Le Hébel et al., sous presse, chapitre II). Si c'est le cas, on peut faire une estimation de la composition isotopique du fluide, mais cette estimation est entachée de très grandes incertitudes. En effet, il n'existe pas à notre connaissance, de données expérimentales concernant le fractionnement isotopique phengite/H₂O pour l'hydrogène, ni pour aucun minéral de type mica dans la gamme de température d'intérêt (300–400°C). Cependant, Suzuoki et Epstein (1976) ont proposé des équations de fractionnement isotopique et ont montré que ce fractionnement pour le groupe des micas était fonction de la température, mais aussi et surtout, de la teneur en Fe en site octaédrique, dans l'intervalle de température 400-800°C. Les fractionnements D/H minéral/H₂O sont donc plus importants pour les biotites ferrifères que pour un mica blanc type muscovite. On peut donc spéculer sur le fait que, de par sa composition chimique intermédiaire, une phengite doit présenter un fractionnement D/H avec l'eau, intermédiaire entre celui d'une biotite Fe-Mg et celui d'une muscovite, soit aux alentours de –45‰, ce qui nous amène à un fluide calculé aux alentours de –30 à –45‰ pour les porphyroïdes et aux alentours de –5 à –10‰ pour les tufs (avec une incertitude qui doit bien atteindre 10 unités δ). La présence de chlorite en quantité non négligeable dans les tufs, en sus de la phengite, n'affecte pas significativement cette estimation grossière puisque le fractionnement D/H chlorite (Al/Mg)-H₂O est du même ordre de grandeur : –30 à –40‰ entre 200 et 500°C d'après Graham et al., (1987) (déterminations expérimentales), ordre de grandeur qui est conforté par la mesure de δD autour de –30 à –40‰ dans les chlorites naturelles formées à des températures comparables aux nôtres lors du métamorphisme océanique (Stakes and O'Neil, 1982 ; voir aussi discussion dans Graham et al., 1987).

Dans un autre ordre d'idées, on peut aussi considérer le cas limite où le stock d'eau présent dans les roches est fixé dès le début de leur histoire, au cours des processus de basse température qui accompagnent la diagenèse précoce (minéraux argileux), puis l'adularisation. Cette eau précoce peut se retrouver ainsi remobilisée ultérieurement (en système à peu près clos) vers les minéraux hydroxylés synmétamorphes. Dans ce cas, le δD phengite est en gros celui des minéraux hydroxylés précoces de type smectite et une estimation de la composition isotopique du fluide se rapporte au fluide précoce, vraisemblablement contemporain de l'épisode de

métasomatose majeure qui affecte les roches (adularisation, gains de K, pertes de Ca, Na, Sr...) et doit être évaluée à une température de l'ordre de 100 – 140°C. Les valeurs δD des porphyroïdes sont en effet dans la gamme de celles des bentonites (e.g., Elsinger et al., 1986). L'équation reliant le fractionnement isotopique de l'hydrogène à la température dans le système smectite-eau est :

$$10^3 \ln^{hy}_{\text{smectite-water}} = -45.3 (10^{-3}T^{-1}) + 94.7 \text{ (Capuano, 1992)}$$

ou

$$10^3 \ln^{hy}_{\text{illite-smectite-water}} = -19.6 (10^{-3}T^{-1}) + 25 \text{ (Yeh, 1980)}$$

Dans la gamme 100 - 140°C, température supposée de la formation des smectites lors du processus de métasomatose potassique,

$$\delta^2 D_{\text{smectite}} - \delta^2 D_{\text{water}} = -15 \text{ à } -28\text{‰}$$

ce qui donne des valeurs δD pour le fluide à l'équilibre avec le protolithe des porphyroïdes comprises dans la gamme -50 et -70‰, et des valeurs isotopiques plus lourdes autour de -25 à -40‰ pour un fluide à l'équilibre avec des tufs. Ces valeurs pourraient indiquer des fluides d'origine géothermale ou de bassins (fig. 3.7).

Dans les deux types de situation, on constate qu'il existe une différence significative de signature en isotopes de l'hydrogène entre les fluides présents dans les deux ensembles lithologiques, à savoir les porphyroïdes et les tufs. Le fait que des fluides isotopiquement plus lourds soient présents dans le seul ensemble tuffacé, pour lequel le caractère marin du milieu de sédimentation fait peu de doute, est peut être à mettre sur le compte de l'héritage d'un composant marin précoce. Le matériau constitutif initial des tufs dacitiques devait nécessairement contenir au départ une composante vitreuse qui, au cours de la diagenèse, a vraisemblablement incorporé une composante d'eaux de dérivation marine au cours de sa recristallisation en minéraux argileux. Si ceci est exact, on comprend que ces caractéristiques ne soient pas présentes dans les porphyroïdes, ensemble de dépôt de nature ignimbritique dont on peut démontrer, au moins localement, le caractère aérien des conditions de dépôt.

Nous ne pouvons considérer ces estimations comme de véritables contraintes, mais on peut cependant remarquer qu'elles sont en accord avec l'idée d'une évolution en système fermé aux fluides telle qu'elle est par ailleurs documentée par les isotopes de l'oxygène, les mécanismes

de déformation, la minéralogie des veines syncinématiques (Le Hébel et al., accepté, Chapitre IV), ainsi que par l'analyse des inclusions fluides décrite dans le paragraphe suivant.

En conclusion, il apparaît que les valeurs isotopiques en oxygène des roches totales, enregistrent la circulation d'un fluide avec un rapport fluide/roche élevé, même dans les roches non déformées, fluide qui doit vraisemblablement être relié à l'épisode de métasomatose potassique précoce. Par la suite, tout au long de l'histoire tectonique, la déformation s'accumule dans un système globalement fermé, avec un rapport fluide/roche limité.

III.5. ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

III.5.1 Méthode analytique

La méthodologie d'étude des inclusions fluide est présentée en Annexe 5 et nous décrivons ici les conditions analytiques de cette étude.

La caractérisation des fluides est obtenue après étude pétrographique et typologique des inclusions fluides (IF) par microthermométrie et analyse quantitative des gaz par spectroscopie Raman.

L'étude microthermométrique a été réalisée au laboratoire G2R (Nancy) sur des lames épaisses en utilisant une platine refroidissante-chauffante Chaixmeca (Poty et al., 1976), avec un objectif x80 (Olympus) et un oculaire x16 étant donné la très petite taille des inclusions étudiées (du micromètre à la dizaine de micromètres). La platine est calibrée à l'aide d'inclusions fluides standards naturelles à CO₂ pur et d'inclusions synthétiques à H₂O-NaOH aux basses températures (T<0°C). Le calibrage à haute température est réalisé par la fusion de solides standards (T>25°C). La vitesse de chauffage est contrôlée pour obtenir une précision de 0.2°C pendant le refroidissement, ±1°C pour le chauffage entre 25 et 400°C et ±4°C pour les très hautes températures entre 400-600°C. La salinité, exprimée en % poids équivalent NaCl est calculée avec les équations utilisant les données expérimentales de Bodnar (1993). Dans les inclusions fluides à phase volatile, CO₂ est identifié par la fusion d'un solide à une température inférieure à

-56.6°C et/ou la présence de chlathrates à basses température (hydrate de CO₂). La fraction volumétrique de la phase vapeur est estimée à température ambiante avec la charte volumétrique de Roedder (1984). La nomenclature des inclusions fluides suit la convention de Boiron et al. (1992). Elle est basée sur le mode d'homogénéisation globale Th (correspondant à la première lettre: vapeur noté V, liquide noté L), et sur la présence ou non de phase carbonique (à CO₂ dominant (c) ou méthane (m), ou azote (n)) et de la phase aqueuse (w). Pour les inclusions aquo-carboniques, lorsque la fusion et l'homogénéisation de CO₂ sont visibles, elles sont appelées inclusions (c-w). Si seules les chlathrates sont observés, les inclusions sont notées (w-c).

Les fractions molaires de CO₂, CH₄, N₂ et H₂S sont déterminées sur des inclusions fluides individuelles par spectroscopie Raman effectuée sur un spectromètre de type Labram (Dilor) au laboratoire G2R de Nancy, suivant la procédure décrite par Dubessy (1984) et Dubessy et al. (1989). La fraction molaire de NaCl, le volume molaire, la composition globale sont déterminés en combinant les résultats des analyses microthermométriques et Raman et en utilisant les codes de calcul de Bakker (1997). Les paramètres P-T sont déterminés en utilisant les données V-X et les équations d'état de Bowers et Helgeson (1983) revues par Bakker (1999).

Les IF ont été étudiées dans le quartz et correspondent presque toujours à des piégeages lors de la cicatrisation de microfractures. La plupart des échantillons provient de la nappe des Porphyroïdes, une autre partie provient de roches porphyriques et de métasédiments sous-jacents.

Pour chaque localité, la typologie des différentes familles d'inclusions et leur relation avec le type de quartz hôte sont décrites. Des inclusions fluides représentatives des différents types de fluides ont ensuite été sélectionnées afin de déterminer la composition de la phase volatile. Les données microthermométriques et Raman ainsi que les compositions globales des inclusions étudiées sont données dans le tableau 3.2. Outre le CO₂ mis en évidence par la microthermométrie, les gaz susceptibles d'être identifiés sont le méthane et l'azote.

III.5.2. Les porphyroïdes de la nappe

a) Veines parallèles à la foliation

Dans la nappe des Porphyroïdes, nous avons étudié un exemple représentatif des nombreuses veines quartzo-feldspathiques parallèles à la foliation subhorizontale. L'échantillon étudié provient de la localité « La Sauzaie » en Vendée (FL150 (fig. 3.8)). Ces veines sont formées d'agrégats de quartz et de feldspath affectés par des processus de crack-seal. En lame épaisse (taillée dans le plan de schistosité $\lambda_1\lambda_2$), la structure est constituée d'un ensemble de fibres de quartz et de feldspath allongées parallèlement à l'étirement de direction E-W et segmentées par des cracks fibreux quartzofeldspathiques à fort angle de la direction d'étirement (fig. 3.9a). Un contrôle local de la minéralogie des épontes sur la nature du remplissage des fentes est couramment observé (voir dans chapitre IV, fig. 4.e). Les fibres sont affectées par une déformation intracristalline (extinction onduleuse...) et une recristallisation dynamique (structures en noyau-manteau) (fig. 3.9b). Nous distinguons ainsi deux types de quartz: un quartz d'aspect grisâtre et fibreux et des plages de quartz recristallisé plus limpide. Nous attribuons les plans d'IF des quartz fibreux parallèles ou perpendiculaires à l'étirement et les plans d'IF dans le quartz recristallisé résultant de la déformation de ces fibres comme synchrones de la formation des veines nées dans la foliation.

Quartz fibreux

Dans le quartz «fibreux», la majorité des inclusions sont distribuées dans des plans fortement pentés et parallèles aux fibres de direction E-W. Beaucoup de ces nombreux plans parallèles ou plus rarement des plans obliques à l'étirement sont constitués d'IF noires décrépitées, d'aspect dendritique. Certains plans d'IF parallèles à l'étirement sont préservés et, malgré la petite taille de la plupart des IF (8 μm maximum en moyenne), des mesures microthermométriques ont pu être réalisées (fig. 3.9c).

Quelques plans plus courts, perpendiculaires à l'étirement, constitués de micro-inclusions noires et très déformées, sont également observés. Des nuages de toutes petites inclusions monophasées

aqueuses sont aussi présents.

Trois grands types d'IF distribuées dans les plans parallèles à l'étirement ont été étudiés. Toutes les mesures microthermométriques et analyses Raman sont reportées dans le tableau (tab. 3.2).

- *Les inclusions de type Lc-w* sont triphasées à température ambiante (CO₂ gazeux, CO₂ liquide, H₂O). Elles présentent une morphologie irrégulière, montrant généralement un allongement parallèle à l'étirement. Leur taille est généralement comprise entre 5 et 10 microns et peut exceptionnellement atteindre 15 microns. Elles montrent une fraction carbonique relativement constante (20-30%) dans un même plan. La microthermométrie fournit une température de fusion de CO₂ (Tf CO₂) comprise entre -59.2 et -57.6°C, ce qui indique la présence de composés volatils autres que le CO₂ dans la phase carbonique. L'homogénéisation de la phase carbonique (Th CO₂), dans les cas où les phases carboniques liquide et vapeur sont discernables au microscope, est observée à des températures comprises entre 6.1°C à 26.2°C en mode vapeur ou liquide. La température de fusion des clathrates (Tf Cl) est observée entre +6.5 et 8.8°C.

- *Les inclusions de type Vc-w* apparaissent biphasées à température ambiante (CO₂ gazeux, H₂O). Leur remplissage vapeur est de 50-60%. Leur taille est d'une dizaine de microns. Dans ces inclusions, aucune ThCO₂ n'a pu être mesurée, du fait de la faible densité de la phase carbonique. Seules la Tf CO₂ est mesurée à -57.9°C et la fusion des clathrates (Tf Cl) à 7.9°C. La fusion de la glace (Tf H₂O) est observée à -4.5°C.

- *Les inclusions de type Lw-c* présentent une morphologie irrégulière, montrant généralement un allongement parallèle à l'étirement. Ce sont des inclusions d'une dizaine de microns apparaissant biphasées à température ambiante (CO₂ liquide, H₂O). Elles montrent une fraction carbonique relativement constante (20-30%) dans un même plan. Seule la température de fusion des clathrates (Tf Cl) est mesurée aux environs de 5.1°C. La fusion de la glace (Tf H₂O) est observée à -5.5°C.

Enfin, parmi ces plans d'IF aquo-carboniques, certains plans parallèles à l'étirement sont constitués d'IF biphasées aqueuses avec un remplissage vapeur excédant rarement 10-20%.

Pour les trois types d'inclusions, la plupart des IF ont décrépité au chauffage avant d'homogénéiser, soit avant environ 272°C. La densité de la phase volatile est comprise entre 0.12

et 0.78 pour les IF Lc-w, 0.07 pour les IF Lw-c et 0.11 pour les IF Vc-w.

Les plans IF aqueuses ont des (T_f H₂O) homogènes comprises entre -4 et -5°C et des températures d'homogénéisation en mode liquide d'environ 190°C .

Les analyses Raman montrent que le CO₂ est le composant principal de la phase volatile dans les trois types d'inclusions ($>91.2\text{mol}\%$ pour les IF Lc-w, $>93.3\text{mol}\%$ pour les IF Lw-c et $94.3\text{mol}\%$ pour Vc-w). Les proportions de CH₄ et N₂ varient respectivement de 1.7 à 5.2 mol% et de 1.7 à 4.4 mol% dans les inclusions Lc-w. Pour les IF Lw-c, le contenu de en CH₄ est d'environ 4.3 mol% et 2.4 mol% en N₂. H₂S n'est jamais détecté. L'analyse Raman a révélé la présence d'hydrocarbures dans les trois types d'inclusions.

Le calcul de la composition globale des inclusions montre que les fluides sont riches en eau pour les IF Lc-w (83.9 à 95.1mol%), Lw-c (96.2mol%), et Vc-w (84.7mol%). Le CO₂ est présent à hauteur de 5.2 à 14.9 mol% pour les IF Lc-w, 4.8 mol% pour les IF Lw-c, 14.0 mol% pour Vc-w. Le CH₄ et le N₂ représentent une très faible fraction dans les trois types d'inclusions (<0.8 mol% pour CH₄ et <1.1 mol% pour N₂). Le sel, exprimé sous forme de NaCl est présent à des teneurs correspondant respectivement de 1.3 à 3.5%, 1.8% et 1% pds éq. NaCl pour les IF Lc-w, Lw-c et Vc-w.

Néoblastes

Dans les néoblastes formés par recristallisation dynamique lors de la déformation des fibres, les IF sont distribuées en plans très nets ne présentant pas d'orientation particulière. Les néoblastes présentent aussi des IF aux joints de grain, mais de si petite taille (de l'ordre du micron) qu'aucune mesure analytique n'est envisageable. Quatre grandes familles d'IF sont distinguées dans les néoblastes.

- *Les inclusions de type Lc-w* apparaissent triphasées à température ambiante et présentent une morphologie régulière arrondie. Elles ont une taille comprise entre 7 et 15 microns. La fraction carbonique (20-30%) est homogène le long d'un même plan. La microthermométrie indique une fusion de CO₂ comprise entre -57.4 et -59.0°C . L'homogénéisation se fait en mode liquide ou vapeur à une température comprise entre 19.5°C et 28°C . La fusion des clathrates est

visible entre 7.6 et 9.0°C et la fusion de la glace lorsqu'elle est observable est comprise entre -7.0 et -7.5°C.

- *Les inclusions de type Vc-w* apparaissent généralement triphasées à température ambiante et présentent les mêmes morphologies et les mêmes tailles que les inclusions Lc-w. Le remplissage vapeur, homogène le long d'un même plan, est d'environ 50-60%. Les mesures microthermométriques donnent des $T_f\text{CO}_2$ comprises entre -58.6 et -58.9°C, des $T_h\text{CO}_2$ en phase vapeur à 20.9°C, des $T_f\text{Cl}$ entre 8.1 et 8.7°C.

- *Les inclusions de type Lw-c* apparaissent biphasées à température ambiante et présentent les mêmes caractères que les inclusions Lc-w. Seule la température de fusion des chlathrates est mesurée à 9.6°C. La fusion de la glace est observée à -5.7°C.

- *Les inclusions de type Lc* sont plus rares et distribuées le long de plans beaucoup moins nets. Leur taille est de l'ordre de la dizaine de microns. Elles apparaissent monophasées à température ambiante (CO_2 liquide). La $T_f\text{CO}_2$ est observée à -59.7°C. L'homogénéisation se fait en phase liquide entre 9.2 et 10.8°C.

Il existe aussi des IF aqueuses à très grosse phase vapeur (>90-95 %), à contours très noirs et distribuées en plans très peu pentés.

Comme pour les IF du quartz fibreux, les homogénéisations globales de ces trois types d'IF ont rarement été visibles.

La spectroscopie Raman montre que le CO_2 est le composant principal de la phase volatile dans les trois types d'inclusions. La proportion de CO_2 est comprise entre 79.3 et 94.3 mol% dans les IF Lc-w, 88.3 et 89.7 mol% pour les IF Vc-w, 84 et 86.1 mol% dans les IF Lc et 79.3 mol% pour Lw-c. Les proportions de CH_4 et N_2 de la phase carbonique varient respectivement de 1.6 à 4.4 mol% de 4.1 à 6.5 mol% dans les inclusions Lc-w. La phase volatile des IF Lw-c contient 4.4 mol% de CH_4 et 16.3 mol% de N_2 et sa densité est de 0.51. Pour les IF Vc-w, les proportions sont comprises entre 2.9 et 4.3 mol% pour CH_4 et entre 5.5 et 8.8 mol% pour N_2 . La phase volatile des IF Lc contient entre 84.0 et 86.1 mol% de CO_2 , entre 2.6 et 3.0 mol% de CH_4 et 10.9 et 13.4 mol% de N_2 . La densité de la phase volatile est comprise entre 0.29 et 0.57 pour les IF Lc-w et entre 0.19 et 0.22 pour les IF Vc-w. La densité de la phase volatile des

fluides Lc est comprise entre 0.66 et 0.69. H₂S n'est jamais détecté. Du graphite et des hydrocarbures sont souvent détectés.

Le calcul de la composition globale montre que ces fluides sont riches en eau pour les IF Lc-w (87.6 à 94.1 mol%), Lw-c (94.7 mol%), et Vc-w (83.7 à 89.6 mol%). Le CO₂ est présent à hauteur de 5.75 à 11.7 mol% pour les IF Lc-w, 9.6 à 13.8 mol% pour les IF Vc-w, et 4.7 mol% pour Lw-c. Le CH₄ et le N₂ représentent une très faible fraction (0.05 à 0.4 mol% et 0.1 à 0.5 mol% respectivement). Dans les IF Lc, le CO₂ est la phase dominante de la composition globale (entre 82.2 et 64.5 mol%). H₂O est présente à hauteur 25.2 et 26.1 mol%. Le CH₄ et le N₂ représentent respectivement 1.9 à 2.2 mol% et 8.1 à 9.8 mol% de la composition globale. Dans toutes ces inclusions, le sel exprimé sous forme de NaCl, est présent à des teneurs comprises entre 0.2 et 1.6% pds éq. NaCl.

b) Porphyroclastes de quartz

Dans les Porphyroïdes de la nappe, nous avons étudié un exemple de porphyroclastes de quartz bleu contenus dans les faciès grossiers (Piriac-Sur-Mer (FL14) et Pénaran (G200-3), zone de l'estuaire de La Vilaine (fig. 3.8). Ces grains magmatiques primaires montrent le plus souvent une déformation intracristalline modérée, ainsi que du quartz en mosaïque recristallisé (néoblastes) en zones abritées et attestant de processus de dissolution-cristallisation.

Les inclusions dans les néoblastes sont de taille si petite qu'elles ne permettent aucune mesure microthermométrique. Les différentes familles d'IF décrites ci-dessous sont donc contenues dans les clastes préservés de toute recristallisation.

- Les *inclusions décrépitées* sont noires, ont une morphologie très irrégulière en « étoile », et possèdent parfois autour d'elles des halos de micro-inclusions (fig. 3.9d). Elles ont une taille de 10-15 microns et sont, soit isolées, soit distribuées dans des plans plus ou moins continus.

- Une autre population à morphologie caractéristique correspond aux *IF de forme annulaire ou demi-annulaire* (fig. 3.9e). Ces inclusions sont soit isolées, soit distribuées dans des plans plus ou moins continus. Elles sont monophasées ou biphasées à température ambiante. Ce

type de morphologie a déjà été décrit pour des inclusions contenues dans des roches ayant subi de la haute pression (e.g. Boullier et al., 1991; Tecce et al., 2001), et reflèterait des rééquilibrations produites par une décompression isotherme (Sterner & Bodnar, 1989 ; Bodnar et al., 1989 ; Vityk & Bodnar, 1995).

- Il existe également *une population de micro-inclusions* qui apparaissent monophasées à température ambiante et dont les contours sont très noirs. Leur taille est de l'ordre du micron. Elles sont disposées plans subhorizontaux.

- Des *inclusions de type Lc-w* sont aussi observées. Leur morphologie est plus ou moins régulière (forme souvent ellipsoïdale, mais quelques inclusions sont très déformées), et elles contiennent un solide blanc et limpide, ayant une forme de parallélépipède et un volume variant suivant l'IF, et qui ne fond pas au chauffage. Ces IF sont distribuées en plans plus ou moins continus, sans orientation préférentielle, et présentent un remplissage vapeur relativement homogène et faible (souvent <20%). Elles ont une taille généralement inférieure à 8 microns. Elles apparaissent triphasées (Lc-w₁) (CO₂ gazeux, CO₂ liquide, H₂O) ou biphasées (Lc-w₂) à température ambiante. Pour les inclusions de type Lc-w₁, TfCO₂ est comprise entre -59.1 et -59.4°C, TfCl entre 2.5 et 3.7°C. La fusion de la glace est observable à une température inférieure à 0.5°C. La température d'homogénéisation globale est comprise entre 323 et 370°C et se fait en mode liquide. Pour les inclusions de type Lc-w₂, TfCO₂ est observée entre -59.0 et -61.3°C. L'homogénéisation CO₂ se fait en mode Vapeur ou Liquide entre 15.6 et 23.4°C. TfCl est mesurée entre 3 et 8.1°C, TfH₂O entre -4.2 et -0.2°C. La plupart des inclusions ont décrépité avant l'homogénéisation.

- Enfin, des *inclusions aqueuses* sont distribuées en longs plans d'IF. Elles sont très déformées, monophasées ou biphasées, à remplissage vapeur plutôt faible (10-20%), homogènes le long d'un même plan. Les températures TfH₂O sont mesurées entre -1.7 et -2.7°C et les températures d'homogénéisation globale TH entre 200°C et 300°C.

La spectroscopie Raman montre que le CO₂ est le composant principal de la phase volatile dans les inclusions Lc-w. La proportion de CO₂ est comprise entre 93.6 et 97.8 mol%

dans les IF Lc-w₂ et 93.0 et 97.3 mol% pour les IF Lc-w₁. Les proportions de CH₄ et N₂ de la phase carbonique varient respectivement de 0.6 à 3.4 mol% et 1.6 à 3.7 mol% dans les inclusions Lc-w₂. Pour les IF Lc-w₁, les proportions sont entre 0.5 et 4.3 mol% pour CH₄ et comprises entre 2.0 et 3.3 mol% pour N₂. La présence de graphite est détectée dans ces inclusions. La densité de la phase volatile des fluides Lc-w₂ est très faible (0.03-0.04) et comprise entre 0.22 et 0.77 pour les IF Lc-w₁.

Le calcul de la composition globale de ces inclusions montre que les fluides sont riches en eau. La proportion d'eau est légèrement plus élevée dans les IF Lc-w₂ (97.0-98.1 mol%) que dans les IF Lc-w₁ (85.7-91.8mol%). A l'inverse, la proportion de CO₂ est plus élevée dans les IF Lc-w₁ (5.9 à 10.0 mol%) que dans les IF Lc-w₂ (1.9 à 2.8 mol%). Le CH₄ et le N₂ ne sont pas détectés dans les IF Lc-w₂, et représentent une très faible fraction dans les IF Lc-w₁ (0.05 à 0.4 mol% et 0.1 à 0.5 mol% respectivement). Le sel exprimé sous forme de NaCl est présent à des teneurs comprises entre 2.0 et 4.7% pds éq. NaCl dans les IF Lc-w₁.

Dans les inclusions ayant subi des transformations post-piégeage (*inclusions décrépitées et inclusions à morphologie annulaire*), seules les analyses Raman ont pu être réalisées et elles indiquent dans certains cas la présence d'une phase volatile carbonique (CO₂-CH₄-N₂). La présence de graphite peut être détectée dans ces inclusions qui sont parfois fluorescentes sous le faisceau laser du spectromètre Raman. Dans les *micro-inclusions monophasées*, soit nous n'avons détecté aucun gaz, soit il y a eu apparition pendant quelques secondes du pic du graphite, puis disparition, et les IF sont devenues noires (nucléation de phases carbonées solides à partir de phase carbonées fluide).

III.5.3. Les laves porphyriques sous la nappe

Sous la nappe des Porphyroïdes, il existe certains affleurements de porphyroïdes noirs non déformés. Nous avons étudié dans ces roches un claste de quartz (échantillon FL145 provenant de la carrière de Bréthomé - Bas Bocage (fig. 3.8). Le quartz n'est pas déformé, ce qui ne permet pas de caler les IF dans la chronologie relative de la déformation. Le quartz présente du

graphitoïde distribué en plans ou en amas (fig. 3.3.e).

- Dans ces quartz, les *IF* les plus fréquentes sont de type *Lc-w*. Elles sont rondes, très noires, de très petite taille (le plus souvent inférieure à 6-10 microns), distribuées en plans subhorizontaux, et à très fort remplissage vapeur (>90%, il est même parfois difficile de distinguer s'il s'agit d'*IF* biphasées ou monophasées) (fig. 3.9f).

- Une autre famille d'inclusions de type *Vc-w*, est distribuée en plans assez nets. Ces inclusions apparaissent triphasées à température ambiante et sont de forme ovale. Le remplissage vapeur est élevé (40-50%) et constant dans un même plan. Elles sont plus grosses (7-15 microns) et limpides.

-Quelques plans d'*IF* aqueuses à faible remplissage vapeur (<10-20%) sont également observés.

Les mesures en microthermométrie pour les petites inclusions *Lc-w* indiquent des températures $T_f\text{CO}_2$ de -57.9 – -57.8°C et des $T_h\text{CO}_2$ entre 7.9 et 13.7°C en mode liquide. Pour les inclusions *Vc-w*, $T_f\text{CO}_2$ est mesurée entre -58.6 et -58.9°C , $T_h\text{CO}_2$ entre 14.1 et 17.9°C avec une homogénéisation en mode Vapeur. $T_f\text{Cl}$ est mesurée entre 3.2 et 6.7°C . La fusion de la glace est observée entre -4.3 et -6.2°C . L'homogénéisation globale se fait en phase Vapeur entre 371 et 392°C .

Les températures de fusion de glace des inclusions aqueuses sont comprises entre -2.8°C et -3.8°C .

Pour les inclusions *Lc-w*, la matière carbonée détectée au spectromètre Raman a empêché une quantification des gaz (CO_2 - CH_4 - N_2), du fait de phénomènes de fluorescence intense.

Pour les inclusions *Vc-w*, le CO_2 est le composant principal de la phase volatile (>89.3%). La proportion de N_2 varie de 0 à 9.2 mol%. La présence d'hydrocarbures dans ces inclusions n'a pas permis la quantification du CH_4 . La densité de la phase volatile des fluides *Vc-w* est comprise entre 0.12 et 0.19. Les calculs des compositions globales montrent des inclusions essentiellement constituées de H_2O (>89.1 mol%). CO_2 est présent à hauteur de 7.9 à 10.0 mol%. CH_4 et N_2 sont en proportions négligeables. Le sel exprimé sous forme de NaCl est présent à des teneurs comprises entre 2.0 et 3.9% pds équ. NaCl .

III.5.4. Les métapélites sous la nappe

Nous avons étudié trois échantillons de quartz dans les roches affleurant sous les porphyroïdes au niveau de la presqu'île guérandaise (micaschistes de l'Estuaire Vilaine – Métairie neuve) (fig. 3.8). Cette zone, qui correspond au toit du leucogranite de Guérande, est marquée par des alternances de lames (de quelques mètres à une dizaine de mètres de large, et jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de long) de leucogranite et de son encaissant métapélitique (Cathelineau, 1982) (fig. 3.8). Deux échantillons proviennent de lames d'encaissant (Métairie neuve), l'un d'un micaschiste, l'autre d'une métapélite graphiteuse. Le troisième échantillon provient d'un filon métrique de quartz à cassitérite intrusif au niveau du contact granite-encaissant au toit du granite (plage de La Mine - Estuaire Vilaine) (fig. 3.8).

a) Quartz dans les micaschistes

Dans cet échantillon (MN1), la biotite néoformée est synchrone du métamorphisme de contact lié au granite (Cathelineau, 1982). Le quartz est limpide et ne présente aucune texture de déformation. Nous l'interprétons comme recristallisé pendant l'intrusion du granite.

Les IF sont biphasées, à très grosse phase vapeur (si bien qu'il est parfois difficile de distinguer si elles sont biphasées ou monophasées) et à contours très noirs. Elles mesurent une dizaine de microns de diamètre.

L'analyse Raman montre qu'il s'agit d'inclusions à CO₂ et N₂ présentant aussi de l'oxygène (40 à 100% de la phase volatile) et de l'hydrogène (2,6 à 39% de la phase volatile) résultant d'un processus de radiolyse dû à la radioactivité produite par l'uranium présent dans le quartz. Deux hypothèses sont envisageables : soit le fluide piégé est en équilibre avec l'uranium présent dans le quartz, soit l'uranium est piégé dans l'inclusion fluide et le processus de radiolyse se fait dans l'inclusion.

b) Quartz provenant d'une métapelite graphiteuse

Le quartz de cet échantillon (MN 86-2) est granulaire et très limpide (fig. 3.9h). Nous l'interprétons comme recristallisé lors de l'intrusion du granite. La biotite est présente. Les IF observées sont de deux types.

- Des *Inclusions de type Vm-n* qui apparaissent monophasées à température ambiante. Ces IF sont soit isolées, soit distribuées en plans plus ou moins continus. Leur taille varie de quelques microns à 10-15 microns. En refroidissant jusqu'à -180°C , elles deviennent biphasées et s'homogénéisent en mode Vapeur entre -88.3 et -96.4°C .

- De rares *plans d'IF aqueuses biphasées*, à fort remplissage Vapeur sont observés. $T_{\text{fH}_2\text{O}}$ est mesurée entre -1.7 et -1.3°C .

Les analyses Raman montrent que les inclusions *Vm-n* sont constituées de CH_4 et N_2 . CH_4 est le composant principal de la phase volatile ($>85.1\%$). La proportion de N_2 varie de 12.8 à 14.8 mol%. La densité de la phase volatile est comprise entre 0.06 et 0.08.

c) Filon de quartz à cassitérite au contact entre les porphyroïdes et le leucogranite

Le quartz de cet échantillon (PNR1) est laiteux. Une partie des IF sont noires, très déformées ou décrépitées. Les principales populations d'inclusions distinguées sont les suivantes.

- Des *IF noires*, très déformées ou décrépitées, de taille d'une dizaine de microns.

- Des *Inclusions de type Lc-w*, qui sont distribuées en de nombreux plans se recoupant sans orientation préférentielle. Elles apparaissent biphasées à température ambiante et ont une morphologie régulière. Le remplissage vapeur est de 40% et homogène dans chaque plan. Ces inclusions peuvent atteindre 20 microns (fig. 3.9.g). La microthermométrie indique une fusion de CO_2 comprise entre -59.4 et -59.8°C . La fusion des clathrates est visible entre 9.1 et 11.6°C et la fusion de la glace, lorsqu'elle est observable, est comprise entre -5.1 et -3.9°C . L'homogénéisation globale, si elle se fait avant la décrépitation, est observée en mode liquide à des températures autour de 343°C . La densité de la phase volatile des fluides Lc-w est comprise entre

0.13 et 0.19.

- Des *inclusions de type Lc et Vc*. Elles sont ovales, ont une taille de 10-15 microns, et apparaissent monophasées à température ambiante. Elles constituent des plans plus ou moins continus. Les mesures sur les inclusions *Lc* montrent des TfCO₂ à -61.2°C, et des ThCO₂ en phase liquide comprises entre -0.7°C et -3.3°C. Les inclusions *Vc* ont une TfCO₂ à -60.7°C. L'homogénéisation se fait en phase vapeur à -2°C. La densité de la phase volatile est respectivement de 0.12 et comprise entre 0.59 et 0.64 pour les fluides *Vc* et *Lc*.

La spectroscopie Raman montre que le CO₂ est le composant principal de la phase volatile dans les trois types d'inclusions. La proportion de CO₂ est comprise entre 65.5 et 73.7 mol% dans les IF *Lc-w*, 73 et 75 mol% pour les IF *Lc*, et 69.2 mol% dans les IF *Vc*. Les proportions de CH₄ et N₂ de la phase carbonique, varient respectivement de 10.8 à 17.0 mol% et 15.0 à 17.0 mol% dans les inclusions *Lc-w*. Pour les IF *Lc*, les proportions sont entre 10.5 et 11.5 mol% pour CH₄ et comprises entre 14.0 et 15.0 mol% pour N₂. Les inclusions *Vc* contiennent 13.3 mol% de CH₄ et 17.0 mol% de N₂. H₂S est détecté (0.5%) dans ces trois types d'inclusions.

Le calcul de la composition globale montre que les fluides sont riches en eau pour les les IF *Lc-w* (86.9 à 93.1mol%). Le CO₂ est présent à hauteur de 4.60 à 9.40 mol% pour les IF *Lc-w*. Le CH₄ et le N₂ représentent une faible fraction (0.6 à 1.8 mol% et 0.6 à 1.7 mol% respectivement). Le sel est présent à des teneurs comprises entre 0.2 et 1.1% pds éq. NaCl.

III.5.5. Evolution des compositions et densités des IF

Les compositions des phases volatiles, déterminées en spectrométrie Raman pour les différentes familles d'IF sont reportées sur un diagramme triangulaire CO₂-CH₄-N₂ (fig. 3.10 et 3.11). Les compositions globales calculées sont indiquées sur un diagramme triangulaire H₂O-CO₂-CH₄±N₂ (fig. 3.10 et 3.11). Le pourcentage en CO₂ de la phase volatile a été reporté en fonction de la densité de la phase volatile pour les différentes familles d'IF (fig. 3.12 et 3.13). Ce diagramme permet d'apporter d'éventuelles informations sur l'évolution de la densité de la phase volatile des fluides, comme suit.

Dans la nappe des Porphyroïdes (veines de quartz et clastes volcaniques de quartz), la phase volatile est dominée par le CO₂ (souvent >90%) et quasi-constante. Les fluides Lc-w (en grisé sur le diagramme), ont évolué vers des fluides à densité de phase volatile plus faible, plus riches en eau et montrant une diminution significative du contenu en volatiles (CO₂+CH₄+N₂). Cette diminution de densité traduit de fortes baisses de pression dans le système.

Dans les clastes de quartz des laves porphyriques non déformées situées sous la nappe, les inclusions fluide type Vc-w présentent de faibles densités de la phase volatile (0.12 - 0.19). Leurs compositions et densités sont identiques aux fluides tardifs Vc-w des fibres de quartz de La Sauzaie.

Les fluides du filon de quartz à cassitérite au contact entre les porphyroïdes et le leucogranite, montrent une évolution depuis des fluides Lc de densité de phase volatile élevée, comprise entre 0.59 et 0.64, et riches en CO₂, jusqu'à des fluides Lc-w plus riches en eau, montrant une nette diminution de la densité de la phase volatile (0.13 - 0.19). Le dernier stade correspond à la perte totale de l'eau (Vc), *probablement par démixtion*.

Les fluides Vm-n enregistrés dans le quartz recristallisé des schistes noirs dans les métapélites en enclave dans le granite de Guérande sous-jacentes sont composés de méthane et d'azote et montrent des densités de la phase volatile très faibles (< 0.08) témoignant d'un piégeage de ces fluides à très basse pression.

III.5.6. Construction du chemin PT

La reconstitution de l'évolution pression-température a été réalisée à partir du calcul des isochores des inclusions fluides représentatives de chaque type de fluides (fig. 3.14 et 3.15). Les températures d'homogénéisation globale définissent le point bas de ces isochores et donc les conditions P-T minimales de piégeage des fluides. Des contraintes supplémentaires sont nécessaires pour définir les conditions réelles de piégeage: le pic du métamorphisme, la limite de stabilité de la biotite (d'après Frey et al. (1991) pour les basses pressions et Yardley (1989) pour les hautes pressions, nous fixons la température limite de stabilité à environ 420°C±20°C), les

isoplèthes pour les fluides aquo-carboniques, et les gradients géothermiques supposés au moment de la circulation des fluides.

a) Construction du chemin PT à partir des clastes de la nappe (Piriac-Sur-Mer)

Dans le diagramme P-T (Fig. 3.14) sont reportés les isochores des fluides enregistrés dans les clastes de quartz volcanique à Piriac.

Pour les fluides de type $Lc-w_1$, les températures de décrépitation sont inférieures à 323°C et fournissent donc une température minimale de piégeage. Couplée aux calculs des isochores, la pression minimale de piégeage est alors estimée inférieure à 100 MPa. Les inclusions fluides ne fournissant pas de contraintes plus précises, il convient donc d'affiner l'estimation des conditions de piégeage en utilisant des contraintes supplémentaires. Le domaine d'instabilité de la biotite est utilisé pour fixer les conditions maximales de température de piégeage des fluides. Les conditions de température au pic du métamorphisme estimées à Les assemblages minéraux (chlorite-phengite) indiquent des conditions thermiques de l'ordre de 350-400°C au pic du métamorphisme (Le Hébel et al., sous presse, chapitre II), conditions qui sont indépendamment corroborées par une récente estimation de température en utilisant la structure des graphitoïdes (Olivier Beyssac, communication personnelle). En utilisant l'isochore des inclusions les plus denses, l'estimation de la pression maximale à laquelle le fluide est piégé est comprise entre 720 MPa (400°C) et 550 MPa (320°C). Cette évaluation permet de démontrer la cohérence interne entre les données barométriques fournies par les inclusions fluides et celles fournies par l'étude thermodynamique des assemblages minéraux. En considérant une densité de 2.7, une pression de 550 MPa ou de 700 MPa correspond respectivement à une profondeur d'environ 21 à 27 Km.

Les fluides $Lc-w_2$ indiquent des températures d'homogénéisation comprises entre 323°C et 370°C, fournissant donc la température minimale de piégeage des fluides semblable à celle des fluides $Lc-w_1$. Le domaine d'instabilité de la biotite est à nouveau utilisé pour fixer les conditions de température maximales de piégeage des fluides. La pression maximale est celle fixée le long des inclusions les plus denses, entre l'intersection du domaine probable de stabilité de la biotite et la

température d'homogénéisation de 323°C. Elle est estimée entre 250 MPa et 400 MPa. Les conditions de pression minimales sont déterminées grâce à l'isochore des inclusions les moins denses et fournissent des pressions de l'ordre de quelques dizaines de MPa. L'ensemble des isochores des inclusions fluides type $Lc-w_{(1 \text{ et } 2)}$ montre une évolution en décompression depuis des conditions de piégeage des IF les plus précoces sous des pressions de l'ordre de 550-720 MPa jusqu'à des conditions plus tardives sous des pressions de l'ordre de 100 MPa (Fig. 3.14). Ces dernières impliquent un gradient géothermique apparent très élevé ($>100^\circ\text{C}/\text{Km}$). Les fluides $Lc-w_2$ sont piégés dans des conditions de pression plus faibles, suggérant une circulation postérieure à la circulation des fluides $Lc-w_1$.

C'est dans ces clastes de quartz volcanique que nous observons des inclusions décrépitées et des inclusions à morphologie annulaire typique de la haute pression (Boullier et al., 1991; Tecce et al., 2001). Ces clastes de quartz isolés dans la matrice ductile, ont un comportement mécanique résistant. C'est à cette particularité texturale que nous attribuons la préservation d'inclusions piégées sous des conditions de haute pression.

b) Construction du chemin PT à partir des veines de la nappe (La Sauzaie)

Dans les veines, les plans d'IF aquo-carboniques ont pu cicatriser à partir de 248°C (température de piégeage donnée Th_{tot}) et, pour les mêmes raisons que précédemment, nous calons la température maximale de piégeage à environ 420°C en utilisant le domaine d'instabilité de la biotite (fig. 3.15). Les inclusions aquo-carboniques dans le quartz fibreux et recristallisé des veines sont supposées subcontemporaines et leurs isochores sont semblables. Par conséquent, nous avons choisi de grouper les isochores de fluides de même composition analysées aussi bien dans les fibres que dans le quartz recristallisé.

Les fluides type $Lc-w$ présentent les isochores les plus pentés. Ainsi, la pression maximale est celle fixée le long des isochores des inclusions les plus denses, entre l'intersection du domaine probable de stabilité de la biotite et la température de décrépitation de 272°C. Elle est estimée entre environ 400 MPa et 770 MPa. Dans le cadre d'un régime lithostatique et pour une

densité de la croûte égale à 2.7, cette pression maximale équivaut à environ 30 Km de profondeur au maximum. Les conditions de pression minimales de piégeage des fluides sont déterminées grâce aux isochores des inclusions les moins denses et fournissent des conditions de piégeage superficielles de l'ordre de quelques dizaines de MPa, ce qui correspond à 1.5 - 2 kilomètres de profondeur si on raisonne en pression lithostatique, ce qui implique l'existence d'un gradient géothermique très élevé (au moins 100°C/Km). Les fluides Lc et Vc-w, quant à eux, montrent des isochores d'inclusions très peu denses. Ces fluides correspondent à des phénomènes de démixtion, impliquant des chutes de pression importantes localisés pendant l'épisode de percolation des fluides Lw-c. Ainsi, les conditions de piégeage des IF aquo-carboniques dans les veines varient de pressions lithostatiques qui pourraient atteindre 770 MPa au maximum jusqu'à des pressions inférieures à 100 MPa (fig. 3.14), suivant une évolution de décompression classique.

c) Clastes de quartz des laves porphyriques non déformées situées sous la nappe (Carrière de Chilloué)

Dans les clastes de quartz des laves porphyriques non déformées situées sous la nappe (échantillon FL145 (fig. 3.8)), les pentes des isochores des fluides Vc-w sont toutes très faibles. Les températures d'homogénéisation fournissent des températures minimales de piégeage de 371°C, légèrement supérieures aux températures minimales de piégeage des fluides mesurées dans la nappe des Porphyroïdes. Les pressions de piégeage des fluides correspondantes sont comprises entre 50 et 100 MPa, soit 3 - 4Km de profondeur en pression lithostatique, ceci impliquant un gradient géothermique apparent très élevé (supérieur à 100°C/Km). Ces clastes de quartz ne montrent pas de plans d'IF décrépités ou à morphologie annulaire de type «haute pression». Leurs isochores sont toutes très faiblement pentés et indiquent que les roches porphyriques non déformées, situées sous la nappe n'ont, à la différence des porphyroïdes déformés de la nappe, pas subi d'épisode de haute pression ou n'en ont préservé aucun enregistrement. Parallèlement, les compositions des fluides aquo-carboniques de la nappe des Porphyroïdes et des fluides des

laves porphyriques non déformées de Bréthomé (fig. 3.8) sont identiques.

d) Filon de quartz à cassitérite au contact entre les porphyroïdes et le leucogranite de Guérande

Dans le filon de quartz à cassitérite (PNR) au contact entre le leucogranite et les Porphyroïdes, les plans d'IF aquo-carboniques ont pu cicatriser à partir d'environ 340°C (température minimale de piégeage donnée par la T_{tot}) et jusqu'à environ 450°C (estimation en température maximale du métamorphisme) (Cathelineau, 1982) (Fig. 3.11). La pression maximale de piégeage est celle fixée le long des isochores des inclusions Lc les plus denses entre 350°C et 450°C. Les isochores de ces IF sont peu pentées et indiquent des pressions maximales de piégeage des fluides de l'ordre de 140 MPa entre 350 et 450°C. Ces pressions, en considérant un régime lithostatique et une densité de croûte de 2.7, correspondent à 5 - 6 Km de profondeur. Les fluides Lc-w, pour de mêmes températures, fournissent des conditions de pressions minimales de l'ordre de 60 MPa, correspondant, en considérant un régime hydrostatique, à des profondeurs équivalentes d'environ 6 Km. Les isochores des fluides de type Vc, indiquent des conditions de pression de piégeage de l'ordre de 10 - 20 MPa. Nous interprétons les fluides Vc comme résultant de phénomènes de démixtion localisés pendant l'épisode de percolation des fluides Lc-w. La démixtion implique une chute de pression importante et, au vu des valeurs de pression (10-20 MPa), les conditions de piégeage des fluides enregistrées traduisent vraisemblablement le passage des conditions lithostatiques à hydrostatiques. Ainsi, en considérant un régime hydrostatique de pressions fluide, les profondeurs de piégeage des fluides Vc sont d'environ 2 Km. Ces conditions de pressions sont équivalentes à celles estimées pour des veines à wolframite et sulfures dans le système central espagnol (Vindel et al., 1995). Les conditions P-T de piégeage des fluides dans ce filon suggèrent un gradient géothermique apparent très élevé (>100°C/Km) lié à l'advection de chaleur provenant de l'intrusion granitique carbonifère de Guérande.

e) Quartz des métapelites graphiteuses (Guérande)

Les isochores des inclusions à méthane-azote du quartz recristallisé sont faiblement pentées et indiquent des conditions de piégeage sous des pressions de quelques dizaines de MPa, correspondant à quelques kilomètres de profondeur en régime hydrostatique. Nous interprétons ces hautes températures de piégeage pour de très faibles pressions comme liées au flux de chaleur de l'intrusion granitique de Guérande permettant la libération des hydrocarbures et de CH₄-N₂.

III.5.7. Interprétation des données inclusions fluides

En tenant compte de leur relation avec les différents quartz et la déformation, les données d'inclusions fluides vont permettre de fournir des indications sur l'évolution de la composition des fluides dans l'histoire P-T, et préciser le trajet P-T des roches dans l'histoire tectonique régionale.

a) Interprétation des isochores

Dans les roches de la nappe (dans les clastes et dans les veines de quartz), les fluides sont aquo-carboniques et riches en eau. Les IF ont enregistré des conditions de piégeage de haute pression pouvant atteindre les conditions du pic de métamorphisme. La composition de ces fluides reste constante tout au long du chemin rétrograde de décompression jusqu'à des conditions de piégeage de basse pression. Ce résultat est cohérent avec une évolution dynamique en système fermé aux fluides (Le Hébel et al., accepté, Chapitre IV). Les conditions P-T de piégeage des fluides dans la nappe des Porphyroïdes montrent (fig. 3.14 et 3.15) :

- (i) un chemin rétrograde « sub-isotherme » (entre 420 et 300°C).
- (ii) un gradient géothermique élevé en fin de chemin rétrograde, qui est déduit des faibles pentes des isochores.

Le chemin rétrograde sub-isotherme suggère une exhumation rapide de l'unité, sans effet de relaxation thermique. Le fort géotherme observé en fin d'histoire pourrait refléter l'amincissement

crustal postérieur, au cours duquel se mettent place les leucogranites. Ce point est discuté plus en détails ci-dessous.

Zone de Piriac-Sur-Mer

L'échantillon de quartz de Piriac-Sur-Mer provient de la base de l'unité des porphyroïdes, à faible distance du toit du granite syncinématique de Guérande d'âge Carbonifère supérieur (Ruffet, annexe 1). Les déformations observées dans les Porphyroïdes de cette zone sont singulières à l'échelle régionale, car associées à des cisaillements à vergence nord. Cette cinématique est compatible avec la déformation cisailante affectant le leucogranite de Guérande à la fin de sa mise en place (port de Piriac-Sur-Mer). Ceci nous a conduit à interpréter l'âge de 313 Ma obtenu sur les phengites des porphyroïdes comme datant la déformation associée à l'extension post-épaississement (Chapitre II). Nous proposons donc qu'une partie des isochores des clastes de Piriac-Sur-Mer reflète le piégeage des fluides synchrone de l'exhumation, et que les plus tardives reflètent le piégeage des fluides lors de l'épisode extensif. Les isochores très peu pentées reflétant un gradient géothermique apparent élevé en fin de chemin rétrograde sont ainsi interprétés comme associées à l'amincissement crustal lié à l'extension et éventuellement une advection de chaleur provenant de l'intrusion granitique syntectonique de Guérande.

Dans l'unité sous-jacente à la nappe (schistes noirs et micaschistes) et dans le filon minéralisé, les IF contenues dans les quartz recristallisés sont aussi synchrones de l'intrusion du leucogranite de Guérande. Les forts gradients géothermiques synchrones du piégeage de ces fluides résultent du flux de chaleur lié à cette intrusion. Les granites carbonifère permettent donc de libérer des fluides $\text{CH}_4\text{-N}_2$ et des hydrocarbures préservés dans les schistes noirs.

Vendée

En Vendée, dans les veines provenant des Porphyroïdes de la nappe à La Sauzaie et dans les quartz des rhyolites porphyriques non déformées sous-jacentes à Bréthomé, l'interprétation des isochores faiblement pentées est plus délicate.

En Vendée littorale, dans les métapélites de la Série de Sables d'Olonne, un gradient

géothermique de type barrowien est invoqué pour rendre compte de la succession paragénétique (c.f. Goujou, 1992). Des âges ^{39}Ar - ^{40}Ar obtenus sur des minéraux potassiques syn-schisteux (micas blancs, biotites, feldspaths potassiques) des métapélites reflètent un évènement tectono-métamorphique d'échelle régionale au Carbonifère supérieur (325Ma au maximum) (Goujou, 1992). Cette déformation s'accompagne de resserrements des isogrades, le gradient géothermique moyen apparent étant estimé autour de 35-40°/Km en Vendée littorale, et pouvant atteindre 70°/Km dans le bas bocage, en liaison avec le développement des dômes anatectiques tel que celui de la Roche-Sur-Yon (Goujou, 1992) (fig. 3.16). Dans le Bas Bocage, des intrusions granitiques syntectoniques ont été datées du Carbonifère supérieur (Goujou, 1992) (fig. 3.16). Dans la partie NE du Bas Bocage, malgré la proximité des granites et l'existence d'auréoles métamorphiques bien exprimées dans le para-autochtone autour des dômes anatectiques, Goujou (1992) souligne l'absence d'évidence d'effets thermiques clairs dans la nappe des Porphyroïdes sus-jacente. En fait, dans cette zone, le contact entre la nappe des porphyroïdes et le para-autochtone de Vendée apparaît clairement soustractif (fig. 3.16). Des échantillons prélevés en forages y ont en outre montré des déformations de type faille normale, avec un sens de cisaillement vers l'Ouest (Goujou, 1992). L'ensemble de ces données, ainsi que le caractère régionalement peu penté de la foliation (Goujou, 1992) et le métamorphisme régional prograde « normal » associé (croissant vers le bas), permet d'interpréter les déformations HT-MP de Vendée en termes de tectonique extensive d'âge Carbonifère supérieur.

Au niveau de la Sauzaie, les marques de l'extension sont moins claires. Sur le plan thermique, la base de l'Unité des Porphyroïdes n'apparaît pas comme un contact soustractif par rapport aux métasédiments et aux volcanites de type Bréthomé sous-jacents. En fait, le long de la coupe de Vendée littorale, l'extension paraît plus modérée et accommodée de manière plus continue, sans contacts tectoniques soustractifs majeurs.

Schématiquement, la question capitale pour l'interprétation des données d'inclusions fluides dans cette région est la position des roches de la Sauzaie et de Bréthomé par rapport à la transition fragile-ductile lors de l'extension. A l'heure actuelle, aucun élément structural, métamorphique, ou géochronologique ne permet une réponse directe et univoque à cette question.

Si ces roches étaient dans la croûte fragile, elles étaient relativement froides et n'ont pas enregistré de manière pénétrative les effets de l'extension. Dans un tel contexte, l'interprétation des IF conduirait d'une part à favoriser l'hypothèse que les isochores très peu pentées observées à Bréthomé soient très précoces, liées à une histoire précollision, et d'autre part à admettre que des températures relativement élevées à basse pression aient perduré au cours des stades finaux de l'exhumation de la nappe des Porphyroïdes (La Sauzaie). Si une exhumation très rapide des Porphyroïdes pouvait éventuellement rendre compte de conditions thermiques relativement élevées dans la nappe à la fin de sa mise en place, des températures de l'ordre de 400°C (celles enregistrées par les inclusions fluides) sont difficilement envisageables pour le para-autochtone au moment de son chevauchement par les Porphyroïdes. Selon les données paléontologiques, la nappe chevauche des dépôts d'âge Tournaisien en Vendée littorale (zone de Brétignolles-Sur-Mer). Cet âge (355-345 Ma), qui est du même ordre que l'âge envisagé pour l'exhumation des nappes sus-jacentes (aux environs de 350 Ma pour Groix, Bosse et al., 2001), serait en outre en accord avec une mise en place de la nappe en conditions très superficielles. Par ailleurs, les travaux de Goujou (1992) ne lui ont pas permis de mettre en évidence de réchauffement substantiel des métasédiments du para-autochtone à l'approche du contact basal de la nappe des porphyroïdes.

Si ces roches étaient sous la transition fragile-ductile au Carbonifère supérieur, les isochores peu pentées observées à la Sauzaie et à Bréthomé pourraient refléter l'évènement extensif consécutif au rééquilibrage thermique post-épaississement.

Cette dernière interprétation nous semble la plus simple et la plus vraisemblable, de surcroît comparable à celle déduite des résultats IF sur la zone de Guérande. A Bréthomé, les conditions de piégeage à basse pression-moyenne température (50-100 MPa/ 400°C) sont a priori plus facilement explicables par un effet d'extension d'une croûte épaissie, qui induit un gradient géothermique élevé par amincissement, que par une hypothétique circulation de fluides chauds à faible profondeur dans un bassin avant la collision hercynienne. Par ailleurs, le gradient géothermique moyen de 35-40°C/Km proposé par Goujou sur la coupe de Vendée littorale peut rendre compte de températures voisines de 400°C au niveau de Bréthomé, qui se situe à environ 6-7 Km au dessus de l'isotherme 550°C (fig. 3.16).

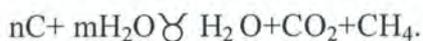
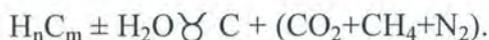
Il est néanmoins clair que les nouveaux résultats obtenus soulignent qu'un travail régional substantiel doit être remis en chantier au niveau de la Vendée, en ce qui concerne la cartographie, la pétrologie, la géochronologie, et la structure, afin de préciser ou d'infirmier l'interprétation.

Il est intéressant de noter à cet égard, que pas un des objets visités sous la nappe ne présente trace de mobilisation syncinématique de matière sous forme de veines quartzofeldspathiques, veines qui semblent constituer dans le secteur de Bretagne Sud la caractéristique des ensembles de la nappe affectés par un trajet HP BT.

b) Composition des fluides

Dans toutes les lithologies, des traces d'hydrocarbures sont détectées dans la plupart des échantillons (déformés ou non). Du graphite distribué en plans ou en amas dans les quartz et d'une manière diffuse dans la matrice est observé dans tous les échantillons.

La formation d'IF à composition aquo-carbonique implique des fluides qui ont pu être produits à travers les réactions suivantes:



Il n'est pas possible de déterminer précisément l'âge du processus de graphitisation. Dans la nappe, il doit être contemporain du trajet prograde. Pour les roches situées sous la nappe, la question reste ouverte. Une étude sur le graphite dans les Porphyroïdes et dans les laves porphyriques est en cours.

III. 6. DISCUSSION

En combinant l'ensemble des données acquises, nous proposons un scénario de l'histoire des fluides dans l'Unité des Porphyroïdes et dans son substratum.

III. 6. 1. Histoire précoce

Les roches constituant la nappe des Porphyroïdes (porphyroïdes s.s. et tufs) ainsi que les laves porphyriques (déformées ou non) du substratum de la nappe en Vendée sont d'origine ignimbritique et pyroclastique et de nature calco-alcaline. Elles correspondraient à des produits mis en place dans un arrière-arc (Capdevila, en préparation), à l'Ordovicien inférieur (autour de 380-390 Ma, Peucat, com. pers.).

Les niveaux ampéliteux, actuellement intercalés dans la Formation, contiennent des microfossiles charbonneux pouvant indiquer un âge Siluro-Dévonien (Peucat et al., 1986). Ils apparaissent ainsi plus récents que les Porphyroïdes. D'une manière plus générale, les dépôts siluriens sont les principales potentielles sources d'hydrocarbures paléozoïques. Ces roches constituent donc la source la plus probable de la matière organique observés dans les porphyroïdes, via une migration d'huile suivie de sa maturation thermique. En effet, outre la quantité non négligeable de matière organique encore préservée dans les porphyroïdes, plusieurs observations indiquent que ces roches ont été un réservoir pétrolier. Ce sont en particulier (i) la morphologie des concentrations graphiteuses dans les laves porphyriques non déformées du substratum de la nappe qui sont très évocatrices de distributions hétérogènes d'huile classiquement observées dans une matrice poreuse (Parnell, communication personnelle ; Fig. 3.17), et (ii) la morphologie des transitions entre porphyroïdes noirs et porphyroïdes blancs, qui rappelle très fortement celle de fronts de percolation d'huile (fig. 3.2d) (écoulements diphasiques en milieu poreux, Kolb & Herrmann, 1987 ; Korvin, 1992 et références internes ; Auradou, 1999). Les données géochronologiques récentes (Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar) indiquent que l'âge de l'évènement de HP-BT enregistré à Groix est d'environ 370-380 MA (Bosse et al., 2001). La migration de l'huile a donc vraisemblablement eu lieu pendant le Dévonien inférieur ou moyen.

Par référence aux sites géodynamiques de même nature où la migration d'huile est bien documentée (Laroque et al., 1995 ; Moretti et al ; 2000 ; Moretti et al., 2001), cette migration peut avoir eu lieu en régime extensif ou compressif dans le bassin arrière-arc. La fenêtre de l'huile se situe entre 60 et 120°C (North, 1985). Si nous considérons un bassin arrière-arc en extension avec un gradient géothermique moyen de 30°C/Km, ces températures correspondent à un

enfouissement des roches mères à 2-4 Km de profondeur. La migration de l'huile pourrait alors se faire grâce à des failles normales et sa percolation se voir favorisée dans les ignimbrites fortement poreuses et perméables (ex: Wilson, 2000) (fig. 3.18). Nous avons conclu précédemment à un épisode précoce de métasomatose potassique de basse température antérieur à la déformation des Porphyroïdes. D'après Munha et al. (1980), l'adularisation se fait jusqu'à des températures de 140°C et nous supposons donc, en considérant les incertitudes en température, que les deux phénomènes métasomatose potassique et processus de migration de l'huile furent pénés-contemporains.

Suivant l'exemple de Wilson (2000), qui a montré une corrélation entre les concentrations de chlore et la matière organique, nous avons réalisé au microscope à balayage des profils de concentrations (50 µm) de chlore et de carbone sur une lame mince de porphyroïde non déformé. Nous constatons une très forte corrélation entre les courbes de concentrations du carbone et du chlore (fig. 3.19). Cependant, les concentrations en chlore sont si faibles (en accord avec les compositions à salinité faible des inclusions fluides), qu'une cartographie de sa distribution à l'échelle de la lame mince s'est avérée impossible. Par les résultats de ces petits profils, nous en déduisons cependant que le chlore provenant des saumures (K(Na)Cl) responsables de la métasomatose potassique est encore perceptible dans les zones où la matière organique était concentrée. L'albitisation postérieure des feldspaths est un processus secondaire, ne nécessitant pas une variation de composition du fluide avec le temps. Une simple augmentation de température suffit pour fixer le sodium (Bloch & Bischoff, 1979).

III. 6. 2 Histoire hercynienne

L'étude des inclusions fluides sur les veines et les clastes de quartz dans les Porphyroïdes déformés de la nappe indique des compositions de fluides aquocarboniques avec parfois des traces d'hydrocarbures, que nous interprétons comme les fluides résultant des réactions entre un fluide aqueux et les hydrocarbures plus ou moins pyrolysés. Ces fluides sont restés piégés au moins depuis des conditions HP - BT, au pic de métamorphisme (7 - 9 Kbar, 350 - 400°C) jusqu'à des

conditions BP - MT, que nous interprétons comme reflétant les épisodes d'exhumation et d'extension. Les Porphyroïdes non déformés sous la nappe ne semblent pas avoir subi l'histoire tectonique précoce (enfouissement et exhumation), mais les fluides piégés ont une composition semblable aux fluides des Porphyroïdes de la nappe. Ce dernier point renforce l'idée que les fluides présents dans les volcanites de la nappe et sous la nappe ont une histoire précollisionnelle similaire, et qu'ils ont été introduits précocement dans la roche, au plus tard au début de la collision.

Pendant la déformation, la phengite apparaît comme une phase résiduelle (Cf. Chapitre IV). La signature isotopique du processus métasomatique précoce, la composition primaire des fluides préservée, le contrôle exercé par la lithologie sur la composition des veines et sur les isotopes stables, ainsi que et la préservation des conditions de piégeage des fluides HP-MT sont en accord avec un système fermé aux fluides au cours de l'histoire tectonique. Des études récentes ont montré que des roches ayant subi un épisode de haute pression ont pu conserver les fluides circulant dans les conditions du pic du métamorphisme (Selverstone et al., 1984, 1992 ; Andersen et al., 1989, 1990 ; Philippot & Selverstone, 1991 ; Klemd et al., 1992 ; 1995 ; Nadeau et al., 1993 ; Giaramita & Sorensen, 1994 ; Philippot et al., 1995 ; Scambelluri et al., 1997, 1998 ; Gao & Klemd, 2001 ; Scambelluri & Philippot, 2001). Dans l'exemple étudié, la trace géochimique des fluides précoces ayant circulé dans le bassin arrière-arc apparaît préservée pendant toute l'histoire de la déformation des Porphyroïdes. Les fluides aquo-carboniques observés ont ainsi permis d'accommoder des déformations très intenses par dissolution-cristallisation, au cours d'un cycle tectonique complet : subduction continentale jusqu'à une profondeur de l'ordre de 25 Km, exhumation syn-convergence, et extension post-épaississement.

III. 7. CONCLUSIONS

1. Nous avons identifié dans les Porphyroïdes, d'origine ignimbritique, jusqu'à présent qualifiées de roches magmatiques ultrapotassiques, **un processus précoce de**

métasomatose potassique de basse température, antérieur à la déformation de ces roches.

2. L'Unité des Porphyroïdes a constitué un paléoréservoir pétrolier dans lequel les traces de maturation de l'huile sont encore observables. La migration de l'huile et la métasomatose potassique sont sans doute péné-contemporains.

3. Dans la nappe des porphyroïdes, les inclusions fluides ont enregistré un trajet rétrograde globalement isotherme, depuis des pressions de l'ordre de 600-700 Mpa. Ce trajet reflète une exhumation syn-convergence rapide.

3. Ces conditions de piégeage HP-BT des fluides dans la nappe des Porphyroïdes (La Sauzaie et Piriac-Sur-Mer) sont en accord avec les conditions calculées à Belle-Ile-En-Mer avec le thermobaromètre phengite-chlorite.

4. Les inclusions les plus tardives ont piégé les fluides en conditions de basse pression et moyenne température, que nous attribuons à l'**extension régionale d'âge Carbonifère supérieur.**

3. Les laves porphyriques non déformées affleurant sous la nappe, et qui sont de même origine et de même âge que les porphyroïdes, ne présentent pas le même chemin P-T et **n'ont probablement pas suivi le trajet haute pression.**

5. Durant toute leur histoire tectonique, subduction et exhumation, puis extension crustale, l'Unité des Porphyroïdes a gardé la trace géochimique des fluides précoces. Les processus de dissolution-cristallisation qui ont permis une très forte déformation de ces roches ont fait appel à un faible rapport fluides/roches, dans un **système globalement fermé aux fluides.**

LÉGENDES

Figure 3.1: Carte géologique simplifiée du domaine sud armoricain et coupe schématique au niveau de Quiberon (modifiée d'après (Brun & Burg., 1982 et Gapais et al., 1993).

Figure 3.2: (a) Porphyroïde à matrice claire et phénocristaux de feldspath noirs (F) (Pointe du Talus- Belle-Ile en-mer).

(b) Veines quartzofeldspathiques dans les Porphyroïdes (Belle-Ile-En-Mer).

(c) Porphyroïde à matrice noire et phénocristaux de feldspath noir et Porphyroïde à matrice claire et phénocristaux de feldspath clairs (Pointe du Talus- Belle-Ile en-mer).

(d) « Fronts de percolation » dans les Porphyroïdes.

(e) Bombe volcanique (Bv) dans les tufs (Belle-Ile-En-Mer).

Figure 3.3: (a) Lame mince de lave porphyrique non déformée. Clastes de quartz (Q) et feldspaths (F) dans une mésostase graphiteuse finement recristallisée (Carrière de Chilloue, Vendée).

(b) Feldspath microcline (Mc) cristallisant dans les zones abritées d'un feldspath (Fa) adulaire.

(c) Stipnomélane (St) en inclusion dans les clastes de quartz (Q)- Phg=phengite (Domois, Belle-Ile en mer).

(d) Brèche volcanique (Belle-Ile-En-Mer) constituée de fragments de porphyroïdes.

(e) Clastes de quartz riche en graphitoïde dans un porphyroïde non déformé (Carrière de Chilloue, Bas Bocage).

(f) Structures en échiquier dans des feldspaths potassiques marquant un processus d'albitisation.

Figure 3.4: Diagramme de Winschester & Floyd (1977).

Figure 3.5: Spidergrams normés aux MORB (Pearce & Parkinson, 1993).

Figure 3.6: Diagramme de Hughes (1973).

Figure 3.7: Compositions isotopiques en hydrogène et oxygène des principaux réservoirs des fluides terrestres (modifié d'après Kerrich, 1987 et références internes). Sont aussi représentés les champs de compositions de quelques fluides représentatifs (eaux organiques, d'après Sheppard & Charef, 1986 ; eaux de bassins d'après Sheppard (1984) :GC (Gulf Coast, C= California, M= Michigan)) et les courbes d'évaporation de l'eau de mer (d'après Knauth & Beeunas, 1986, Pierre, 1989) sous des conditions humides (courbe n°1), pour des conditions arides (courbe n°2), et pour des eaux actuelles échantillonnées dans des trous de forage de la Vienne (courbe n°3) (Pierre et al., 1984).

Les fourchettes des valeurs calculées $\delta^{18}\text{O}$ et δD des fluides à l'équilibre avec les tufs et les porphyroïdes au pic du métamorphisme à 350°C, et des fluides à l'équilibre avec les tufs et porphyroïdes lors des processus diagénétiques et de métasomatose précoce, correspondent respectivement aux rectangles à fond vert et rose.

Pour évaluer les $\delta^{18}\text{O}$ à l'équilibre avec les porphyroïdes et tufs à 350°C, on a utilisé les fractionnements $\Delta_{\text{quartz-H}_2\text{O}}$ de Zheng (1993). Pour les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des fluides à l'équilibre avec ces roches à 140°C, on a utilisé le fractionnement $\Delta_{\text{feldspath K-H}_2\text{O}}$ de Zheng (1993). En effet, on sait que dans les roches acides volcaniques et plutoniques, à l'équilibre isotopique interne, $\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$ est équivalent à $\delta^{18}\text{O}_{\text{feldspath}}$, et permet donc une estimation du $\delta^{18}\text{O}$ fluide, en approximant le fractionnement $\Delta_{\text{RT-H}_2\text{O}}$ au fractionnement $\Delta_{\text{FK-H}_2\text{O}}$ (Zheng, 1993). On a choisi le feldspath K, car la métasomatose potassique a engendré la perte quasi-totale du Ca.

Figure 3. 8: Cartes d'échantillonnage pour l'étude inclusions fluides.

Figure 3.9: (a) Fibres quartzo-feldspathiques en lame épaisse (taillée dans le plan de schistosité $\lambda_1\lambda_2$) allongées parallèlement à l'étirement de direction E-W et segmentées par des cracks fibreux quartzofeldspathiques à fort angle de la direction d'étirement (La Sauzaie-Vendée) (b) Lame épaisse fibres de quartz (Q) et quartz recristallisé (R) (c) plans d'IF parallèles à l'étirement préservés dans les fibres (d) Inclusions décrépitées noires à morphologie très irrégulière (Piriac sur Mer) (e) Exemple d'inclusions fluides à forme demi-annulaire (an) dans un claste de quartz dans les Porphyroïdes (Piriac sur Mer) (f) IF les plus fréquentes de type Lc-w. dans les clastes de quartz des rhyolites non déformées (Bas Bocage) (g) Inclusions de type Lc-w dans le filon de quartz à cassitérite au contact entre les porphyroïdes et le leucogranite de Guérande. (h) Quartz granulaire et limpide provenant d'une métapelite graphiteuse - Inclusions de type Vm-n apparaissant monophasées à température ambiante.

Figure 3.10: Diagrammes ternaires illustrant la composition en gaz ($\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$) des inclusions aquo-carboniques et la composition globale ($\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-(CH}_4\text{+N}_2)$) dans les veines quartzo-feldspathiques (La Sauzaie, Vendée) et le quartz dans les porphyroïdes non déformés (Bas Bocage Vendéen).

Figure 3.11: Diagrammes ternaires illustrant la composition en gaz ($\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$) des inclusions aquo-carboniques et la composition globale ($\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-(CH}_4\text{+N}_2)$) dans les clastes de quartz de la nappe des porphyroïdes (Piriac sur mer), dans le filon de quartz à cassitérite (Guérande) et dans le quartz recristallisé des schistes noirs (Métairie neuve, Vendée).

Figure 3.12: Diagramme binaire montrant l'évolution de la densité de la phase volatile en fonction de sa teneur en CO_2 dans les veines quartzo-feldspathiques (La Sauzaie, Vendée) et le quartz dans les porphyroïdes non déformés (Bas Bocage Vendéen).

Figure 3.13: Diagramme binaire montrant l'évolution de la densité de la phase volatile en fonction de sa teneur en CO_2 dans les clastes de quartz de la nappe des porphyroïdes (Piriac sur mer), dans le filon de quartz à cassitérite (Guérande) et dans le quartz recristallisé des schistes noirs (Métairie neuve, Vendée).

Figure 3.14: Diagramme P-T montrant les isochores des fluides aquo-carboniques des clastes de quartz de la nappe des porphyroïdes (Piriac sur mer), dans le filon de quartz à cassitérite (Guérande) et dans le quartz recristallisé des schistes noirs (Métairie neuve, Vendée).

Figure 3.15: Diagramme P-T montrant les isochores des fluides aquo-carboniques des veines quartzo-feldspathiques (La Sauzaie) et le quartz dans les porphyroïdes non déformés (Bas Bocage Vendéen).

Figure 3.16: a) Carte géologique de l'Ouest Vendéen figurant les principales formations (modifié d'après Goujou, 1992). 1. Complexe leptyno-amphibolitique des Essarts ; 1a, ortho et para-gneiss, 1b, éclogites, 1c amphibolites ; 2, unité des schistes bleus de Bois de Céné, 3 et 4, unité volcano-sédimentaire (porphyroïdes) et méta-sédimentaire (Schistes de Saint Gilles), 5, métarhyolite de La Chapelle Hermier ; 6, para-autochtone paléozoïque métapélitique à phanites ; 7, sédiments mésozoïques ; 8, Orthogneiss des Sables d'Olonne ; 9, granite orienté du Puits d'Enfer ; 10, microgranites ; 11, anatexites ; 12, granites à biotite ; 13, leucogranites. Le contact de la nappe des Porphyroïdes est surligné en gras et réinterprété.

b) Zonéographie métamorphique isotherme de la Vendée occidentale (Goujou, 1992).

Figure 3.17: Morphologie des concentrations graphiteuses dans les laves porphyriques non déformées (Carrière de Chillou, Bas Bocage).

Figure 3.18: Schémas montrant la migration d'huile dans un bassin en régime (a) extensif et (b) compressif.

Figure 3.19: Profils de concentrations des éléments chlore (courbe rouge) et carbone (courbe noire) sur une lame mince de Porphyroïdes. L'ensemble des éléments analysés est le suivant : C, O, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Fe et Cl. Les concentrations sont exprimées en % massique. Pour le chlore, les teneurs étant très faibles relativement au carbone, les pourcentages massiques Cl sont multipliés par 10^3 . La droite jaune sur la photo correspond au profil analysé dans la lame (43,9 μm).

Tableau 3.1 : Valeurs $\delta^{18}\text{ORT}$ et δDRT pour les tufs et les porphyroïdes. (Toutes les roches totales analysées sont situées sur des cartes d'échantillonnage en annexe 2).

Tableau 3.2 : Tableau récapitulatif des analyses (microthermométriques et Raman) des inclusions fluides et de leurs compositions .

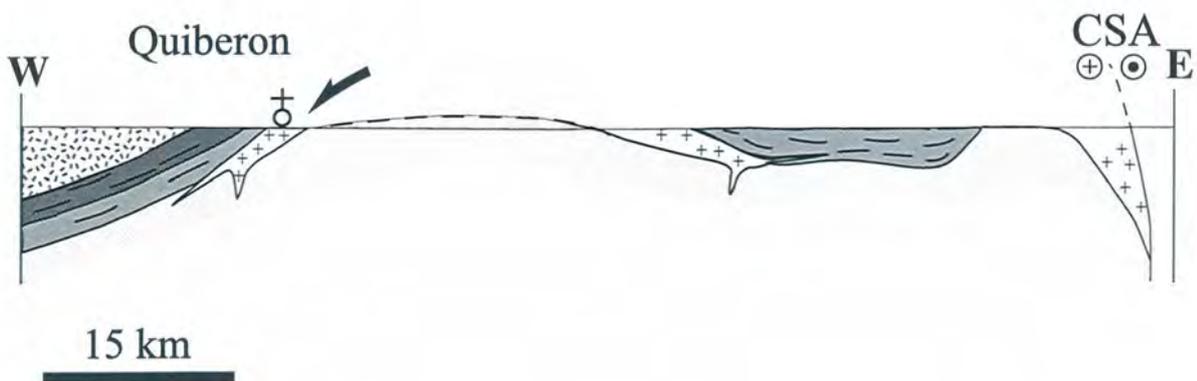
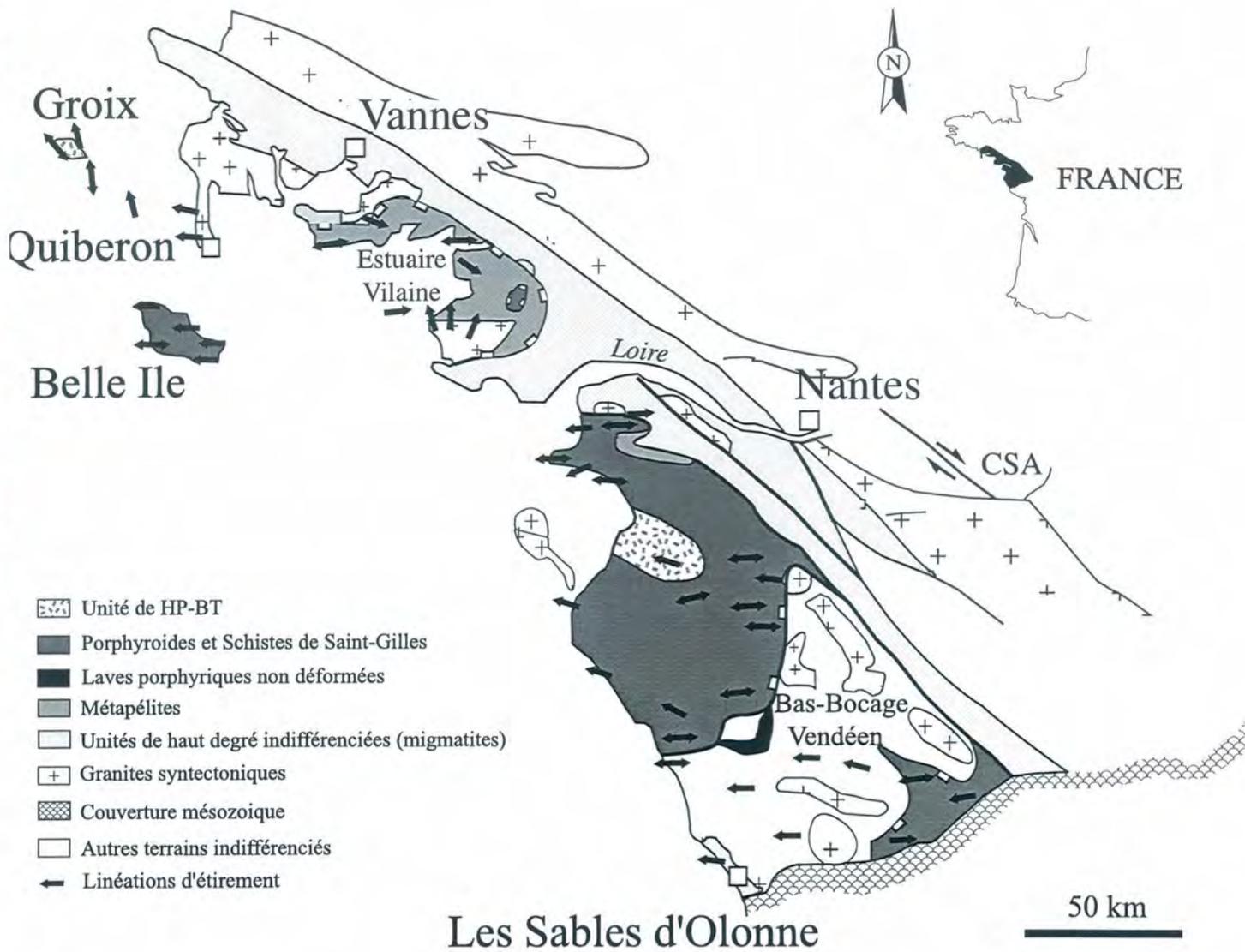


FIG. 3.1.

X on
fa m
pas
F mar
mass

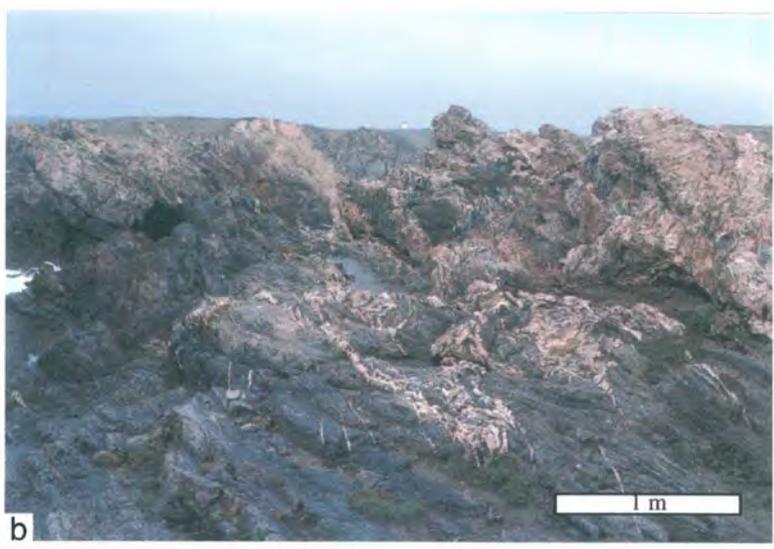


FIG. 3.2

X

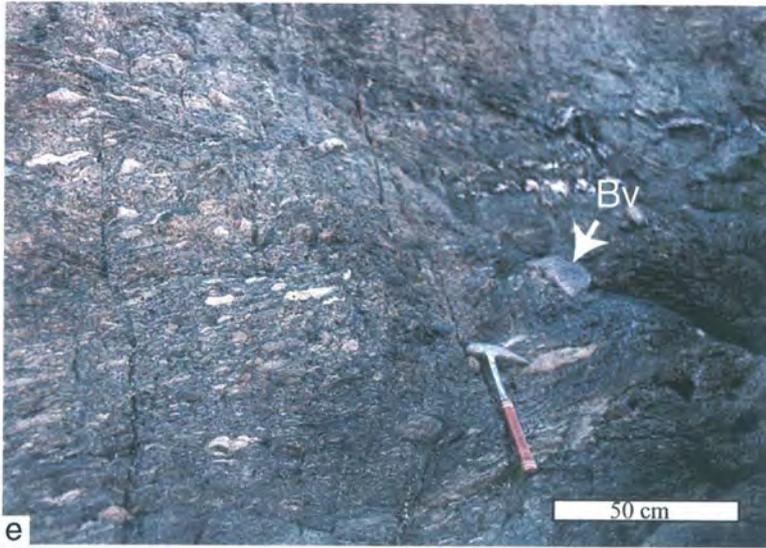
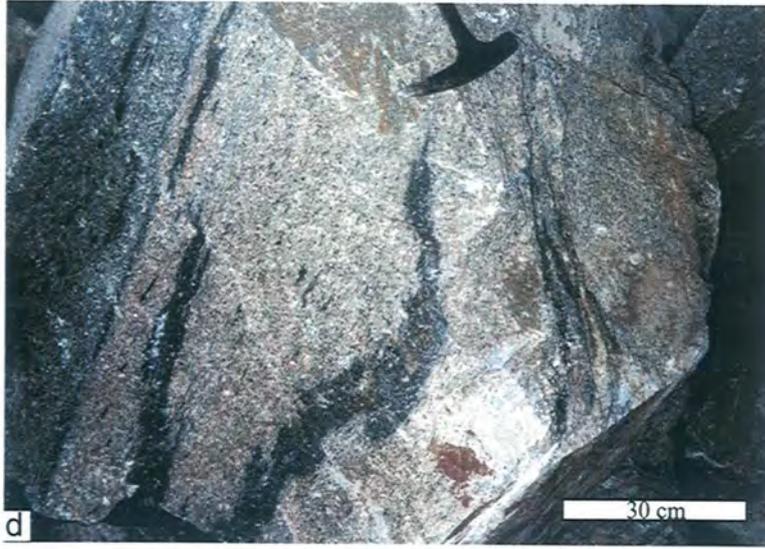
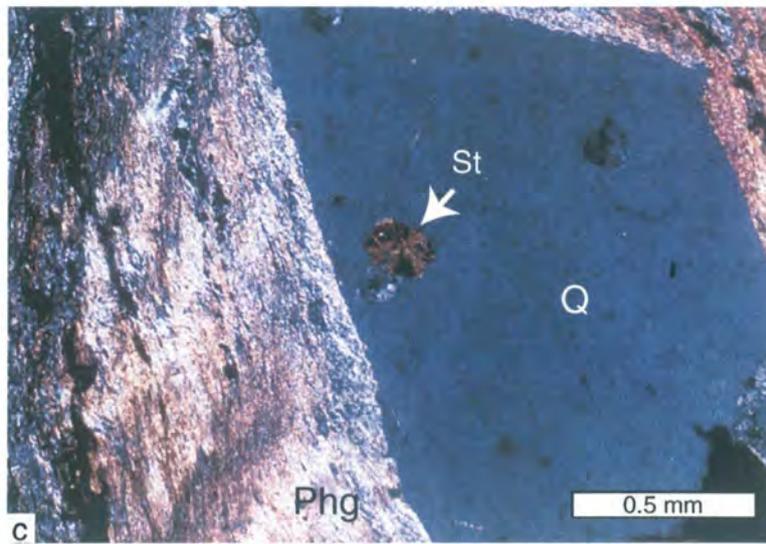
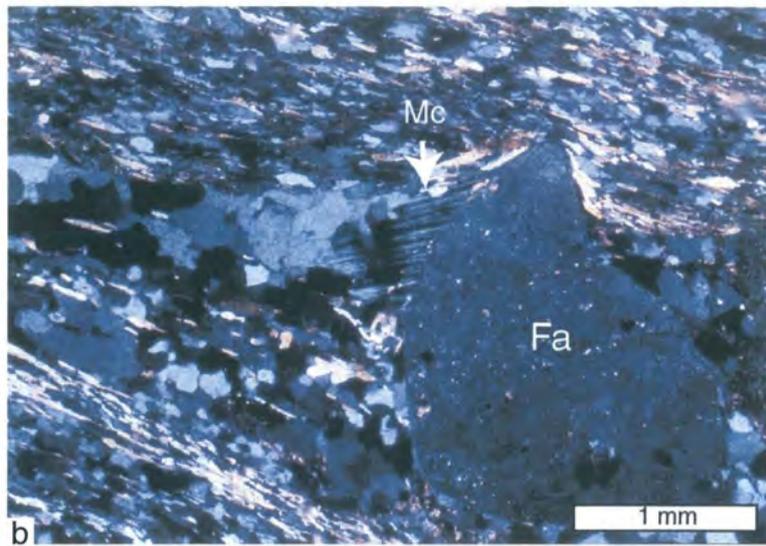
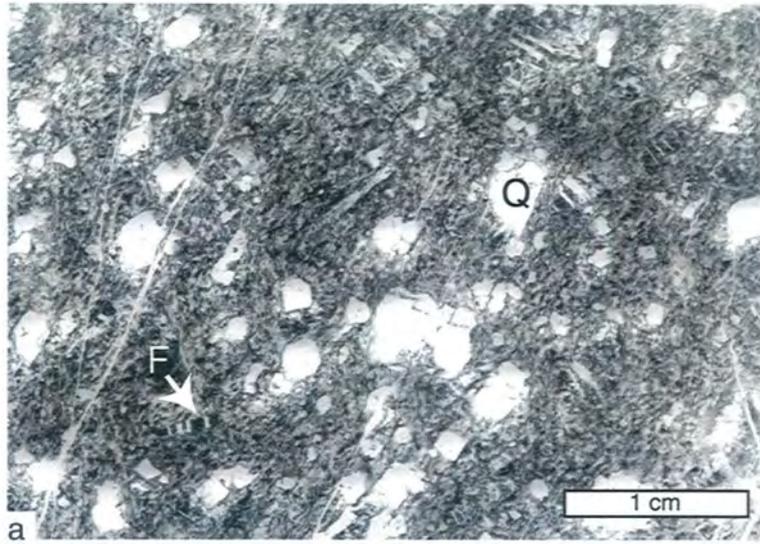
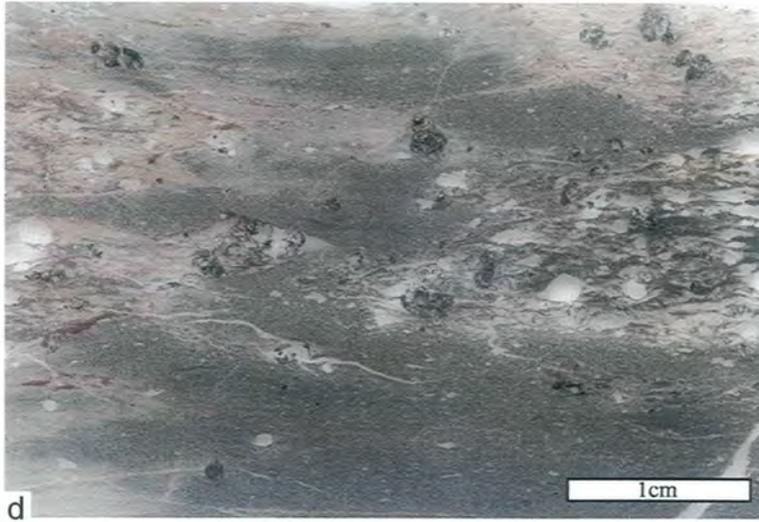


FIG. 3.2

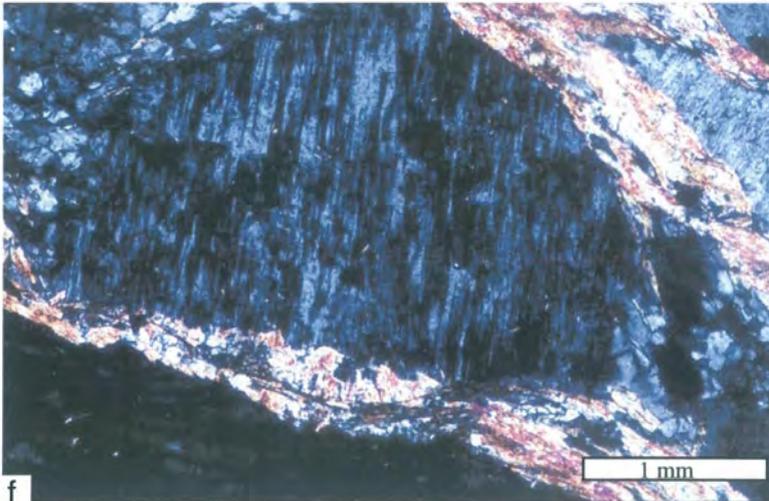




d



e



f

X

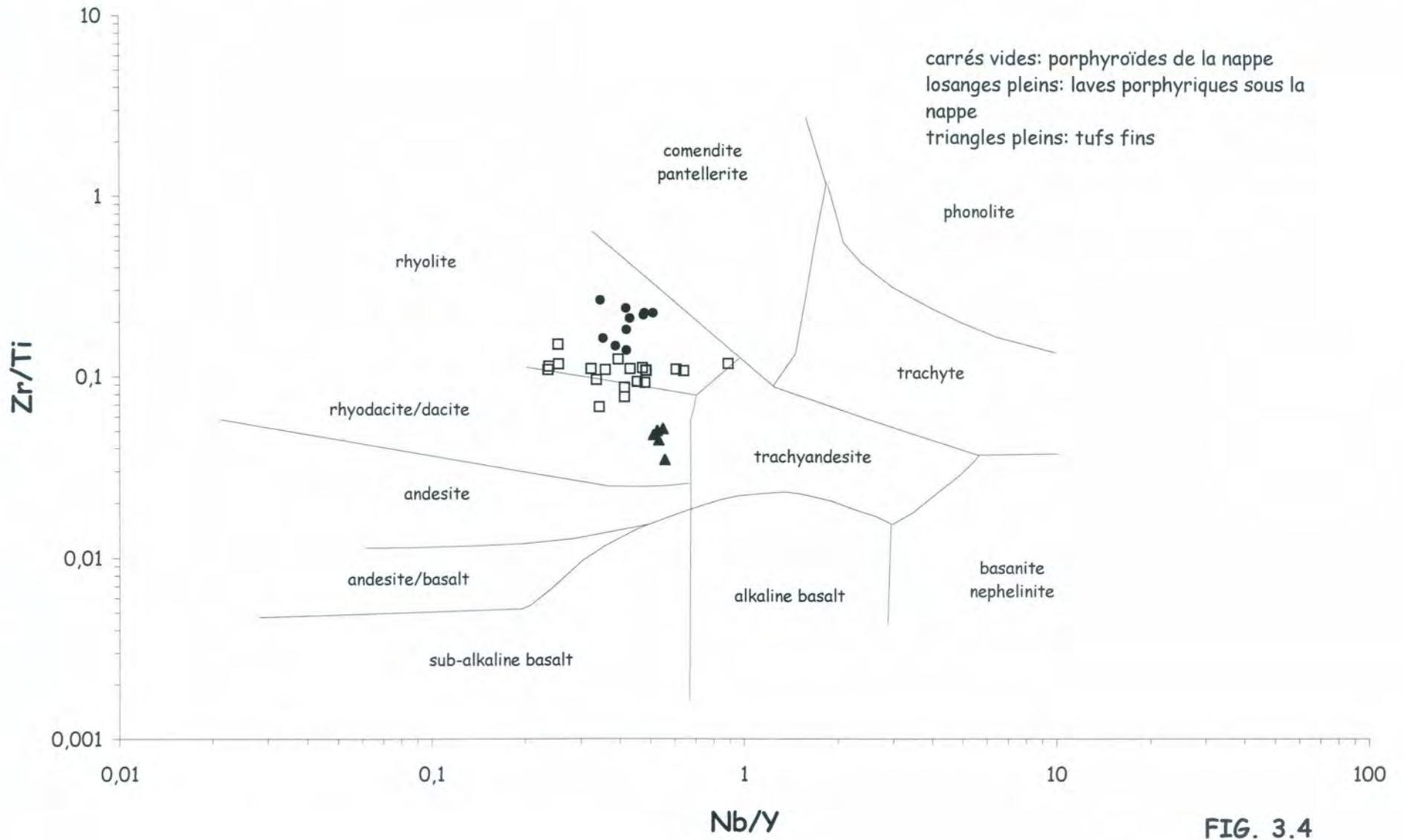
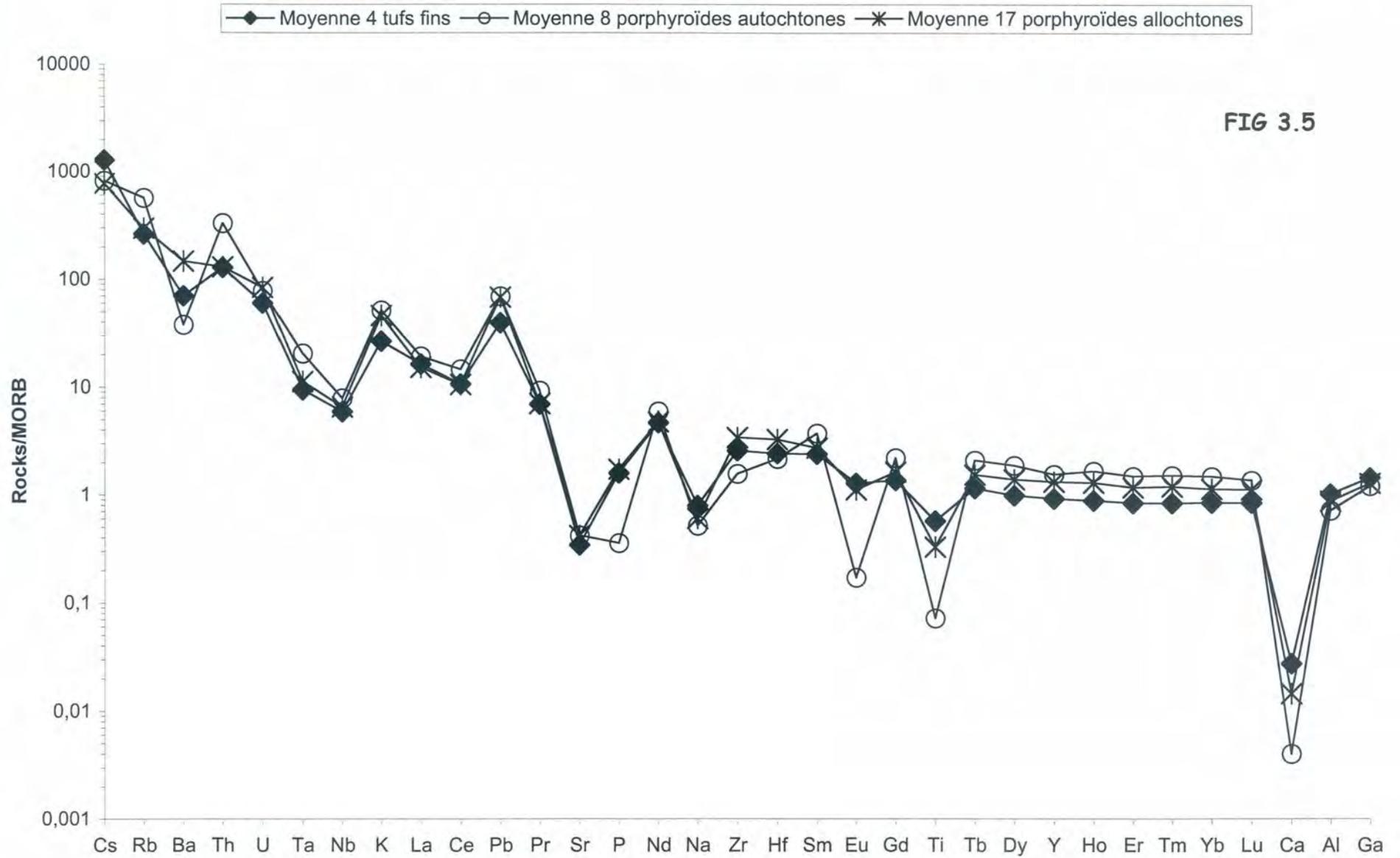


FIG. 3.4

FIG 3.5



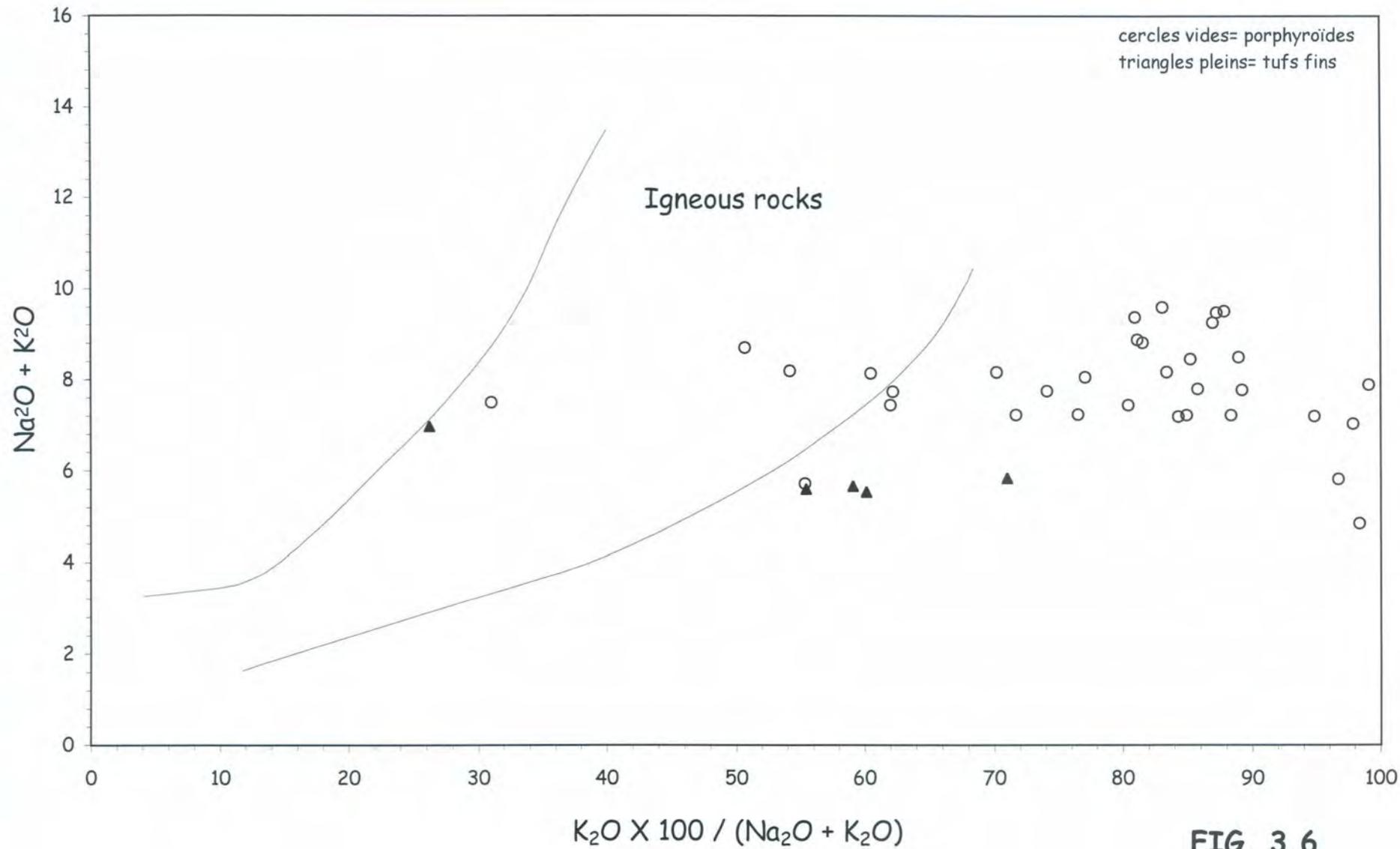


FIG. 3.6

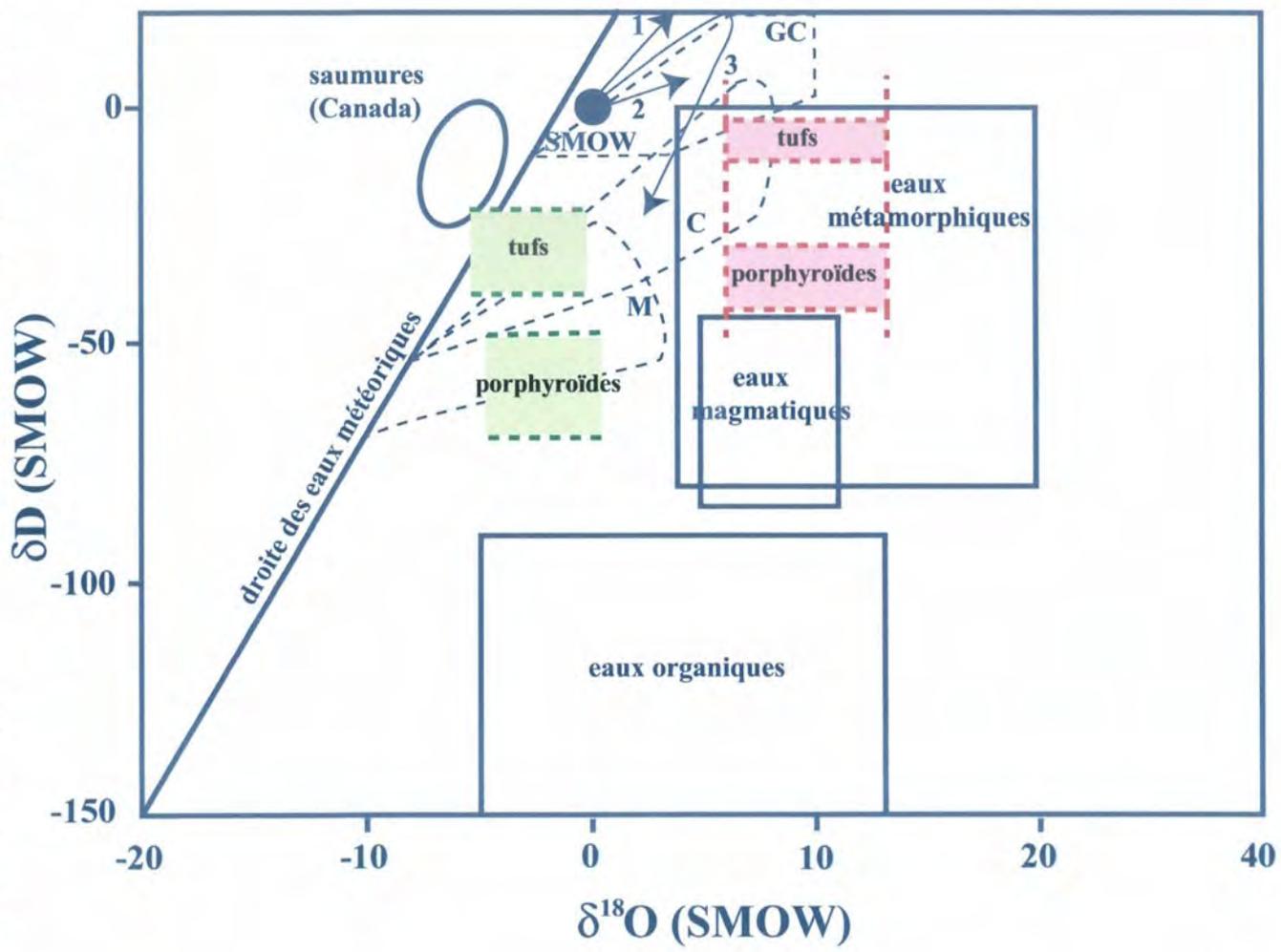
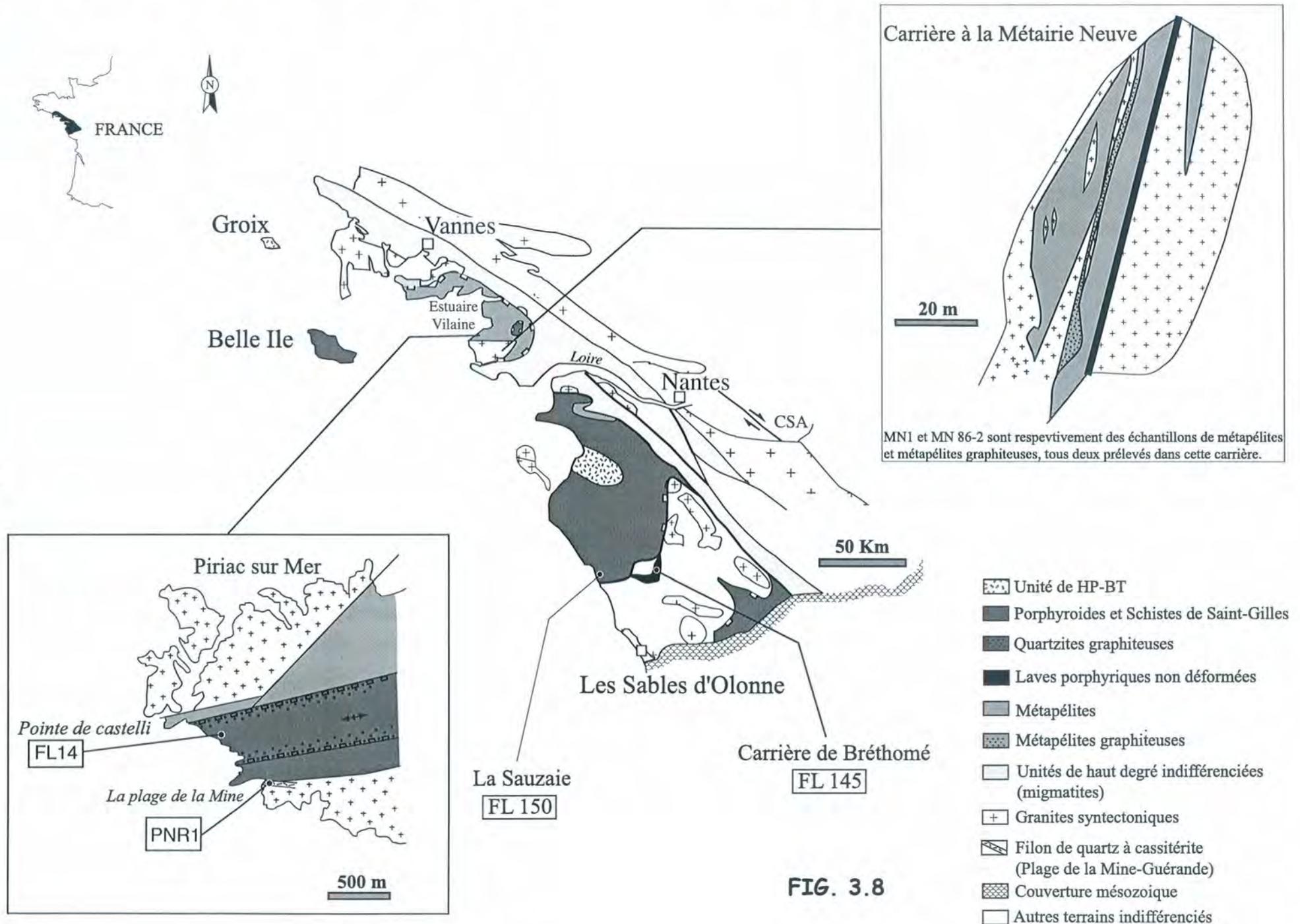


FIG. 3.7



MN1 et MN 86-2 sont respectivement des échantillons de métapelites et métapelites graphiteuses, tous deux prélevés dans cette carrière.

FIG. 3.8

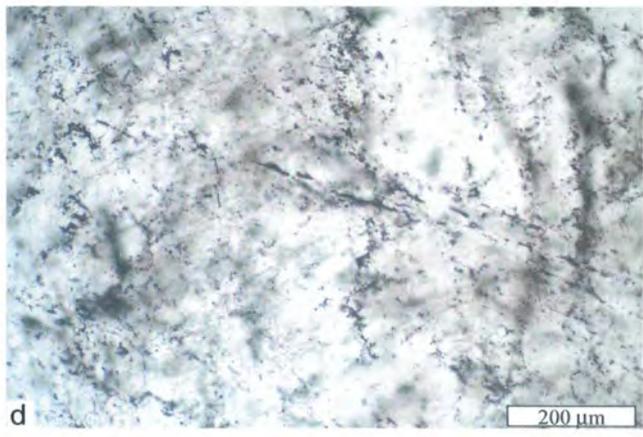
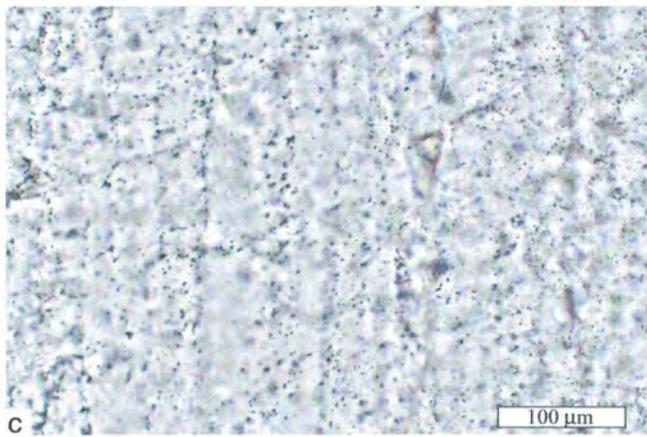
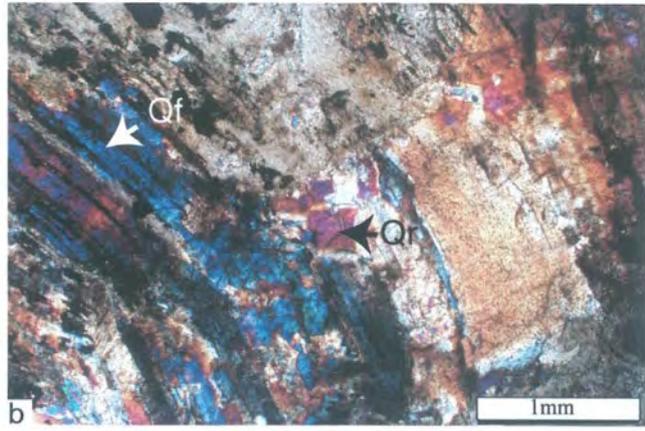
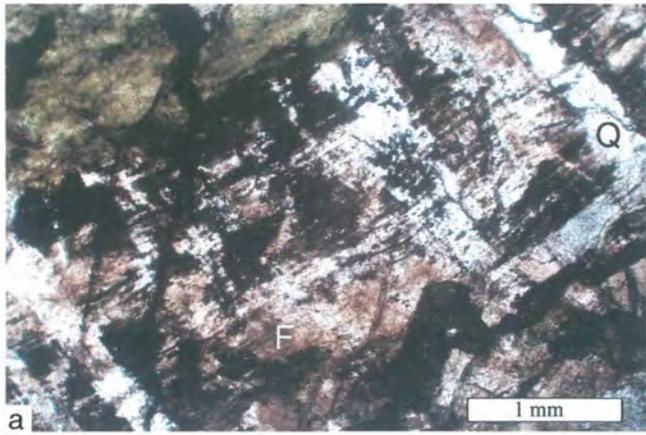
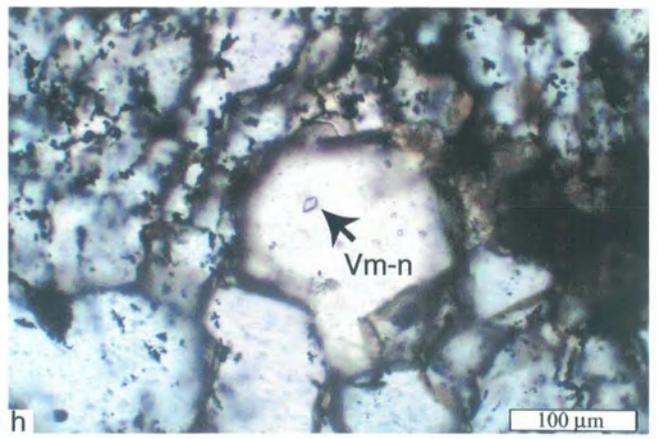
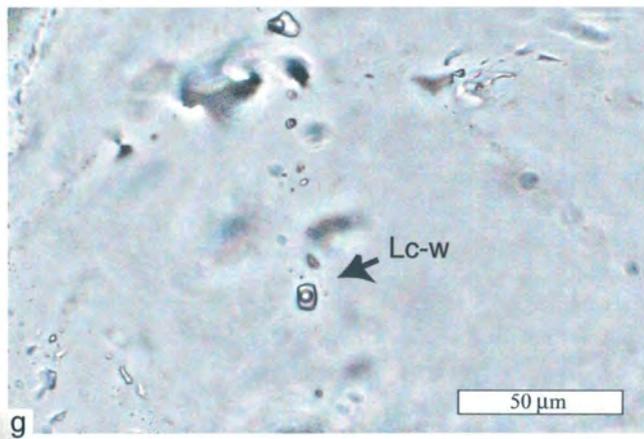
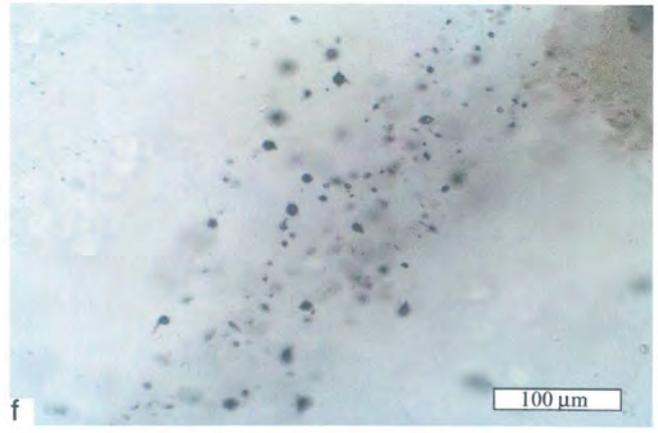
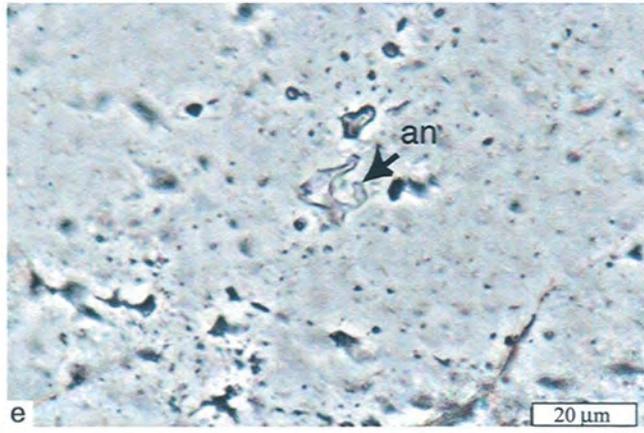
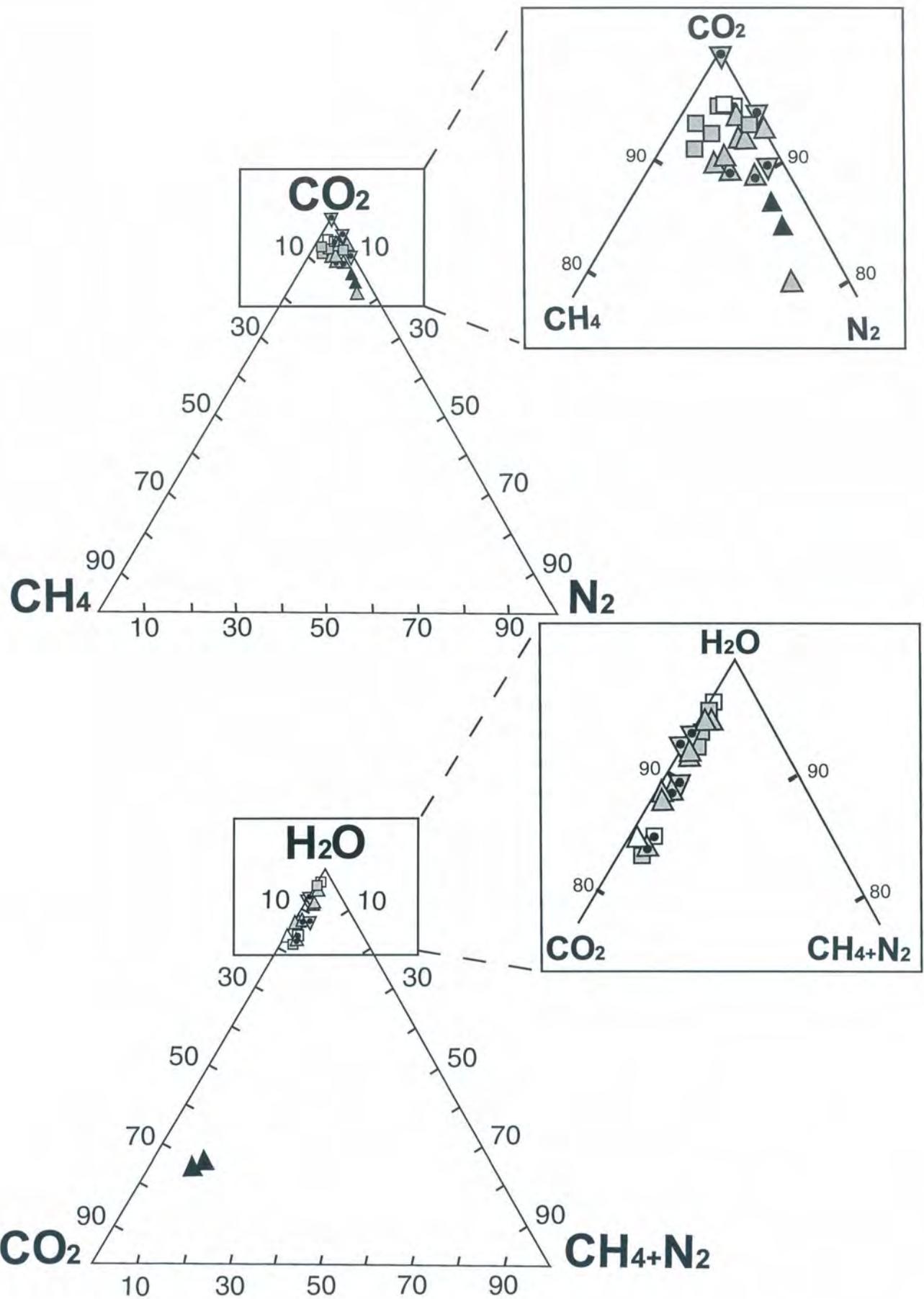


FIG. 3.9





Veines de quartz
quartz fibreux

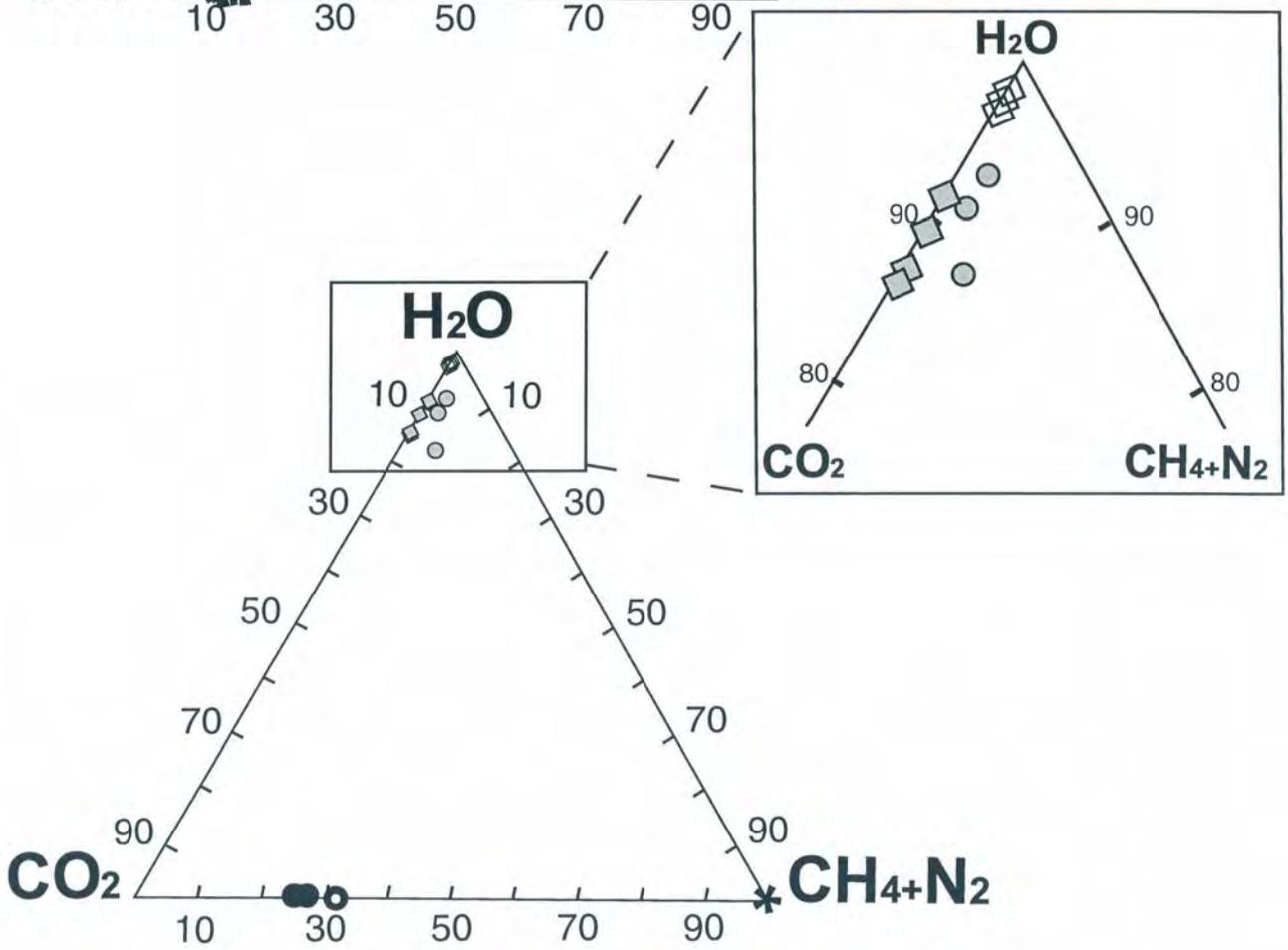
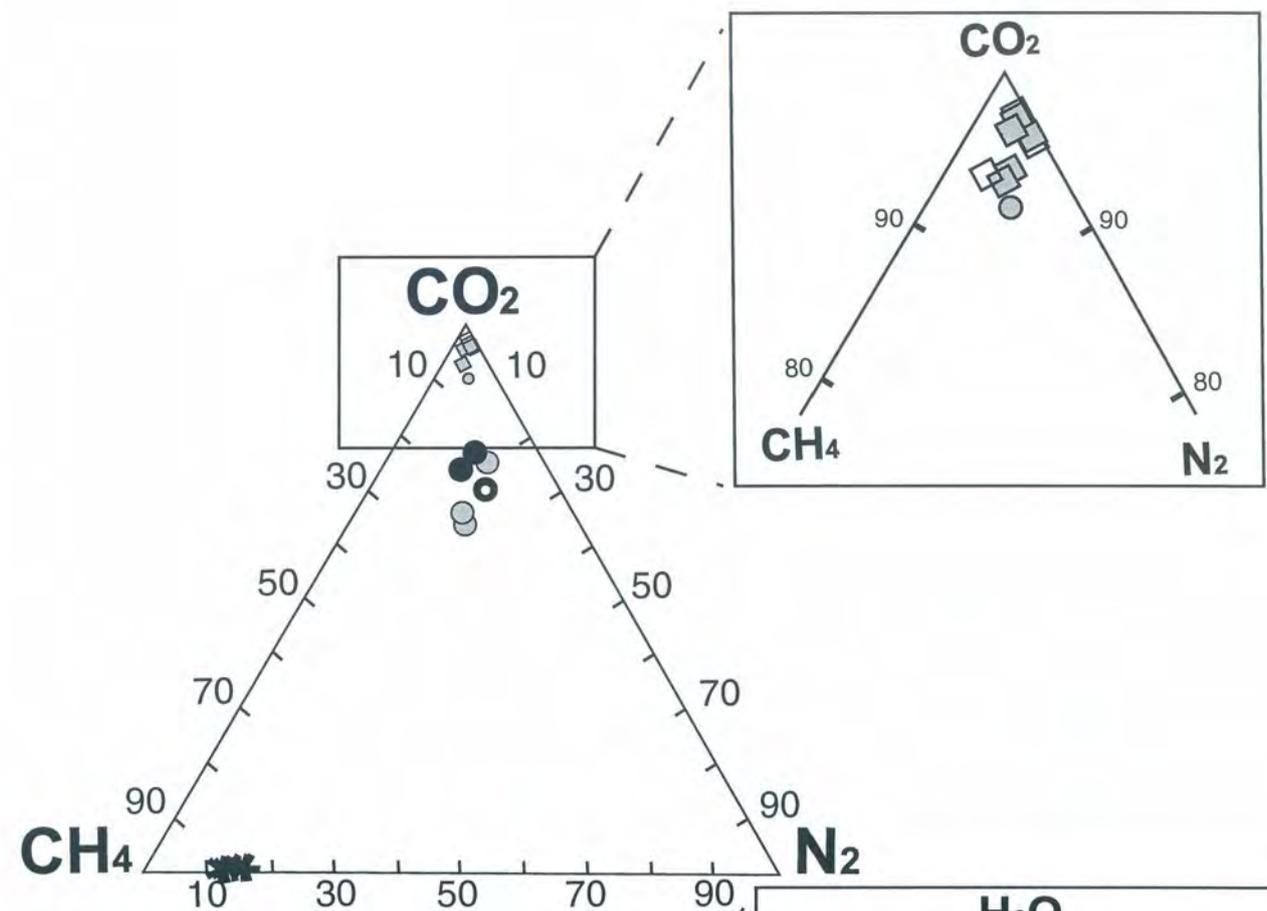
□ Lc-w □ Lw-c ● Vc-w

quartz recristallisé

▲ Vc-w ▲ Lc-w ▲ Lc ▲ Lw-c

Claste de quartz volcanique
dans une rhyolite non déformée

▼ Vc-w



Claste de quartz volcanique dans les Porphyroides

◆ Lc-w1 ◇ Lc-w2

Quartz recristallisé dans le filon de quartz à cassitérite

○ Lc-w ● Lc ● Vc

Quartz recristallisé dans les schistes noirs

* Vm-n

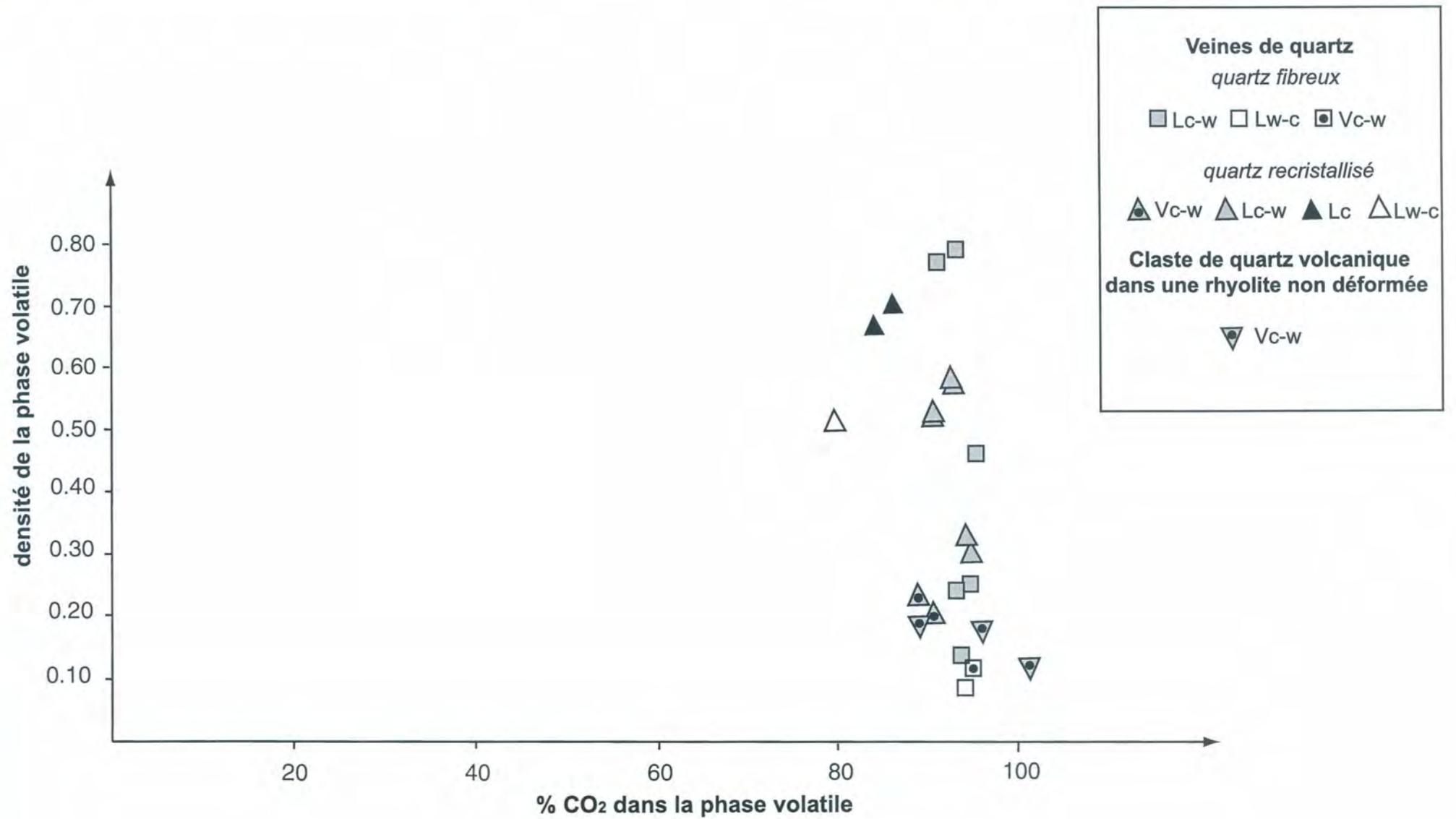


FIG. 3.12

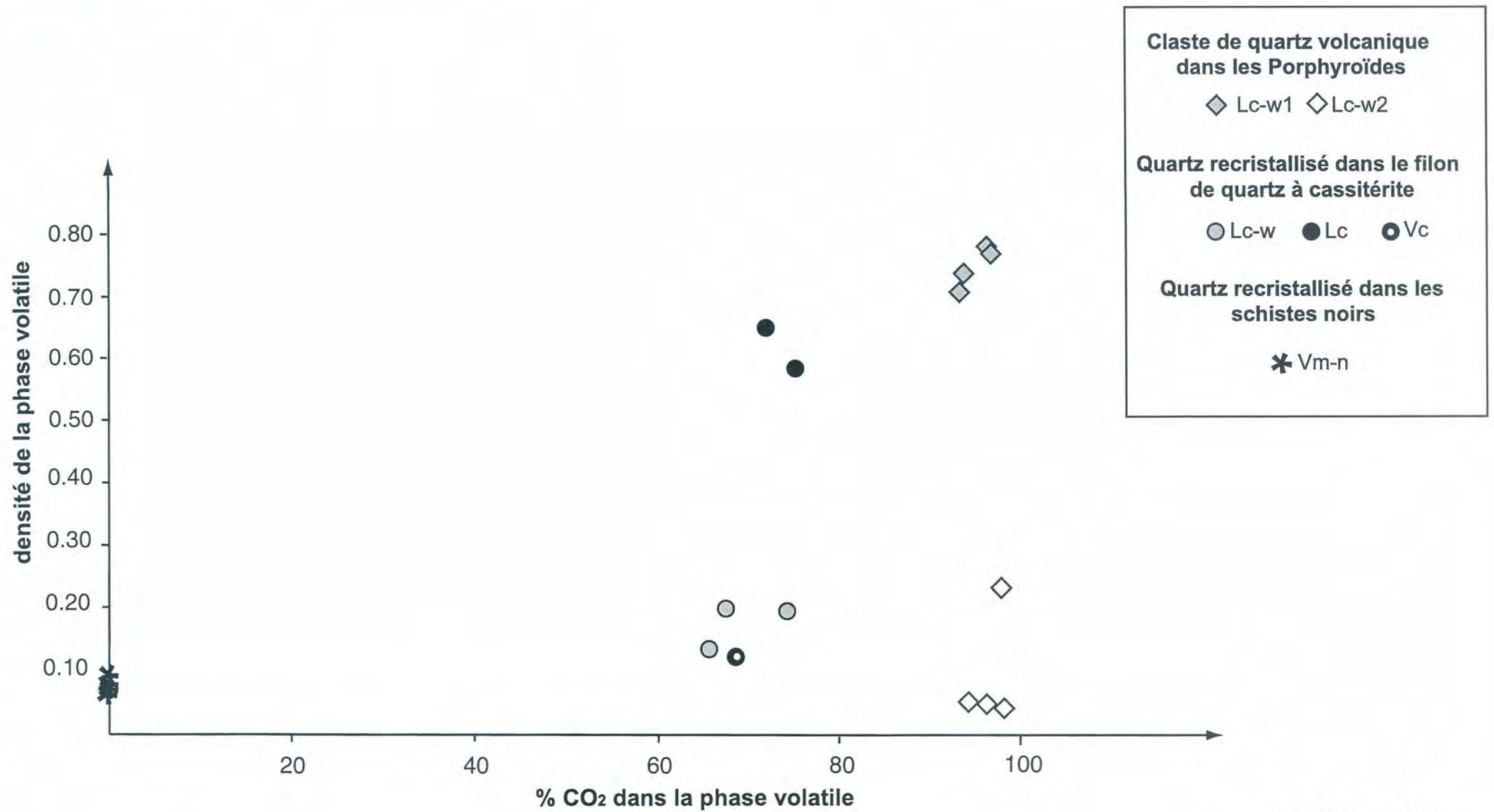


FIG. 3.13

Veines parallèles à la foliation (La Sauzaie-Vendée) et rhyolite non déformée (Bréthomé- Bas Bocage)

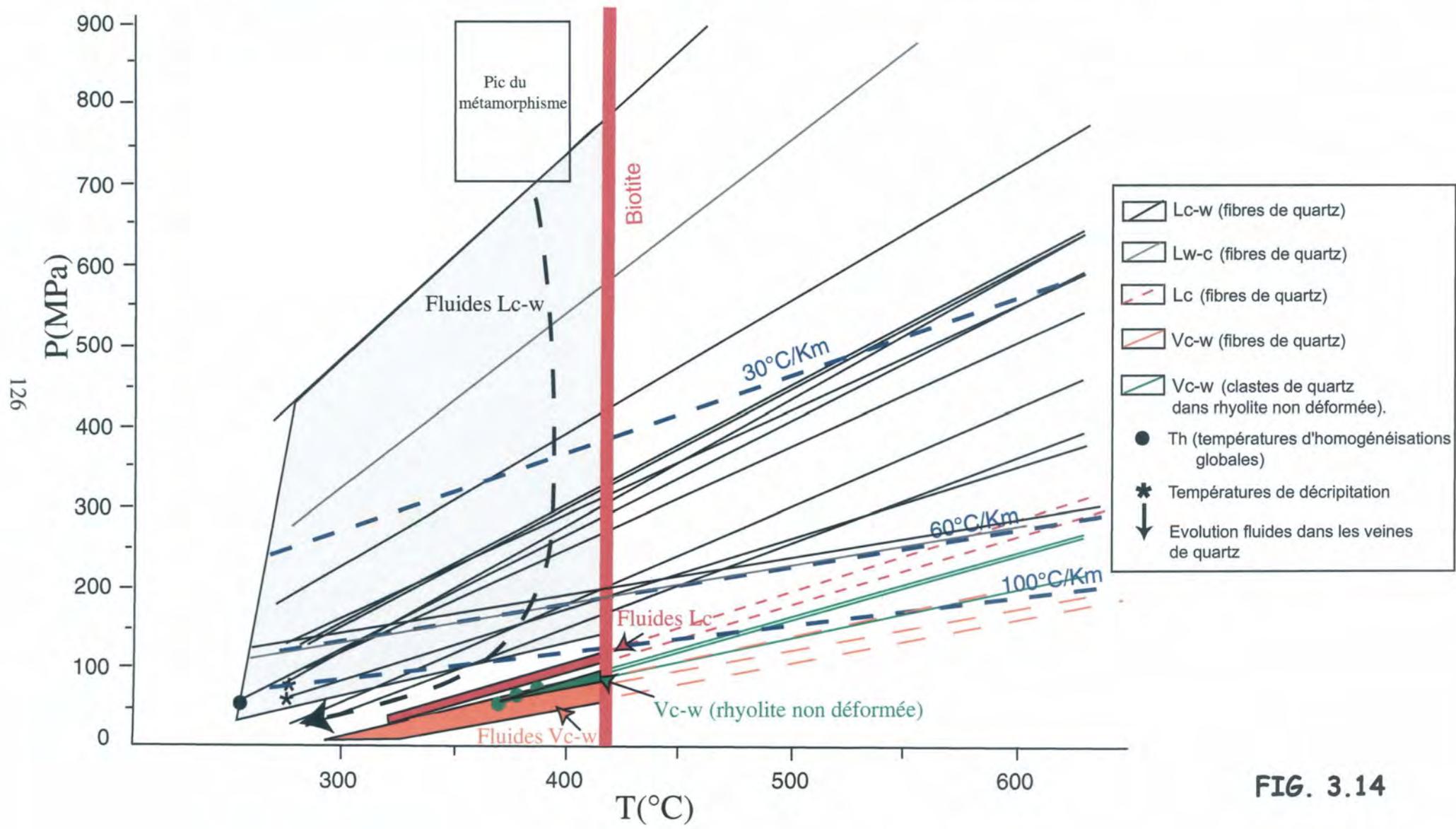


FIG. 3.14

Clastes de quartz volcanique dans les porphyroïdes (Piriac sur Mer), quartz dans les métapélites graphiteuses (Métairie Neuve) et dans le filon de quartz (Plage de la Mine)

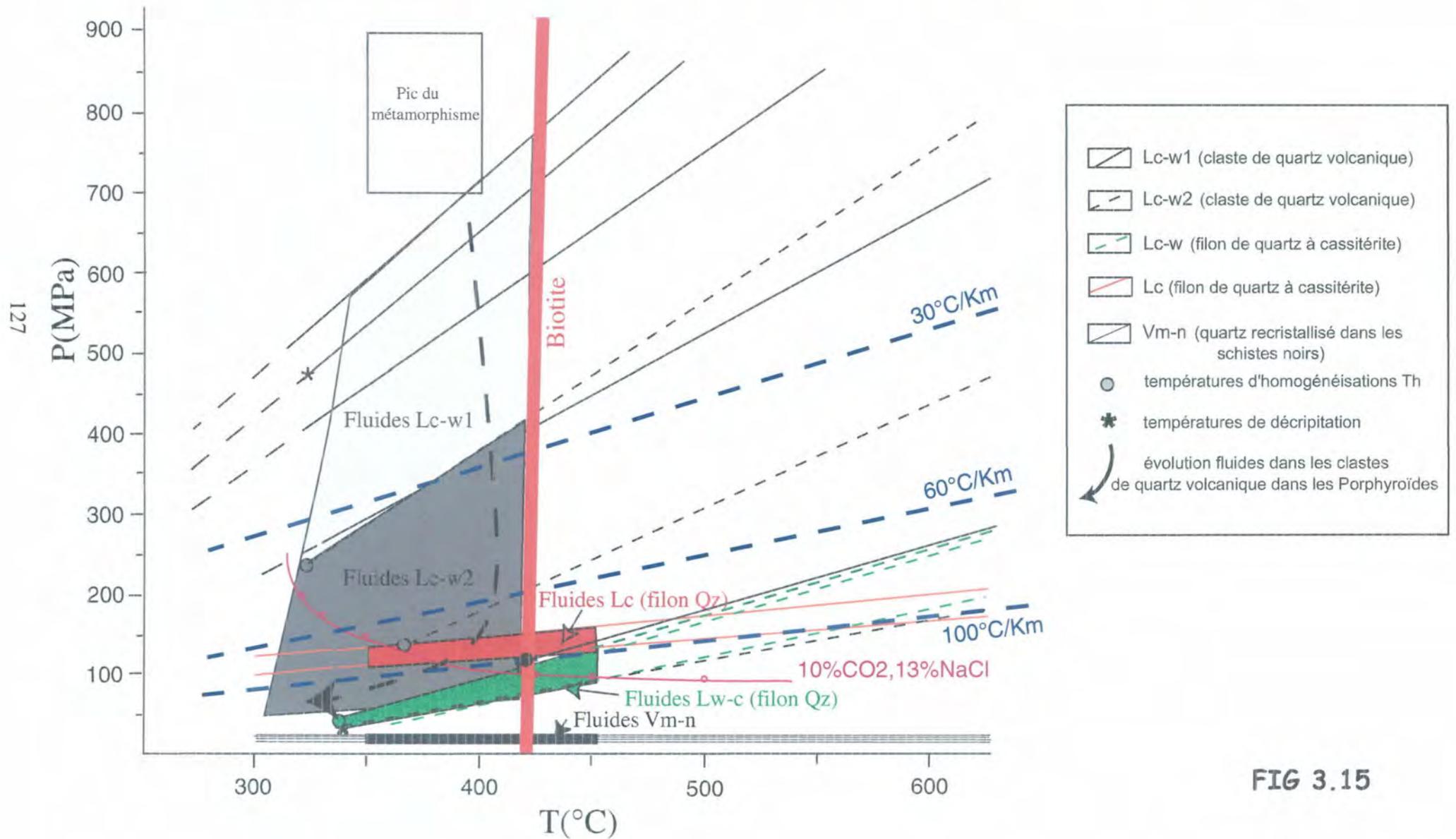


FIG 3.15

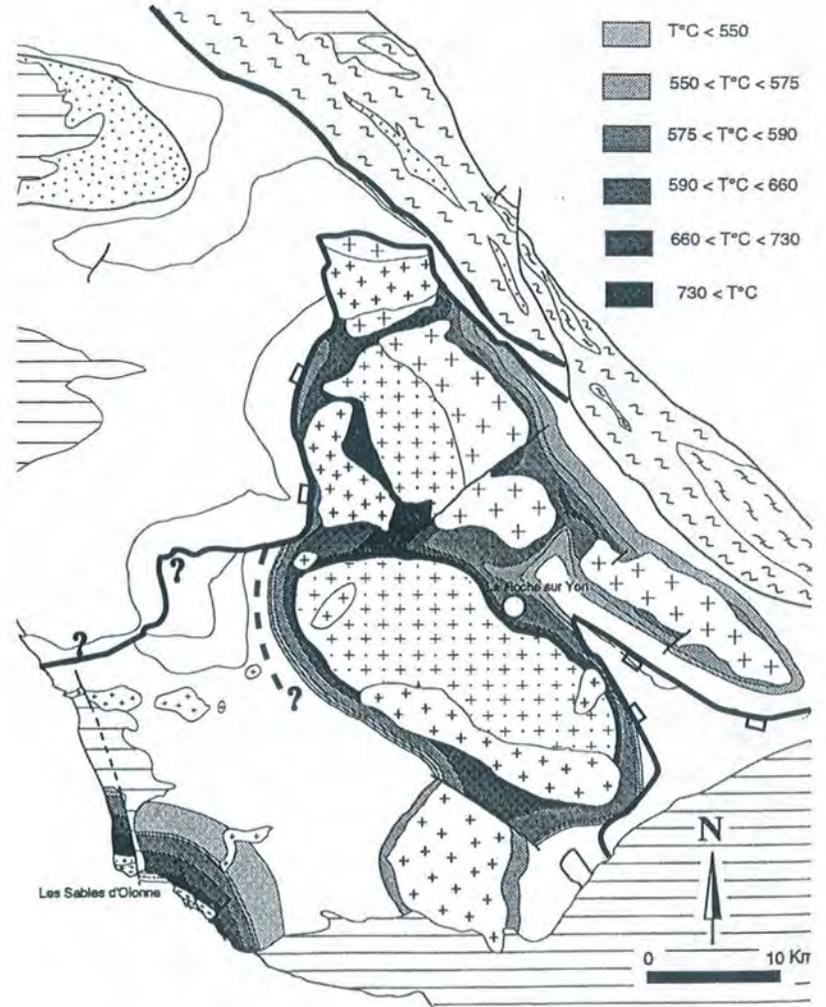
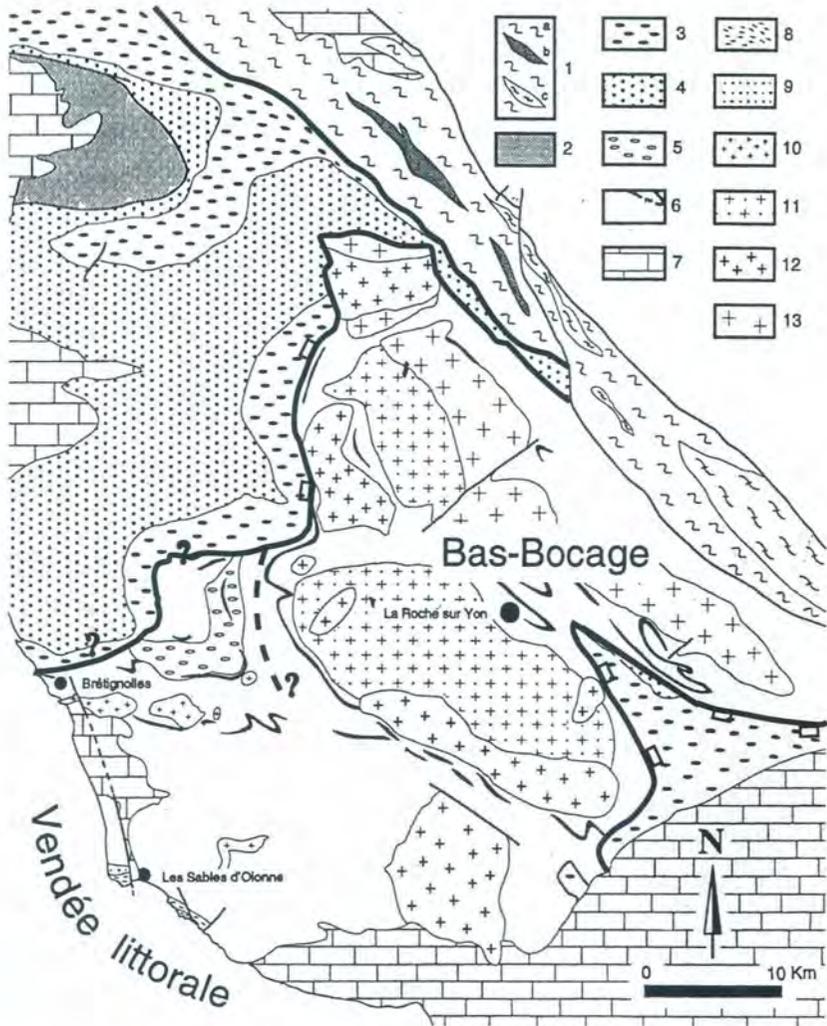
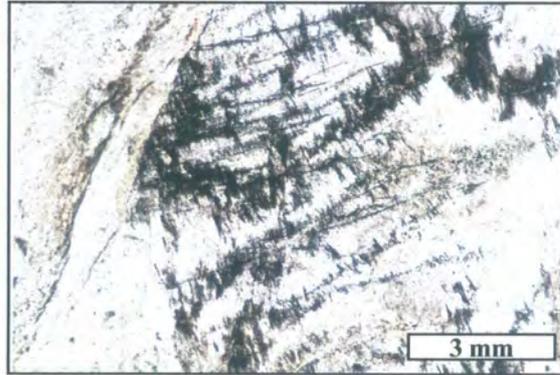


FIG. 3.16



X

FIG. 3.17

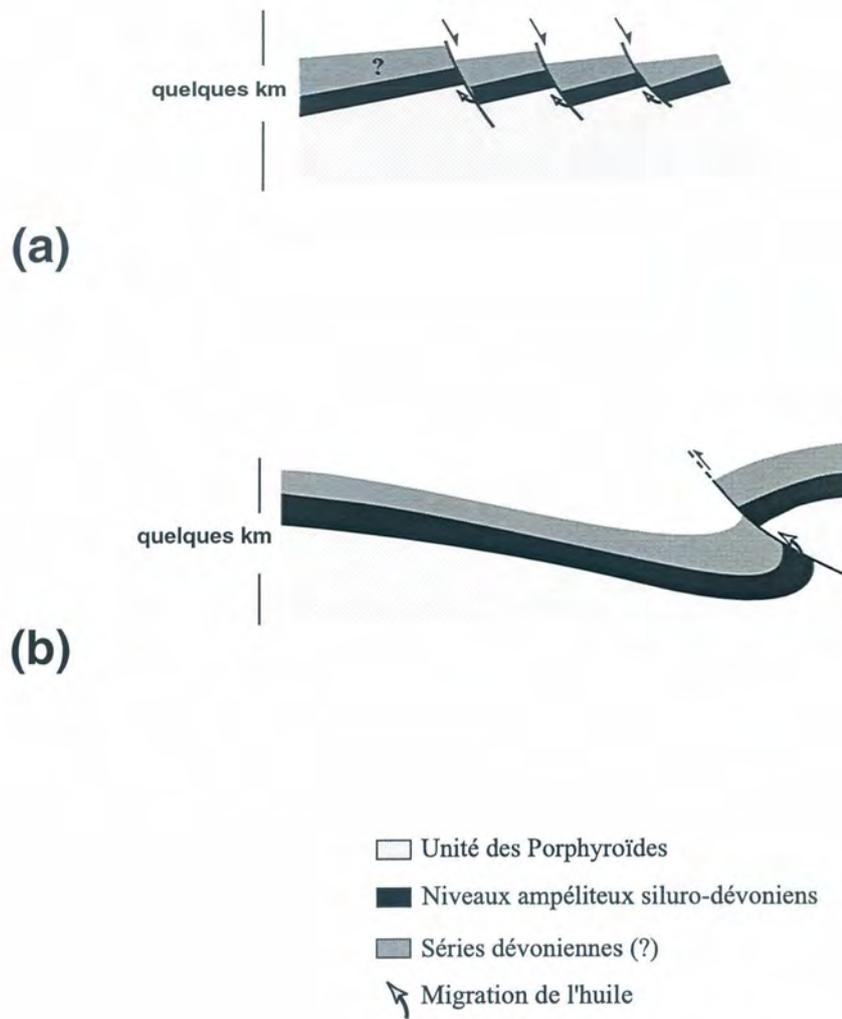


FIG. 3.18

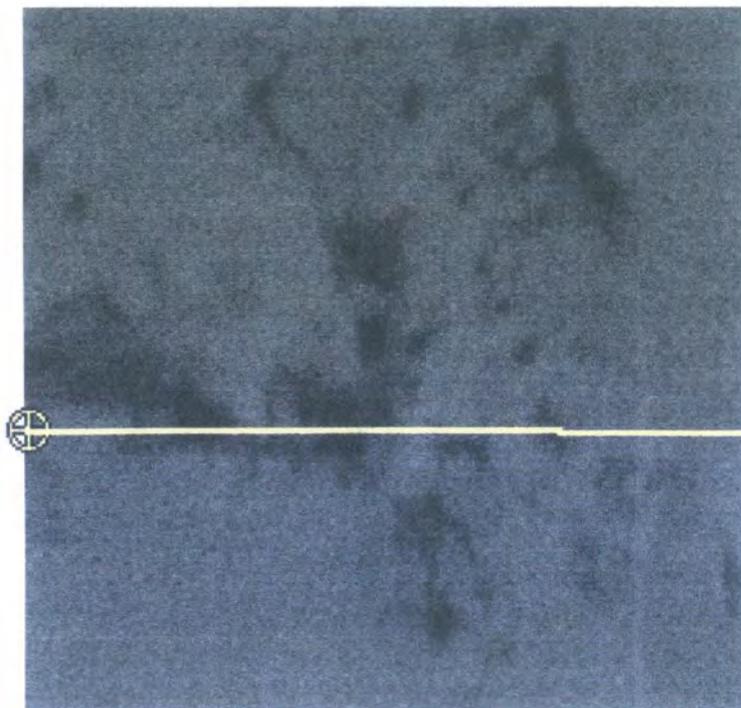
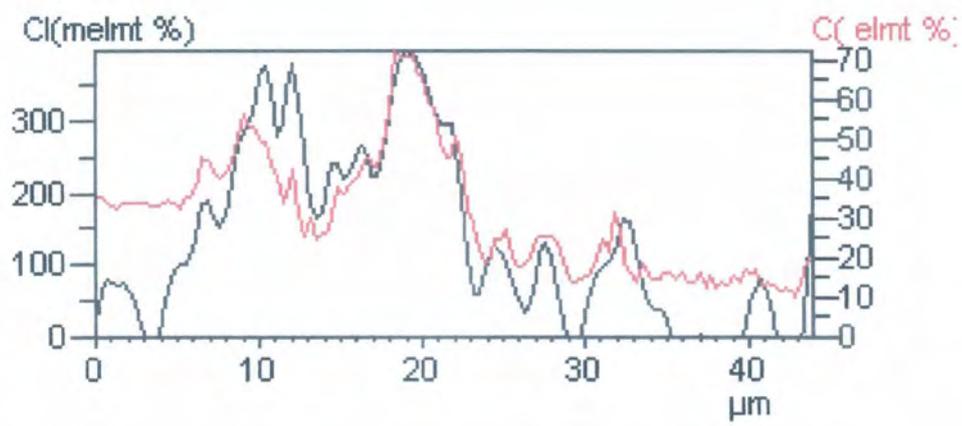


FIG. 3.19

Quartz type	Inclusion		Microthermometry							Raman data				Bulk composition									
	Type		Tm	CO2	Th	CO2	Mode	Tm	Cl	Tm	ice	Th	Mode	CO2	CH4	N2	H2S	H2O	CO2	CH4	N2	NaCl	
<u>Quartz volcanic clast</u> <u>in Porphyroids</u> (Piriac sur Mer)	Lc-w ₂	014-1	-59,1	nv				2,5		-0,5	323	L	95,6	0,7	3,7	nd	98,1	1,9	nd	nd	-		
	Lc-w ₂	014-2	-59,4	nv				3,7		nv	nv	L	93,6	3,4	3,3	nd	97,0	2,8	tr	tr	-		
	Lc-w ₂	014-4	-59,3	nv				2,5		-0,2	370	L	97,8	0,6	1,6	nd	97,8	2,2	nd	nd	-		
	Lc-w ₁	014-3	-59	23,4	V			3		-4,2	415	L	97,3	0,7	2	nd	87,3	8,6	0,05	0,1	4		
	Lc-w ₁	014-5	-59,1	17,5	L			3,4		-0,3	d<323	L	96	0,5	3,3	nd	85,7	10,0	0,05	0,3	3,95		
	Lc-w ₁	014-7	-59,8	15,6	L			8,1		nv	d<323	L	93,5	4,3	2,2	nd	91,8	5,9	0,2	0,1	2		
	Lc-w ₁	014-9	-59,1	17	L			3,2		-0,2	nv	L	96,3	1,2	2,5	nd	87,7	7,9	0,1	0,1	4,2		
	Lc-w ₁	014-10	-61,3	16,7	L			2,6		-0,2	nv	L	93	3,7	3,3	nd	89,4	5,6	0,2	0,1	4,7		
<u>Recrystallised quartz</u> <u>in black schists</u> (Métairie Neuve)	Vm-n	Mn1												85,1	14,2	nd							
	Vm-n	Mn2												85,2	14,8	nd							
	Vm-n	Mn3												87,2	12,8	nd							
	Vm-n	Mn4												86,4	13,6	nd							
	Vm-n	Mn5												86,4	13,6	nd							
<u>Cassiterite quartz dyke</u> (Plage de la Mine)	Lc-w	PNR1	-59,8	nv	nv		10,1		nv	d<343	L	73,7	10,8	15	0,5	90,7	6,8	0,7	0,9	0,9			
	Lc-w	PNR5	-59,4	nv	nv		11,6		-5,1	d<343	L	67,5	16,5	15,5	0,5	86,9	9,4	1,8	1,7	0,2			
	Lc-w	PNR6	nv	nv	nv		9,1		-3,9	343	L	65,5	17	17	0,5	93,1	4,6	0,6	0,6	1,1			
	Vc	PNR2	-60,7	-2	V									69,2	13,3	17	0,5						
	Lc	PNR3	-61,2	-3,3	L									75	10,5	14	0,5						
	Lc	PNR4	-61,3	-0,7	L								73	11,5	15	0,5							
<u>Quartz volcanic clast</u> <u>in non-deformed rhyolite</u> (Bréthomé-Bas Bocage)	Vc-w	145-1	-58,6	17,1	V		4		-6,2	392	V	94,3	HC	5,7	nd	91,8	7,9	-	0,3	3,5			
	Vc-w	145-2	-58,9	14,1	V		6,7		-4,3	371	V	100	HC	0	nd	92,9	7,1	-	-	2			
	Vc-w	145-7	-58,8	14,8	V		3,2		-4,7	380	V	89,3	1,5	9,2	nd	89,1	10	0,1	0,8	3,9			
<u>Quartz veins parallel to foliation</u> (La Sauzaie-Vendée) Fibrous veins:	Vc-w	150-9	-57,9	nv	nv		7,9		-4,5	d<272	V	94,3	1,8	3,9	nd	84,7	14	0,4	1,1	1			
	Lw-c	150-21	nv	nv	nv		5,1		-5,5	d<272	L	93,3	4,3	2,4	nd	96,2	3,7	0,06	0,04	1,8			
	Lc-w	150-24	-57,6	nv	nv		7,5		-5,5	d<272	L	93,1	4,3	2,6	nd	95,1	4,8	0,1	0,05	1,55			
	Lc-w	150-19	-59	26,2	L		8,1		nv	d<272	L	95,3	1,7	3	nd	89,4	10,3	0,1	0,2	1,3			
	Lc-w	150-22	-58,8	9,8	L		7,2		nv	d<272	L	93,1	5,2	1,7	nd	93,5	6,2	0,2	0,1	2,7			
	Lc-w	150-23	-58,7	6,1	L		6,5		nv	d<272	L	91,2	6	2,8	nd	83,9	14,9	0,8	0,4	3,5			
	Lc-w	150-20	-59,2	23,1	V		7,9		nv	248	L	94,3	3,6	2,1	nd	94,6	5,2	0	0,1	1,5			
	Lc-w	150-27	-58,2	21,5	V		7,4		nv	d<272	L	93,4	2,2	4,4	nd	93,8	6,2	0,1	0,1	1,8			
	Recrystallised quartz	Lc-w	150-1	-58,3	24,3	V		8,8		-7	nv	L	94,3	1,6	4,1	nd	94,1	5,75	0,05	0,1	0,95		
		Lc-w	150-4	-57,8	28	V		7,6		-7,5	nv	L	93,5	graphite	6,5	nd	91,7	7,9	-	0,4	1,6		
		Vc-w	150-13	-58,6	20,9	V		8,1		nv	nv	V	88,3	2,9	8,8	nd	83,7	13,8	0,4	1,1	1		
		Vc-w	150-16	-58,9	20,9	V		8,7		nv	nv	V	89,7	4,8	5,5	nd	89,6	9,6	0,4	0,4	0,8		
		Lc-w	150-2	-58,6	22,7	L		7,8		nv	nv	L	92,2	2,3	5,5	nd	87,6	11,7	0,2	0,5	1,4		
		Lc-w	150-3	-57,6	23,2	L		8,2		nv	nv	L	92,5	2,5	4,8	nd	87,7	11,6	0,2	0,5	1		
		Lc-w	150-14	-59	19,5	L		9		nv	nv	L	90,2	4,1	5,7	nd	91,8	7,7	0,2	0,3	0,6		
		Lc-w	150-15	-57,4	20,9	L		8,7		nv	nv	L	90	4,4	5,6	nd	88,4	10,7	0,4	0,5	0,8		
		Lw-c	150-5	nv	nv	nv		9,6		-5,7	nv	L	79,3	4,4	16,3	nd	94,7	4,7	0,1	0,5	1,5		
Lc		150-6	-59,7	10,8	L									84	2,6	13,4	nd	26,1	62,2	1,9	9,8	0,2	
Lc	150-7	-59,7	9,2	L									86,1	3	10,9	nd	25,2	64,5	2,2	8,1	1		

nv: non visible / nd: non détectable / d: décriptation / HC: Hydrocarbon

Whole-rock sample	$\delta^{18}\text{O}$ vs. SMOW
<i>faciès grossiers</i>	
FL 2a WR	13.9
FL 3b WR	12.1 (0.2)
FL 3c WR	13.34 (0.01)
FL 5b WR	11.9
FL 5a WR	12.0
FL 10b WR	15.1
FL 20 WR	13.84
FL 23 WR	14.34
FL 27 WR	10.93
FL 31 WR	14.14
FL 12a WR	10.28
FL 12b WR	10.58
FL 14 WR	10.59
FL 16 WR	10.59
FL 176 WR	12.72 (0.02)
FL 178 WR	14.5 (0.1)
FL 180 WR	11.6
FL 185 WR	11.9
FL 237 WR	11.3
FL 239 WR	10.6
FL 241 WR	12.2
FL 243 WR	11.4
FL 250 WR	12.6
FL 252 WR	12.5
<i>faciès fins (tufs)</i>	
FL 171 WR	10.3
FL 175 WR	10.3
FL 182 WR	9.0
FL 183 WR	9.7
FL 246 WR	9.9
FL 248 WR	15.0

3.2 a

Whole-rock sample	δD SMOW	erreurs
<i>faciès grossiers</i>		
FL5c WR	-69,00	0.8
FL4b WR	-86,90	
FL16	-76,60	
<i>faciès fins (tufs)</i>		
FL 161WR	-49,80	
FL 162 WR	-47,10	
FL 167 WR	-54,30	0.6
FL 166 WR	-42,20	
FL 156 WR	-52,30	

3.2 b

TABLEAU 3.2

CHAPITRE IV

Déformations pénétratives intenses assistées par les fluides dans l'unité des porphyroïdes

Ce chapitre est sous forme d'une publication acceptée à Geological Society of London et présente une étude structurale et géochimique de l'unité des Porphyroïdes. Les Porphyroïdes, impliqués dans une zone de décollement d'échelle crustale, ont été affectés par des déformations pénétratives intenses accommodées par des processus de dissolution-cristallisation impliquant le quartz et le feldspath.. Les éléments dissous précipitent dans des veines quartzo-feldspathiques parallèles à la foliation. Les veines constituent les principales zones de cristallisation, alors que les roches adjacentes sont les principales zones de dissolution. Pendant la déformation progressive, les veines ont un comportement fragile et subissent des processus d'ouverture-colmatage (crack-seal) et la phengite apparaît comme une phase résiduelle. L'analyse structurale, la minéralogie des veines et les données des isotopes stables montrent que la quantité de fluides et leur échelle de transfert sont limitées. Le principal mécanisme de transfert est la diffusion. L'analyse structurale et géochimique nous a ainsi permis de proposer un modèle de déformation progressive combinant processus ductiles et fragiles distribués à l'échelle de la roche, et conduisant à une déformation globale assez homogène de l'ensemble des Porphyroïdes sans importants processus de localisation. Tous ces résultats suggèrent que cette zone de déformation majeure a favorisé le piégeage de fluides précoces, plutôt que leur chenalisation.

**Fluid-assisted large strains in a crustal-scale décollement
(Hercynian Belt of South Brittany, France).**

Florence LE HEBEL - Denis GAPAIS– Serge FOURCADE – Ramon CAPDEVILA

Geological Society of London, Special Publication
Accepté

Abstract: Crustal deformations often occur along gently-dipping shear zones, where the scale of fluid transfers and the coupling between deformations and fluid availability are important questions. We present a structural and geochemical study of felsic rocks deformed at about 350-400°C within a crustal-scale décollement zone from the Hercynian Belt of South Brittany. At regional scale, deformations resulted in large distributed strains accumulated by dissolution-crystallization of quartz and feldspars. Mass transfers produced veins growing parallel to the foliation. Veins were major precipitation zones, while adjacent rocks were main zones of dissolution. Deformation patterns, vein mineralogy, and oxygen isotope data show that both the amount of fluids and the scale of fluid flow were limited, and that the dominant transfer mechanism was diffusion. Results suggest that the deformation zone has acted as a trap for early fluids rather than as a fluid channel.

The existence of close relationships between fluid movements and crustal deformation is well established (Beach, 1976; Fyfe et al., 1978; Etheridge et al., 1984; Cox & Etheridge, 1989, Newton, 1990; Ferry, 1994; Olivier, 1996), especially where dissolution-crystallization processes are involved (Durney, 1972; Rutter, 1976; Gratier, 1993). Furthermore, shear zones are often described as channels for fluids (e.g. Beach & Fyfe, 1972; Beach, 1976; Kerrich, et al., 1977; Fourcade et al., 1989; Carter & Dworkin, 1990; Marquer & Burkhard, 1992; Ring, 1999), allowing connections between superficial fluids and deep fluid reservoirs (Reynolds & Lister, 1987; Pili et al., 1997). Our particular interest concerns crustal-scale décollement zones, because of their gently-dipping attitude, at high angle to dominant directions of fluid motions expected to occur throughout the metamorphic crust. Our purpose is to discuss how fluid-rock interactions within such zones can influence deformation processes and fluid paths within the crust. For this, we discuss the example of a large-strain unit from the Hercynian belt of South Brittany, which was downthrust to about 25 Km, exhumed, and then reworked during late-orogenic extension.

Geological setting

South Brittany (Western France) is part of the internal zones of the Hercynian belt of Western Europe. It is bounded to the North by a crustal-scale wrench zone (the South Armorican Shear Zone) and disappears to the South under the Aquitaine Basin (Fig. 1). From

bottom to top, the main tectonic units are as follows (Fig. 1) (Ters, 1972; Audren, 1987; Gapais et al., 1993; Brown & Dallmeyer, 1996).

- High temperature units, mainly made of migmatites, gneisses, and amphibolites. These rocks were exhumed during upper Carboniferous times (ca. 320-290 Ma) (Jones & Brown, 1989, 1990; Audren & Triboulet, 1993; Gapais et al., 1993; Brown & Dallmeyer, 1996).

- Metasediments affected by Barrovian-type metamorphism of upper Carboniferous age (325 Ma or less), and decreasing in grade from bottom to top (Ters, 1972; Brillanceau, 1978; Bossière, 1988; Triboulet & Audren, 1988; Goujou, 1992; Brown and Dallmeyer, 1996).

- Porphyritic felsic metavolcanics known as the Vendée and Belle-Ile-en-Mer “Porphyroïdes”, and affected by HP-LT metamorphism (7-9Kb, 350°C-400°C; Le Hébel et al., in press). Sheets of upper-Carboniferous synkinematic two-mica granites (Bernard-Griffiths et al., 1985) mark out the transition zone between metasediments and metavolcanics (Gapais et al., 1993) (Fig. 1).

- Mafic rocks and metapelites affected by HP metamorphism (14-18 Kb, 500-550°C) (blueschists of Ile-de-Groix) (Triboulet, 1974; Guiraud et al., 1987; Bosse et al., 2000, 2002) during late Devonian times (380-370 Ma), and exhumed during the lower Carboniferous (Bosse et al., 2000, 2002).

At regional scale, the metasediments and the metavolcanics are affected by a subhorizontal to gently dipping foliation bearing a stretching lineation associated with overall westward-directed shear (Burg, 1981; Brun & Burg, 1982; Vauchez et al., 1987) (Fig. 1). Recent pressure estimates around 7-9 Kb in the metavolcanics (Le Hébel et al., in press) indicate that

their early tectonic history is comparable to that of the overlying blueschists, with late Devonian syn-collisional downthrusting, followed by syn-convergence exhumation during lower Carboniferous times (Bosse et al., 2000, 2002). The basal contact of the metavolcanics is thus part of an early thrust system allowing the exhumation of HP units. During the upper Carboniferous, the area was reworked by extensional tectonics, with crustal thinning, emplacement of leucogranites, and exhumation of underlying migmatites (Gapais et al., 1993). The present study focuses on the metavolcanic unit, which was located at the vicinity of the brittle-ductile transition during regional extension.

Petrography

Rocks studied are made of volcanogenic metasediments and metavolcanics (Boyer, 1974; Chalet, 1985) of calcalkaline affinity. Two main types of lithologies have been studied: coarse-grained rhyodacitic to rhyolitic augengneisses made of mm-scale to cm-scale phenocrysts of feldspar and quartz embedded in a fine-grained matrix, and fine-grained, phenocryst-free, dacitic lithologies. The present-day mineralogies of the two lithologies are essentially Qz-Kf-phg±Ab and Qz-phg-Ab-chl, respectively. Widespread adularization of feldspars is observed, even in rare areas where the rocks are undeformed. This attests to important early metasomatic processes, marked by very important chemical changes (K, Rb and Ba gains, Ca and Sr losses). Early impregnation with oil (now present as graphitoid) is also widespread within the unit (Le Hébel et al., in prep.).

Deformation

Metavolcanics

Metavolcanics are affected by a pervasive flat-lying foliation bearing a strong lineation marked by stretched quartz and feldspar phenocrysts (Fig. 2a, b). Associated shear criteria mainly indicate top-to-the-West shearing (Fig. 2a) (Burg, 1981; Brun & Burg, 1982; Vauchez et al., 1987). Finite strains are large, the stretching recorded by truncated feldspar phenocrysts being commonly of the order of 300%-400% or more (Burg, 1981). Remnants of low-strain domains are very rare (Vauchez et al., 1987).

At all scales, structures attest to extensive processes of dissolution-crystallisation (see also Vauchez et al., 1987). Feldspar porphyroclasts show crystallizations of quartz and (or) feldspar in shadow zones and in fractures at high angle to the principal stretch direction (Fig. 2b, c). Quartz pressure shadows also occur around quartz phenocrysts (Fig. 2d). In weakly deformed samples, quartz grains are globular. Stylolites are observed between adjacent grains, and discrete white mica rims occur around phenocryst boundaries at high angle to the direction of principal shortening (Fig. 2d). With increasing strain, quartz ribbons develop, stretching of feldspars increases, and phengite rims around phenocrysts become larger (Fig. 2c). Strongly deformed rocks consist of alternating quartz-feldspar bands and phengite-rich bands (Fig. 2e). Relationships between strain intensity and relative phengite content have been further examined in thin sections. Strain intensity was estimated using the

ratio between preserved primary magmatic quartz and total modal quartz. A plot of the relative proportion of phengite-rich bands against this strain indicator shows a positive correlation (Fig. 3).

Synkinematic vein arrays

Outcrops show a spectacular vein system, mostly made of quartz, but generally pegmatoidic (quartz + feldspar) (Fig. 4a, b). Most veins are parallel to the foliation, but a few veins cut across the foliation as local swarms or tension gashes (Fig. 4b).

Foliation-parallel veins contain quartz and feldspar, and show phengite-rich selvages (Fig. 4c). Vein-selvage associations alternate with layers of fine-grained or coarse-grained metavolcanics. Veins appear to have formed parallel to the foliation. Indeed, veins parallel to the axial plane of folds associated with the regional foliation are observed (Fig. 4d). The range of maximum spacing of vein concentrations is metre-scale.

Pegmatoidic veins are affected by extensive cracking and sealing processes. Feldspar-rich domains and quartz-rich domains have rod shapes and ribbon shapes, respectively (Fig. 4e). Cracks are sealed by quartz and feldspar fibres elongate parallel to the stretching lineation (Fig. 4f). Evidence for substantial control of crack margin mineralogy on sealing minerals is common (Fig. 4e).

Various degrees of cracking, intracrystalline deformation (prismatic deformation bands, undulatory extinctions) and dynamic recrystallization (core and mantle structures) affect the fibres (Fig. 4f). The small size of recrystallized grains and the dominant prismatic

attitude of deformation bands are consistent with low temperature dislocation glide mechanism involving basal slip. Despite recrystallization, quartz fibres can show significant concentrations of $\langle C \rangle$ axes at low angle to the stretching lineation (λ_1 , Fig. 5) (Vauchez et al., 1987). As intracrystalline $\langle C \rangle$ slip is not expected because of the low temperature, such fabrics are best explained as resulting from oriented growth during sealing (Cox & Etheridge, 1983; Gapais & Barbarin, 1986; Hippertt, 1994; Stallard & Shelley, 1995). Low angles between veins, fibre long axes, and primary quartz $\langle C \rangle$ axis preferred orientations, confirm that veins grew parallel to the foliation.

The interface between veins and phengite selvages is generally marked by particularly well-developed quartz and feldspar fibres parallel to the stretching lineation. This can be attributed to local phyllosilicate-enhanced strain softening (Weyl, 1959; Tada & Siver, 1989; Dewers & Ortoleva, 1991; Schwartz & Stoecker, 1996), as a result of enhanced interphase boundary diffusivity (Rutter, 1983; Hickman & Evans, 1995; Renard et al., 1997; Farver & Yund, 1999; Bos et al., 2000). Consistently, foliation, vein boundaries and lithological interfaces can act as zones of localized slip (Fig. 4a).

Latest deformation features are tension gashes at high angle to the principal stretch. They are mainly filled by quartz and never bounded by phengite-rich rims (Fig. 4a, b). They can cut across veins and host-rock, but are concentrated within vein-rich domains (Fig. 4b).

Geochemistry

Analytical techniques

Rock samples of about 3 to 15 kg (depending on grain size) were crushed and then powdered using an agate mortar. Major and trace elements were analyzed by ICP AES and ICP MS, respectively (CRPG, Nancy). Uncertainties and their dependence on abundance levels are available on the web site: <http://crpg.cnrs-nancy.fr>.

Quartz from veins (weighting 10^{-3} to 10^{-2} Kg) used for O isotopes was hand-picked and briefly treated by hydrofluoric acid to remove any trace of feldspar, and then powdered using a steel mortar. O was extracted in Ni tubes using BrF_5 (Clayton and Mayeda, 1963), converted to CO_2 , and analyzed using a VG SIRA 10 instrument (Rennes University). Results (expressed with the δ notation vs the VSMOW scale) were normalized using internal standards (basaltic MORB glass Circé 93) and international standards (carbonate NBS 19, quartz NBS 28). During the course of this study, the NBS 28 reference was found in the range 9.3 to 9.4‰, and the results were normalized to the recommended value of 9.6‰. On the basis of duplicate extractions, the total uncertainties with respect to the VSMOW scale are estimated to be generally around 0.15‰.

Composition of veins versus lithology

In order to determine the relationships between the nature of feldspars in veins and in their host-rock, staining experiments were performed on rock slabs (Nold and Erickson, 1967). This was done on veins from both coarse-grained and fine-grained rocks. K-feldspar was detected in 9 out of 10 vein samples from coarse-grained lithologies (Qz, Kfsp, Phg, +/-

Ab mineralogy). In contrast, the 15 vein slabs sampled in fine-grained lithologies (Qz-Phg-Ab-Chl mineralogy) contain quartz and albite only. These results are consistent with mineral electron microprobe analyses (Fig. 6).

Mass transfers associated with vein development

At several sites, we applied Gresens (1967) and Grant (1986) methods on phengite selvage/host-rock pairs, in order to estimate mass transfers involved in vein formation. Chemical analyses are given in Table 1. For each sample pair, we compared the results of this approach with those of staining experiments and of mineral electron microprobe analyses on respective adjacent veins. According to Grant's method, we determined an isocon, a reference line corresponding to a zero concentration change obtained by plotting concentrations of immobile elements in the presumed phengite residue (Ca) against those in the initial protolith (Co) (Fig. 7). We found that Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Y, REE and Ti were relatively well linearly correlated. These elements, which are reputed rather immobile in low-temperature aqueous hydrothermal systems, were thus used to define the isocon. The slope of the isocon defines the mass change, and the deviation of a data point from the isocon shows the concentration change for the corresponding element. A first pair of phyllosicate selvage-protolith, sampled in a coarse-grained augengneiss (protolith mineralogy: Qz, Kf, phg, \pm Ab), shows relative losses in SiO₂, Na₂O, K₂O, and Al₂O₃ (Fig. 7a). Consistently, the adjacent vein contains quartz, albite and K-feldspar. A second pair from a fine-grained lithology (protolith

mineralogy: Qz, Phg, Ab, Chl) shows relative losses in Na₂O and SiO₂ (Fig. 7b), and adjacent veins are composed of quartz and albite.

Attempts to estimate volume changes between protoliths and phengitic residues were done using measurements of specific gravities (He pycnometer measurements in Orléans University, precision of the order of ± 0.001). In the fine-grained lithology (Fig. 7b), a volume loss of ca. 75% was obtained, which is compatible with entire removal of quartz and feldspar from the protolith. In the coarse-grained lithology (fig. 7a), the estimated volume loss (ca. 45%) is too low if one assumes a complete removal of Qtz+Fspar from the protolith. This could be due to the occurrence of some quartz and feldspar remnants within phengite-rich selvages. In addition, the true protolith might have been more felsic than the one sampled.

Rare localities are moderately deformed, with low-strain domains affected by metre-scale shear zones (Vauchez et al., 1987) marked by the absence of veins. In one of these localities, we applied the Grant's method on an isotropic-deformed rock pair. Results indicate no relative loss or gain of elements (Fig. 7c). This emphasizes that where veins did not develop, no significant element transfers occurred during deformation.

It is worth noting that the compositions of phengite grains in pairs of phengite-rich selvages and adjacent host-rocks vary from one sampling site to another, but are similar at a given sampling site (Fig. 8). This feature enlightens the "chemical inertia" of phengite and probably chlorite.

Oxygen isotopes

Oxygen isotopes have been analyzed on whole-rocks (WR) and on quartz veins sampled in different lithologies of the metavolcanics.

From regional scale to metre-scale, quartz shows variable isotopic compositions (Table 2). To document the relationships between isotopic compositions of veins and host lithology, we focused our study on a 1200 m long section in Belle-Ile-en-Mer (see Fig. 1), exhibiting representative lithological variations. From NE to SW, the $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz from veins and of WR display concomitant variations, with jumps mostly located at lithological boundaries (Fig. 9 a, b) (Le Hébel et al., 2000). Quartz $\delta^{18}\text{O}$ values are relatively uniform around 13 to 14‰ in the first coarse-grained layer, then decrease to $12 \pm 0.5\text{‰}$ in the fine-grained layer, and reach $16 \pm 0.5\text{‰}$ within the next 75 m thick coarse-grained layer. A local ^{18}O -enrichment ($\delta^{18}\text{O} = 18 \pm 0.5\text{‰}$) is observed on the profile, in a zone probably reworked by a late deformation associated with oxidization of local sulfides.

At each sampling site, quartz from foliation-parallel veins and from late tension gashes show similar isotopic compositions ($\delta^{18}\text{O}$ variations are systematically less than 1 δ unit, a range similar to the isotopic variability within a given lithology; Fig. 9b; Table 3).

WR $\delta^{18}\text{O}$ values are clearly too high to reflect magmatic signatures since the highest $\delta^{18}\text{O}$ values reported for crustal granitoids do not exceed 13‰ (e.g. O'Neil & Chappell, 1977; Bernard-Griffiths et al., 1985; Fourcade et al., 2001). Such high $\delta^{18}\text{O}$ compositions are reminiscent of those recorded in some K-metasomatized ash flow tuffs elsewhere (e.g. Roddy et al., 1988) and are recorded even in undeformed rocks which also contain replacement

adularia. They clearly reflect fluid-rock interactions under large fluid/rock ratios likely related to the early metasomatic event marked by adularization.

Discussion

Nature and scale of mass transfer

K-feldspar is only found within veins from coarse-grained, low Fe-Mg, augengneisses containing the Qz-Kf-Phg±Alb paragenesis. In fine-grained dacitic lithologies, which have much higher Fe+Mg contents, K is totally combined as phengite and the only feldspar present in veins is albite (the excess Fe+Mg is mainly stored in chlorite). This feature demonstrates that vein mineralogy is controlled by the host-rock composition, and shows that mass transfers by a fluid were limited. Only alkalis contained in feldspars were redistributed into veins, and phengite behaved as an inert residual phase. This inference is consistent with structural observations and is further supported by phengite compositions (Fig. 8). An earlier study of the same rocks attributed the enrichment in phengite with increasing strain to fluid channelling along shear zones (Vauchez et al., 1987). Actually, the studied example differs from more common ones where water-assisted breakdown of feldspars produces white micas (Hemley, 1959; Beach, 1976), as argued in many LT or MT shear zones (e.g. White and Knipe, 1978; Marquer et al., 1985; Wintsch et al., 1995; Wibberley, 1999, van Staal et al., 2001). Mass transfer studies in such zones often suggest that Al is moderately mobile or immobile (Carmichael, 1969; Ferry, 1983; Ague, 1991; Lentz, 1999). In the present example,

feldspar crystallisation in veins attests to Al mobility. Geochemical data and the occurrence of residual phengite rims bounding quartz-feldspar veins are consistent with a chemically closed system in which redistribution of Si, Al, K and/or Na occurred by cm-scale to metre-scale mass transfers.

Scale of fluid transfers

Although crystallizations are concentrated in veins, dissolution and precipitation processes are distributed throughout the rock. Thus, structures emphasize that element sources and sinks are distributed, and that distances between sources and sinks are limited.

Quartz $\delta^{18}\text{O}$ values from veins are systematically higher than those from associated WR, which suggests that veins and minerals from the host-rock are close to isotopic equilibrium. This inference is consistent with the fact that quartz from veins and from magmatic clasts have comparable $\delta^{18}\text{O}$ values (Table 3). Equilibrium was further checked on a few samples by mass-balance calculations using WR chemical compositions and the isotopic fractionation curves of Zheng (1993a, b) at temperatures of 350-400°C. Calculations yielded comparable $\delta^{18}\text{O}$ values for quartz from veins and from associated protolith. The concomitant isotopic variations of quartz from both veins and WR may be achieved in two extreme ways: (1) isotopic buffering of the vein-WR system under large fluid/rock ratios, or (2) vein segregation in a rock-dominated closed system (models e and a, respectively, in Oliver, 1996, Fig. 2). Achievement of relatively constant vein $\delta^{18}\text{O}$ values within each lithology (Fig. 9) in an advective context would require that fluid/rock ratios remain constant

within each lithology, but change abruptly across lithological contacts. Although the different lithologies may have different permeabilities, this scenario is hardly tenable. Conversely, the second hypothesis is consistent with the chemical and geometrical complementarities of the vein/phengitic residue/protolith triads, and with the fact that quartz from late quartz-dominated tension gashes and from earlier quartz-feldspar veins show similar $\delta^{18}\text{O}$ values at outcrop scale. Indeed, this feature is best explained if the fluid was still rock-buffered when the late gashes formed in a mechanical and chemical context different from that of foliation-parallel veins. In addition, the persistence of organic matter (graphitoid dust scattered throughout dark to black-coloured rocks) emphasizes that the buffering capacity of the rock with respect to the fluid was not exceeded. More generally, mineralogical ____ isotopic data suggest that the syn-deformation fluids kept substantial memory of early metasomatic fluids which percolated throughout the unit. Recently, van Staal et al (2001) have documented the preservation of early metasomatic fluids within volcanic rocks mylonitized in a tectonic context comparable to that of the present example, with HP-LT downthrusting followed by exhumation.

Thus, data indicate that both the amount of fluids and the scale of fluid and mass transfers remained limited during deformation (see also diagnostic features summarized by Oliver & Bons, 2001). Therefore, the vein system developed essentially by diffusion of elements through the fluid rather than by fluid advection. This is enlightened by the mobility of elements reputed for their low solubility in low temperature fluids, such as Al (see experiments of Vidal & Durin, 1999).

Progressive deformation model

Axial-planar and foliation parallel veins have been described in numerous metamorphic belts (Yardley, 1975; Sawyer & Robin, 1986; Yardley & Bottrell, 1992, Simpson, 2000). It is often accepted that such veins result from hydrofracturing of a low tensile strength foliation under low differential stresses (Kerrich, 1986; Gratier, 1987) (Fig. 10). Particular relationships between values of the principal compressive stress (σ_1) and of the tensional strength (T_1 and T_3 , perpendicular and parallel to the foliation, respectively) allowing the development of a vein perpendicular to σ_1 by hydraulic fracturing are $P_f > \sigma_1 + T_1$ and $\sigma_3 + T_3 > \sigma_1 + T_1$ (Kerrich, 1986; Gratier, 1987). The drop in fluid pressure associated with cracking, and subsequent increase in fluid pressure during sealing can account for a cyclic crack-seal mechanism (Ramsay, 1980; Cox & Etheridge, 1983; Etheridge et al., 1984; Gratier et al., 1999; Renard et al., 2000). Other models of vein development at high angle to the principal compressive stress invoke slip along fractures, with growth and sealing of pull-apart structures (Fig. 10) (Mackinnon et al., 1997). Continuous deformation can also produce foliation-parallel veins, provided viscosity contrasts occur in the material (Robin, 1979; Sawyer & Robin, 1986). Models have emphasized that jumps in minimum principal stress from incompetent to competent layers can drive mass transfers and lead to metamorphic segregation. In Robin's (1979) model, where σ_1 is applied perpendicular to layers of different competency, weak layers (e.g. mica-rich) require a smaller differential stress than the competent ones (e.g. quartz-rich) to accommodate the imposed strain rate. In response to the

stress field, interlayer diffusion can occur in order to equilibrate chemical potentials. In the more competent layers, the chemical potential of silica along interfaces perpendicular to σ_3 will be lower than those along interfaces in the less competent layers. Consequently, the matter migrates from the less competent layers to the low pressure interfaces in the more competent ones (Fig. 10).

In the rocks studied, fractures are concentrated in veins, which constitute competent domains acting as preferential sinks in the solution-transfer process; whereas weaker, mica-rich host-rocks mostly acted as sources. Quartz from the veins shows evidence of dislocation-creep, whereas dissolution dominates in quartz from the host-rocks. This, combined with the concentration of cracks in veins, is consistent with higher differential stress in the veins than in the matrix (Stöckhert et al., 1999), and with element transfers from matrix to veins (Sawyer & Robin, 1986).

Interactions between pressure-solution and cracking are common in natural LT deformations (e.g. Stöckhert et al., 1999) and have been studied in experiments (Gratier et al., 1999). Such combinations of deformation mechanisms are best achieved under high fluid pressures, which lower the yield stress for failure to the range expected for pressure-solution (e.g. Cox & Etheridge, 1989). Hydraulic fracturing probably occurred in the rocks studied, but clear microstructural evidence were not found. In particular, we have not observed fibres attesting to stretching at high angle to vein plane.

In initial deformation stages, quartz and feldspar porphyroclasts can act as nuclei for the growth of mica-free competent domains, and initial variations of clast concentrations can

provide sites for localization of brittle deformation (Fig. 11). Boudinage of feldspars, combined with fibre growth in shadow zones, can lead to coalescence of quartz-feldspar aggregates which can suffer further cracking and sealing. The whole process leads to vein growth along the stretching direction, while dissolution mainly occurs in the less competent matrix where micas concentrate. If dissolution produces more silica than what can be accommodated by vein extension, the excess is expected to crystallize at vein boundary, in the vicinity of sealed cracks, leading to vein thickening (Sawyer & Robin, 1986).

As long as the applied differential stress is high enough for fracture and fluids are available, this process can proceed and veins further grow. Moreover, removal of quartz and feldspar from the adjacent matrix serves to increase the competency contrasts between mica-free veins and mica-enriched selvages, so that the vein-forming process is self-propagating. However, increase in thickness of the phengitic rims built up along vein walls can be a limiting factor for vein growth. Indeed, the coalescence of phyllosilicates preferentially oriented parallel to the vein boundary can produce a low diffusivity layer limiting transfers, by increasing the diffusion path for an element travelling from matrix to vein. On the other hand, this process could induce lateral switch of precipitation sites, and thus coalescence of veins. This indeed appears to occur, as suggested by the common occurrence of phengite-rich remnants within veins (Fig. 11).

Conclusions

The analysis of interactions between deformation and fluid transfers in the studied metavolcanics allows us to draw the following conclusions.

1. Deformation was accommodated by extensive LT dissolution-crystallization processes involving both quartz and feldspars.
2. Dissolution-crystallization involved combined ductile and brittle mechanisms, which suggests substantially high fluid pressures. On the other hand, compositional and geochemical data show that both the amount and the scale of fluid transfers were limited. From these, we infer that mass transfers resulted essentially from diffusion through the fluid in an overall closed system, rather than from fluid advection.
3. Mass transfers driven by diffusion can account for the observed mobility of elements such as Al, which are reputed for their limited solubility in LT fluids. This peculiar feature differs from examples of shear zones with high fluid/rock ratios where Al is often rather immobile.
4. The rocks studied emphasize that dissolution-crystallisation can induce very large pervasive strains throughout wide areas, without involving large fluid/rock ratios due to extensive fluid percolation.
5. Deformation resulted in the development of quartz-feldspar veins growing parallel to the regional foliation. During progressive deformation, veins were dominantly brittle, with extensive crack-seal processes. They constitute major crystallization zones, while the adjacent country-rocks are the main zones of dissolution.

6. During deformation, phengite behaved as a residual phase. The resulting relative enrichment in mica content with increasing strain differs from many LT or MT shear zones where water-assisted breakdown of feldspars induces an increase in the absolute amount of micas. This example underlines that interpretations of mica enrichment in terms of large fluid/rock ratios require caution.

7. Mineralogical and isotopic data suggest that the crustal-scale deformation zone studied may have acted as a trap for early fluids. This interpretation differs from other examples where shear zones appear to be channels for crustal fluids. It may be related to the low dip of the deformation zone, at high angle to dominant directions of fluid motions expected to occur throughout the metamorphic crust.

8. Under low to moderate thermal conditions, deformation of felsic rocks is often heterogeneous, marked by strong strain localization within retrogressed faults or shear zones. The felsic rocks studied, which show distributed strains despite thermal conditions of the order of 350°-400°C, appear therefore rather remarkable.

This work was part of the GéoFrance 3D Program (ARMOR 2, BRGM and CNRS). We are grateful M. Ballèvre, J.P. Brun, M.C. Boiron, M. Cathelineau and C. Marignac for helpful discussions. J.R. Kienast helped for microprobe analyses, and F. Martineau helped in oxygen

isotope measurements. Comments and suggestions by G. Dresen, an anonymous reviewer, and M. Drury helped to improve the final version of the manuscript.

Figure Captions

Fig. 1. Simplified geological map of South Brittany and schematic E-W cross-section in the Quiberon area. SASZ, South Armorican Shear Zone. Modified from Brun and Burg (1982) and Gapais et al. (1993).

Fig. 2. Photographs showing structures in the metavolcanics. **(a)** Coarse-grained augengneiss viewed perpendicular to foliation and parallel to stretching lineation, showing subhorizontal foliation, associated extensional shear bands (C') indicating top-to-the-West motion, and feldspar (F) and quartz (Q) porphyroclasts (Port Giraud, Loire Estuary). **(b)** Coarse-grained augengneiss showing quartz ribbons (Q) and truncated K-feldspars (F). The grey to black colour of the rock is due to substantial amounts of graphitoid, subsequent to oil impregnation during early history (Pointe du Talus, Belle-Ile-en-Mer). **(c)** Thin section of augengneiss, showing truncated K-feldspar and quartz shadow-zones surrounded by thin phengite-rich rims (Phg). View parallel to stretching lineation and perpendicular to foliation. **(d)** Thin section of moderately deformed augengneiss showing two quartz porphyroclasts, with quartz crystallisation in shadow zones, stylolites along grain contact at high angle to principal shortening (vertical), and thin white-mica rims around clasts. View perpendicular to foliation and parallel to stretching lineation. **(e)** Thin section of strongly deformed metavolcanics showing alternating quartz-feldspar bands and phengite-rich bands.

Fig. 3. Relative proportion of phengite versus strain intensity estimated using ratio between relict magmatic quartz clasts and total modal quartz.

Fig. 4. Photographs showing structures associated with veins formed by dissolution-crystallization. **(a)** View perpendicular to foliation and parallel to stretching lineation, showing coarse-grained lithology (top) and finer-grained lithology (bottom), with veins parallel to foliation (Vp) and at high angle to foliation (Vh); oblique veins are cut or sheared along a discrete décollement zone (D) parallel to foliation (Piriac, Vilaine Estuary). **(b)** Top view of a quartz-feldspar vein parallel to foliation with late quartz-rich gashes (Q) at high angle to stretching lineation underlined by K-feldspar rods (Kf) (La Sauzaie, Vendée). **(c)** Quartz-feldspar vein with phengite-enriched selvages (Phg). View parallel to stretching lineation and perpendicular to foliation (Pointe du talus, Belle-Ile-en-Mer). **(d)** Fold with axial-planar flat-lying foliation. The fold deforms early quartz-feldspar veins (EV) and shows later axial-planar veins (LV), which indicates that successive generations of veins formed during progressive deformation and that veins grew parallel to flattening plane. View is at high angle to stretching lineation and fold axis (La Sauzaie, Vendée). **(e)** Vein structure showing rod-shaped feldspars (F), local patches of phengite-rich residues (Phg), and quartz-feldspar gashes at high angle to stretching lineation. The nature of crystallization in gashes is locally controlled by vein wall mineralogy. View parallel to foliation (La Sauzaie, Vendée). **(f)** Thin-section of a vein showing relict, partly recrystallized, quartz (Q) and feldspar (F) fibres, and some phengite-rich residue (Phg). Arrows underline traces of local quartz <C>

axis projections, which lie at low angle to fibre long axis and stretching lineation (view parallel to foliation, cross-polar light, gypsum plate).

Fig. 5. Examples of <C> axis fabrics of quartz fibres in veins (lower hemisphere, equal area projection). Number of measured grains are 90 (a) and 110 (b). Contours of shaded zones are in area % (the limited number of measurements results from the large fibre sizes, see Fig. 4f). λ_1 and λ_2 are principal stretch axis and intermediate strain axis, respectively.

Fig. 6. Examples of feldspar compositions (microprobe analyses, Paris VI University) from veins embedded in Kf-bearing coarse-grained lithologies (dots), and Kf-free fine-grained lithologies (squares). Albite can locally occur in some veins from coarse-grained lithologies, but Kf never occurs in veins from fine-grained lithologies.

Fig. 7. Grant's diagrams showing element concentrations within phengite residue (Ca) against neighbouring host-rocks (Co) in coarse-grained layer (a) and fine-grained layer (b), and within deformed metavolcanics (Ca) against neighbouring isotropic metavolcanics (Co) (c). Major elements are expressed in oxide weight percentages; trace elements are in p.p.m and are arbitrarily scaled. Elements plotting above and below the isocon show relative gains and losses, respectively.

Fig. 8. Diagram showing compositional similarity of phengite grains in pairs of phengite-rich residue and adjacent protholith from three different areas (circles, squares and losanges). Full and open symbols are phengites in residue and protholith, respectively (electron microprobe analyses, Paris VI University).

Fig. 9. Example of variations of $\delta^{18}\text{O}$ values of whole-rock and quartz veins in alternating lithologies (Belle-Ile-en-Mer area, see Fig. 1). Sampling localities are shown on map (a) (numbers in boxes are whole-rock data, others are quartz veins), and $\delta^{18}\text{O}$ values are shown on cross-section (b) (modified after Le Hébel et al., 2000).

Fig. 10. Sketch of main types of mechanisms for the growth of foliation-parallel veins (see text for explanations).

Fig. 11. Proposed scenario for the growth of foliation-parallel veins during progressive deformation (see text for explanations).

Table Captions

Table 1. Chemical analyses of phengitic selvage-protholith pairs used for Grant's analysis (electron microprobe analyses, Paris VI University).

Table 2. $\delta^{18}\text{O}$ values of whole-rock and quartz in the profile shown on figure 9. Numbers in brackets indicate the deviation recorded for two separate O extractions.

Table 3. $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz from early and late veins at various localities, and $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz from early veins and from magmatic clasts in neighbouring host-rocks (bottom). Numbers in brackets indicate the deviation recorded for two separate O extractions.

References

- Ague, J.J. 1991. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites. *Geology*, **19**, 855-858.
- Audren, C. 1987. Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. *Mémoires de la Société Géologique de Bretagne*, **31**.
- Audren, C. & Triboulet, C. 1993. P-T-t-deformation paths recorded by kinzigites during diapirism in the western Variscan belt (Golfe du Morbihan, southern Brittany, France). *Journal of Metamorphic Geology*, **11**, 337-356.
- Beach, A. F. 1976. The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian Complex. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A280**, 569-604.
- Beach, A.F. & Fyfe, W.S. 1972. Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: evidence of overthrusting? *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **36**, 175-180.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J, Sheppard, S. & Vidal, P. 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from South Armorican massif. Contributions of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters*, **74**, 235-250.

- Bos, B., Peach, C.J. & Spiers, C.J. 2000. Frictional-viscous flow of simulated fault gouge caused by the combined effects of phyllosilicates and pressure solution. *Tectonophysics*, **327**, 173-194.
- Bosse, V., Ballèvre, M., Féraud, G. & Peucat, J.J. 2000. Petrological and geochronological constraints in the Ile de Groix blueschists (Armorican Massif, France). *In: Variscan-Appalachian dynamics: the building of the upper Palaeozoic basement. Basement Tectonics, A Coruña, Spain, Program and Abstracts*, **15**, 63-66.
- Bosse V., Ballèvre M. & Vidal, O. 2002. Ductile thrusting recorded by the garnet isograd from blueschist facies metapelites of the Ile de Groix, Armorican Massif, France. *Journal of Petrology*, **43**, in press.
- Bossière, G. 1988. Evolutions chimico-minéralogiques du grenat et de la muscovite au voisinage de l'isograde biotite-staurotide dans un métamorphisme prograde de type barrovien: un exemple en Vendée littorale (Massif Armoricaïn). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II*, **306**, 135-140.
- Boyer, C. 1974. Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricaïn. Thèse de l'Université d'Orsay-Paris Sud.
- Brillanceau, A. 1978. *Guide géologique régional Poitou-Vendée-Charente*. Masson, Paris.
- Brown, M.D. & Dallmeyer, R.D. 1996. Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 361-379.

- 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**, 319-332.
- Burg, J.P. 1981. Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale : Signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II*, **293, série II**, 849-854.
- Carmichael, D.M. 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **20**, 244-267.
- Carter, E.K. & Dworkin, S.I. 1990. Channelized fluid flow through shear zones during fluid-enhanced dynamic recrystallization, Northern Apennines, Italy. *Geology*, **18**, 720-723.
- Chalet, M. 1985. Contribution à l'étude de la Chaîne hercynienne d'Europe occidentale: étude lithostratigraphique et structurale des "porphyroïdes" et formations paléozoïques associées du Bas Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay). thèse de l'Université de Poitiers.
- Clayton, R.N. & Mayeda, T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **27**, 43-52.
- Cox, S.F. & Etheridge, M.A. 1983. Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. *Tectonophysics*, **92**, 147-170.
- Cox, S.F. & Etheridge, M.A. 1989. Coupled grain-scale dilatancy and mass transfer during deformation at high fluid pressures: examples from Mount Lyell, Tasmania. *Journal of Structural Geology*, **11**, 147-162.

- Dewers, T. & Ortoleva, P. 1990. A coupled reaction/transport/mechanical model for intergranular pressure solution, stylolites and differential compaction and cementation in clean sandstones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**, 1609-1625.
- Durney, D.W. 1972. Solution-transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature*, **235**, 315-316.
- Etheridge, M.S., Wall, V.J., Cox, S.F. & Vernon, R.H. 1984. High fluid pressures during metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 4344-4358.
- Farver, J.R. & Jund, R.A. 1999. Oxygen bulk diffusion measurement and TEM characterization of a natural ultramylonite: implications for fluid transport in mica-rich bearing rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **17**, 669-683.
- Ferry, J.M. 1983. On the control of temperature, fluid composition, and reaction progress during metamorphism. *American Journal of Science*, **238-A**, 201-232.
- Ferry, J.M. 1994. A historical review of metamorphic fluid flow. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 15,487-15,498.
- Fourcade, S., Marquer, D. & Javoy, M. 1989. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ variations and fluid circulation in a deep shear zone: the case of the ultramylonites from the Aar Massif (Central Alps, Switzerland). *Chemical Geology*, **77**, 119-131.
- Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A. & Martineau, F., 2001. The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined

petrological, mineralogical, geochemical and isotope (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos*, **57**, 187-216.

Fyfe, W.S., Price, N.J. & Thompson, A.B. 1978. Fluids in the Earth crust, Elsevier, Amsterdam.

Gapais, D. & Barbarin, B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). *Tectonophysics*, **125**, 357-370.

Gapais, D., Lagarde, J.L., Le Corre, C., Audren, C., Jégouzo, P., Casas Sainz, A. & Van Den Driessche, J. 1993. La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II*, **316**, 1123-1129.

Goujou, J.C. 1992. Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique: influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi à mézozonal de Vendée. Document du BRGM, **216**.

Grant, J.A. 1986. The isocon diagram: a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **2**, 47-65.

Gratier, J.P. 1987. Pressure solution-deposition creep and the associated tectonic differentiation in sedimentary rocks. In: Jones, M.E. & Preston, R.M.F. (eds) *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Special Publication of the Geological Society of London, **29**, 25-38.

Gratier, J.P. 1993. Le fluage des roches par dissolution-cristallisation sous contrainte dans la croûte supérieure. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **164**, 267-287.

- Gratier, J.P., Renard, F. & Labaume, P. 1999. How pressure solution creep and fracturing processes interact in the upper crust to make it behave in both a brittle and viscous manner. *Journal of Structural Geology*, **21**, 1189-1197.
- Gresens, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**, 47-65.
- Guiraud, M., Burg, J.P. & Powell, R. 1987. Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené. *Journal of Metamorphic Geology*, **5**, 225-237.
- Hemley, J.J. 1959. Some mineralogical equilibria in the system K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Journal of Science*, **257**, 241-270.
- Hickman, S.S. & Evans, B. 1995. Kinetics of pressure-solution at halite-silica interfaces and intergranular clay films. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 13,113-13,132.
- Hippertt, J.F. 1994. Microstructures and c-axis fabrics indicative of quartz dissolution in sheared quartzites and phyllonites. *Tectonophysics*, **229**, 141-163.
- Jones, K.A. & Brown, M. 1989. The metamorphic evolution of the Southern Brittany Migmatite Belt, France. In: Daly, J.S., Cliff, R.A. & Yardley, B.W.D. (eds) *Evolution of Metamorphic Belts*. Special Publication of the Geological Society of London, **43**, 501-505.
- Jones, K.A. & Brown, M. 1990. High-temperature "clockwise" P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from Southern Brittany, France. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 361-379.

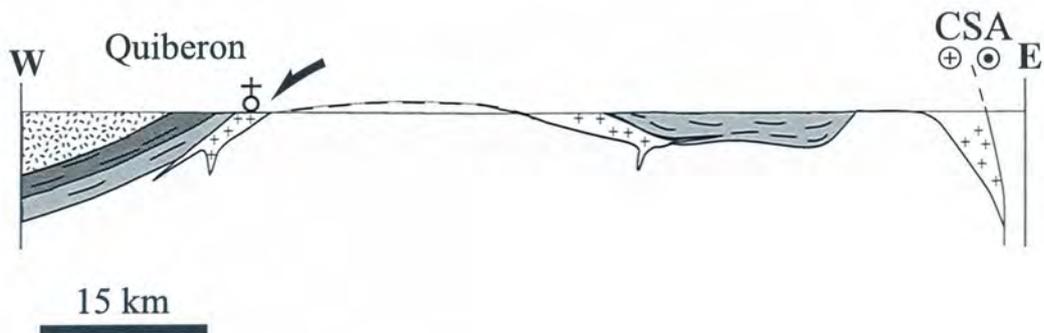
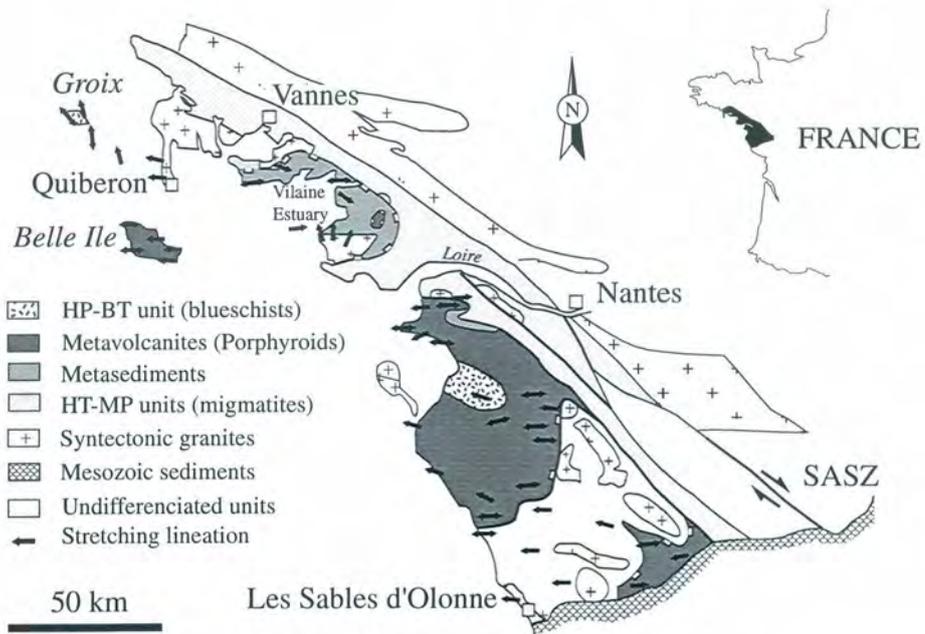
- Kerrick, R., Fyfe, W.S., Gorman, B.E. & Allison, I. 1977. Local modification of rock chemistry by deformation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **65**, 183-190.
- Kerrick, R. 1986. Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic and mechanical effects. *Pure and Applied Geophysics*, **124**, 225-268.
- Le Hébel, F., Fourcade, S., Gapais, D., Marignac, C., Capdevila, R. & Martineau, F. 2000. Fluid-assisted spreading of thickened continental crust: preliminary data from the Variscan belt of South Brittany (France). *Journal of Geochemical Exploration*, **69-70**, 561-564.
- Le Hébel, F., Vidal, O., Kienast, J.R. & Gapais, D. Evidence for HP-LT Hercynian metamorphism within the " porphyroïdes " of South Brittany. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, in press.
- Lentz, D.R. 1999. Deformation-induced mass transfer in felsic volcanic rocks hosting the Brunswick no 6 massive-sulfide deposit, New Brunswick: Geochemical effects and petrogenetic implications. *The Canadian Mineralogist*, **37**, 489-512.
- Mackinnon, P., Fueten, F. & Robin, P.Y.F. 1997. A fracture model for quartz ribbons in straight gneisses. *Journal of Structural Geology*, **19**, 1-14.
- Marquer, D., Gapais, D. & Capdevila, R. 1985. Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès Schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes centrales). *Bulletin de Minéralogie*, **108**, 209-221.
- Marquer, D. & Burkhard, M. 1992. Fluid circulation, progressive deformation and mass-transfer processes in the upper crust; the example of basement-cover relationships in the External Crystalline Massifs, Zwitzerland. *Journal of Structural Geology*, **14**, 1047-1057.

- Newton, R.C. 1990. Fluids and shear zones in the deep crust. *Tectonophysics*, **182**, 21-37.
- Nold, J.L. & Erickson, K.P. 1967. Changes in K-feldspar staining methods and adaptation for field use. *American Geologist*, **52**, 1575-1576.
- Olivier, N.H.S. 1996. Review and classification of structural controls on fluids flow during regional metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 477-492.
- Oliver, N.H.S. & Bons, P.D. 2001. Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from the vein-wallrock patterns, geometry and microstructure. *Geofluids*, **1**, 137-162.
- O'Neil, J.R & Chappell, B.W. 1977. Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith. *Journal of the Geological Society of London*, **133**, 559-571.
- Pili, E., Ricard, Y., Lardeaux, J.M. & Sheppard, S.M.F. 1997. Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics*, **208**, 15-29.
- Ramsay, J.G. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, **284**, 135-139.
- Renard, F., Ortoleva, P. & Gratier, J.P. 1997. Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress. *Tectonophysics*, **280**, 257-266.
- Renard, F., Gratier, J.P. & Jamtveit, B. 2000. Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults. *Journal of Structural Geology*, **22**, 1395-1407.
- Reynolds, S.J. & Lister, G.S., 1987. Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones. *Geology*, **15**, 449-452.

- Ring, U. 1999. Volume loss, fluid flow, and coaxial versus noncoaxial deformation in retrograde, amphibolite facies shear zones, northern Malawi, east-central Africa. *Geological Society of America Bulletin*, **111**, 123-142.
- Robin, P.Y. 1979. Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**, 1587-1600.
- Roddy, M.S., Reynolds, S.J., Smith, B.M. & Ruiz, J. 1988. K-metasomatism and detachment-related mineralization, Harcuvar mountains, Arizona. *Geological Society of America bulletin*, **100**, 1627-1639.
- Rutter, E.H. 1976. The Kinetics of rock deformation by pressure solution. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A283**, 203-219.
- Rutter, E.H. 1983. Pressure solution in nature, theory and experiment. *Journal of the Geological Society of London*, **140**, 725-740.
- Sawyer, E.W. & Robin, P.Y. 1986. The subsolidus segregation of layer-parallel quartz-feldspar veins in greenschist to upper amphibolite facies metasediments. *Journal of Metamorphic Geology*, **4**, 237-260.
- Schwartz, S. & Stoekhert, B. 1996. Pressure solution in siliciclastic HP-LT metamorphic rocks - constraints on the state of stress in deep levels of accretionary complexes. *Tectonophysics*, **255**, 203-209.
- Simpson, G.D.H. 2000. Synmetamorphic vein spacing distributions: characterization and origin of a distribution of veins from NW Sardinia, Italy. *Journal of Structural Geology*, **22**, 335-348.

- Staal, C.R. van, Rogers, N. & Taylor, B.E. 2001. Formation of low-temperature mylonites and phyllonites by alkali-metasomatism weakening of felsic volcanic rocks during progressive, subduction-related deformation. *Journal of Structural Geology*, **23**, 903-921.
- Stallard, A. & Shelley, D. 1995. Quartz c-axes parallel to stretching directions in very low-grade metamorphic rocks. *Tectonophysics*, **249**, 31-40.
- Stöckhert, B., Wachmann, M., Küster, M. & Bimmermann, S. 1999. Low effective viscosity during high pressure metamorphism due to dissolution precipitation creep: the record of HP-LT metamorphic carbonates and siliciclastic rocks from Crete. *Tectonophysics*, **303**, 299-319.
- Tada, R. & Siever, R. 1989. Pressure solution during diagenesis. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **17**, 89-118.
- Ters, M. 1972. Carte géologique à 1/80.000 de "Palluau-Ile d'Yeu". n°129, 2ème édition, B.R.G.M.
- Triboulet, C. 1974. Les glaucophanites et roches associées de l'Ile de Groix (Morbihan, France): étude minéralogique et pétrologique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **45**, 65-90.
- Triboulet, C. & Audren, C. 1988. Controls on P-T-t deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France). *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 117-133.
- Vauchez, A., Maillet, D. & Sougy, J. 1987. Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France. *Journal of Structural Geology*, **9**, 31-40.

- Vidal, O. & Durin, L. 1999. Aluminium mass transfer and diffusion in water at 400-550°C, 2Kbar in the K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system driven by a thermal gradient or by a variation of temperature with time. *Mineralogical Magazine*, **63**, 633-647.
- Weyl, P.K. 1959. Pressure solution and the force of crystallization - a phenomenological theory. *Journal of the Geological Society of London*, **148**, 527-539.
- White, S.H. & Knipe, R.J. 1978. Transformation and reaction enhanced ductility in rocks. *Journal of the Geological Society of London*, **135**, 513-516.
- Wibberley, C. 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones? *Journal of Structural Geology*, **21**, 1219-1227.
- Wintsch, R.P., Christoffersen, R. & Kronenberg, A.K. 1995. Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 13,021-13,032.
- Yardley, B.W.D. 1975. On some quartz-plagioclase veins in the Connemara schists, Ireland. *Geological Magazine*, **112**, 183-190.
- Yardley, B.W.D & Bottrell, S.H. 1992. Silica mobility and fluid movement during metamorphism of the Connemara schists, Ireland. *Journal of Metamorphic Geology*, **10**, 453-464.
- Zheng, Y.F. 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**, 247-263.
- Zheng, Y.F. 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 1079-1091.



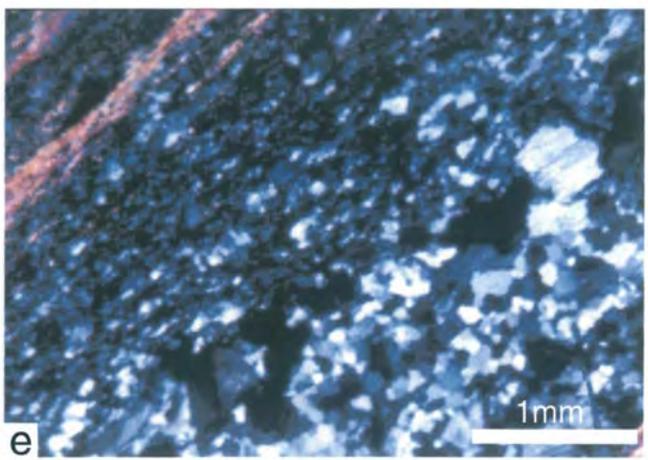
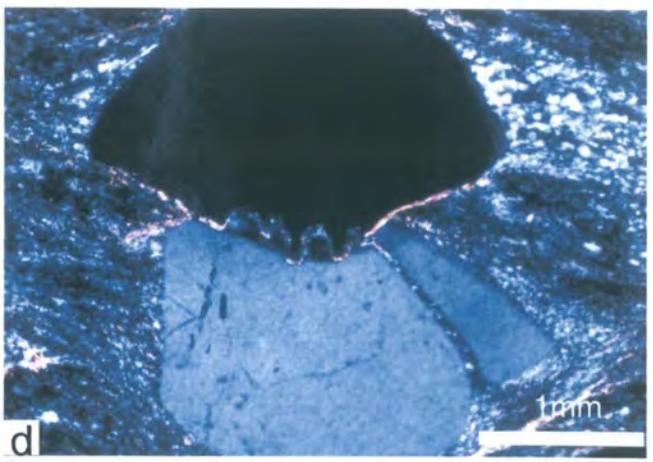
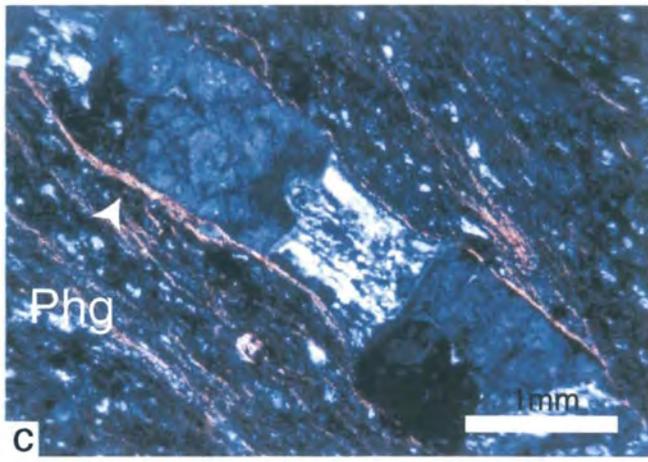
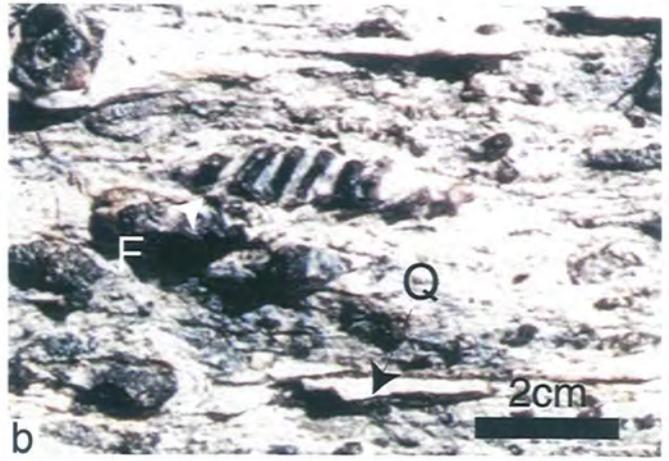
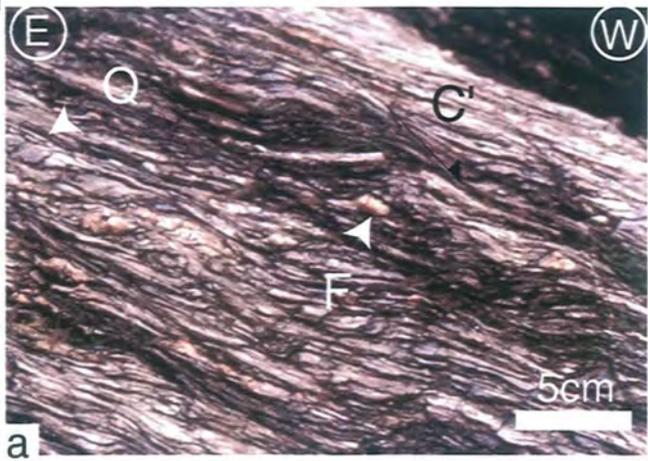


FIG.2

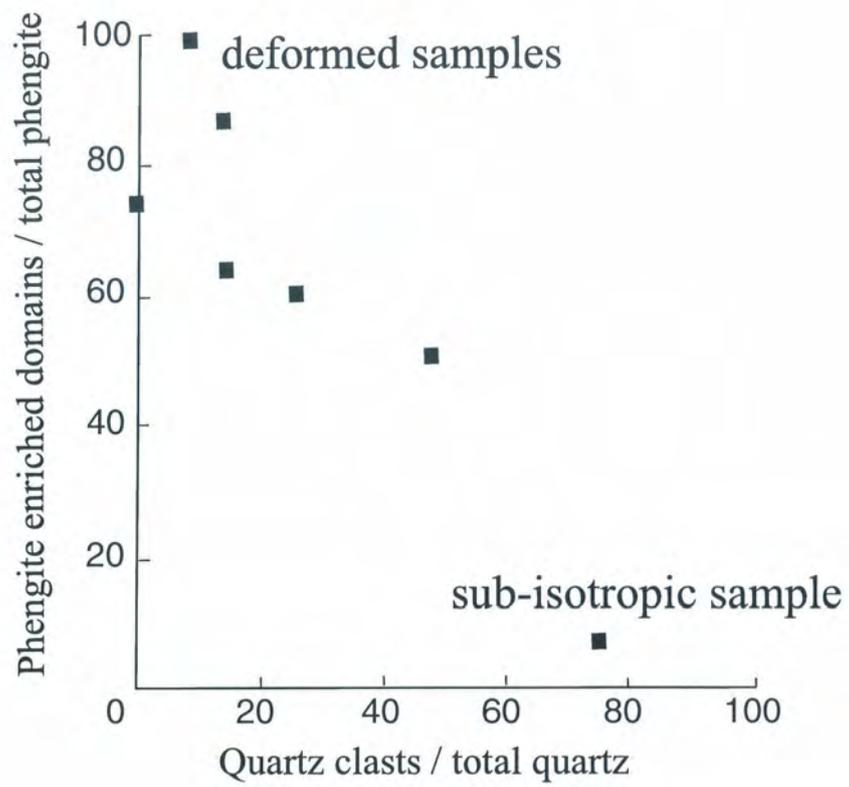
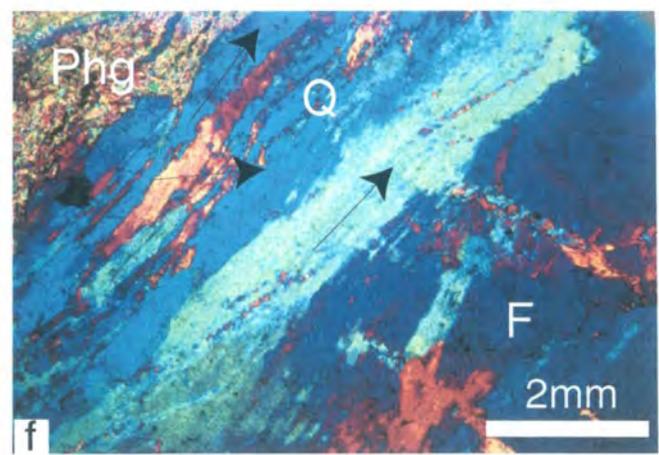
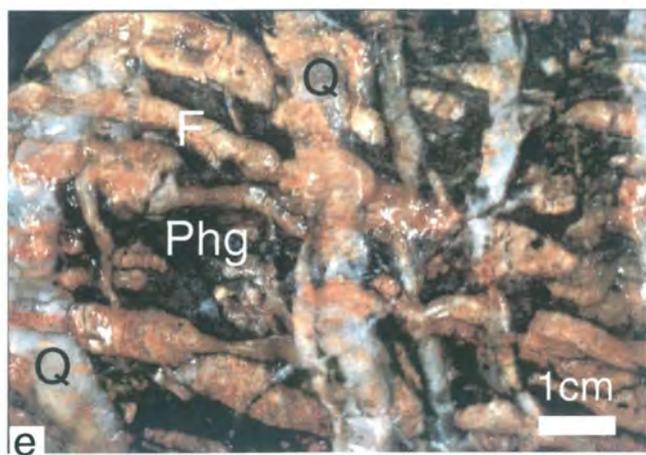
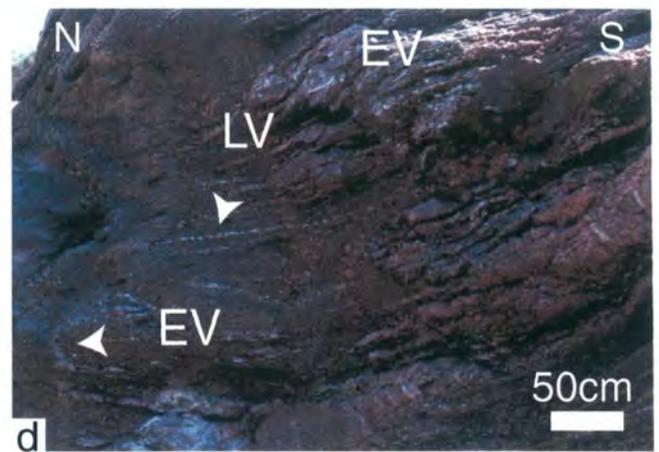
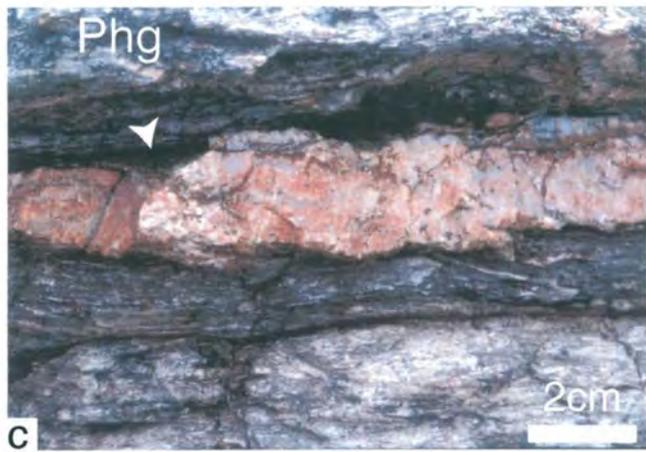
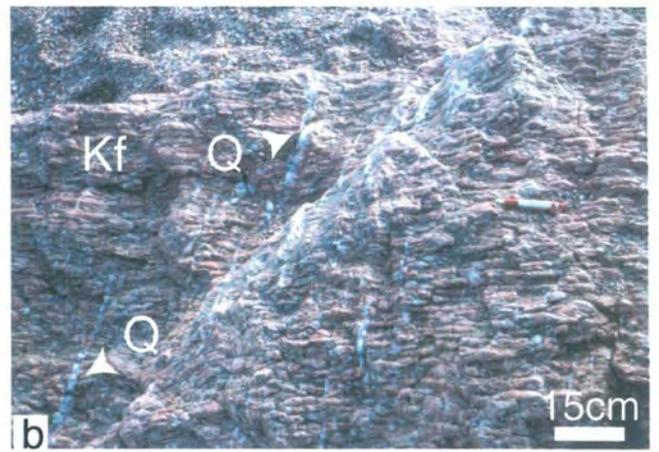
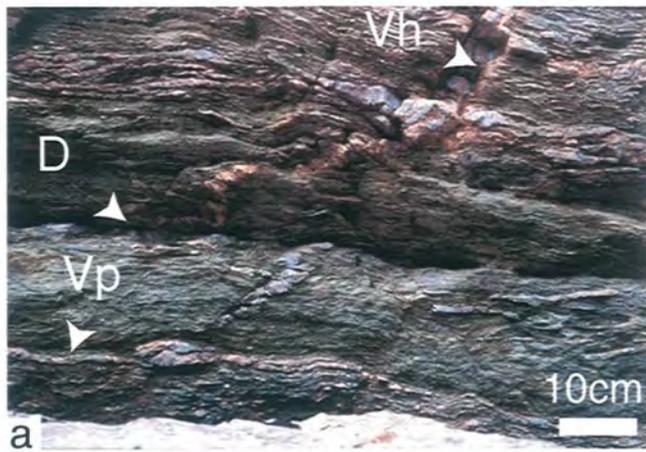


FIG. 3



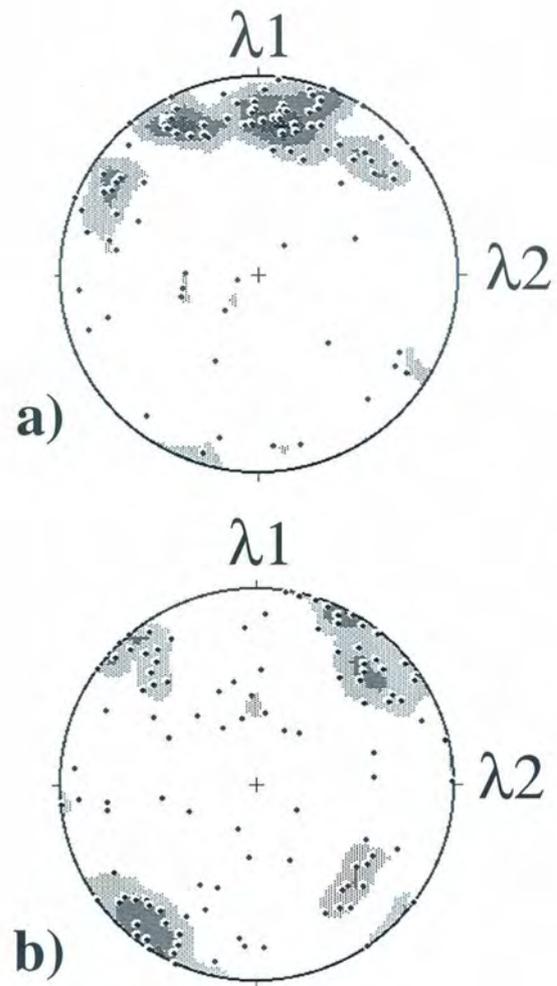


FIG. 5

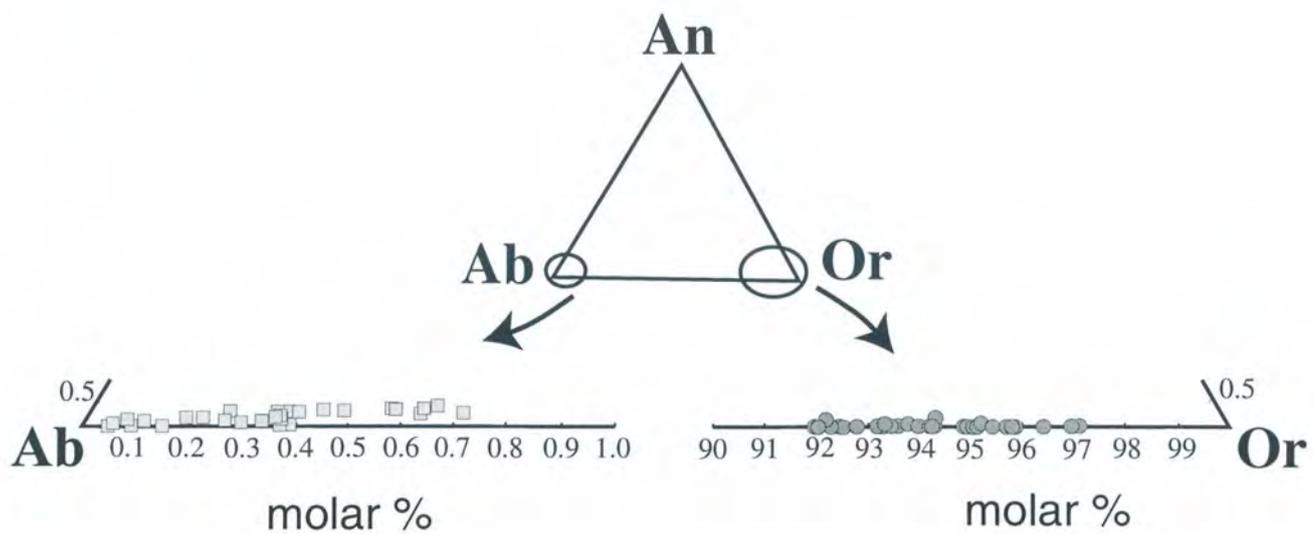


FIG. 6

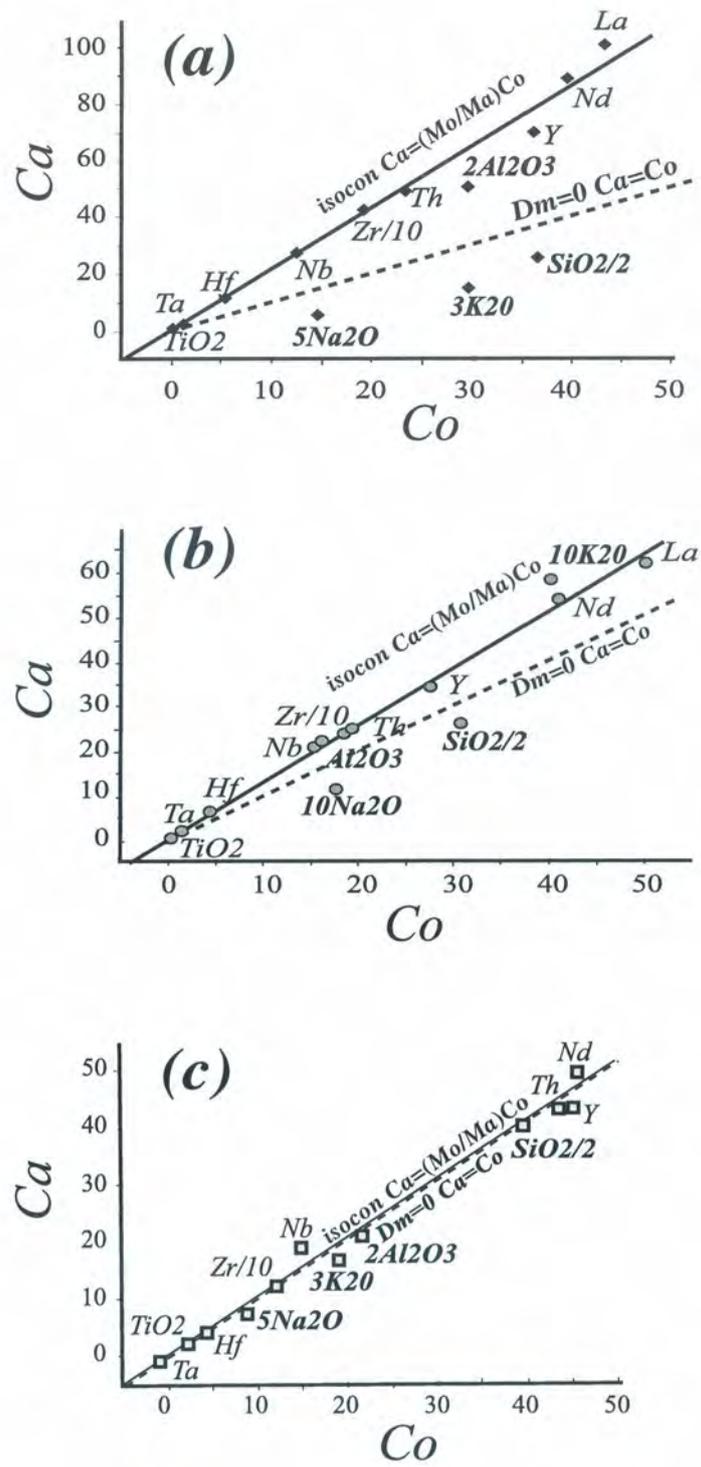


FIG. 7

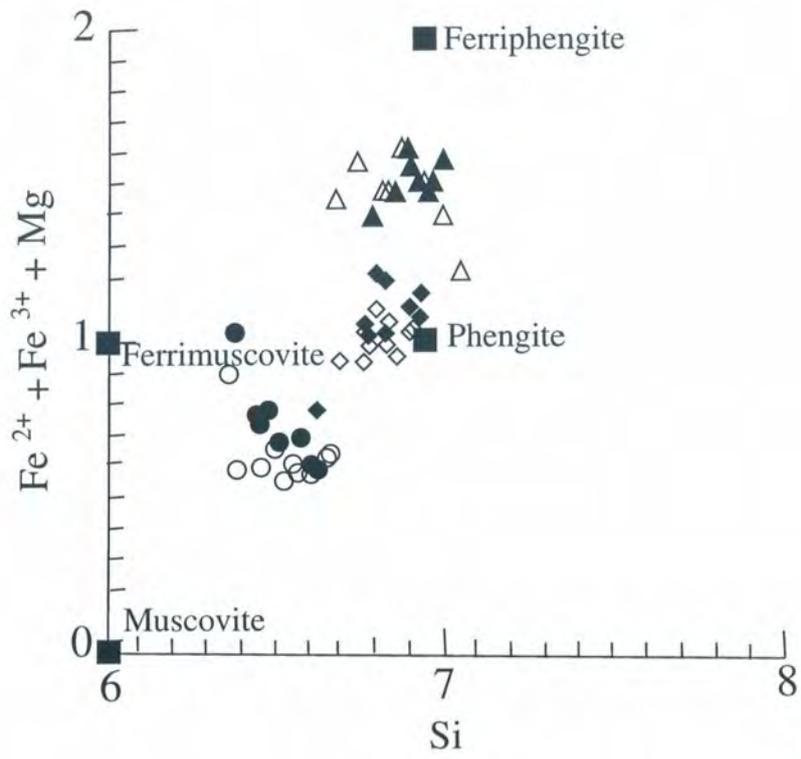


FIG. 8

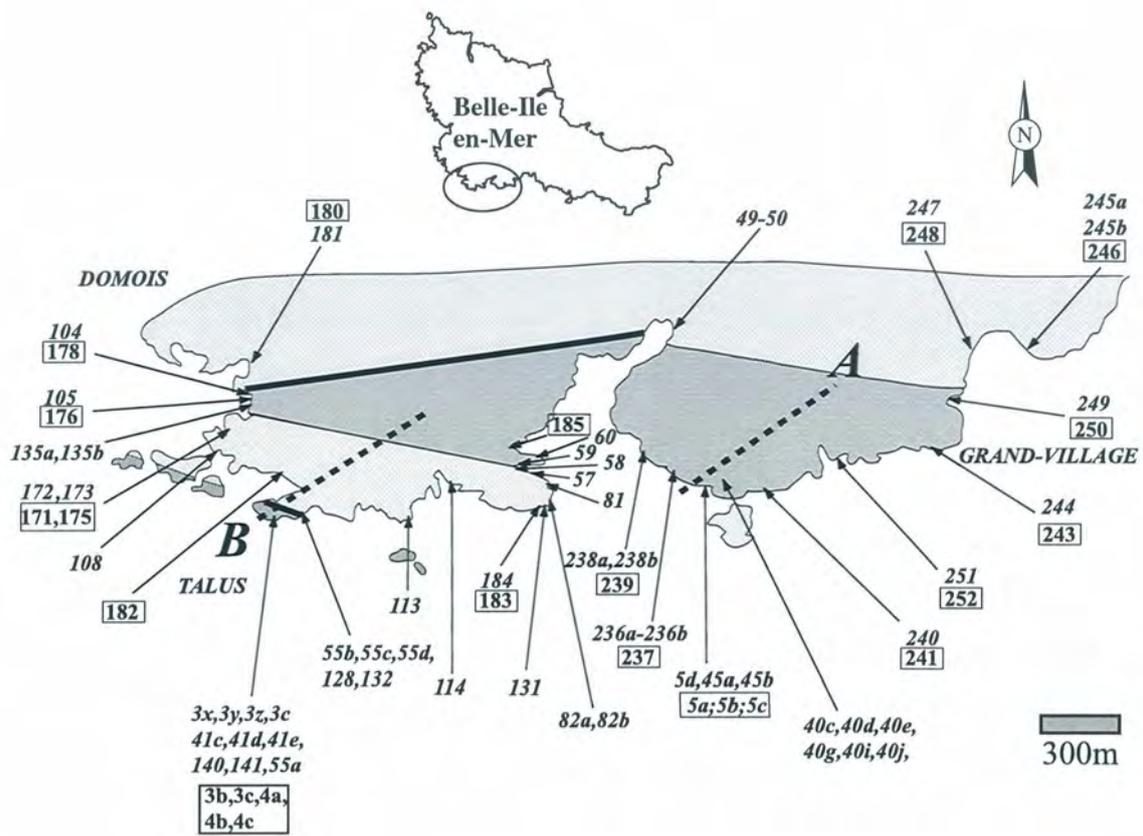


FIG. 9a

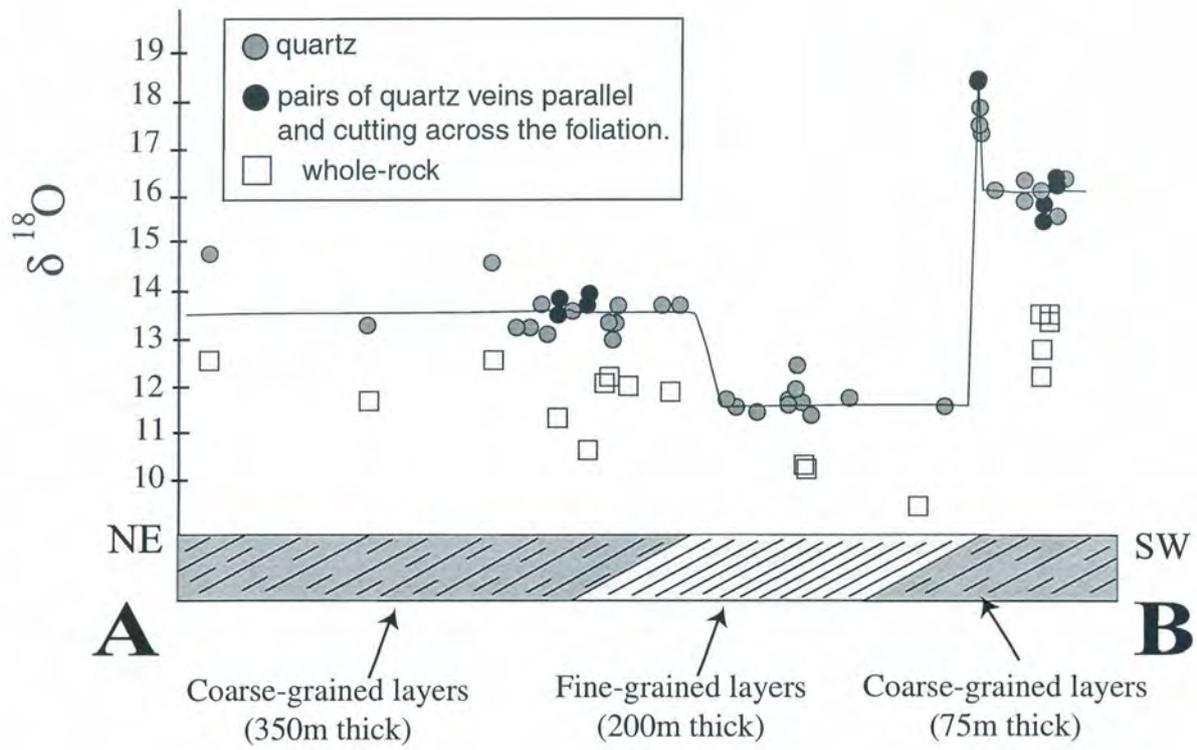


FIG. 9b

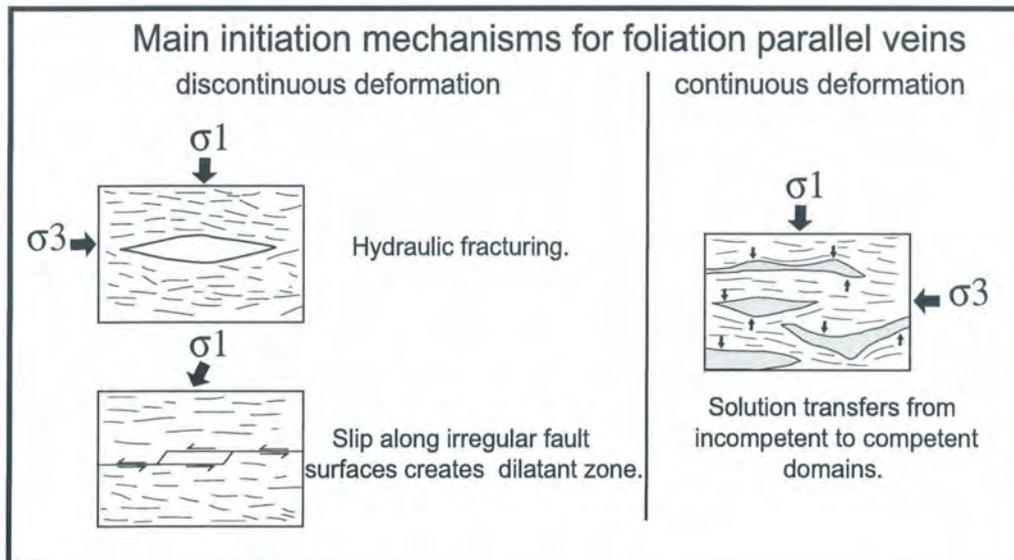


FIG. 10

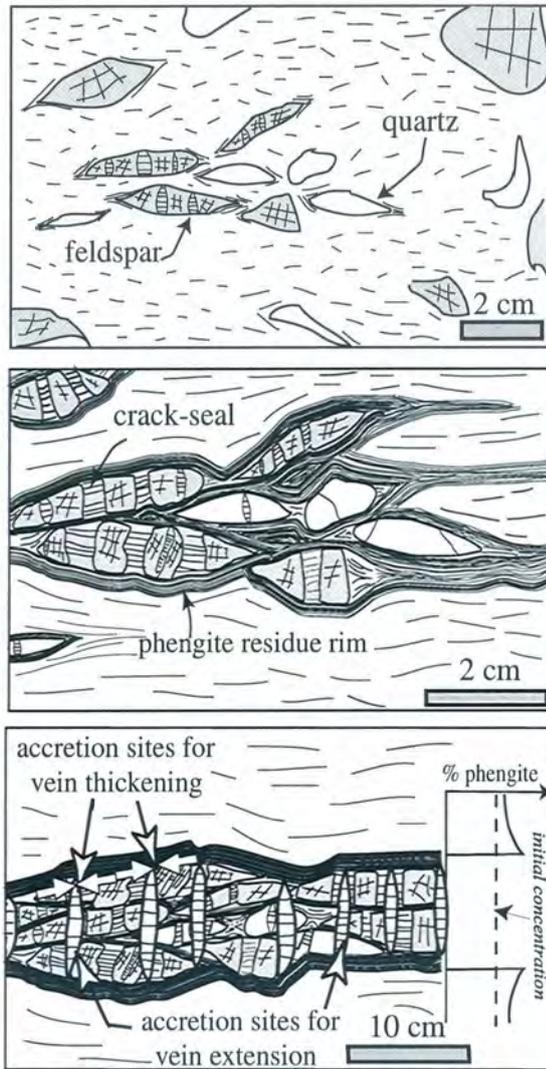


FIG. 11

samples weight %	protholith	residue	protholith	residue	isotropic	deformed
	FL 159	FL156	FL 167	FL 166	CG 13a	FL 23
SiO ₂	72.44	51.62	61.73	51.51	76.65	78.44
TiO ₂	0.33	0.75	0.78	1.05	traces	0.08
Al ₂ O ₃	14.75	25.17	18.53	23.65	11.89	11.32
Fe ₂ O ₃	1.94	5.24	6.92	8.71	0.94	1.23
MnO	0	0.03	0.06	0.11	traces	traces
MgO	0.6	2.03	2.36	3.19	traces	0.08
CaO	0.21	0.21	0.16	0.20	traces	traces
Na ₂ O	2.93	0.57	1.69	1.20	1.68	1.09
K ₂ O	4.82	9.82	4.14	5.70	7.23	6.15
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.10	0.14	traces	traces
Pf	1.75	4.42	3.37	4.45	1.16	0.93
Total	99.89	99.97	99.84	99.91	99.65	99.32
ppm						
Ta	1.21	2.28	1.37	1.91	2.78	2.64
Hf	5.31	11.65	4.24	6.41	4.50	4.20
Th	23.20	49.18	19.46	24.67	43.00	40.20
Nb	12.38	27.19	15.46	20.88	17.40	20.50
Zr	191.0	424.8	162.0	238.7	110.0	108.5
Y	36.74	72.20	27.71	33.87	41.30	40.10
Nd	39.58	89.1	41.39	53.28	45.80	48.70

Table 1

Samples of quartz from veins parallel to foliation	$\delta^{18}\text{O}$ vs. SMOW	Whole-rock samples	$\delta^{18}\text{O}$ vs. SMOW
FL 3y Qz	16.36 (0.01)	FL 3b WR	12.1 (0.2)
FL 5d Qz	13.3	FL 3c WR	13.34 (0.01)
FL 40c Qz	13.46 (0.06)	FL 5b WR	11.9
FL 40d Qz	12.8	FL 5a WR	12.0
FL 40e Qz	13.39 (0.03)	FL 171 WR	10.3
FL40i Qz	12.9	FL 175 WR	10.3
FL 40j Qz	12.9	FL 176 WR	12.72 (0.02)
FL 41e Qz	15.9	FL 178 WR	14.5 (0.1)
FL 45a Qz	13.3	FL 180 WR	11.6
FL 45b Qz	13.6	FL 182 WR	9.0
FL 55a Qz	16.2	FL 183 WR	9.7
FL 55b Qz	17.3	FL 185 WR	11.9
FL 55c Qz	17.9	FL 237 WR	11.3
FL 57 Qz	11.6	FL 239 WR	10.6
FL 58 Qz	11.7	FL 241 WR	12.2
FL 59 Qz	13.5	FL 243 WR	11.4
FL 60 Qz	13.6	FL 246 WR	9.9
FL 81 Qz	11.4	FL 248 WR	15.0
FL 82a Qz	11.7	FL 250 WR	12.6
FL 82b Qz	11.9 (0.3)	FL 252 WR	12.5
FL 104 Qz	18.4		
FL 105 Qz	17.1		
FL 108 Qz	11.9		
FL 113 Qz	11.5		
FL 114 Qz	11.7		
FL 128 Qz	17.49 (0.09)		
FL 131 Qz	11.79 (0.02)		
FL 140	15.4		
FL 141	15.9		
FL 181 Qz	15.0		
FL 184 Qz	11.4		
FL 240 Qz	13.0		
FL 244 Qz	13.2		
FL 247 Qz	18.0		
FL 249 Qz	14.8		
FL 251 Qz	14.6		

Table 2

sample	Quartz	Quartz
	$\delta^{18}\text{O}$ from vein parallel to foliation	$\delta^{18}\text{O}$ from vein cutting across foliation
Belle-Ile-en-Mer		
FL 3x-FL 3z	16.50 (0.02)	16.6
FL 41d-FL 41c	16.13 (0.07)	15.6(0.1)
FL 55d-FL 132	18.4	18.4
FL 236a-FL 236b	13.4	13.7
FL 238a-FL 238b	13.9	13.1
FL 172-FL173	12.7	13.4
FL 49-FL 50	12.2 (0.2)	13.5 (0.3)
FL123a -FL 123b	11.24 (0.02)	11.4 (0.2)
FL 135a-FL 135b	16.82 (0.05)	16.7
FL 138-FL 139	12.68 (0.04)	13.66 (0.04)
FL 245a-FL 245b	12.4	12.9
Piriac (Vilaine Estuary)		
FL 191a-191c	13.1	12.6
FL 190a-190c	13.0	12.6
FL193a-193b	13.1	14.3
La Sauzaie (Vendée)		
FL 221-FL 225	14.8	15.1
sample	$\delta^{18}\text{O}$ clast	$\delta^{18}\text{O}$ vein
Belle-Ile-en-Mer		
FL 40g	11.8	11.3 (0.2)
FL 3c	15.4	15.9 (0.1)
Piriac (Vilaine Estuary)		
FL 196	12.19 (0.03)	12.95 (0.02)

Table 3

CHAPITRE V

Synthèse - Conclusions générales

Tectonique régionale

La première partie de notre étude, basée sur des estimations thermobarométriques (sur des couples phengite-chlorite) et des résultats géochronologiques (datations ^{39}Ar - ^{40}Ar), indique que l'unité des Porphyroïdes a vraisemblablement subi une histoire prograde de type haute pression-basse température, suivie d'une exhumation syn-convergence sans doute d'âge Carbonifère inférieur, puis d'un épisode d'amincissement crustal post-épaississement daté du Carbonifère supérieur (cf. Chapitre II). Néanmoins ces résultats nouveaux soulèvent des questions inédites que nous avons déjà exposées précédemment et que nous synthétisons ci-dessous.

Dans le cadre d'une interprétation des âges de rétention ^{39}Ar - ^{40}Ar sur phengite en termes de processus de déformation, les données géochronologiques suggèrent que les déformations associées à l'exhumation autour de 350 Ma (datation obtenue à Belle-Ile-en-Mer) et à l'extension autour de 310 Ma (datation obtenue à Pirac sur Mer) aient pu avoir la même vergence, bien qu'étant associées à deux processus tectoniques différents. En effet, les Porphyroïdes de Belle-Ile-en-Mer ont enregistré une forte déformation ductile à vergence ouest, cinématiquement compatible avec la déformation cisailante affectant le leucogranite de Quiberon sous-jacent, daté Carbonifère supérieur. A Piriac sur Mer, les déformations observées sont originales à l'échelle régionale car associées à des cisaillements localement à vergence nord mais, là aussi, elles sont cinématiquement compatibles avec la déformation cisailante affectant le leucogranite de Guérande au cours de son refroidissement, déformation datée aussi du Carbonifère supérieur. D'autres datations dans l'unité des Porphyroïdes sont indispensables pour confirmer cette interprétation. Néanmoins, si celle-ci s'avère exacte, on peut s'interroger sur les modèles tectoniques impliquant une vergence identique pour les déformations syn-exhumation puis syn-extension et, en particulier, sur la signification géométrique du domaine sud-armoricain dans l'arc ibéro-armoricain. La position du massif armoricain, dans un contexte de type syntaxe, pourrait induire des conditions aux limites ne permettant que du fluage crustal longitudinal, sub-parallèle à la chaîne, qui pourrait rendre compte de directions d'extrusion précoce (exhumation syn-convergence) et d'extension crustale sub-équatoriales.

Il serait intéressant d'effectuer de nouvelles estimations P-T (recherche de marqueurs minéralogiques HP-BT, approches pétrologiques ou thermodynamiques) dans l'unité des

Schistes de Saint-Gilles en Vendée (que nous n'avons pas étudiée dans ce travail), à la lumière des nouvelles données acquises sur le domaine P-T du métamorphisme affectant la nappe des Porphyroïdes.

Un autre point d'interrogation soulevé à la suite de cette étude concerne la nature du contact basal de la nappe des Porphyroïdes vis à vis des métasédiments et des volcanites de type Bréthomé sous-jacents, en particulier au niveau du Bas Bocage Vendéen (La Sauzaie). En effet, dans la partie NE du Bas Bocage, le contact entre la nappe des porphyroïdes et le para-autochtone de Vendée apparaît clairement soustractif (fig. 5.1) conclusion qui est argumentée dans le chapitre III (voir aussi Goujou, 1992). En revanche, au niveau de la Sauzaie, les marques de l'extension sont moins claires et, en considérant les contraintes thermiques, la base de l'Unité des Porphyroïdes n'apparaît pas comme un contact soustractif par rapport aux métasédiments et aux volcanites de type Bréthomé sous-jacents.

On mesure à l'issue de cette étude, les limites des données cartographiques, structurales, chronologiques, et métamorphiques actuellement disponibles, et la nécessité de reconsidérer la géologie régionale pour (1) clairement séparer et caractériser les déformations syn-exhumation et syn-extension, et (2) déterminer les relations structurales entre la nappe des Porphyroïdes, les méta sédiments sous-jacents, et les métavolcanites de type Bréthomé. Selon les données cartographiques actuelles, ces dernières paraissent en outre intrusives dans des séries siluriennes, ce qui est remis en cause par les nouvelles datations rapportant ces volcanites à l'Ordovicien inférieur (Peucat, comm. Pers.).

Enfin, de nombreuses questions restent posées au niveau de l'histoire précoce de l'unité des Porphyroïdes, au stade du bassin arrière-arc qui est considéré représenter son site géodynamique de production (cf. Chapitre III). La pétrologie couplée aux analyses des roches totales (éléments majeurs et traces) et les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène sur roches totales révèlent dans l'unité des Porphyroïdes des particularités chimiques (processus de métasomatose potassique, imprégnation par de l'huile) acquises en tout début de leur histoire, au cours du dépôt des protolithes et des processus diagénétiques (cf. Chapitre III). L'âge de la migration de l'huile et de la métasomatose potassique, ainsi que celui de la graphitisation dans les unités de type Bréthomé, restent des questions ouvertes. Au delà, quel est le contexte géodynamique synchrone des processus diagénétiques précoces, vraisemblablement dévoniens : bassin extensif ou bien début de la compression hercynienne?

Il serait intéressant de poursuivre l'étude débutée sur l'analyse des graphitoïdes des Porphyroïdes de la nappe et des rhyolites non déformées sous la nappe, ce qui permettrait peut-être de préciser chronologiquement le moment du processus de graphitisation dans l'histoire de l'unité. Par ailleurs, l'affinité toute particulière constatée entre les hydrocarbures (maintenant graphitisés) et les feldspaths est une question minéralogique que nous n'avons pas abordée et qui est également susceptible d'apporter des informations sur les conditions et l'époque de migration de l'huile.

Interactions fluides – déformation

Les fortes déformations qui affectent les Porphyroïdes sont essentiellement accommodées par des processus de dissolution-cristallisation (cf. Chapitre IV). L'analyse des mécanismes de déformation couplée à des analyses isotopiques de l'oxygène sur roches totales et veines de quartz montre que l'échelle de mobilité des fluides est restée limitée durant l'essentiel de l'histoire de déformation (cf. Chapitre IV). Si on reprend la classification des régimes de fluides possibles au cours du métamorphisme régional, classification basée sur l'exemple du traceur isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et proposée par Oliver (1996) (cf. Chapitre I), on peut rapprocher le système fermé aux fluides caractérisant l'évolution tectono-métamorphique des Porphyroïdes au cas (a) (fig. 5.2), où les ségrégations minérales qui se produisent (veines) sont en équilibre chimique et isotopique avec tout ou partie des roches adjacentes. Ce sont les roches qui contrôlent en grande partie la composition des fluides, les transferts de matière restant limités dans leur dimension spatiale. Le transfert de matière se fait essentiellement par diffusion dans un fluide intergranulaire et permet d'expliquer la mobilité de certains éléments tels que Al. Pendant la déformation, la phengite se comporte comme une phase résiduelle et on assiste donc à un enrichissement relatif en micas avec l'augmentation de déformation, dans les zones d'extraction de matière. La ségrégation des veines dans un système fermé a été jusqu'à présent reconnue principalement dans des roches pélitiques affectées d'un métamorphisme de moyen à fort degré (e.g. Fisher & Brantley, 1992 ; Yardley & Bottrell, 1992 ; Oliver & Bons, 2001). Dans la classification proposée par Oliver & Bons (2001) des différents mécanismes de transferts de fluide et de matière dans les roches déformées permettant la formation des veines, le cas étudié se rapproche du troisième modèle proposé. Dans celui-ci, le mécanisme de transport de matière dominant est la diffusion, une bordure résiduelle micacée est observée autour des veines et les profils géochimiques montrent que, chimiquement et minéralogiquement, le système veine + bordure résiduelle est égal au

protolithe initial adjacent, c'est à dire que les transferts de matière se font à une échelle très limitée (d'ordre métrique). Néanmoins, dans les Porphyroïdes, les veines observées sont différentes de celles proposées par Oliver & Bons (2001), notamment en ce qui concerne la direction des fibres, qui apparaissent perpendiculaires aux bordures des veines dans le cas présenté par Oliver & Bons et qui sont parallèles au plan des veines dans les Porphyroïdes. Nous avons discuté dans le chapitre IV (fig. 4.10 (=fig. 5.4) et fig. 4.11) un modèle de développement des veines parallèlement à la foliation. L'ensemble des résultats nous a permis de proposer un modèle de déformation progressive combinant processus ductiles et fragiles distribués à l'échelle de la roche, et conduisant à une déformation globale assez homogène de l'ensemble des Porphyroïdes sans individualisation d'importants processus de localisation.

On peut s'interroger sur la coïncidence factuelle qui existe entre la présence d'hydrocarbures dans les protolithes de ces roches et l'originalité de leur déformation sur de grands volumes. On sait qu'à plus basse température, les hydrocarbures peuvent jouer un rôle essentiel dans la localisation de la déformation fragile, de par les surpressions fluide qu'ils peuvent occasionner dans un système de roches sous contraintes (e.g. Hunt, 1996; Hunt et al., 1998). La décomposition thermique des hydrocarbures au cours du chemin prograde dans les porphyroïdes et roches associées ne peut-elle être tenue pour responsable d'une montée en pression de certains composants de la phase fluide (CO₂, CH₄ etc...), espèces dont les fugacités sont vraisemblablement plus difficilement tamponnables par les phases minérales que H₂O ? On sait en outre qu'une pression fluide de l'ordre de la pression lithostatique favorise la combinaison de processus fragiles et ductiles (dissolution-cristallisation). C'est peut être là une piste à suivre dans le futur pour expliquer pourquoi c'est une unité de basse température qui, sur de grands volumes, accommode une déformation très intense.

CONCLUSIONS

Tectonique régionale

-Estimations P-T dans l'Unité des Porphyroïdes

. L'application du thermobaromètre chlorite-phengite (Vidal et Parra, sous presse) sur des échantillons provenant de Belle-Ile-en-Mer et les estimations des conditions possibles de piégeage des fluides à Piriac sur Mer et à La Sauzaie, suggèrent que **la nappe des Porphyroïdes a subi des conditions de pression de l'ordre de 8 kbars** en contexte de **basse température**. Ces estimations permettent de donner une dimension plus régionale au domaine de haute pression de la chaîne hercynienne. Le contact basal des Porphyroïdes est considéré comme partie d'un système chevauchant associé à l'exhumation précoce d'unités HP-BT au cours de la collision, puis réactivé lors de l'extension post-épaississement.

. Dans la nappe des Porphyroïdes, **les inclusions fluides ont enregistré un trajet rétrograde globalement isotherme, depuis des conditions de hautes pressions**. Ce trajet reflète une exhumation syn-convergence rapide.

Les inclusions les plus tardives ont piégé les fluides en conditions de **basse pression et moyenne température**, que nous attribuons à l'**extension régionale d'âge Carbonifère supérieur**.

. L'étude des inclusions fluides dans les **laves porphyriques non déformées affleurant sous la nappe** (Bréthomé) de même âge et génétiquement associées aux métavolcanites de la nappe des Porphyroïdes, montre qu'elles **n'ont probablement pas suivi le trajet haute pression**.

Datations ^{39}Ar - ^{40}Ar sur phengites

. Les âges plateau sont respectivement aux alentours de 351 et 347 Ma pour les échantillons de Belle-Ile-en-mer, et de 313 Ma à Piriac sur Mer. A Tharon Plage, l'échantillon a fourni un spectre d'âge perturbé suggérant que la phengite, qui aurait pu initialement

cristalliser vers 350 Ma ait vu son système isotopique partiellement réinitialisé tardivement, peut être vers $\approx 315-310$ Ma.

Si l'on interprète les âges $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ sur phengites en termes de cristallisation ou de recristallisation syncinématique, **le toit de l'unité des Porphyroïdes reflète une déformation ductile synchrone de leur exhumation au Carbonifère inférieur, la base de l'unité étant ensuite réactivée lors de l'extension régionale et de la mise en place des leucogranites syncinématiques au Carbonifère supérieur**. Nous rappelons ici une nouvelle fois, que de nouvelles datations sont indispensables pour confirmer cette interprétation.

. D'après les travaux antérieurs sur l'ensemble métamorphique de faciès schistes bleus de l'île de Groix (Bosse et al., 2000), l'unité des Porphyroïdes et l'unité supérieure des schistes bleus paraissent ainsi s'être trouvées à des profondeurs voisines vers 350 Ma, et sont ensuite solidaires lors de l'exhumation.

Histoire des fluides et interactions fluide-déformation

- Reconstitution des circulations de fluides anté-déformation

. Nous avons identifié dans les Porphyroïdes, jusqu'à présent qualifiées roches magmatiques ultrapotassiques, mais reconnues maintenant comme des ignimbrites rhyolitiques et tufs dacitiques calcoalcalins **un processus précoce de métasomatose potassique de basse température**, antérieur à la déformation.

. **L'unité des Porphyroïdes a constitué un paléoréservoir** pétrolier dans lequel les traces de migration de l'huile sont encore observables, malgré la déformation intense des roches et la décomposition thermique des hydrocarbures. La migration de l'huile et la métasomatose potassique sont sans doute péné-contemporains.

- Mécanismes de déformation et transferts de fluides dans les Porphyroïdes

. La déformation dans les Porphyroïdes est accommodée par des processus de **dissolution-cristallisation** impliquant le quartz et le feldspath.

. La quantité de fluides et leur échelle de transfert est limitée. Le transfert de matière se fait essentiellement par **diffusion** dans un fluide intergranulaire.

. Le mode de transfert de matière par diffusion permet d'expliquer la **mobilité d'éléments tels que Al**, qui sont réputés de faible solubilité dans les fluides de basse température. Ce point diffère des exemples de zones de cisaillement à un fort rapport fluide-roche où Al apparaît souvent immobile.

. La déformation et les processus de diffusion associés permettent le développement de nombreuses **veines quartzo-feldspathiques parallèles à la foliation**. Pendant la déformation progressive, les veines ont un comportement fragile et subissent des processus d'ouverture-colmatage (crack-seal). Elles constituent les principales zones de cristallisation, alors que les roches adjacentes sont les principales zones de dissolution. L'analyse structurale et géochimique nous a ainsi permis de proposer un modèle de déformation progressive combinant processus ductiles et fragiles distribués à l'échelle de la roche, et conduisant à une déformation globale assez homogène de l'ensemble des Porphyroïdes sans importants processus de localisation. Ce modèle diffère aux cas plus classiques de déformation BT de roches quartzo-feldspathiques, faisant intervenir de l'adoucissement réactionnel, avec localisation de la déformation le long de zones de cisaillement où l'advection de fluides permet un enrichissement en phyllosilicates.

. Pendant la déformation, la **phengite apparaît comme une phase résiduelle**, non remobilisée par les fluides, ce qui conduit à un enrichissement relatif des micas avec l'augmentation de déformation. Ce résultat diffère de nombreuses zones de cisaillement de basse et moyenne température, dans lesquelles la destruction des feldspaths induit un enrichissement de la quantité absolue de micas avec l'augmentation de la déformation.

Durant toute leur histoire tectonique, subduction et exhumation, puis extension crustale, l'unité des Porphyroïdes a gardé la trace géochimique des fluides précoces. Les processus de dissolution-cristallisation qui ont permis une très forte déformation de ces roches ont fait appel à un faible rapport fluides/roches, dans un système globalement fermé aux fluides.

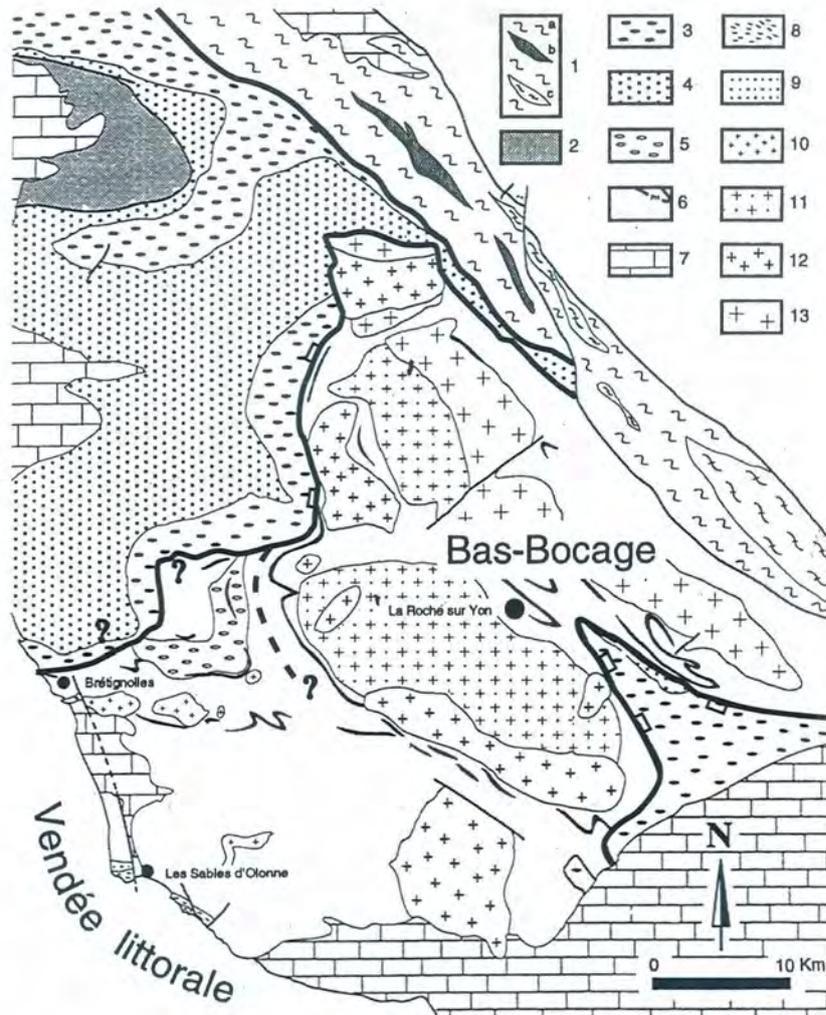


Figure 5.1: Carte géologique de l'Ouest Vendéen figurant les principales formations (modifié d'après Goujou, 1992). 1.Complexe leptyno-amphibolitique des Essarts ; 1a, ortho et para-gneiss, 1b. éclogites, 1c amphibolites ; 2, unité des schistes bleus de Bois de Céné, 3 et 4, unité volcano-sédimentaire (porphyroïdes) et méta-sédimentaire (Schistes de Saint Gilles) 5, métarhyolite de La Chapelle Hermier 6, para-autochtone paléozoïque métapélitique à phtanites; 7, sédiments mésozoïques ; 8, Orthogneiss des Sables d'Olonne ; 9, granite orienté du Puits d'Enfer ; 10, microgranites; 11, anatexites ; 12, granites à biotite ; 13, leucogranites.

Le contact de la nappe des Porphyroïdes est surligné en gras et réinterprété.

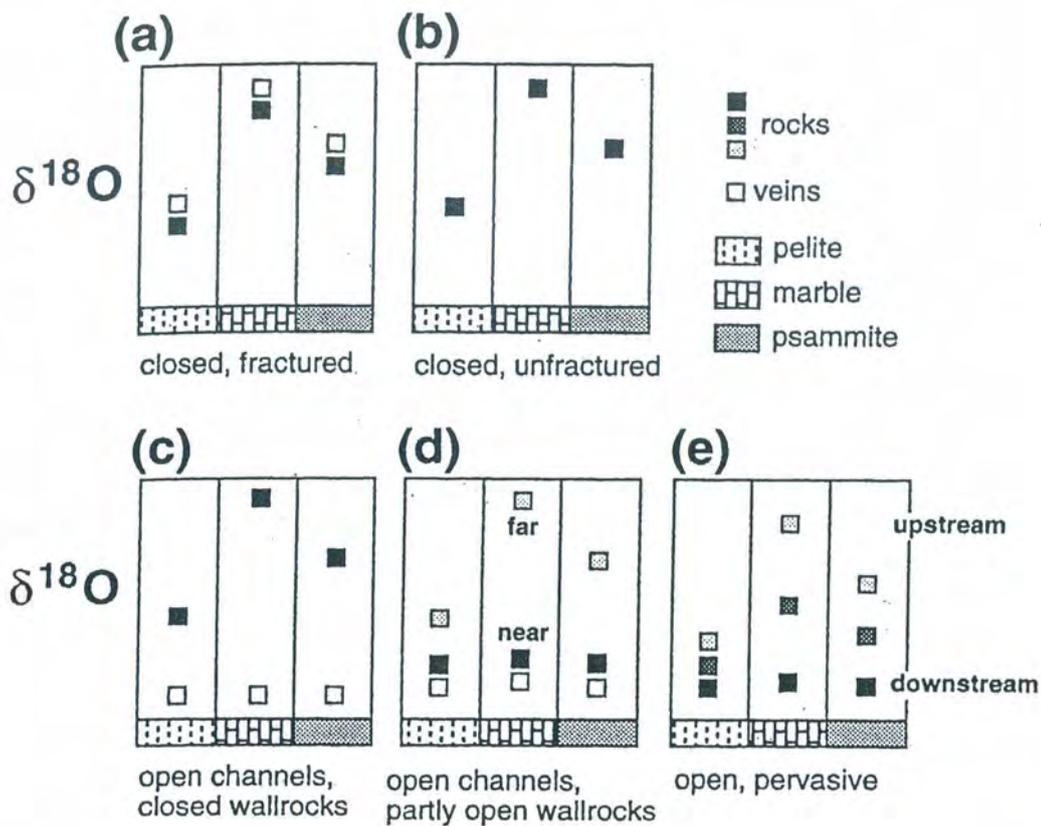


Fig. 5.2: Diagrammes schématiques montrant des « modèles isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ hypothétiques » de roches métamorphiques soumises à différents types d'interactions fluide-roche (Oliver, 1996).

De (a) à (e), le degré et la distance d'équilibration entre les roches et le fluide augmente.

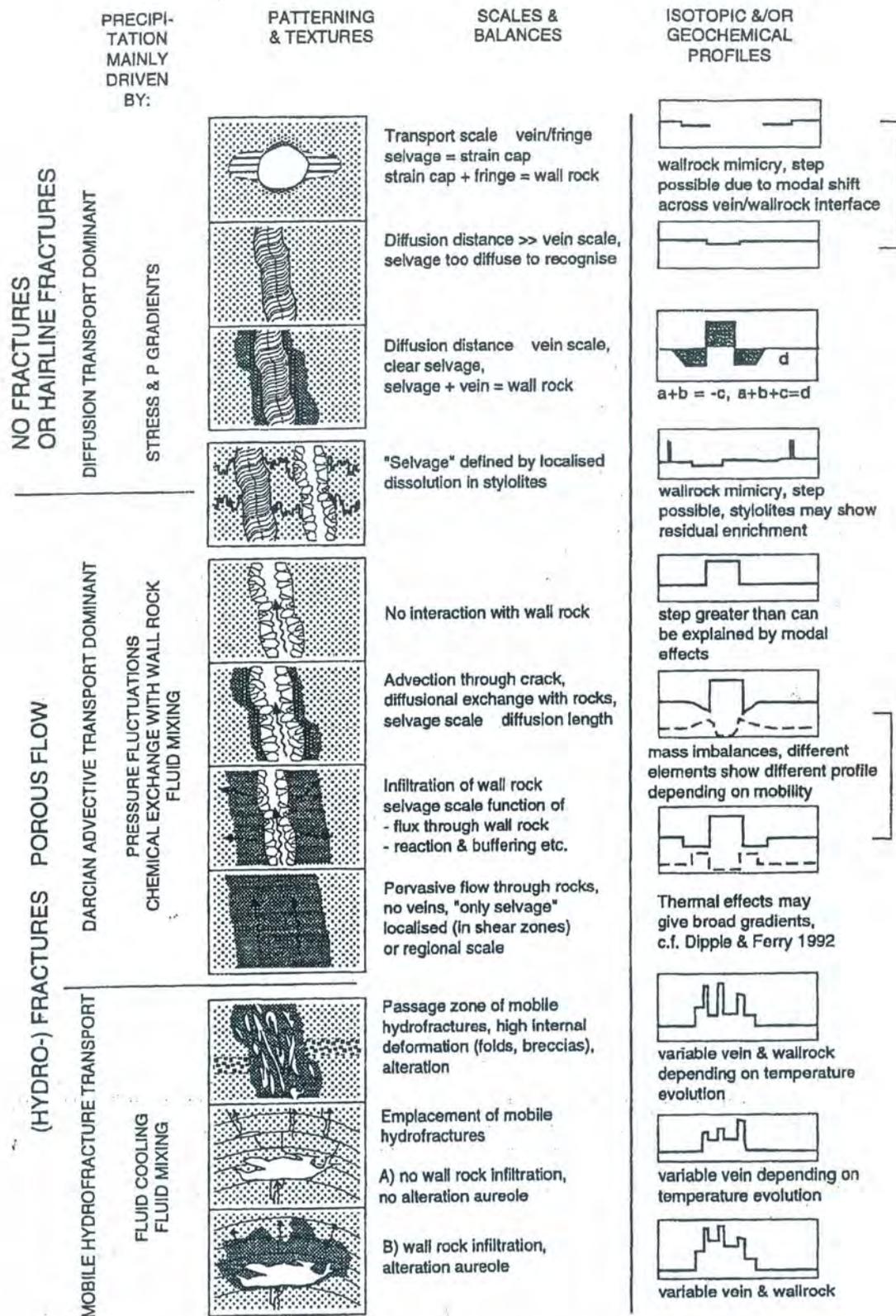


Fig. 5.3 : Classification des différents mécanismes de formation des veines dans des environnements orogéniques, en fonction de l'échelle et du mode de transfert de la matière déterminés d'après la texture des veines et des profils géochimiques (majeurs/traces et/ou isotopes) des veines dans la roche hôte (Oliver & Bons, 2001).

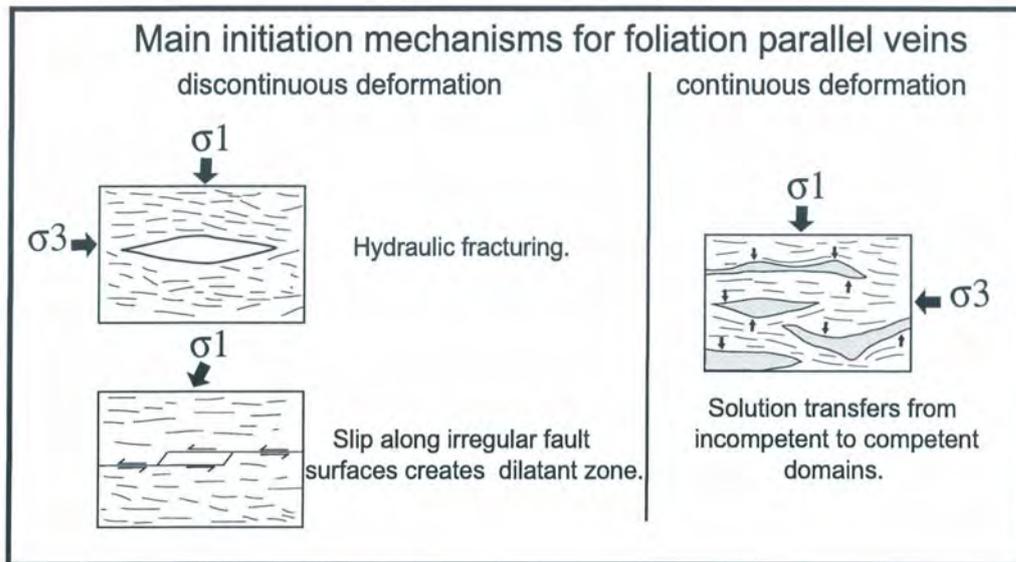


Fig. 5.4: Principaux mécanismes de développement des veines parallèles à la foliation.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ague J.J.**, (1991). *Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites*. *Geology*, **19**: p.855-858.
- Ague J.J.**, (1994). *Mass transfer during Barovian metamorphism of pelites, south-central Connecticut, II, Channelized fluid flow and the growth of staurolite and kyanite*. *American Journal of Science*, **294**: p.1061-1134.
- Andersen T., Austrheim H. et Burke E.A.J.**, (1990). *Fluids inclusions in granulites and eclogites from the Bergen Arcs, Caledonides of Western Norway*. *Mineralogical Magazine*, **54**: p.145-158.
- Andersen T., Burke E.A.J. et Austrheim H.**, (1989). *Nitrogen-bearing, aqueous fluid inclusions in some eclogites from the Western Gneiss Region of the Norwegian Caledonides*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **103**: p.153-165.
- Andrews A.J.**, (1978). *Petrology and geochemistry of alteration in layer 2 basalt* [thèse]: University of Western Ontario, p.
- Audren C.**, (1987). *Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque* [thèse]: Mémoires de la société Géologique et Mineralogique de Bretagne, 365 p.
- Audren C. et Triboulet C.**, (1993). *P-T-t-deformation paths recorded by kinzigites during diapirism in the western Variscan belt (Golfe du Morbihan, southern Brittany, France)*. *Journal of Metamorphic Geology*, **11**: p.337-356.
- Auradou H.**, (1999). *Quelques processus physiques au voisinage d'une surface auto-affine*. [thèse]: Université de Rennes1, 180 p.
- Bakker R.J.**, (1997). *Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrat melting temperatures*. *Computers and Geosciences*, **23**: p.1-18.
- Bakker R.J.**, (1999). *Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H₂O-CO₂-CH₄-N₂-NaCl system*. *Chemical Geology*, **154**: p.225-236.
- Bakker R.J., Dubessy J. et Cathelineau M.**, (1996). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: p.1657-1681.
- Bakker R.J. et Janson B.H.**, (1990). *Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations*. *Nature*, **345**: p.58-60.
- Ballèvre M., Marchand J., Godard G., Goujou J.C. et Wyns R.**, (1994). *Eo-Hercynian events in the Armorican Massif*. in Keppie, J.D., ed., *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*: Berlin, Springer Verlag, p.183-194.
- Barrientos X.**, (1992). *Petrology of coexisting blueschist and greenschists, Ile de Groix, France: implications for preservation of blueschists*. [thèse]: Harvard University, 252 p.

- Barrois C.**, (1883). *Mémoire sur les schistes métamorphiques de l'Île de Groix*. Annales de la Société Géologique du Nord., **XI**: p.18-71.
- Baumgartner L.P. et Rumble D.I.**, (1988). *Transport of stable isotopes: 1: development of a kinetic continuum theory for stable isotope transport*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **98**: p.417-430.
- Beach A.**, (1976). *The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian Complex*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, **A280**: p.569-604.
- Beach A. et Fyfe W.S.**, (1972). *Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: evidence of overthrusting?* Contributions to mineralogy and petrology., **36**: p.175.
- Bebout G.E. et Barton M.D.**, (1993). *Metasomatism during subduction: products and possible paths in the Catalina Schist, California*. Chemical Geology, **108**: p.61-92.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Sheppard S. et Vidal P.**, (1985). *Petrogenesis of Hercynian leucogranites from South Armorican massif. Contributions of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages*. Earth and Planetary Science Letters, **74**: p.235-250.
- Bertrand M.**, (1887). *La chaîne des Alpes et la formation du continent européen*. Bulletin de la société géologique de France, (**3**) **XV**: p.423-447.
- Blosh S. et Bishop J.L.**, (1979). *The effect of low temperature alteration of basalt on the oceanic budget of potassium*. Geology, **7**: p.193-196.
- Bodnar R., Binns P. et Hall D.**, (1989). *Synthetic fluid inclusions-VI. quantitative evaluation of the decrepitation behaviour of fluid inclusions in Quartz at one atmosphere confining pressure*. Journal of Metamorphic Geology, **7**: p.229-242.
- Bodnar R.J.**, (1983). *A method of calcul fluid inclusions volumes based in vapor bubble diameter and P-V-T-X properties on inclusions fluid*. Economic Geology, **78**: p.535-542.
- Bodnar R.J., Binns P.R. et Hall D.L.**, (1989). *Synthetic fluid inclusions - VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behaviour of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure*. Journal of Metamorphic Geology, **7**: p.229-242.
- Boiron M.C., Essaraj S., Sellier E., Cathelineau M., Lespinasse M. et Poty B.**, (1992). *Identification of fluid inclusions in relation with their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence*. Geochemica et Cosmochimica Acta, **56**: p.175-185.
- Bosse V.**, (2001). *Contraintes temporelles dans les processus d'exhumation de la Chaîne Hercynienne: étude thermochronologique dans le Massif Armoricain et le Massif des Maures - Tanneron [thèse]*: Université de Nice-Sophia Antipolis, 260 p.

- Bossière G.**, (1988). *Evolutions chimico-minéralogiques du grenat et de la muscovite au voisinage de l'isograde biotite-staurotide dans un métamorphisme prograde de type barrovien : un exemple en Vendée littorale (Massif Armoricaïn)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II, **306**: p.135-140.
- Boullier A., France-Lanord C., Dubessy J., Adamy J. et Champenois M.**, (1991). *Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal)*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **107**: p.358-372.
- Boullier A., Michot G., Pêcher A. et Barrès O.**, (1989). *Diffusion and/or plastic deformation around fluid inclusions in synthetic quartz: new investigations*. in Bridgewater, D., ed., Fluid movements element transport and the composition of the deep crust, p.345-360.
- Bowers T.S. et Helgeson H.C.**, (1983). *Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems : metamorphic equilibria at high pressures and temperatures*. American Mineralogist (The), **68**: p.1059-1075.
- Boyer C.**, (1974). *Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricaïn* [thèse]: Université d'Orsay-Paris Sud, 384 p.
- Brace W.F.**, (1980). *Permeability of crystalline and argillaceous rocks*. International Journal of Rock Mechanism Min. Sci., **17**: p.241-51.
- Brantley S.L.**, (1992). *The effect of fluid chemistry on quartz microcrack lifetimes*. Earth and planetary Science Letters, **113**: p.145-156.
- Brantley S.L., Evans B., Hickman S.H. et Crerar D.A.**, (1990). *Healing of microcracks in quartz: implications for fluid flow*. Geology, **18**: p.136-139.
- Brillianceau A.**, (1978). *Guide géologique régionale Poitou-Vendée-Charente*, in Masson, E., ed., p.200.
- Brooks W.E.**, (1986). *Distribution of anomalously high K₂O volcanic rocks in Arizona : Metasomatism at the Picacho Peak detachment fault*. Geology, **14**: p.339-342.
- Brooks W.E. et Marvin R.F.**, (1985). *Discordant isotopic ages and potassium metasomatism in volcanic rocks from Yavapai County, Arizona*. Geological Society of America Abstracts with Programs, **17**: p.344.
- Brown M. et Dallmeyer R.D.**, (1996). *Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France*. Journal of Metamorphic Geology, **14**: p.361-379.
- Brown W.L. et Parsons L.**, (1994). *Feldspars in igneous rocks*. in Parsons, I., ed., Feldspars and their Reactions, Kluwer Academic, Netherlands, p.449-499.

- Brun J.-P. et 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**: p.319-332.
- Buckhard M. et Kerrich R.**, (1988). *Fluid regimes in the deformation of the Helvetic nappes, Switzerland, as inferred from stable isotope data*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **99**: p.416-429.
- Burg J.-P.**, (1981). *Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale : Signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II, **293**: p.849-854.
- Burg J.P., Balé P., Van Den Driesshe J. et Brun J.P.**, (1994). *Syn-to post-thickening extension: mode and consequences*. Comptes Rendus de L'Académie des Sciences Paris, **319-II**: p.1019-1032.
- Cannat M. et Bouchez J.L.**, (1986). *Linéations N-S et E-W en Vendée littorale (Massif Armoricaïn). Episodes tangentiels successifs éohercyniens en France occidentale*. Bulletin de la Société Géologique de France, **16**: p.299-310.
- Capuano R.M.**, (1992). *The temperature dependence of hydrogen isotope fractionation between clay minerals and water : evidence from a geopressed system*. Geochimica et Cosmochimica Acta., **56**: p.2547-2554.
- Carter E.K. et Dworkin S.I.**, (1990). *Channelized fluid flow through shear zones during fluid-enhanced dynamic recrystallization, Northern Apennines, Italy*. Geology, **18**: p.720-723.
- Carter N.L. et Tsenn M.C.**, (1987). *Flow properties of continental lithosphere*. Tectonophysics, **136**: p.27-63.
- Cartwright I. et Oliver N.H.S.**, (1994). *Up- and down-temperature fluid flow during contact metamorphism, Mary Kathleen, Queensland, Australia*. Journal of Petrology, **35**: p.1493-1520.
- Cartwright I., Vry J.K. et Sandiford M.**, (1995). *Changes in the stable isotope ratios of metapelites and marbles during regional metamorphism, Mount Lofty Ranges, South Australia: implications for crustal scale fluid flow*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **120**: p.292-310.
- Cathelineau M.**, (1982). *Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sud-armoricains et à leur encaissant métamorphique*. [thèse]: Université de Nancy, 375 p.
- Chalet M.**, (1985). *Contribution à l'étude de la Chaîne Hercynienne d'Europe occidentale: étude lithostratigraphique et structurale des "porphyroïdes" et formations paléozoïques associées du Bas Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay)*. [thèse]: Université de Poitiers, p.

- Chapin C.E. et Glazner A.F.**, (1983). *Widespread K₂O metasomatism of Cenozoic volcanic and sedimentary rocks in the southwestern United States*. Geological Society of America Abstracts with Programs, **15**: p.282.
- Chapin C.E. et Lindley J.I.**, (1986). *Potassium metasomatism of igneous and sedimentary rocks in detachment terranes and other sedimentary basins : Economic implications*. in Beatty, Barbara, and Wilkinson, eds., *Frontiers in geology and ore deposits of Arizona and the Southwest.*, Volume 16, Arizona Geological Society Digest, p.118-126.
- Cocks L.R.M.**, (2000). *The Early Paleozoic geography of Europe*. Journal of the Geological Society of London, **139**: p.465-478.
- Cocks L.R.M. et Fortey R.A.**, (1982). *Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain*. Journal of the Geological Society of London, **139**: p.465-478.
- Colchen M. et Poncet D.**, (1987). *Sur l'âge post-Tournaisien de la tectonique hercynienne synchisteuse à Bretignoles-sur-Mer, Vendée littorale, Massif Armoricaïn*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, **305, série II**: p.1255-1258.
- Cordier P., Doukhan J.C. et Ramboz C.**, (1994). *Influence of dislocations on water leakage from fluid inclusions in quartz; a quantitative reappraisal*. European Journal of Mineralogy, **6**: p.745-752.
- Costa S.**, (1990). *De la collision continentale à l'extension tardiorogénique: 100m d'histoire variqve dans le Massif Central français*. [thèse]: Université des Sciences et Techniques de Montpellier, 441 p.
- Cox S.F. et Etheridge M.A.**, (1989). *Coupled grain-scale dilatancy and mass transfer during deformation at high fluid pressures: examples from Mount Lyell, Tasmania*. Journal of structural geology, **11**: p.147-162.
- Criss R.E. et Taylor H.P.**, (1983). *An ¹⁸O/¹⁶O and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho Batholith*. Geological Society of America Bulletin, **94**: p.640-663.
- Dana J.D.**, (1863). *Manual of Geology*: Philadelphia, Theodore Bliss.
- Davis S.R. et Ferry J.M.**, (1993). *Fluid infiltration during contact metamorphism of interbedded marble and calc-silicate hornfels, Twin Lakes area, central Sierra Nevada, California*. Journal of Metamorphic Geology, **11**: p.71-88.
- Dewey J. et Burke K.C.**, (1973). *Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision*. Journal of Geology, **81**: p.683-692.
- Dhamelincourt P.**, (1979). *Etude et réalisation d'une microsonde moléculaire à effet Raman. Quelques domaines d'application* [thèse]: Université de Lille, p.

- Dias R. et Ribeiro A.**, (1995). *The Ibero-Armorican arc: a collision effect against an irregular continent?* Tectonophysics, **246**: p.113-128.
- Dipple G.M. et Ferry J.M.**, (1992). *Fluid flow and stable isotopic alteration in rocks at elevated temperatures with applications to metamorphism.* Geochimica et Cosmochimica Acta, **56**: p.3539-3550.
- Dipple G.M. et Ferry J.M.**, (1992). *Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones.* Contributions to Mineralogy and Petrology, **112**: p.149-164.
- Dixon J. et Williams G.**, (1983). *Reaction softening in mylonites from the Arnaboll thrust, Sutherland.* Scottish Journal of Geology, **19**: p.157-168.
- Doyle C. et Cartwright I.**, (2000). *The role of fluids in retrograde shearing: Broken Hill, Australia*, in Pueyo, J.J., Cardellach, E., Bitzer, K., and Taberner, C., eds., Proceedings of Geofluids III, Volume 69-70, Journal of Geochemical Exploration, p.575-579.
- Dubessy J.**, (1984). *Simulations des équilibres chimiques dans le système C-O-H conséquence méthodologique pour les inclusions fluides.* Bulletin de Mineralogie, **107**: p.157-168.
- Dubessy J., Poty B. et 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**: p.517-534.
- Durney D.W.**, (1972). *Solution-transfer, an Important Geological Deformation Mechanism.* Nature, **235**: p.315-316.
- Eisbacher G.H., Lüschen E. et Wickert F.**, (1989). *Crustal scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe.* Tectonics, **8**: p.1-21.
- Eslinger E.V. et Yeh H.-W.**, (1986). *Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of Cretaceous bentonites and shales from the Disturbed Belt, Montana.* Geochimica et Cosmochimica Acta, **50**: p.59-68.
- Etheridge M.A., Wall V.J. et Vernon R.H.**, (1983). *The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation.* Journal of Metamorphic Geology, **1**: p.205-226.
- Etheridge M.S., Wall, V.J., Cox, S.F. & Vernon, R.H.**, (1984). *High fluid pressures during metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms.* Journal of geophysical research, **89**: p.4344-4358.
- Faure M.**, (1995). *Late Orogenic Carboniferous extensions in the variscan french Massif Central.* Tectonics, **14**: p.132-153.
- Faure M., Leloix C. et Roig J.Y.**, (1997). *L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne.* Bulletin de la Société Géologique de France, **168**, **VI**: p.695-705.

- Ferry J.M.**, (1992). *Regional metamorphism of the Waits River Formation, Eastern Vermont: delineation of a new type of giant hydrothermal system*. *Journal of Petrology*, **33**: p.45-94.
- Ferry J.M.**, (1994). *A historical review of metamorphic fluid flow*. *Journal of geophysical research*, **99**: p.15,487-15,498.
- Ferry J.M.**, (1994). *Overview of the petrologic record of fluid flow during regional metamorphism in northern New England*. *American Journal of Science*, **294**: p.905-988.
- Ferry J.M. et Dipple G.M.**, (1991). *Fluid flow, mineral reactions, and metasomatism*. *Geology*, **19**: p.211-214.
- Fisher D. et Brantley S.L.**, (1992). *Models of quartz overgrowth and vein formation : deformation and fluid flow in an ancient subduction zone*. *Journal of Geophysical Research*, **97**: p.43-61.
- Fisher R.V. et Schminke H.**, (1978). *Les ignimbrites*. in , *Les Roches Volcaniques. Pétrologie et cadre structural*. Girod et al., Doin, p.193-205.
- Fitzgerald J.D. et Stünitz H.**, (1993). *Deformation of granitoids at low metamorphic grade. 1: Reactions and grain size reduction*. *Tectonophysics*, **221**: p.269-297.
- Fourcade S., Capdevila R., Ouabadi A. et Martineau F.**, (2001). *The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotope (O, H, Sr, Nd) study*. *Lithos*, **57**: p.187-216.
- Fourcade S., Marquer D. et Javoy M.**, (1989). *$^{18}O/^{16}O$ variations and fluid circulation in a deep shear zone: the case of the ultramylonites from the Aar Massif (Central Alps, Switzerland)*. *Chemical Geology*, **77**: p.119-131.
- Franke W.**, (1989). *Variscan plate tectonics in Central Europe. Current ideas and open questions*. *Tectonophysics*, **169**: p.221-228.
- Frape S.K. et Fritz P.**, (1987). *Geochemical trends from groundwaters from the Canadian Shield*. in Fritz, P., and Frape, S.K., eds., *Saline waters and gases in crystalline rocks.*, Volume 33: Geological Association of Canada Special Paper, p.19-38.
- Frey M., De Capitani C. et Liou J.G.**, (1991). *A new petrogenetic grid for low-grade metabasites*. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**: p.497-509.
- Fu B., Touret J.L.R. et Zheng Y.-F.**, (2001). *Fluid inclusions in coesite-bearing eclogites and jadeite quartzite at Shanghe, Dabie Shan (China)*. *Journal of metamorphic Geology*, **19**: p.529-545.
- Fyfe W.S., Price N.J. et Thompson A.B.**, (1978). *Fluids in the Earth crust*: Amsterdam.

- Gao J. et Klemd R.**, (2001). *Primary fluids entrapped at blueschist to eclogite transition : evidence from the Tianshan meta-subduction complex in northwestern China*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **142**: p.1-14.
- Gapais D., Lagarde J.-L., Le Corre C., Audren C., Jegouzo P., Casas Sainz A. et Van Den Driessche J.**, (1993). *La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série II, **316**: p.1123-1129.
- Gapais D. et Le Corre C.**, (1980). *Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone?* Nature, **288**: p.574-576.
- Gardien V., Lardeaux J.M., Ledru P., Allemand P. et Guillot S.**, (1997). *Metamorphism during late orogenic extension: insights from the French Variscan belt*. Bulletin de la Société Géologique de France, **168,3**: p.271-286.
- Giaramita M.J. et Sorensen S.S.**, (1994). *Primary fluids in low-temperature eclogites: evidence from two subduction complexes (Dominican Republic and California, USA)*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **117**: p.279-292.
- Gilbert E.**, (1982). *Tectonique tangentielle eo-hercynienne dans la série volcano-sédimentaire de la Pointe de St Gildas*. D.E.A. non publié, Rennes. .
- Glazner A.F.**, (1979). *Geochemistry of ultrapotassic metasomatism in the Sleeping Beauty volcanic area, central Mojave Desert, California*. Geological Society of America Abstracts with Programs, **11**: p.79.
- Glazner A.F. et Barntley J.M.**, (1991). *Volume loss, fluid flow and state of strain in extensional mylonites from the central Mojave Desert, California*. Journal of Structural Geology, **13**: p.587-594.
- Gorton M.P. et Schandl E.V.**, (2000). *From continentals to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanics rocks*. Canadian Mineralogist, **38**: p.1065-1073.
- Goujou J.-C.**, (1992). *Analyse petro-structurale dans un avant-pays métamorphique: influence du plutonisme tardi orogénique varisque sur l'encaissant épi à mézozonal de Vendée*. [thèse]: univ. Montpellier 2, 347 p.
- Graham C.M., Viglino J.A. et Harmon R.T.**, (1987). *Study of hydrogen isotope exchange between aluminous chlorite and water and hydrogen diffusion in chlorite*. American Mineralogist, **72**: p.566-579.
- Gratier J.-P.**, (1984). *La déformation des roches par dissolution-cristallisation, aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure* [thèse]: Université scientifique et médicale de Grenoble, 316 p.

- Gratier J.P.**, (1993). *Le fluage des roches par dissolution-cristallisation sous contrainte de la croûte supérieure*. Bulletin de la société géologique de France, **164**: p.267-287.
- Gratier J.P. et Jenatton L.**, (1984). *Deformation by solution - deposition and reequilibration of fluid inclusions in crystals depending on temperature, internal pressure and stress*. Journal of Structural Geology, **5**: p.329-339.
- Gray D.R., Gregory R.T. et Durney D.W.**, (1991). *Rock-buffered fluid-rock interaction in deformed quartz-rich turbidite sequences, eastern Australia*. Journal of Geophysical Research, **96**: p.19681-19704.
- Guiraud M., Burg J.P. et Powell R.**, (1987). *Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené*. Journal of Metamorphic Geology, **5**: p.225-237.
- Henry C., Burkhard M. et Goffé B.**, (1996). *Evolution of synmetamorphic veins and their wallrocks through a Western transect : no evidence for large-scale fluid flow. Stable isotope, major- and trace-element systematics*. Chemical Geology, **127**: p.81-109.
- Hoffman A.**, (1972). *Chromatographic theory of infiltration metasomatism and its application to feldspars*. American Journal of Science, **272**: p.60-90.
- Hollister L.H.**, (1990). *Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of HO₂ during crustal plastic deformation*. Journal of Structural Geology, **12**: p.895-907.
- Housen B.A., Tobin H.J., Labaume P., Leitch E.C. et Maltman A.J.**, (1996). *Strain decoupling across the decollement of the Barbados accretionary prism*. Geology, **24**: p.127-130.
- Hugues C.J.**, (1973). *Spilites, Keratophyres and the igneous spectrum*. Geological Magazine, **109**: p.513-527.
- Hunt J.M.**, (1996). *Petroleum geochemistry and geology*: New York, 743 p.
- Hunt J.M., Whelan J.K., Eglinton L.B. et Cathles III L.M.**, (1998). *Relation of shale porosities, gas generation, and compaction to deep overpressures in the U.S. Gulf Coast*. in Law, B.E., Ulmishek, G.F., and Slavin, V.I., eds., Abnormal pressures in hydrocarbon environments: AAPG Memoir 70, p.87-104.
- Jenatton L.**, (1981). *Microthermometrie des inclusions fluides des cristaux associés à l'ouverture de fentes alpines* [thèse]: Université de Grenoble, 147 p.
- Jones K.A. et Brown M.**, (1989). *The metamorphic evolution of the Southern Brittany Migmatite Belt, France*. Evolution of Metamorphic Belts, Geological Society of London, Spécial Publication, **43**: p.501-505.

- Jones K.A. et Brown M.**, (1990). *High-temperature "clockwise" P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from Southern Brittany, France*. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: p.361-379.
- Kerrich R.**, (1987). *Stable isotope studies of fluids in the crust*. in , *Short course in stable isotope geochemistry in low temperature fluids.*, Volume 13, Mineralogical Association of Canada, Saskatoon, p.258-286.
- Kerrich R., Fyfe W.S., Gorman B.E. et Allison I.**, (1977). *Local modification of rock chemistry by deformation*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **65**: p.183-190.
- Kerrich R. et Rehrig W.**, (1987). *Fluid motion associated with Tertiary mylonitisation and detachment faulting: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ evidence from the Picacho metamorphic core complex*. *Geology*, **15**: p.58-62.
- Klemd R., Brocker M. et Schramm J.**, (1995). *Characterisation of amphibolite-facies fluids of Variscan eclogites from the Orlica-Snieznick dome (Sudetes, SW Poland)*. *Geology*, **119**: p.101-113.
- Klemd R., Van den Kerkhof A.M. et Horn E.E.**, (1992). *High density CO₂-N₂ inclusions in eclogite-facies metasediments from the Münchberg gneiss complex, SE Germany*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**: p.409-419.
- Knauth L.P. et Beeunas M.A.**, (1986). *Isotope geochemistry of fluid inclusions in Permian halite with implications for the isotopic history of ocean water and the origin of saline formation waters*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: p.419-433.
- Kolb M. et Hermann H.J.**, (1987). *Surface fractals in irreversible aggregation*. *Physical Review Letters*, **59**: p.454-457.
- Korvin G.**, (1992). *Fractal Models in the Earth Sciences*: Amsterdam, Elsevier.
- Korzhinkii D.S.**, (1970). *Theory of metasomatic zoning* [thèse]: Oxford University, p.
- Kronenbourg A.K., Segall P. et Wolf G.H.**, (1990). *Hydrolytic weakening and penetrative deformation within a natural shear zone*. in al., A.G.D.e., ed., *The brittle-ductile transition in rocks*, Volume 56: *Geophys. Mon.*, p.21-36.
- Larroque C., Guilhaumou N., Stephan J.-F. et Roure F.**, (1996). *Advection of fluids at the front of the Sicilian Neogene subduction complex*. *Tectonophysics*, **254**: p.41-55.
- Le Corre C., Auvray B., Ballèvre M. et Robardet M.**, (1991). *Le massif armoricain*. *Bulletin de la société géologique de France*, **44**: p.31-103.
- Le Hébel F., Fourcade S., Gapais D., Marignac C., Capdevila R. et Martineau F.**, (2000). *Fluid-assisted spreading of thickened continental crust*:

Preliminary data from the Variscan Belt of South Brittany. The Journal of Geochemical Exploration, **69-70**: p.561-564.

Le Hébel F., Vidal O., Kienast J.R. et Gapais D., (2001). *Les Porphyroïdes de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne Hercynienne*
Evidence for HP-LT Hercynian metamorphism within the " porphyroïdes " of South Brittany (France). Comptes Rendus de l'académie des Sciences, **sous presse**.

Ledru P., Lardeaux J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.M., Floc'h J.P., Lerouge G., Maillet N., Marchand J. et Ploquin A., (1989). *Où sont passées les nappes dans le massif central français?* Bulletin de la société géologique de France, **8,V**: p.605-618.

Léger A. et Ferry J.M., (1993). *Fluid infiltration and regional metamorphism of the Waits Rivers Formation, north-east Vermont, USA.* Journal of Metamorphic Geology, **11**: p.3-30.

Leising J.F., Tyler S.W. et Miller W.W., (1995). *Convection of saline brines in enclosed lacustrine basins : A mechanism for potassium metasomatism.* Geological Society of America Bulletin, **107**: p.1157-1163.

Leroy J., (1979). *Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de la décrépitation.* Bulletin de Minéralogie, **102**: p.584-593.

Li Y.L., Zheng Y.-F., Fu B., Zhou J.-B. et Wei C.-S., (2001). *Oxygen Isotope Composition of Quartz-Vein in Ultrahigh-Pressure Eclogite from Dabieshan and Implications for Transport of High-Pressure Metamorphic Fluid.* Physical and Chemical Earth (A), **26**: p.695-704.

Mac Donald R., Smith R.L. et Thomas J.E., (1992). *Chemistry of the subalkalic silicic obsidians.* US Geological Survey. Professional Papers, **1523**: p.14.

Maillet D., (1984). *Relations des porphyroïdes et des schistes de Saint Gilles avec les formations siluriennes de Brétignolles-sur-Mer (Vendée maritime). Une tectonique tangentielle par cisaillement ductile pendant l'orogénèse acadienne.* [thèse]: Université Aix Marseille, p.

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

Marquer D. et Burkhard M., (1992). *Fluid circulation, progressive deformation and mass transfer processes in the upper crust: the example of basement-cover relationships in the External Crystalline Massifs, Switzerland.* Journal of Structural Geology, **14**: p.1047-1057.

Marquer D., Gapais D. et Capdevila R., (1985). *Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès Schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes centrales).* Bulletin de Minéralogie, **108**: p.209-221.

- Matte P.**, (1986). *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère*. Bulletin de la société géologique de France, **8 II**: p.9-24.
- Matte P.**, (1991). *Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe*. Tectonophysics, **196**: p.309-337.
- Matte P. et Burg J.P.**, (1981). *Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of Western Europe: plate tectonic implication*. Thrusts and tectonics, **8**: p.353-357.
- McCaig A.M.**, (1988). *Deep fluid circulation in fault zones*. Geology, **16**: p.867-870.
- McCaig A.M. et Knipe R.J.**, (1990). *Mass-transport in deforming rocks: recognition using microstructural and microchemical criteria*. Geology, **18**: p.824-827.
- Meissner R. et Strehlau J.**, (1982). *Limits of stresses in continental crust and their relationship to depth-frequency distribution of shallow earthquakes*. Tectonics, **1**: p.73-89.
- Ménard G. et Molnar P.**, (1988). *Collapse of a hercynian tibetan plateau into a late paleozoic european Basin and Range province*. Nature, **334**: p.235-237.
- Mitra G.**, (1978). *Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical process involved in the deformation of crystalline basement rocks*. American Journal of Science, **278**: p.1057-1084.
- Mohr O.**, (1900). *Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch eines Materials*. Z. Ver. dt. Ing., **44**: p.1524-30, 1572-77.
- Moore J.C. et Vrolijk P.**, (1992). *Fluids in accretionary prisms*. Reviews of Geophysics, **30**: p.113-135.
- Moretti I., Labaume P., Sheppard S. et Boulègue J.**, (2000). *Compartmentalisation of fluid flow by thrust faults, Sub-Andean Zone, Bolivia*. Journal of Geochemical Exploration, **69-70**: p.493-497.
- Moretti I., Labaume P., Sheppard S.M.F. et Boulègue J.**, (In Press). *Compartmentalisation of fluid migration pathways in the sub-Andean Zone, Bolivia*. Tectonophysics, .
- Munha J., Fyfe W.S. et Kerrich R.**, (1980). *Adularia, the Characteristic Mineral of Felsic Spilites*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **75**: p.15-19.
- Nadeau S., P. P. et F. P.**, (1993). *Fluid inclusion and mineral isotopic compositions (H-C-O) in eclogitic rocks as tracers of local fluid migration during high-pressure metamorphism*. Earth and Planetary Science Letters, **114**: p.431-448.
- Newton R.C.**, (1990). *Fluids and shear zones in the deep crust*. Tectonophysics, **182**: p.21-37.

- North F.K.**, (1985). *Petroleum Geology*.: Boston, 607 p.
- Nur A. et Booker J.**, (1972). *Aftershocks caused by pore fluid flow*. *Science*, **175**: p.885-887.
- O'Hara K.**, (1988). *Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A.* *Tectonophysics*, **156**: p.21-36.
- Oliver N.H.S. et Bons P.D.**, (2001). *Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wallrock patterns, geometry and microstructure*. *Geofluids*, **1**: p.137-162.
- Oliver N.H.S., Valenta R.K. et Wall V.J.**, (1990). *The effect of heterogeneous stress and strain on metamorphic fluid flow, Mary Kathleen, Australia, and a model for large-scale fluid circulation*. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**: p.311-331.
- Olivier N.H.S.**, (1996). *Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism*. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: p.477-492.
- O'Neil J.R. et Chappell B.W.**, (1977). *Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith*. *Journal of Geological Society of London*, **133**: p.559-571.
- Paris F. et Robardet M.**, (1990). *Early Paleozoic paleobiogeography of the Variscan regions*. *Tectonophysics*, **177**: p.192-213.
- Park R.G.**, (1983). *Foundations of structural geology*: Londres, Chapman&Hall, 202 p.
- Pearce J.A. et Parkinson I.J.**, (1993). *Trace element models for mantle melting : application to volcanic arc petrogenesis*. in Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, M.B.W., and Neary, C.R., eds., *Magmatic processes and plate tectonics.*, Volume 20: London, Geological Society Special Publication, p.325-343.
- Pêcher J.A. et Boullier A.M.**, (1984). *Evolution à pression et température élevées d'inclusions fluides dans un quartz synthétique*. *Bulletin de Minéralogie*, **107**: p.139-153.
- Peucat J.J., Paris F. et Chalet M.**, (1986). *U-Pb zircon dating of volcanic rocks, close to the Silurian-Devonian boundary, from Vendée (western France)*. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **59**: p.133-142.
- Philippot P., Chevallier P., Chopin C. et Dubessy J.**, (1995). *Fluid composition and evolution in coesite-bearing rocks (Dora-Maira massif, Western Alps): implications for element recycling during subduction*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **121**: p.29-44.
- Philippot P. et Selverstone J.**, (1991). *Trace-element-rich brines in eclogitic veins : implications for fluid composition and transport during subduction*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **106**: p.417-430.

- Pichon X.L., Henry P. et Lallemand S.**, (1993). *Accretion and erosion in subduction zones: the role of fluids*. Annual Review of Earth and Planetary Science, **21**: p.307-331.
- Pierre C.**, (1989). *Sedimentation and diagenesis in restricted marine basins*. in Fritz, P., and Fontes, J.C., eds., Handbook of environmental Isotope Geochemistry, 3. The Marine Environment.: Amsterdam, Elsevier, p.257-315.
- Pierre C. et Person O.L.**, (1984). *Supratidal evaporitic dolomite at Ojo de Liebrb lagoon : mineralogical and isotopic arguments for primary crystallisation*. Journal of Sedimentary Geology, **54**: p.1049-1061.
- Pili E., Ricard Y., Lardeaux J.M. et Sheppard S.M.F.**, (1997). *Lithospheric shear zones and mantle-crust connections*. Tectonophysics, **208**: p.15-29.
- Pin C.**, (1990). *Variscan oceans, ages, origins, and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data*. Tectonophysics, **177**: p.215-227.
- Potdevin J.-L.**, (1984). *Métamorphisme et tectonique dans les schistes lustres à l'Est de Corte (Corse). 3ème partie: déformation par dissolution-cristallisation*. [thèse]: Université Claude Bernard Lyon 1, 82 p.
- Poty B., Leroy J. et Jachimowicz L.**, (1976). *Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope, l'installation de la microthermométrie Chaixméca*. Bulletin de la Société Française de Minéralogie, **99**: p.182-186.
- Ramsay J.G.**, (1980). *The crack-seal mechanism of rock deformation*. Nature, **284**: p.135-139.
- Rey P., Burg J.P. et Casey M.**, (1997). *The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan*. in Burg, J.P., and Lord, L., eds., Orogeny through time, Volume 121: Geological Society Special Publication, p.179-200.
- Reynolds S.J. et Lister G.S.**, (1987). *Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones*. Geology, **15**: p. 449-452.
- Richer C.**, (1994). *Tectonique extensive dans la chaîne Varisque de Bretagne méridionale (Pays de Retz, St-Brévin-les-Pins)*, [Rapport DEA] : Université de Rennes I.
- Ring U.**, (1999). *Volume loss, fluid flow, and coaxial versus noncoaxial deformation in retrograde, amphibolite facies shear zones, northern Malawi, east-central Africa*. Geological Society of America Bulletin, **111**: p.123-142.
- Roddy M.S., Reynolds S.J., Smith B.M. et Ruiz J.**, (1988). *K-metasomatism and detachment-related mineralization, Harcuvar Mountains, Arizona*. Geological Society of America Bulletin, **100**: p.1627-1639.
- Roedder E.**, (1962). *Ancient fluids in crustals*. American Journal of Science, **207**: p.38-47.

- Roedder E.**, (1984). *Fluid inclusions*. in Ribbe, P., ed., *Reviews in Mineralogy*, Volume 12, Mineralogical Society of America, p.646.
- Rumble D., Duke E.F. et Hoering T.L.**, (1986). *Hydrothermal graphite in New Hampshire: Evidence of carbon mobility during regional metamorphism*. *Geology*, **14**: p.452-455.
- Rumble D., Ferry J.M. et Hoering T.C.**, (1986). *Oxygen isotopic geochemistry and hydrothermally altered synmetamorphic granitic rocks from south-central Maine, USA*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**: p.420-428.
- Rumble D. et Yui T.-F.**, (1998). *The Qinlongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**: p.3307-3321.
- Rutter E.H.**, (1976). *The Kinetics of rock deformation by pressure solution*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A.283**: p.203-219.
- Scambelluri M., Pennacchioni G. et Philippot P.**, (1998). *Salt-rich aqueous fluids formed during eclogitization of metabasites in the Alpine continental crust (Austroalpine Mt. Emilius unit, Italian western Alps)*. *Lithos*, **43**: p.151-167.
- Scambelluri M. et Philippot P.**, (2001). *Deep fluids in subduction zones*. *Lithos*, **55**: p.213-227.
- Scambelluri M., Piccardo G.B., Philippot P., Robbiano A. et Negretti L.**, (1997). *High salinity fluid inclusions formed from recycled seawater in deeply subducted alpine serpentinite*. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**: p.485-499.
- Schulz B., Audren C. et Triboulet C.**, (2001). *Oxygen isotope record of fluid-rock SiO₂ interaction during Variscan progressive deformation and quartz veining in the meta-volcanosediments of Belle-Ile (Southern Brittany)*. *Journal of Structural Geology*, **sous presse**.
- Selverstone J., Franz G., Thomas S. et Guetty S.**, (1992). *Fluid variability in 2GPa eclogites as an indicator of fluid behavior during subduction*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **112**: p.341-357.
- Selverstone J., Morteani G. et Staude J.-M.**, (1991). *Fluid channeling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps*. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**.
- Selverstone J., Spear F.S., Franz G. et Morteani G.**, (1984). *High pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T paths from hornblende-kyanite-staurolite schists*. *Journal of Petrology*, **25**: p.501-531.
- Shelton K.L. et Orville P.M.**, (1980). *Formation of synthetic fluid inclusions in natural quartz*. *American Mineralogist*, **65**: p.1233-1236.
- Sheppard S.M.F.**, (1984). *Stable isotopes studies of formation waters and associated Pb-Zn hydrothermal ore deposits*. in , *Thermal phenomena in sedimentary basins.*, p.301-317.

- Sheppard S.M.F.**, (1986). *Characterisation and isotopic variations in natural waters*. in , Stable isotopes in high temperature geological processes., Volume 16: Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, p.161-198.
- Sibson R.H.**, (1983). *Continental fault structure and the shallow earthquake source*. Journal of the Geological Society of London, **140**: p.741-767.
- Sibson R.H.**, (1986). *Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing*. Pure and Applied Geophysics, **124**: p.159-175.
- Simpson F.**, (2001). *Fluid trapping at the brittle-ductile transition re-examined*. Geofluids, **1**: p.123-136.
- Spear F.S.**, (1993). *Metamorphic phase equilibria and P-T-time paths*: Washington D. C. , U.S.A., 799 p.
- Staal C.R.v., Rogers N. et Taylor B.E.**, (2001). *Formation of low-temperature mylonites and phyllonites by alkali-metasomatic weakening of felsic volcanic rocks during progressive, subduction-related deformation*. Journal of Structural Geology, **23**: p.903-921.
- Stakes D.S. et O'Neil J.R.**, (1982). *Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks*. Earth and Planetary Science Letters, **57**: p.285-304.
- Sterner S.M. et Bodnar R.J.**, (1989). *Synthetic fluid inclusions. VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory. Simulated metamorphic burial and uplift*. Journal of Metamorphic Geology, **7**: p.243-360.
- Sterner S.N. et Bodnar R.J.**, (1989). *Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic and uplift*. Journal of Metamorphic Geology, **7**: p.243-260.
- Streit J.E. et Cox S.F.**, (1992). *Mechanical and chemical evolution of shear zones: the effects of fluctuating shear stress, fluid pressure and changing fluid migration paths*. American Geophysical Union, EOS, Transactions, **73**.
- Streit J.E. et Cox S.F.**, (1998). *Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania*. Journal of Metamorphic Geology, **16**: p.197-212.
- Suzuoki T. et Epstein S.**, (1976). *Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **40**: p.1229-1240.
- Tait J.A., Bachtadse V., Franke W. et Soffel H.C.**, (1997). *Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: paleomagnetic and geological constraints*. Geologische Rundschau, **86**: p.585-598.

Talbert J.C. et Vialette Y., (1972). *Etude géochronologique du massif de Mareuil-sur-Lay (Vendée)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, **274, série D**: p.2737-2739.

Tecce F., Rosetti F. et Funicello R., (2001). *Re-equilibration textures of fluid inclusions in exhumed high-pressure rocks : the example of the Tuscan Archipelago (Northern Tyrrhenian Sea, Italy)*. Mineralogy and Petrology, **71**: p.139-147.

Ters M., (1972). *Carte géologique à 1/80.000 de "Palluau-Ile d'Yeu"*. n°129, 2ème édition, B.R.G.M.

Thiéry R., Kerkhof A.M.V.D. et Dubessy J., (1994b). *VX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modelling for T<31°C and P<400bars*. European. Journal of Mineralogy, **6**: p.753-771.

Thiéry R., Vidal J. et Dubessy J., (1994a). *Phase equilibria modelling applied to fluid inclusions liquid-vapor equilibria and calculation of the molar volume in the CO₂-CH₄-N₂ system*. Geochimica et Cosmochemica Acta, **58**: p.1073-1082.

Triboulet C., (1974). *Les glaucophanites et roches associées de l'Île de Groix (Morbihan, France): étude minéralogique et pétrologique*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **45**: p.65-90.

Triboulet C. et Audren C., (1988). *Controls on P-T-t deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France)*. Journal of Metamorphic Geology, **6**: p.117-133.

Turner C.E. et Fishman N.S., (1991). *Jurassic Lake T'oo'dichi' : A large alkaline, saline lake, Morrison Formation, eastern Colorado Plateau*. Geological Society of America Bulletin, **103**: p.538-558.

Valois J.-P., (1975). *Les formations métamorphiques de Penaran (Presqu'île de Guérande, Loire-Atlantique) et leur minéralisation uranifère*. [thèse]: Université de Nancy1, 136 p.

Van Den Drieshe J. et Brun J.P., (1992). *Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): A model of extensional gneiss dome*. Geodinamica Acta, **5,1-2**: p.85-89.

Van Der Voo R., (1983). *Paléomagnétic constraints on the assembly of the Old Red continent*. Tectonophysics, **91**: p.271-283.

Van Der Voo R., (1988). *Paleozoic palaeogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: comparaisons of paleomagnetic with paleoclimatology and boigeographical patterns*. Geological Society of America Bulletin, **100**: p.311-324.

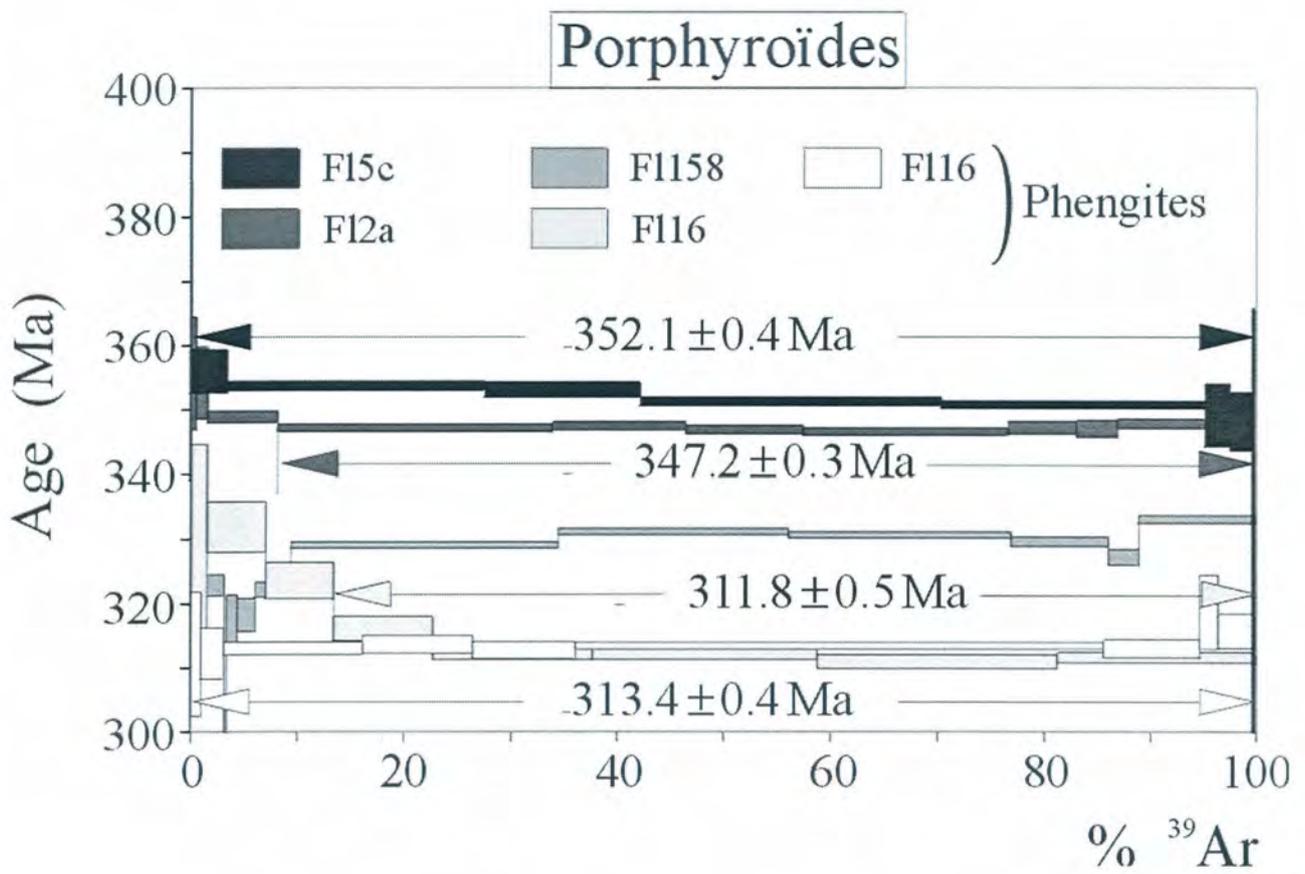
Vaucher A., Maillet D. et Sougy J., (1987). *Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France*. Journal of Structural Geology, **9**: p.31-40.

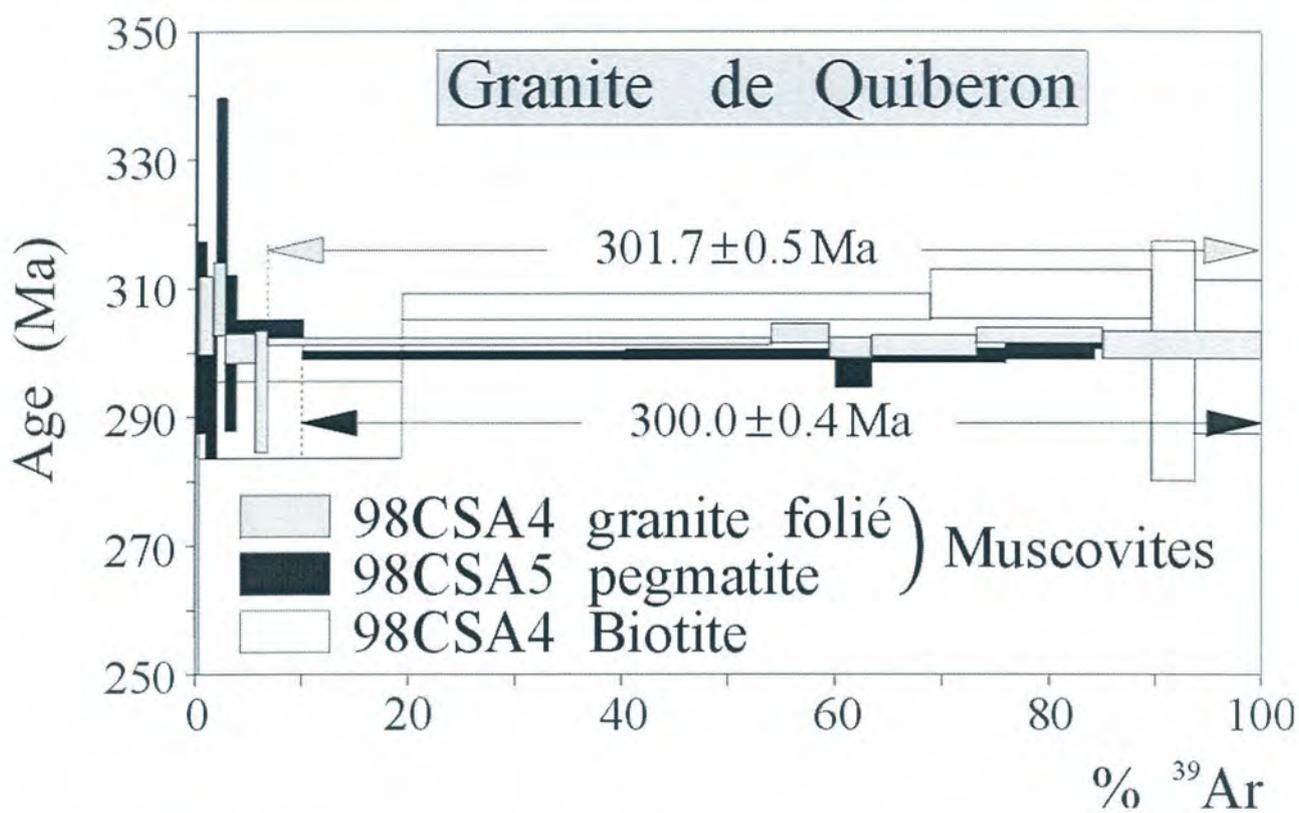
- Vidal O. et Parra T.**, (sous presse). *Thermobarometric constraints on the exhumation P-T paths of high-pressure metapelites based on chlorite-phengite local equilibria*. Geological Journal, .
- Vidal P.**, (1980). *L'évolution polyorogénique du massif armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium*. [thèse]: Mémoires de la Société Géologique et Mineralogique de Bretagne.21, 162 p.
- Vindel E., Lopez J.A., Boiron M.-C., Cathelineau M. et Prieto A.C.**, (1995). *P-V-T-X-fO₂ evolution from wolframite to sulphide depositional stages in intragranitic W-veins. An example from the Spanish Central System*. European Journal of Mineralogy, 7: p.675-688.
- Vityk M. et Bodnar R.**, (1995). *Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 121: p.309-323.
- White J.C. et White S.H.**, (1981). *On the structure of grain boundaries in tectonics*. Tectonophysics, 78: p.613-628.
- White S.H.**, (1976). *The effect of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A 283: p.69-86.
- White S.H. et Knipe R.J.**, (1978). *Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks*. Journal of the Geological Society of London, 135: p.513-516.
- Wibberley C.**, (1999). *Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening process in fault zones*. Journal of Structural Geology, 21: p.1219-1227.
- Wilson N.S.F.**, (2000). *Organic petrology, chemical composition, and reflectance of pyrobitumen from the El Soldado Cu deposit, Chile*. International Journal of Coal Geology, 43: p.53-82.
- Winchester J.A. et Floyd P.A.**, (1977). *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology, 20: p.325-343.
- Wintsch R.P., Christoffersen R. et Kronenberg A.K.**, (1995). *Fluid-rock reaction weakening of fault zones*. Journal of Geophysical Research, 100: p.13,021-13,032.
- Xiao Y., Hoefs J., van den Kerkhof A.M., Fiebig J. et Zheng Y.**, (2000). *Fluid history of UHP metamorphism in Dabie Shan, China : a fluid inclusion and oxygen isotope study on the coesite-bearing eclogite from Bixiling*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139: p.1-16.
- Yardley B.W.D.**, (1975). *On some quartz-plagioclase veins in the Connemara schists, Ireland*. Geological Magazine, 112: p.183-190.

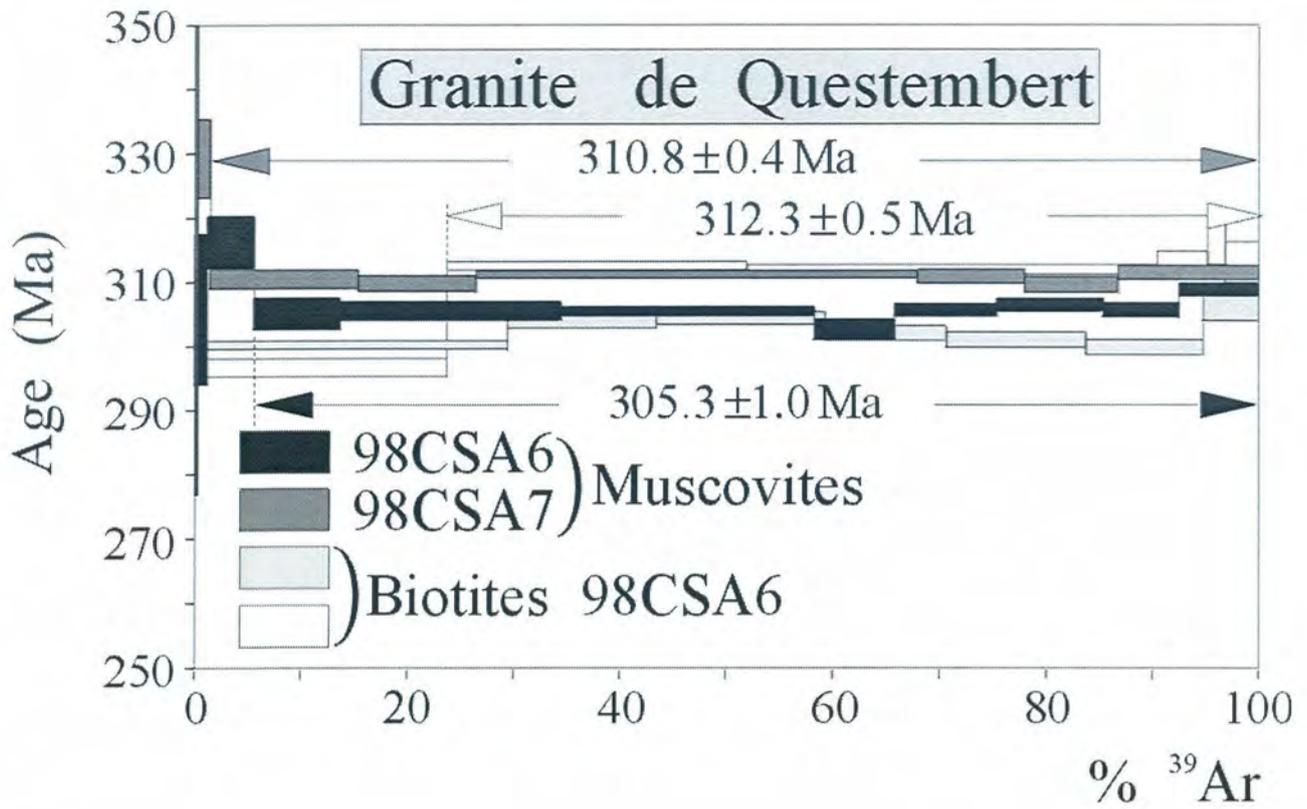
- Yardley B.W.D.**, (1986). *Fluid migration and veining in the Connemara Schists, Ireland*. in Walther, J.V., and Wood, B.J., eds., *Fluid-Rock Interactions During Metamorphism*: New York, Springer, p.109-131.
- Yardley B.W.D.**, (1989). *An Introduction to Metamorphic Petrology*: Manchester, Longman, Scientific and Technical.
- Yardley B.W.D.B., S.H.**, (1992). *Silica mobility and fluid movement during metamorphism of the Connemara schists, Ireland*. *Journal of metamorphic geology*, **10**: p.453-464.
- Yeh H.W.**, (1980). *D/H ratios and late-stage dehydration of shales during burial*. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **44**: p.341-352.
- Zhang Y.G. et Frantz J.D.**, (1987). *Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O*. *Chem. Geol.*, **64**.
- Zheng Y.-F.**, (1993). *Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals*. *Geochemica et Cosmochimica Acta.*, **57**: p.1079-1091.
- Zheng Y.-F., Fu B., Xiao Y., Li Y. et Gong B.**, (1999). *Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid-rock interactions in the stages of pre- and post-UP metamorphism in the Dabie Mountains*. *Lithos*, **46**: p.677-693.

**ANNEXES ANALYTIQUES
ET MÉTHODOLOGIQUES**

Datations ^{39}Ar - ^{40}Ar

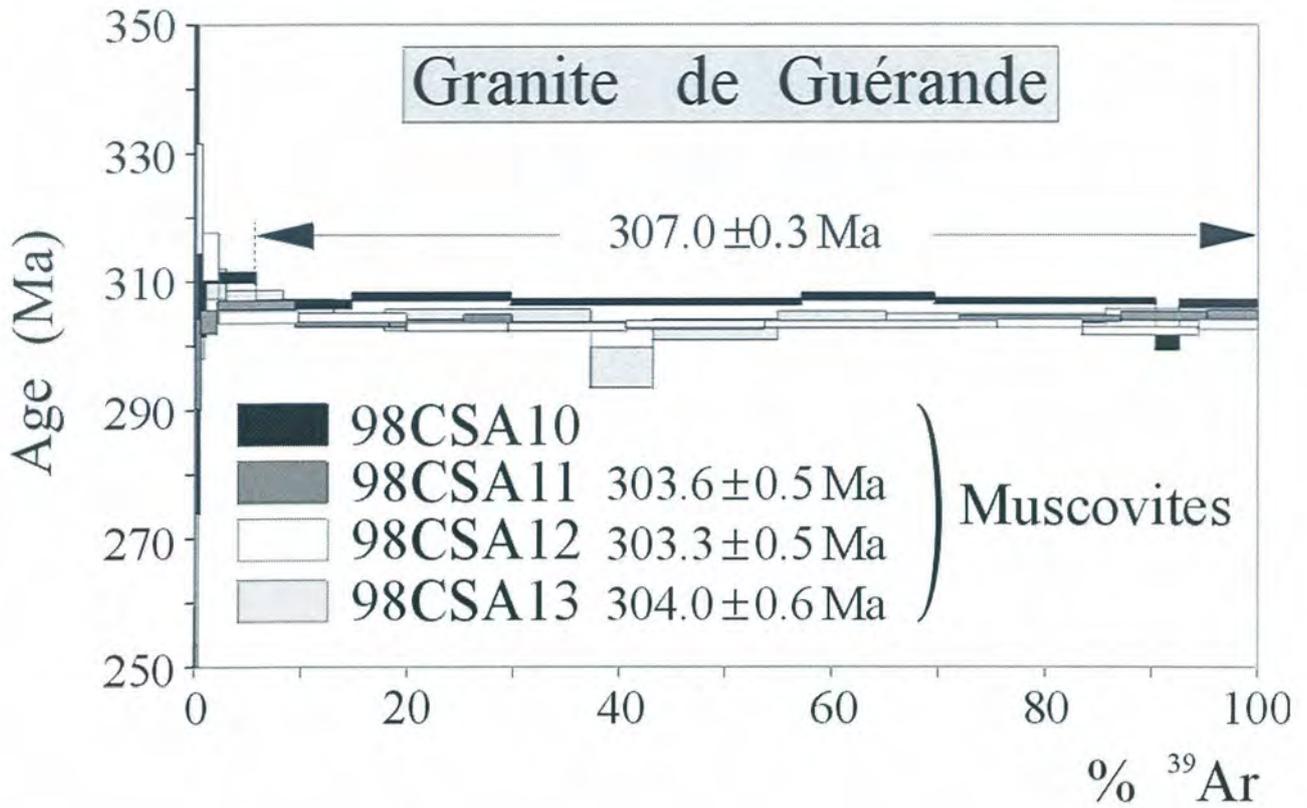




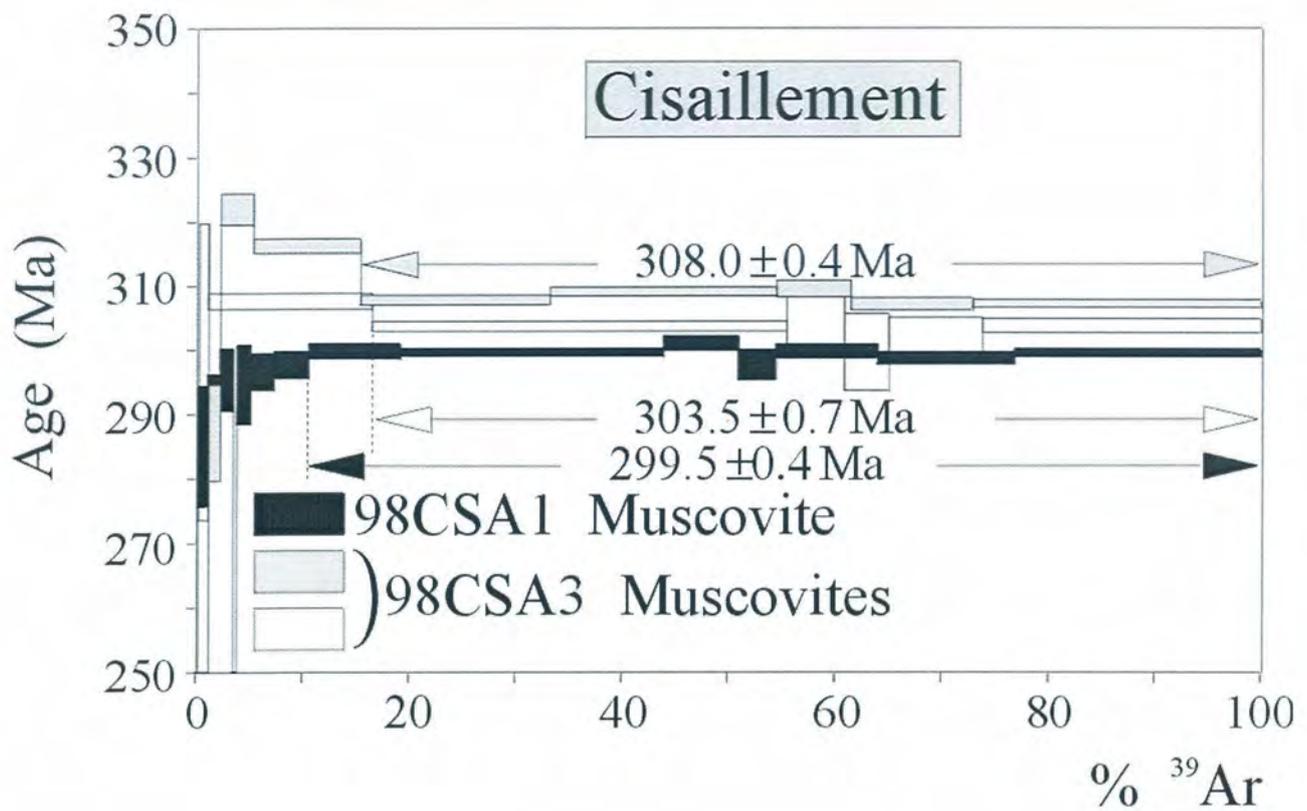


98CSA6: Granite déformé
2 générations de muscovites

98CSA7: Granite folié
pegmatite intrusive



- 98CSA10:** Granite légèrement folié
2 générations de micas
- 98CSA11:** Niveau de décollement plat
avec Qz-Ms-FK
- 98CSA12:** Filon de Qz vertical
avec Ms-FK (déformation plane visible)
- 98CSA13:** Granite mylonitisé

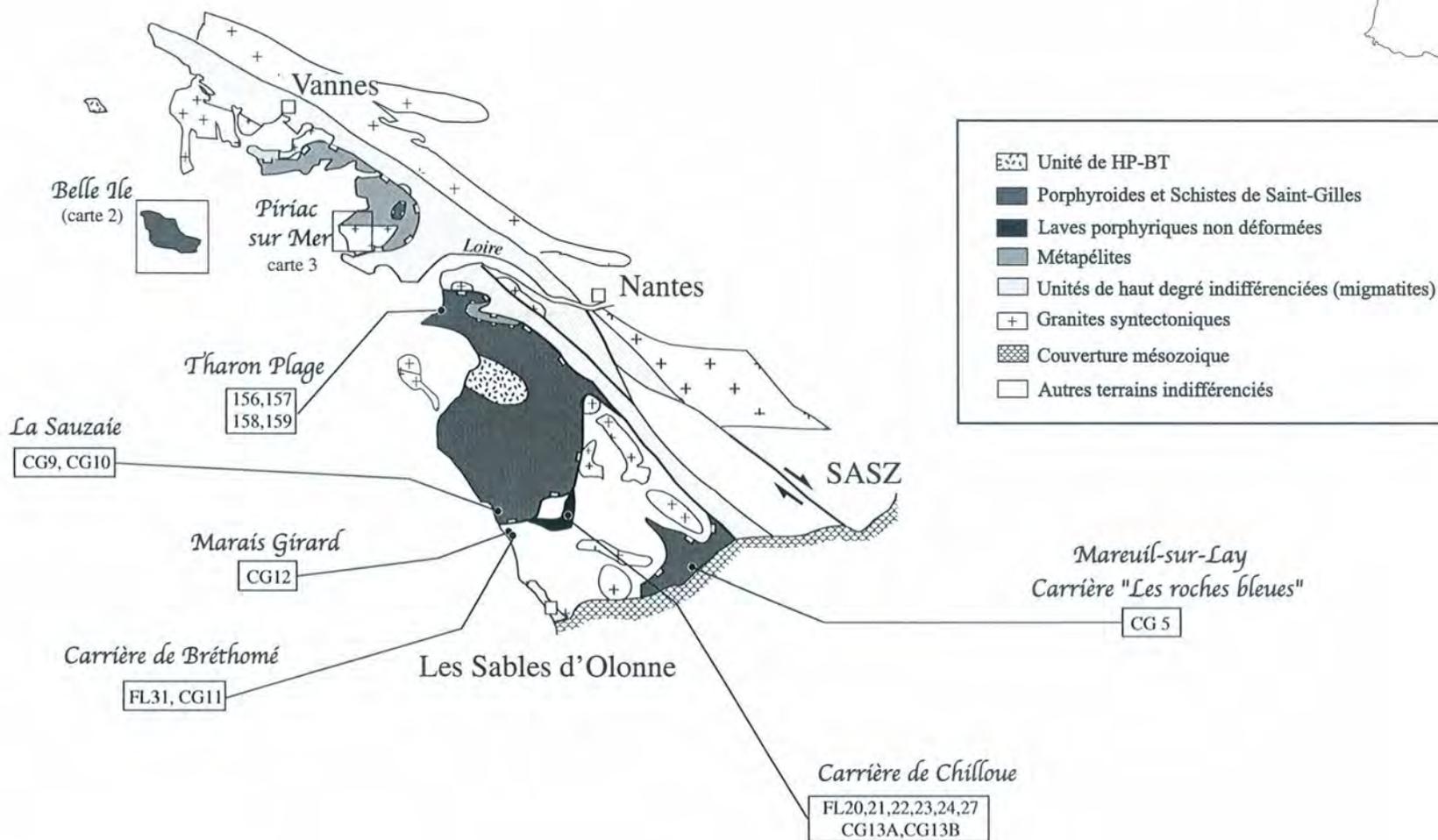


98CSA1: La Roche-Bernard
Pegmatite

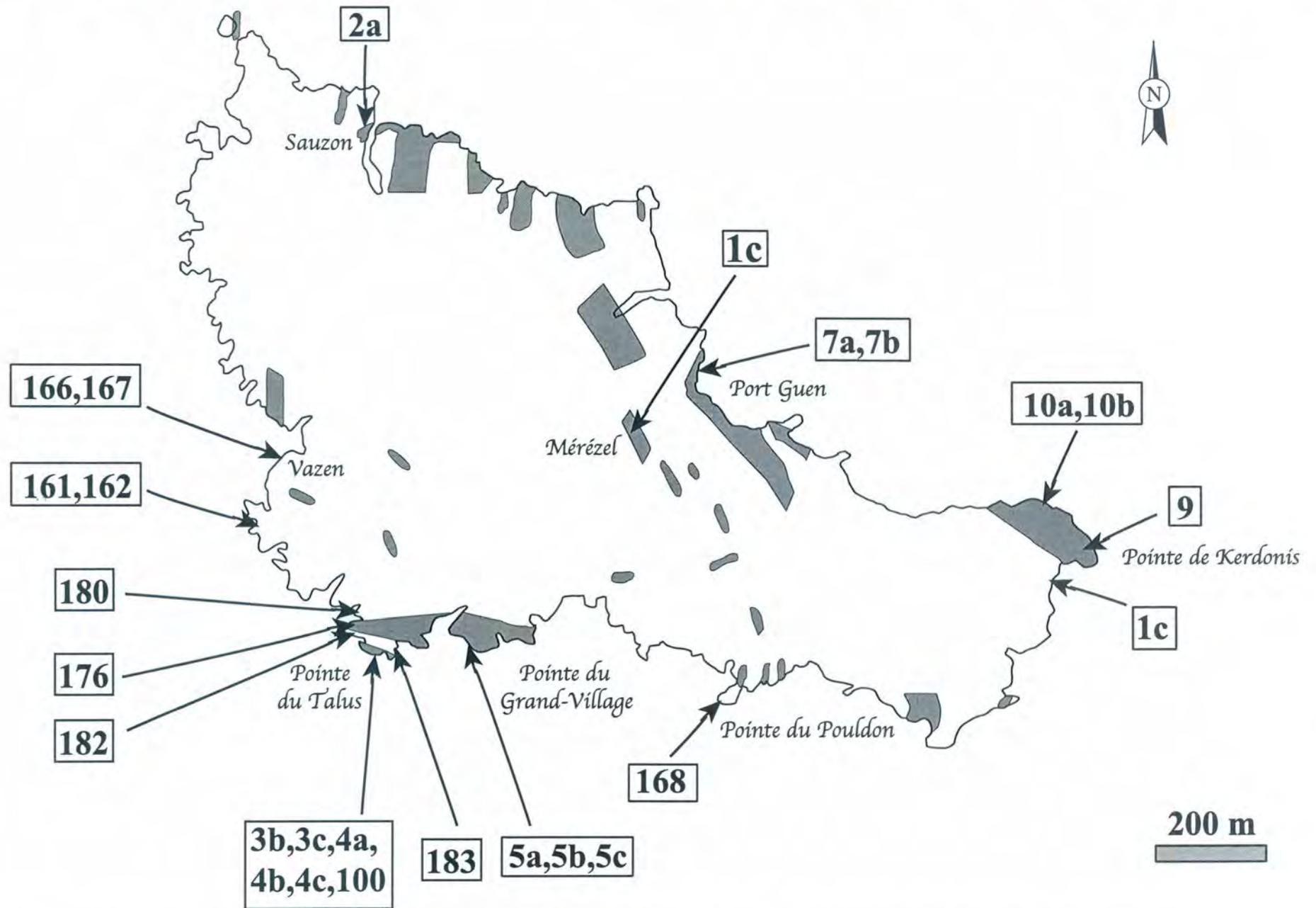
98CSA3: Carrière de Lostihuel
Ultramylonite
2 générations de micas

Cartes d'échantillonnages

Carte d'échantillonnage n°1

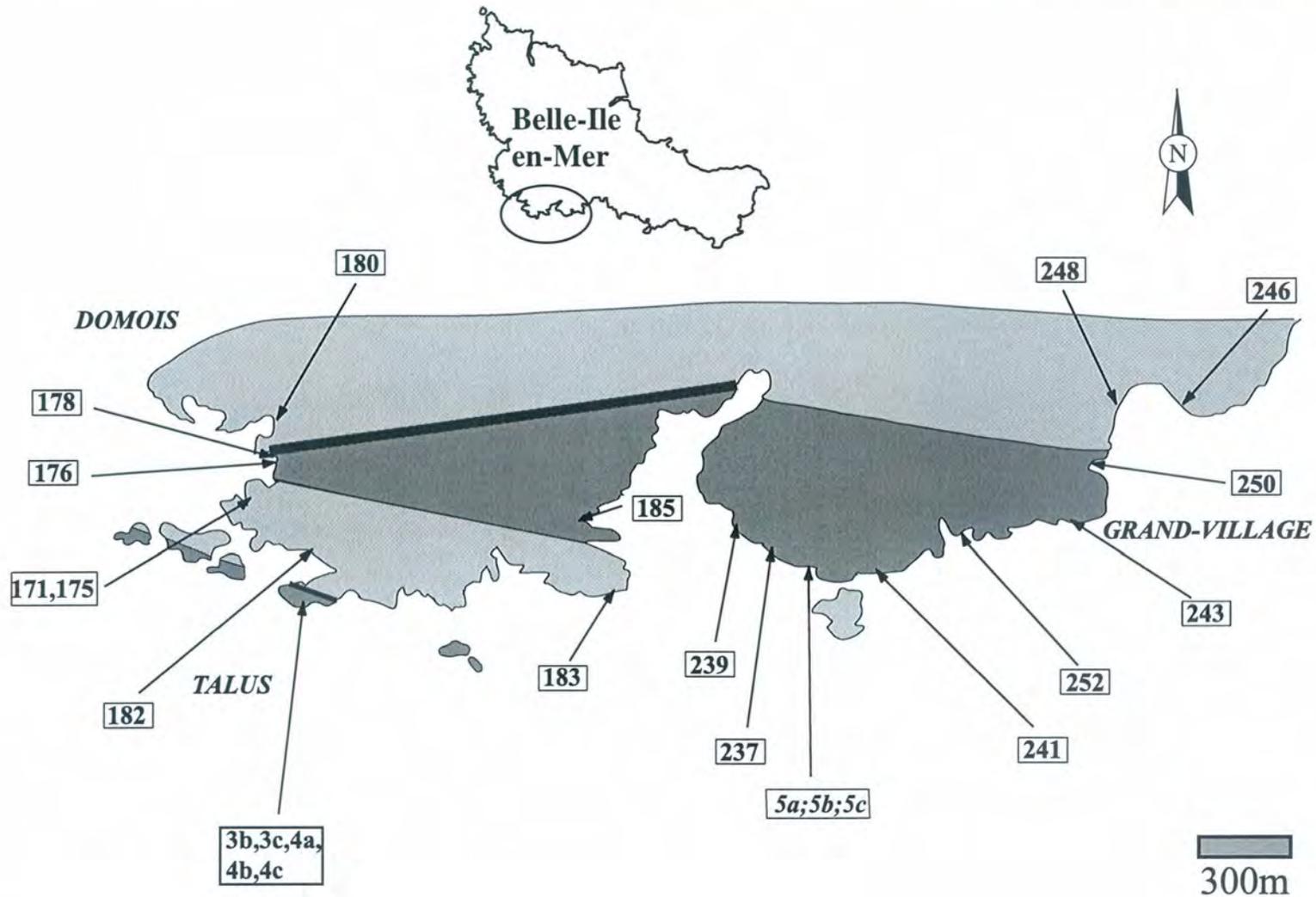


50 km

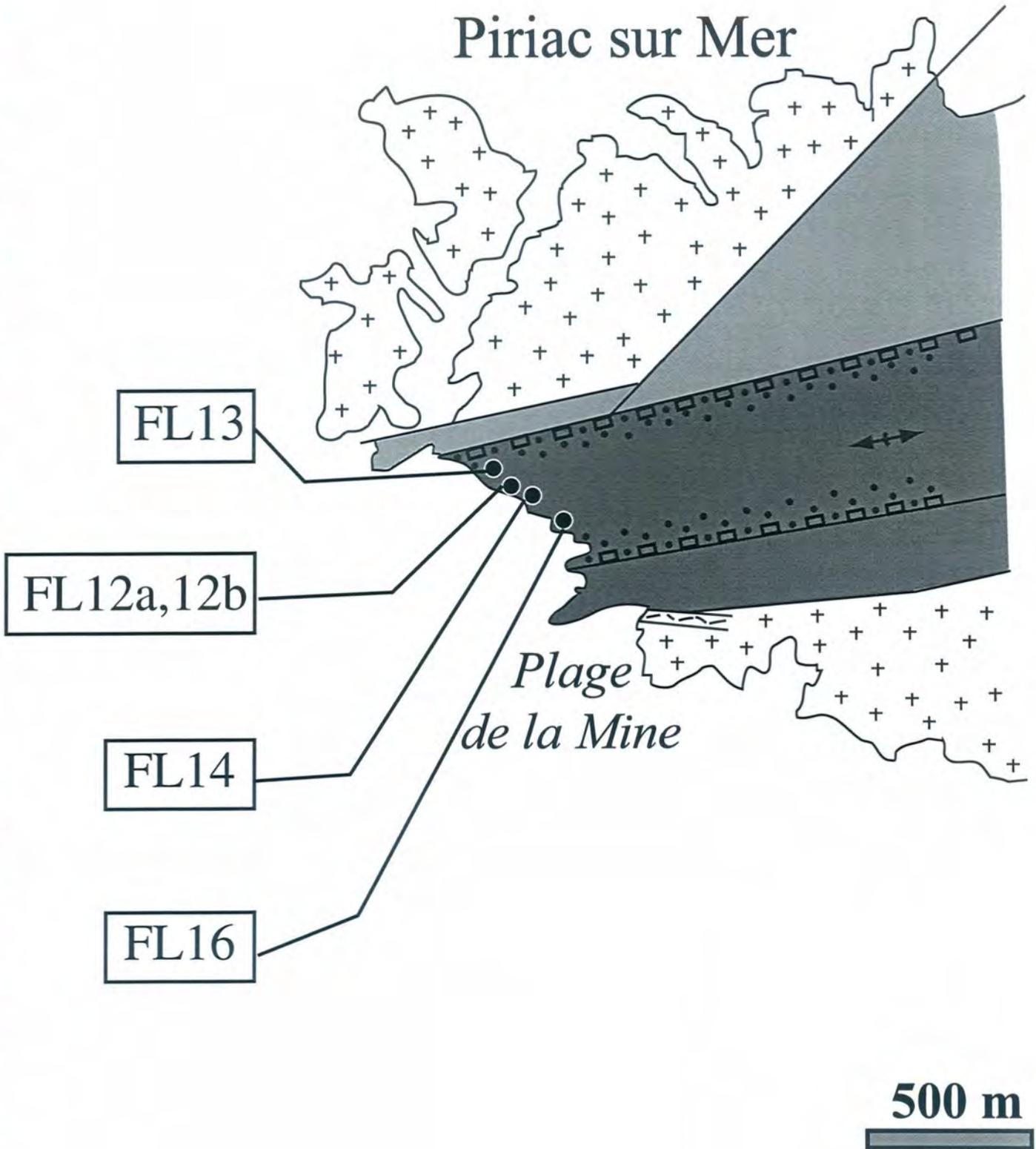


Carte d'échantillonnage des roches totales à Belle Ile en Mer. Les niveaux grisés représentent les niveaux de Porphyroïdes. (carte modifié d'après Audren et Plaine, 1996).

**Carte d'échantillonnage n°2b:
POINTE DU TALUS- BELLE-ILE EN MER**



Piriac sur Mer



Carte d'échantillonnage n°3: ZONE DE PIRIAC SUR MER

**Analyses chimiques des roches totales
(majeurs et traces) et analyses des
feldspaths**

	Ech.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	perte au feu (LOI)	Total	CO2	LOI-CO2	Sc	As
BRETAGNE																		
<i>Belle-Ile en mer</i>																		
<i>Anse de Vazen et plus au sud</i>																		
tuf fin	FL 161	64,85	0,73	16,32	6,67		0,04	2,31	0,18	2,49	3,1	0,11	3,05	99,85				5,79
résidu	FL 162	61,38	0,81	18,11	6,99		0,04	2,57	0,19	2,56	3,7	0,12	3,40	99,87				4,76
tuf fin	FL 167	61,73	0,78	18,53	6,92		0,06	2,36	0,16	1,69	4,14	0,1	3,37	99,84				13,11
résidu	FL 166	51,51	1,05	23,65	8,71		0,11	3,19	0,2	1,2	5,7	0,14	4,45	99,91				13,05
<i>Pointe de Pouldon</i>																		
niveau basique	FL 168	53,46	2,99	14,65	13,51		0,21	4,24	0,58	3,85	0,76	0,32	5,31	99,88				7,84
<i>Merezal</i>																		
porphyroïde sans veines	FL 1c	71,93	0,38	13,47	3,32		0,04	1,00	0,19	1,70	5,55	0,12	2,12	99,82	0,55	1,57	5,30	3,13
<i>Sauzon/Port Blanc</i>																		
porphyroïde à rares clastes	FL 2a	68,98	0,55	16,23	2,76		0,01	0,87	0,15	3,76	4,45	0,17	1,98	99,91	0,04	1,94	7,00	9,17
<i>Pointe du Talus</i>																		
<i>alternances porphyroïdes noirs et blancs</i>																		
cumulat noir	FL 3b	67,46	0,66	16,33	0,84		0,01	0,28	0,03	1,78	9,72	0,08	1,30	98,49	0,43	0,87	4,90	9,80
blanc	FL 3c	74,81	0,52	12,91	0,54		0,01	0,18	0,05	1,79	7,62	0,02	0,84	99,29	0,28	0,56	3,50	5,87
?	FL100	67,29	0,66	17,82	2,12		traces	1,26	0,07	3,22	4,93	0,1	2,46	99,93	0,11	2,35	13,49	138,98
<i>petite shear zone</i>																		
le moins déformé	FL 4c	73,61	0,51	13,38	1,32		0,01	0,17	0,18	1,21	8,3	0,11	0,92	99,72	0,07	0,85	4,00	14,29
transitionnel	FL 4a	73,02	0,52	13,69	1,41		0,01	0,24	0,15	1,21	8,08	0,13	1,16	99,62	0,14	1,02	5,00	15,34
ultramylonite	FL 4b	74,74	0,45	13,34	0,62		0,01	0,09	0,19	4,3	4,42	0,13	0,88	99,17	0,06	0,82	2,50	8,34
<i>Entre Domois et la Pointe du Talus</i>																		
porphyroïde non altéré	FL 176	67,19	0,7	14,47	5,82		0,03	1,52	0,37	2,83	4,62	0,15	2,15	99,85				12,75
tuf fin non altéré	FL 182	65,71	0,7	15,97	6,01		0,05	2,25	0,36	2,31	3,34	0,13	2,99	99,82				11,18
<i>Pointe de Bornor</i>																		
tuf fin non altéré	FL 183	67,2	0,69	15,29	5,32		0,05	2,04	0,61	2,20	3,32	0,12	3,00	99,84				19,28
<i>Entre Port Querel et Grand Village</i>																		
Tuf à cristaux	FL 5a	71,61	0,61	13,45	3,42		0,01	1,10	0,19	2,05	5,19	0,14	2,02	99,79	0,04	1,98	6,90	2,56
transitionnel	FL 5b	68,6	0,66	14,02	4,33		0,03	1,49	0,24	2,01	5,76	0,18	2,46	99,78	0,03	2,43	7,50	2,95
muscovitite résiduelle	FL 5c	56,69	0,912	18,71	7,28		0,06	2,42	0,32	1,13	8,12	0,26	3,52	99,42	0,14	3,38	11,00	4,60
<i>Port Guen</i>																		
Tuf grain fin	FL 7a	72,86	0,65	14,3	2,06		0,01	0,81	0,05	5,14	1,83	0,07	2,06	99,84	0,04	2,02	5,90	2,86
Tuf grain moyen	FL 7b	71,16	0,41	14,76	2,69		0,02	1,16	0,03	5,18	2,33	0,07	2,07	99,88	0,03	2,04	3,20	2,87
<i>Kerdonis</i>																		
Bombe	FL 9	79,34	0,03	10,49	1,64		0,02	1,48	0,05	5,17	0,15	0,03	1,47	99,87	0,03	1,44	0,80	1,84
Tuf à cristaux	FL 10a	73,93	0,42	12,8	3,47		0,04	0,84	0,01	0,19	5,63	0,03	2,41	99,77	0,07	2,34	3,70	2,58
cinérite	FL 10b	79,65	0,16	10,88	1,99		0,01	0,52	0,01	0,08	4,77	0,01	1,80	99,88	0,08	1,72	2,00	1,32

Ech.	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr
FL 161	440,87	2,07	0,17	0,03	79,39	13,95	85,46	8,45	27,57	4,56	2,61	1,41	23,18	5,45	5,06	0,95	40,87	0,41	0,10	14,35	35,81	38,52	11,34	9,38
FL 162	539,80	2,75	0,11	0,03	84,87	15,09	90,31	10,06	22,86	5,29	2,80	1,58	25,36	6,09	5,91	1,05	44,75	0,41	0,09	15,64	40,87	40,87	16,93	10,25
FL 167	498,84	3,43	0,37	0,07	96,62	16,77	91,70	11,42	42,47	4,88	2,74	1,59	26,50	5,88	4,24	0,99	50,67	0,37	0,25	15,47	41,39	40,30	17,69	10,89
FL 166	677,08	4,23	0,18	0,04	114,25	14,63	129,89	12,66	37,88	5,98	3,32	1,98	34,47	7,52	6,41	1,17	61,45	0,51	0,11	20,88	53,28	49,28	9,32	14,01
FL 168	268,34	1,09	0,09	0,25	64,72	33,03	37,47	3,94	16,88	6,62	3,51	2,26	23,69	7,76	6,15	1,28	30,04	0,49	1,14	25,88	34,58	10,24	11,15	8,13
FL 1c	692,78	3,03	0,28	0,34	96,63	3,64	18,85	3,58	1,28	7,46	4,23	1,20	21,44	6,78	6,92	1,51	46,39	0,66	1,04	17,06	44,48	6,19	28,77	11,89
FL 2a	712,84	3,61	0,45	0,20	118,14	1,71	18,66	2,40	2,80	9,84	4,91	1,62	24,77	9,11	10,08	1,86	58,03	0,74	0,37	22,17	54,66	4,19	11,64	14,07
FL 3b	10785,00	1,70	0,21	0,21	123,71	0,30	21,77	2,35	3,84	6,59	3,49	3,21	24,47	6,36	10,09	1,31	61,05	0,62	0,25	23,86	50,81	6,12	13,44	14,66
FL 3c	2830,34	2,21	0,16	0,21	95,88	0,14	21,19	1,97	3,00	5,82	3,04	1,28	17,96	5,39	9,00	1,12	47,16	0,54	0,67	19,11	40,79	1,30	24,17	11,14
FL100	955,70	2,18	0,23	0,33	46,48	0,86	19,10	3,60	3,86	4,32	3,44	0,63	29,48	2,88	12,73	1,10	22,44	0,64	0,79	26,12	19,40	2,94	18,56	4,95
FL 4c	1536,26	2,28	0,07	0,20	103,54	1,37	22,04	2,67	6,56	6,52	3,41	1,36	21,05	7,15	8,55	1,37	50,08	0,57	0,42	18,99	46,32	2,75	28,48	12,66
FL 4a	1723,31	2,82	0,06	0,20	110,44	0,67	22,72	3,21	8,03	7,64	3,94	1,49	21,06	7,44	8,50	1,57	55,02	0,59	0,29	20,30	49,50	2,30	26,75	13,13
FL 4b	913,77	1,47	0,18	0,21	98,25	0,56	15,92	1,64	5,65	6,79	3,53	1,38	15,20	7,47	8,04	1,42	46,82	0,59	0,26	14,58	45,10	2,67	20,63	11,73
FL 176	601,93	2,43	0,19	<L.D.	77,07	7,43	26,62	7,66	11,37	6,31	3,54	1,26	22,32	6,41	8,01	1,22	35,42	0,56	0,92	15,33	35,85	11,21	19,08	9,17
FL 182	460,23	2,37	0,11	<L.D.	71,13	12,15	77,58	7,13	19,70	4,25	2,39	1,11	22,91	4,69	5,34	0,82	35,21	0,38	<L.D.	12,94	29,97	33,72	5,01	8,03
FL 183	363,87	1,99	0,29	<L.D.	76,28	9,95	68,55	8,87	12,41	4,35	2,29	1,17	21,66	4,20	5,36	0,80	37,81	0,40	0,58	12,90	31,38	26,59	13,51	8,89
FL 5a	792,35	2,36	0,18	0,15	104,08	4,18	27,90	2,97	7,73	7,02	3,49	1,49	20,93	7,89	8,38	1,44	49,69	0,52	0,39	18,86	47,23	9,80	10,47	12,10
FL 5b	779,98	2,99	0,25	0,23	92,32	6,24	27,91	5,01	6,07	6,67	3,49	1,41	21,60	7,38	9,41	1,43	45,53	0,51	0,19	19,15	42,61	13,72	6,97	11,08
FL 5c	1104,53	4,54	0,20	0,23	105,17	11,11	40,50	5,37	10,23	9,32	4,94	1,57	32,45	8,87	13,24	2,04	51,06	0,69	0,39	26,44	51,33	17,40	15,54	12,81
FL 7a	176,82	1,87	0,02	0,12	67,53	1,73	57,47	1,02	2,16	4,01	2,16	0,95	13,76	4,20	5,14	0,82	33,34	0,30	0,66	12,88	28,47	3,62	0,96	7,79
FL 7b	266,09	1,90	0,03	0,16	90,04	2,62	21,96	1,05	1,42	4,93	2,39	1,21	15,26	6,30	4,27	0,98	45,06	0,28	0,30	9,68	39,89	5,03	0,86	11,04
FL 9	65,88	1,69	0,21	0,08	38,87	11,87	12,77	0,86	14,19	6,59	4,44	0,29	15,98	4,07	8,66	1,51	17,97	0,95	0,23	55,72	15,93	7,92	8,27	4,33
FL 10a	646,99	2,73	0,15	0,13	76,27	6,63	25,43	6,56	5,91	5,48	2,71	0,93	17,20	5,32	6,51	1,09	36,11	0,33	0,13	12,00	31,07	6,67	24,67	8,63
FL 10b	609,60	2,44	0,41	0,18	40,21	2,75	11,13	4,72	3,28	4,13	2,41	0,44	14,55	3,05	3,25	0,86	18,77	0,32	0,35	8,33	17,59	7,82	9,93	4,73

Ech.#	Rb	Sb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr	In	Ge	Tl	densité moy.	standard (g/cm ³)
FL 161	127,19	1,15	6,72	2,24	26,11	1,28	0,81	16,29	0,38	2,50	91,96	2,97	26,95	2,70	97,59	195,20	0,07	1,60		2,8057	0,0001
FL 162	152,94	1,14	7,47	2,55	29,70	1,41	0,92	18,71	0,41	3,43	98,72	2,95	29,30	2,84	107,63	219,07	0,08	1,63		2,8149	0,0002
FL 167	179,05	2,23	7,98	2,89	31,75	1,37	0,87	19,46	0,42	3,22	106,54	3,26	27,71	2,75	107,68	161,96	0,09	1,64		2,832	0,0001
FL 166	226,20	1,89	9,78	3,48	41,85	1,91	1,17	24,65	0,50	3,29	142,63	5,42	33,87	3,61	135,67	238,73	0,10	1,75		2,8875	0,0001
FL 168	32,33	3,81	7,96	1,93	100,47	2,03	1,16	5,56	0,55	2,06	291,08	2,32	35,31	3,43	151,52	245,95	0,11	1,83			
FL 1c	157,76	2,08	8,75	4,02	17,76	1,57	1,29	16,24	0,61	5,14	22,89	2,50	43,08	3,96	55,78	285,66	0,08	1,04	0,73		
FL 2a	119,77	4,36	11,27	6,38	31,24	2,00	1,55	20,26	0,75	5,90	33,20	3,03	51,24	4,75	88,54	365,04	0,08	0,85	0,87		
FL 3b	169,57	2,28	9,13	6,11	42,28	2,00	1,07	19,86	0,56	4,11	67,69	2,82	37,06	3,55	21,18	429,00	0,07	0,58	0,22		
FL 3c	150,42	2,35	7,29	4,76	26,11	1,67	0,90	14,22	0,46	3,51	33,72	3,53	31,51	3,30	17,76	344,49	0,05	0,58	0,45		
FL100	108,34	8,53	4,00	5,60	41,31	2,29	0,59	18,37	0,62	6,43	39,74	3,43	29,20	4,11	60,88	470,06	0,09	0,64			
FL 4c	179,22	3,35	9,28	4,63	42,25	1,61	1,13	15,99	0,54	3,44	28,84	3,76	40,06	3,66	42,17	343,73	0,07	0,94	0,84		
FL 4a	186,20	3,55	9,71	5,97	36,04	1,76	1,26	16,84	0,60	4,49	39,36	4,43	41,75	3,76	34,73	337,84	0,08	0,78	0,88		
FL 4b	93,70	3,12	9,06	1,96	32,13	1,42	1,15	15,54	0,57	4,88	16,66	3,14	40,52	3,73	20,21	294,80	0,04	0,67	0,30		
FL 176	134,65	1,06	7,41	4,35	36,95	1,32	1,01	12,75	0,54	4,85	52,45	1,95	37,02	3,93	91,39	324,39	0,11	1,20			
FL 182	138,08	3,42	5,30	2,57	31,25	1,19	0,68	13,01	0,38	2,63	77,19	2,70	25,25	2,44	88,64	200,09	< L.D.	1,58			
FL 183	140,00	1,69	5,46	2,99	33,94	1,13	0,72	13,28	0,35	2,96	74,86	2,44	23,41	2,51	78,72	212,54	< L.D.	1,98			
FL 5a	141,40	1,86	9,20	3,52	31,86	1,54	1,22	14,28	0,55	3,84	48,15	2,23	41,37	3,38	49,98	343,06	0,06	0,95	0,23	2,7711	0,0002
FL 5b	192,86	1,22	8,28	3,13	20,64	1,60	1,15	14,28	0,54	2,89	42,78	2,33	39,76	3,20	62,45	368,34	0,05	1,56	0,15		
FL 5c	263,11	2,25	10,02	4,88	20,11	2,22	1,46	19,49	0,83	4,91	68,55	2,94	52,29	4,99	102,17	498,09	0,08	1,49	0,62	2,8903	0,0001
FL 7a	71,47	1,33	5,55	10,86	44,54	1,16	0,70	12,11	0,33	1,76	47,92	6,43	24,43	2,16	23,24	195,76	0,09	0,62	0,13		
FL 7b	76,16	1,38	7,27	13,71	53,41	0,72	0,91	13,54	0,31	1,11	24,13	3,16	28,16	1,91	29,82	167,81	0,10	0,64	0,18		
FL 9	7,14	0,69	4,35	14,64	75,82	14,78	0,86	43,85	0,87	3,23	5,45	0,98	48,54	6,51	45,73	132,95	0,04	0,99	0,08		
FL 10a	215,67	1,81	6,35	4,40	26,36	1,17	0,93	15,39	0,44	1,82	28,84	2,43	28,94	2,52	74,07	220,86	0,06	1,11	0,54		
FL 10b	180,93	1,03	3,84	5,76	20,35	1,08	0,61	10,64	0,39	3,18	10,13	1,85	25,66	2,32	30,81	106,47	0,05	1,14	0,60		

	Ech.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	perte au feu (LOI)	Total	CO2	LOI-CO2	Sc	As	
<i>Piriac</i>																			
porphyroïde noir	FL 12A	78,33	0,13	11,66	0,45		0,01	0,19	0,08	0,84	6,96	0,05	1,01	99,71	0,24	0,77	1,70	8,81	
porphyroïde blanc	FL 12B	75,54	0,21	13,46	0,86		0,01	0,53	0,01	1,13	6,08	0,2	1,76	99,79	0,23	1,53	2,50	7,77	
grès feldspathique	FL 13	81,75	0,07	9,51	0,09		0,01	0,13	0,01	0,84	6,4	0,05	1,01	99,87	1,54	-0,53	1,00	0,92	
porphyroïde à quartz bleus	FL 14	77,75	0,14	12,39	0,85		0,01	0,28	0,01	0,37	6,85	0,01	1,29	99,95	0,02	1,27	1,30	11,55	
porphyroïde à quartz bleus	FL 16	73,42	0,3	14,82	1,00		0,01	0,5	0,01	2,44	5,75	0,05	1,58	99,88	0,02	1,56	2,40	5,65	
<i>VENDÉE</i>																			
<i>St Michel Chef Chef, plage de Tharon</i>																			
porphyroïde	FL 159	72,44	0,33	14,75	1,94		0	0,6	0,21	2,93	4,82	0,12	1,75	99,89				35,74	
résidu	FL 156	51,62	0,75	25,17	5,24		0,03	2,03	0,21	0,57	9,82	0,11	4,42	99,97				10,37	
veines	FL 157	84,64	0,04	8,82	0,33		0	0,03	0,12	3,34	2,44	0,1	0,45	100,31				6,00	
<i>Mareuil-sur-Lay, carrière "Les roches bleues"</i>																			
Rhyolite noire	CG 5	73,21	0,29	13,73	2,04		< L.D.	0,38	0,21	0,94	7,58	0,13	1,34	99,85				1,78	
<i>La Sauzaie</i>																			
Porphyroïde à grain grossier	CG 9	66,42	0,15	17,34	3,10		< L.D.	1,62	0,38	0,07	7,85	0,22	2,71	99,86				2,35	
Porphyroïde à grain fin	CG 10	68,61	0,35	16,08	2,66		< L.D.	1,61	0,2	0,15	6,9	0,14	2,74	99,44				9,22	
<i>carrière de Chilloué</i>																			
<i>"shear zone" dans rhyolites</i>																			
le moins déformé	FL 20	78,05	0,09	11,53	0,82		0,01	0,16	0,01	1,25	7,23	0,01	0,8445657	100	0,22	0,624566	2,2	3,60	
	FL 21	77,47	0,1	11,55	1,06		0,01	0,01	0,01	1,36	6,84	0,01	0,9900265	99,41	0,16	0,830027	2	4,64	
	FL 22	79,22	0,07	11,11	0,86		0,01	0,01	0,01	1,11	6,71	0,01	0,8808001	100	0,14	0,7408	2,2	5,68	
le + déformé	FL 23	78,44	0,08	11,32	1,23		0,01	0,08	0,01	1,09	6,15	0,01	0,927792	99,348	0,09	0,837792	2,5	3,16	
équivalent FL23 mais latéral	FL 24	77,67	0,08	11,65	1,13		0,01	0,02	0,01	1,46	6	0,03	1,241148	99,301	0,17	1,071148	2	3,33	
référentiel rhyolite carrière	FL 27	78,38	0,09	11,3	0,8		0,01	0,08	0,03	1,85	6,23	0,01	1,120491	99,9	1,26	-0,13951	2,2	5,36	
<i>rhyolites non déformées</i>																			
centre carrière	CG 13A	76,65	0,1	11,89	0,94		< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,68	7,23	< L.D.	1,16	99,65	0,44	0,72		118,03	
ouest carrière	CG 13B	76,35	0,12	12,52	1,08		< L.D.	0,12	< L.D.	1,63	7,21	< L.D.	1,35	100,38	0,48	0,87		14,97	
<i>carrière de Bréthomé</i>																			
rhyolite non déformée	FL 31	75,28	0,22	12,65	0,71		0,01	0,29	0,1	1,63	8	0,09	0,8860774	99,866	0,71	0,176077	4	11,73	
Microgranite rouge	CG 11	75,53	0,21	12,56	1,42		< L.D.	0,18	0,1	1,16	8,38	0,05	0,77	100,36				1,54	
<i>Marais Girard</i>																			
micaschiste	CG 12	71,01	0,21	14,26	2,91		< L.D.	2,31	0,19	0,09	5,52	0,10	3,27	99,87				5,46	

Ech.	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr
FL 12A	1584,53	1,55	0,13	0,06	43,96	0,33	3,59	2,13	12,40	5,08	3,15	0,86	12,30	4,00	2,80	1,07	19,95	0,47	0,60	8,60	18,36	1,27	235,69	4,85
FL 12B	1258,78	2,14	0,05	0,00	62,66	0,47	8,07	3,12	8,57	6,48	4,03	1,05	19,75	5,08	3,82	1,38	29,15	0,67	0,29	9,61	25,29	1,03	76,35	6,92
FL 13	1529,72	0,66	0,06	0,00	37,20	0,12	3,43	1,83	6,74	4,51	2,32	0,84	5,48	3,63	2,07	0,93	17,02	0,30	0,17	6,91	15,61	1,02	149,52	4,19
FL 14	786,62	2,01	0,14	0,02	43,95	0,36	2,97	2,30	3,93	5,86	3,73	0,82	16,56	4,34	3,00	1,28	20,49	0,50	0,32	9,13	18,26	1,17	23,77	4,92
FL 16	1077,36	2,22	0,19	0,11	28,23	0,30	9,86	2,93	2,10	3,86	2,43	0,49	21,14	2,24	5,26	0,86	14,34	0,41	0,85	12,89	10,33	1,28	23,75	2,87
FL 159	934,18	2,59	0,15	0,04	87,98	1,31	11,29	6,34	6,84	6,20	3,47	1,31	19,69	6,84	5,31	1,32	42,72	0,48	0,26	12,38	39,58	3,95	10,86	10,80
FL 156	1443,91	7,05	0,07	0,05	199,34	3,47	22,98	13,48	6,60	13,34	6,84	2,69	51,50	14,45	11,65	2,50	98,87	0,92	0,22	27,20	89,09	7,84	6,67	24,16
FL 157	885,18	0,52	0,07	-0,03	8,35	0,25	19,97	1,53	10,73	1,02	0,57	0,24	5,19	0,88	0,36	0,20	3,82	0,07	0,64	1,09	3,74	1,52	6,51	0,95
CG 5	734,62	2,49	0,46	<L.D.	57,86	1,57	22,36	12,16	5,69	6,07	3,61	0,78	19,97	4,72	4,46	1,30	28,58	0,45	0,24	11,18	23,85	<L.D.	10,21	6,65
CG 9	860,70	5,40	0,50	<L.D.	36,72	2,15	5,76	12,65	<L.D.	5,66	2,46	0,63	29,38	4,55	3,69	1,01	15,78	0,26	<L.D.	14,63	16,18	<L.D.	8,98	4,42
CG 10	1179,44	4,23	0,22	<L.D.	95,91	2,39	12,43	10,85	<L.D.	5,47	3,00	1,56	19,83	6,71	5,13	1,09	47,25	0,40	0,34	10,53	40,38	5,38	15,20	11,02
FL 20	133,37	1,66	0,17	0,08	71,80	0,24	11,77	5,12	1,68	7,48	3,96	0,12	20,01	5,74	4,41	1,54	30,47	0,61	0,45	18,35	28,04	1,40	17,50	7,70
FL 21	170,20	1,85	0,12	0,11	111,93	0,34	2,47	5,59	1,85	8,73	4,26	0,15	19,97	8,24	4,71	1,73	50,43	0,64	0,51	19,25	43,18	1,27	19,38	12,22
FL 22	250,65	1,50	0,18	0,05	109,15	0,43	26,07	4,86	1,79	9,64	4,98	0,19	20,98	8,72	4,10	1,92	46,29	0,68	0,60	19,18	45,62	1,34	18,58	12,56
FL 23	348,43	2,17	0,21	0,11	104,23	0,67	10,61	6,21	1,39	8,11	3,90	0,20	21,19	8,78	4,19	1,52	44,40	0,57	0,18	20,49	48,67	1,59	13,84	13,02
FL 24	350,30	2,02	0,22	0,05	116,86	0,59	3,39	5,62	2,17	8,85	4,33	0,19	19,96	8,41	4,16	1,66	50,27	0,61	0,38	18,60	45,04	0,94	15,47	12,85
FL 27	198,02	1,82	0,15	0,33	119,87	1,41	71,24	4,89	14,02	7,18	3,64	0,23	16,65	7,74	4,61	1,33	55,66	0,54	0,60	17,05	44,11	2,20	31,48	13,07
CG 13A	238,80	1,96	0,27	<L.D.	117,61	0,95	64,08	6,05	<L.D.	8,87	4,72	0,18	17,35	8,43	4,48	1,79	52,80	0,61	1,01	17,36	45,75	<L.D.	27,90	13,20
CG 13B	208,26	2,64	0,06	<L.D.	126,86	0,45	50,68	7,38	<L.D.	9,98	5,87	0,15	20,29	9,65	5,03	2,10	55,26	0,79	0,77	18,07	50,25	<L.D.	23,89	14,13
FL 31	589,00	2,12	0,00	0,28	80,12	10,23	45,26	3,10	2,88	6,68	3,96	0,93	20,99	6,59	5,81	1,39	37,17	0,67	1,86	16,56	34,63	10,07	24,08	9,05
CG 11	542,82	1,77	<L.D.	<L.D.	71,40	0,79	24,84	7,89	<L.D.	6,62	3,56	0,94	16,12	6,33	5,09	1,28	34,92	0,51	0,16	14,95	31,70	<L.D.	12,40	8,42
CG 12	1074,83	2,14	0,20	<L.D.	48,74	6,16	18,86	9,03	<L.D.	4,18	2,27	0,82	20,63	3,79	3,57	0,85	21,92	0,29	<L.D.	10,79	19,07	12,39	6,94	5,69

Ech.#	Rb	Sb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr	In	Ge	Tl	densité moy. standard (g/cm3)
FL 12A	172,30	0,85	4,40	4,62	49,05	1,03	0,76	10,07	0,51	4,82	3,57	3,21	33,64	3,40	13,49	92,07	0,05	0,55	4,54	
FL 12B	192,87	1,15	5,84	4,00	40,97	0,98	0,93	12,54	0,72	3,86	13,35	3,66	40,70	4,61	31,50	138,05	0,06	0,66	3,91	
FL 13	139,40	0,36	3,75	1,60	49,90	0,97	0,69	7,29	0,40	3,28	4,92	1,11	27,22	2,25	9,13	63,35	0,04	0,43	1,63	
FL 14	188,85	1,05	4,43	6,70	24,96	1,11	0,89	10,08	0,62	3,49	3,94	2,00	38,36	3,86	15,79	95,73	0,10	0,63	6,56	
FL 16	189,44	0,43	2,37	4,48	53,15	1,22	0,52	6,00	0,44	2,26	18,76	3,25	26,58	2,73	24,69	196,39	0,09	0,79	4,55	
FL 159	138,59	1,46	8,22	3,03	95,80	1,21	1,09	23,20	0,52	4,98	18,66	6,34	36,74	3,32	23,84	191,05	0,08	0,77		2,7312
FL 156	337,55	1,55	17,32	8,88	41,23	2,28	2,20	49,18	1,01	7,46	52,92	12,44	72,16	6,15	62,07	424,82	0,17	1,73		2,8837
FL 157	39,46	0,59	0,84	0,34	94,47	0,13	0,14	2,09	0,09	0,56	1,03	1,48	6,35	0,51	8,10	16,61	0,04	0,37		2,678
CG 5	216,00	2,81	5,43	5,61	75,05	1,16	0,91	15,27	0,51	2,39	16,86	4,81	36,61	3,14	33,83	163,21	< L.D.	1,87		
CG 9	234,66	3,42	4,40	15,67	37,73	2,25	0,91	12,51	0,34	3,51	6,95	4,48	31,50	2,11	55,28	98,50	0,14	2,23		
CG 10	137,75	5,21	8,15	2,97	27,43	0,98	1,02	20,74	0,42	2,17	21,12	1,23	29,74	2,82	41,42	190,46	< L.D.	1,31		
FL 20	365,82	2,24	6,33	10,62	24,90	2,82	1,15	36,25	0,64	2,91	15,39	1,71	38,51	4,40	10,58	118,88	0,05	1,05	10,42	
FL 21	344,30	2,99	9,52	10,54	37,04	2,81	1,41	39,10	0,70	2,80	7,66	2,06	44,76	4,66	14,82	127,17	0,06	1,23	10,70	
FL 22	308,87	2,98	10,47	9,70	38,36	2,53	1,56	34,98	0,80	2,53	11,95	1,61	55,32	4,99	14,07	111,60	0,05	1,09	9,87	
FL 23	279,81	2,37	10,90	10,71	31,34	2,64	1,43	40,19	0,63	2,08	10,98	1,83	40,11	3,92	17,77	108,56	0,06	1,06	10,51	
FL 24	267,61	2,66	10,12	10,03	35,61	2,55	1,50	37,66	0,67	2,28	7,45	1,69	44,41	4,31	17,63	115,49	0,06	0,98	9,93	
FL 27	279,54	3,40	9,48	7,93	84,06	2,35	1,30	40,96	0,56	8,61	8,70	1,32	35,49	3,56	14,84	121,75	0,06	0,91	8,08	
CG 13A	339,43	3,70	10,48	10,23	20,49	2,78	1,40	42,95	0,67	3,84	8,34	1,81	41,34	4,75	15,14	109,63	< L.D.	1,69		
CG 13B	355,36	3,88	11,91	9,33	27,98	2,93	1,65	46,27	0,92	4,40	10,93	2,02	51,01	5,86	14,63	118,19	< L.D.	1,49		
FL 31	227,80	1,53	7,32	8,84	49,86	1,74	1,12	15,03	0,65	33,26	21,67	6,42	42,74	4,21	25,19	195,82	0,07	0,90	9,09	
CG 11	227,89	1,77	6,78	6,80	44,01	1,68	1,05	14,21	0,59	1,67	6,25	2,77	35,60	3,52	20,06	176,84	< L.D.	1,64		
CG 12	105,53	0,59	4,35	6,11	7,89	1,21	0,72	14,00	0,34	0,99	18,20	0,25	21,85	1,84	46,84	121,37	< L.D.	1,04		
Mesures de densité réalisées avec un pycnomètre à hélium Micromeritics ACCUPY 1330. Echantillons séchés à 80°C durant 24 heures. Les résultats correspondent à la densité "réelle", le volume de référence étant le volume du solide + le volume des pores fermés à l'hélium. Incertitude réelle: 0.001																				

n°an.	ech.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Al	Fe3	Ti	Fe2	Mn	Mg	Ba	Ca	Na	K	Cations	X	Z	Ab	An	Or
1	12B	65,32	0,05	18,98	0,00	0,00	0,02	0,00	0,30	0,00	0,74	15,31	100,73	11,95	4,09	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,26	3,57	19,93	16,05	3,86	6,90	0,00	93,10
3	12B	64,11	0,05	18,45	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,02	0,76	15,22	98,76	11,96	4,05	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	3,62	19,95	16,02	3,93	7,10	0,10	92,80
4	12B	64,82	0,00	18,44	0,00	0,12	0,00	0,00	0,03	0,00	0,84	15,78	100,03	11,97	4,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	3,72	20,03	15,98	4,04	7,50	0,00	92,50
5	12B	62,34	0,00	18,71	0,00	0,13	0,09	0,00	0,23	0,00	0,64	15,46	97,60	11,84	4,18	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,24	3,75	20,07	16,02	4,03	6,00	0,00	94,00
6	12B	64,52	0,08	18,71	0,00	0,03	0,05	0,00	0,34	0,00	0,60	16,31	100,65	11,90	4,07	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,21	3,84	20,10	15,98	4,09	5,30	0,00	94,70
7	12B	64,22	0,02	18,55	0,00	0,00	0,05	0,01	0,54	0,02	0,55	15,48	99,43	11,95	4,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,20	3,68	19,98	16,02	3,93	5,20	0,10	94,80
10	12B	64,63	0,01	18,72	0,00	0,00	0,14	0,01	0,61	0,00	0,80	15,60	100,51	11,92	4,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,29	3,67	20,06	15,99	4,03	7,30	0,00	92,70
11	12B	63,71	0,00	18,79	0,00	0,00	0,04	0,00	0,32	0,00	0,79	15,38	99,02	11,90	4,13	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,29	3,66	20,03	16,03	3,98	7,20	0,00	92,80
12	12B	64,20	0,03	18,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,74	15,43	99,10	11,95	4,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,27	3,66	19,98	16,03	3,94	6,80	0,00	93,20
13	12B	64,95	0,00	18,63	0,00	0,00	0,00	0,01	0,23	0,00	0,72	15,36	99,91	11,98	4,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,26	3,62	19,94	16,03	3,89	6,70	0,00	93,30
14	12B	63,64	0,00	18,66	0,00	0,22	0,00	0,01	0,65	0,00	0,91	14,92	99,00	11,90	4,11	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,33	3,56	20,03	16,01	3,97	8,50	0,00	91,50
17	12B	64,29	0,00	18,48	0,00	0,09	0,00	0,00	0,18	0,00	0,64	15,14	98,82	11,98	4,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,23	3,60	19,91	16,04	3,86	6,00	0,00	94,00
18	12B	64,25	0,03	18,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,79	15,41	99,26	11,95	4,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,29	3,66	19,99	16,02	3,96	7,30	0,00	92,70
19	12B	64,51	0,02	18,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,88	0,00	0,88	15,56	100,42	11,93	4,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,31	3,67	20,09	15,98	4,05	7,90	0,00	92,10
20	12B	65,55	0,00	18,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	1,63	14,19	100,40	11,98	4,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,58	3,31	19,95	16,03	3,90	14,90	0,00	85,10
21	12B	64,94	0,00	18,33	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,71	15,59	99,62	12,01	3,99	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,25	3,68	19,95	16,01	3,95	6,40	0,00	93,60
22	12B	64,19	0,09	18,42	0,00	0,06	0,00	0,00	0,56	0,00	0,77	15,70	99,78	11,94	4,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,28	3,72	20,07	15,98	4,05	7,00	0,00	93,00
23	12B	63,68	0,03	18,34	0,00	0,13	0,00	0,00	0,84	0,00	0,78	15,16	98,96	11,94	4,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,28	3,63	20,05	15,99	3,99	7,30	0,00	92,70
24	12B	62,61	0,03	18,80	0,00	0,13	0,01	0,02	0,03	0,00	0,61	15,59	97,81	11,84	4,19	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,22	3,76	20,05	16,03	4,01	5,60	0,00	94,40
25	12B	64,66	0,00	18,19	0,00	0,10	0,00	0,02	0,75	0,00	0,68	15,30	99,70	12,01	3,98	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05	0,00	0,25	3,63	19,99	15,99	3,95	6,40	0,00	93,60
27	12B	63,86	0,00	18,51	0,00	0,00	0,09	0,01	0,45	0,00	0,76	15,41	99,09	11,93	4,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,27	3,67	20,03	16,00	4,00	6,90	0,00	93,10
28	12B	64,64	0,00	18,43	0,00	0,00	0,04	0,02	0,45	0,00	0,60	15,98	100,16	11,96	4,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,22	3,77	20,05	15,98	4,03	5,40	0,00	94,60
30	12B	64,86	0,73	18,43	0,00	0,00	0,01	0,00	0,45	0,00	0,77	15,32	100,57	11,92	3,99	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,27	3,59	19,94	16,01	3,90	7,10	0,00	92,90
31	12B	61,81	0,00	18,47	0,00	0,13	0,08	0,00	0,40	0,00	0,68	15,64	97,22	11,83	4,16	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,25	3,82	20,15	15,99	4,14	6,20	0,00	93,80
38	31	63,23	0,01	18,06	0,00	0,20	0,00	0,01	0,25	0,03	0,34	15,89	98,03	11,96	4,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,13	3,84	20,02	15,98	4,02	3,20	0,20	96,70
39	31	61,84	0,01	18,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,41	0,11	0,46	15,84	96,74	11,89	4,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,17	3,88	20,12	15,98	4,11	4,20	0,60	95,20
40	31	62,03	0,00	18,90	0,00	0,03	0,02	0,04	0,40	0,06	0,38	16,09	97,94	11,79	4,23	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,14	3,90	20,14	16,01	4,10	3,40	0,30	96,30
41	31	63,24	0,06	18,57	0,00	0,00	0,00	0,01	0,18	0,00	0,29	16,10	98,45	11,90	4,12	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,11	3,87	20,03	16,03	3,99	2,70	0,00	97,30
42	31	63,55	0,01	18,29	0,00	0,05	0,00	0,00	0,19	0,00	0,35	15,89	98,33	11,96	4,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,13	3,81	19,99	16,01	3,96	3,20	0,00	96,80
43	31	63,63	0,00	18,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,28	16,00	97,99	12,00	4,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	3,85	19,97	16,01	3,95	2,60	0,00	97,40
44	31	64,26	0,03	18,46	0,00	0,08	0,00	0,01	0,37	0,02	0,73	15,05	99,02	11,97	4,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,26	3,58	19,94	16,03	3,89	6,90	0,10	93,00

analyses des clastes de feldspaths dans les Porphyroïdes

**Descriptions pétrographiques, normes et
Méthodes analytiques utilisées pour les
roches totales analysées.**

Ech.	carte Ech.	descriptions lames minces	normes	méthodes analytiques				
				majeurs traces	$\delta^{18}O$	δD	$^{39}Ar-^{40}Ar$	
BELLE ILE EN MER <u>Merezet</u> porphyroïde sans veines	FL1c	2a	Nombreux clastes (qq mm) de qtz et Kfs tronçonnés. Certains Kfs montrent une albitisation (mâcles en échiquier). Microcline limpide dans zones abritées des clastes. Matrice constituée d'alternances régulières de lits quartzofeldspathiques et phengitiques. Calcite disséminée dans les clastes. Veines tardives à qtz, chl, calc, recoupant la foliation. Quelques zircons.	39.0 Qz; 28.7 Phg, 14,0 Kfs; 0.9An;15.9Ab 0.6 Ilm;0.7 Grph;0.2 Mn	*			
<u>Sauzon/Port Blanc</u> porphyroïde à rares clastes	FL2a	2a	Quelques rares phénocristaux de qtz et feldspath fracturés. Matrice claire constituée d'alternances régulières de lits quartzofeldspathiques et phengitiques. Qtz et feldspaths en mosaïque dans les zones abritées des clastes.	28.2 Qz; 25.6 Phg, 9,7 Kfs; 0.8An;34.6Ab 0.8 Ilm;0.1 Grph;0.3 Mn	*			*
<u>Pointe du Talus</u> porphyroïde noir	FL3b	2b	Nombreux clastes de qtz (qq mm) et Kfs (adulaire) cmq tronçonnés pigmentés par de très fines inclusions de graphitoïde. Albitisation de certains feldspaths. Néogènesede fibres quartzofeldspathiques dans les zones abritées des clastes. Matrice noire avec films de graphite soulignant la foliation. Matrice fine constituée d'alternance de lits recristallisés de Qtz-Felds et Phg. Quelques zircons souvent en inclusions dans les clastes.	18.9 Qz; 9.7 Phg, 53,5 Kfs; 0.1An;16.5Ab 0.5 Ilm;0.6 Grph	*	*		
porphyroïde blanc	FL3c	2b	description identique à FL 3b, excepté matrice fine claire. Moins de graphite. proportion de phengite plus importante.	33.3 Qz; 8.4 Phg, 42,8 Kfs; 0.3 An;42.8Ab 0.3 Ilm;0.1 Grph;0.2 Mn	*	*		
porphyroïde altéré	FL100	2b	à l'affleurement niveau décamétrique de couleur jaune (sulfures). Phénocristauxde quartz et de feldspaths albitisés. Matrice constituée de lits Qtz-Feldspath et de lits micacés, essentiellement préservés en microlithons. Beaucoup d'oxydes.		*			
<u>Entre Domois et la Pointe du Talus</u> tuf à cristaux non altéré	FL176	2b	roche très schistosee à grain fin, avec anciens clastes de quartz rhyolitique. Quelques feldspaths albitiques, peu de Kfs. Calcite abondante surtout dans les zones abritées des quartz. Présence de stipnomélanedans les clastes de quartz et dans les niveaux à calcite. Apatites, oxydes.		*	*		
tuf fin non altéré	FL182	2b	Alternance de lits d'épaisseur millimétriques essentiellement constitués de quartz-(albite) et de phg-chl. Les phengites et chlorites sont orientées parallèlement aux plans de dissolution ou conservées en microlithons entre deux plans de schistosité. Quasi absence de phénocristaux. Quelques rares blastes de carbonates. Oxydes.		*	*		
<u>Pointe de Bormor</u> tuf fin non altéré	FL183	2b	description identique à l'échantillon FL182.	34.4 Qz; 30.1 Phg, 11,7Chl; 20,8Ab 1.0 Ilm;0.3 Ap; 0,94 Cal	*	*		
<u>Entre Port Querel et Grand Village</u> Tuf à cristaux	FL5a	2b	Phénocristaux de Kfs graphiteux et de qtz. Matrice fine constituée d'alternance de lits qtz-felds et de lits phengitiques plus denses autour des clastes. La phengite est souvent préservée en microlithons soulignant une schisto antérieure à la schisto observée.Oxychl. Nombreux oxydes moins de phénocristaux que dans l'échantillon FL5a. Proportion en phengite plus importante.	38.2 Qz;30.6 Phg, 9,9 Kfs; 1.0 An;19.2Ab 0.9 Ilm;0.1 Grph;0.2 Mn	*	*		
transitionnel	FL5b	2b	la phengite est toujours essentiellement préservée en microlithons. Lits de quartz-Felds recristallisés. Nombreux oxydes.	33.4 Qz;39.7 Phg, 5,5 Kfs; 1.3 An;18.9Ab 1.0 Ilm;0,3 Mn	*	*		
phengitite résiduelle	FL5c	2b	phengitite résiduelle de l'échantillon FL5a.Échantillon essentiellement constituée de phengites parallèles à la foliation ou préservées en microlithons. phénocristaux très rares.	18.0 Qz;66.4 Phg, 1,3 Kfs; 1.7 An;10.7Ab 1.3 Ilm;0.2 Grph;0.4 Mn	*			*
<u>Port Guen</u> Tuf grain fin	FL7a	2a	Quelques rares phénocristaux de quartz et d'albite. Alternance très fine et régulière de lits mmq quatzo-albitiques et phengitiques. Pas de feldspath K observé. Nombreux oxydes observés. petites veines tardives recoupant la foliation essentiellement quartzeuses	34.0 Qz;17.4 Phg, 0.2 An;47.2Ab 0,9 Ilm;0.1 Grph;0.1 Mn	*			

Tuf à cristaux	FL7b	2a	Nombreux phénocristaux de quartz et essentiellement d'albite (mâclés) fracturés. Matrice constituée d'alternance de lits qtz-felds et phengites. films d'oxydes séparant les micas. niveaux chloriteux.	30.3 Qz;21.4 Phg, 0.2 An;47.4Ab traces Chl 0,6 Ilm;0,1 Grph;0,1 Mn	*			
<u>Kerdonis</u> Bombe	FL9	2a	Roche peu déformée. Quelques clastes de quartz et de feldspaths albitisés rarement cassés. La matrice quartzo-feldspathique est finement recrystallisée. Phengites et chlorites soulignent une légère schistosité. Présence de carbonates La chimie des éléments traces immobiles indique une rhyolite peralcaline.	47.5 Qz; 1.2 Phg, 3.5 Chl 0.1 Calc;47,5Ab access 0.1	*			
Tuf à cristaux	FL10a	2a	Phénocristaux de Kfs graphiteux et de qtz. Matrice fine constituée d'alternance de lits qtz-felds et de lits phengitiques plus denses autour des clastes. Nombreux oxydes.	50.8 Qz; 28.4 Phg, 18,2 Kfs; 0.1 An;1.8Ab 0.7 Ilm;0,1 Grph	*			
cinérite	FL10b	2a	Absence de phénocristaux. Quelques rares lentilles plates de quartz et de feldspath K. matrice extrêmement fine constituée de lits de phengite alternant avec des lits quartzeux et feldspathiques (?)	60.1 Qz; 19.4 Phg, 19,3 Kfs; 0.1An;0.7Ab 0.2 Ilm;0,1 Grph	*			
<u>Anse de Vazen et plus au sud</u> tuf fin	FL161	2a	Quasi absence de phénocristaux. Alternance de lits d'épaisseur millimétriques essentiellement constitués de quartz-(albite) et de phg-chl. La chlorite est vert clair en LN et bleu nuit en LP. Les phengites et chlorites sont orientées parallèlement aux plans de dissolution ou conservées en microlithons entre deux plans de schistosité. Dans ce dernier cas, les chlorites et phengites montrent des plans de clivage perpendiculaires à la foliation.		*			
résidu	FL162	2a	Phengite résiduelle de l'échantillon FL161.Proportions relatives de phengites et chlorites plus importantes que dans l'échantillon FL161.		*			
tuf fin	FL167	2a	description identique à l'échantillon FL 161.	28.2 Qz; 40.9 Phg, 13,6Chl; 16,2Ab 1.1 access.	*			
résidu	FL166	2a	description identique à l'échantillon FL 162.	12.6 Qz; 56.7 Phg, 18,5 Chl; 11,5Ab 0.7 access.	*			
<u>Pointe de Pouldon</u> niveau basique	FL168	2a	Roche à matrice fine composée d'une alternance de lits quartzo-feldspathiques et micacés (oxychlorites+chlorite). Quelques rares clastes d'albites mâclées et de quartz.		*			
PIRIAC SUR MER porphyroïde noir	FL12a	3	Roche très foliée. Phénocristaux de feldspath K graphiteux (adulaire et microcline), d'albite mâclée et de quartz à extinction onduleuse et présentant localement des golfes de corrosion. Recrystallisation Qtz-Felds dans les zones abritées. Matrice fine quartzofeldspathique recrystallisée. Films graphite soulignent la foliation. Développement de petites veines quartzofeldspathiques parallèles à la foliation.	44.9 Qz;7.3 Phg, 38,9 Kfs; 0,4 An;7.8Ab 0.2 Ilm;0,3 Grph;0,1 Mn	*	*		
porphyroïde blanc	FL12b	3	même description que pour l'échantillon FL 12a. La matrice est plus claire, moins graphiteuse beaucoup moins fine et la proportion relative de phengite est beaucoup plus importante.	44.1 Qz;17.6 Phg, 26,8 Kfs; 0,1 An;10.6Ab 0.3 Ilm;0,3 Grph;0,3 Mn	*	*		
grès feldspathique	FL13	3	Roche très foliée. Quelques clastes de feldspath K et albite Alternance de lits quartzo-feldspathiques, plus ou moins fins; quasi-absence de micas. films de graphite soulignent la structure de la roche.	49.7 Qz;4.1 Phg, 36,2 Kfs; 0,1 An;7.7Ab 0.2 Ilm	*			
porphyroïde à quartz bleus	FL14	3	Phénocristaux de feldspaths (microcline+adulaire)fracturés avec quartz recrystallisé entre les fragments et dans les zones abritées. Yeux de quartz limpide à extinction onduleuse (couleur bleutée en macro) avec zones abritées- Néogénèse de fibres quartzo-feldspathiques. mésostase constituée d'alternances de lits phengitiques et de lits quartzo-feldspathiques.	47.9 Qz;11.6 Phg, 36,7 Kfs; 0,1 An;3.5Ab 0.2 Ilm;0.05 Grph;0,1 Mn	*	*		
porphyroïde à quartz bleus	FL16	3	description identique à celle de l'échantillon FL 14	35.5 Qz;16.3 Phg, 25,0 Kfs; 0,1 An;3.5Ab	*			*

VENDÉE						0.4 Ilm;0.05 Grph;0,1 Mn				
St Michel Chef-Tharon plage porphyroïde	FL159	1	Roche fortement foliée. Phénocristaux de feldsp K, de quartz corrodés et plagioclases (Albite). Feldspaths sont partiellement albitisés. Minces lits discontinus riches en phengite avec une mésostase quartzo-feldspathique finement recristallisée.	32.6 Qz; 31.6 Phg, 8,1 Kfs; 27,4 Ab 0.3 access.	*	*				
résidu	FL156=FL158	1	Phengitite résiduelle de l'échantillon FL159. Proportion relative de phengites plus importante que dans l'échantillon FL159. essentiellement constituée de corps lenticulaires de phengites et quelques micro-veines Qz-Feldspaths. Quelques très rares phncx feldspaths.	3.5 Qz; 90.0 Phg 0,2 Kfs; 5,7 Ab 0.6 access.	*				*	
veines	FL157	1	veines Qz-Feldspaths (potassique et albite)	52.8 Qz; 4.5 Phg 11,7 Kfs; 30,8 Ab 0.2 access.	*					
Mareuil-sur-Lay carrière "Les roches bleues" Rhyolite noire	CG 5	1	Rhyolites noires fortement schistosées. Clastes de quartz arrondis, avec golfes de corrosion, cassés/étirés. Les clastes de feldspath sont des adulaires parfois automorphes avec un habitus de la sanidine, graphiteux et parfois albitisés. Ils sont cassés/ étirés, et cicatrisés avec des petits des petits cristaux de quartz. Anciennes biotites formées de micas blancs et avec bcp de minéraux opaques. quelques rares grenats.		*					
La Sauzaie Porphyroïde à grain grossier	CG 9	1	Roche très déformée. Clastes de taille plus importante (5mm-cm) d'adulaire et de qtz cassés La mésostase est constituée d'alternances de lits de petits quartz, le tout drappé dans d'énormes phengites.		*					
Porphyroïde à grain fin	CG 10	1	Porphyroïde classique: clastes de quartz et d'adulaire. Microcline dans zones abritées de l'adulaire. Certains feldspaths albitisés. Matrice constituée d'alternances de lits quartzo-feldspathiques-opaques et zircons.		*					
carrière de Chilloué "shear zone" dans rhyolites le moins déformé	FL 20	1	Roche peu déformée de couleur noire. Phénocristaux de quartz arrondis à extinction onduleuse présentant des golfes de corrosion et parfois des stylolites entre deux grains traduisant un processus de dissolution. Les phénocristaux de feldspaths potassiques noirs (adulaire) sont riches en inclusions de graphitoïdes et fracturés. Quelques fibres Qtz-Feds en zones abritées. Les feldspaths sont parfois mâclés Carsbald. Certains feldspaths sont partiellement ou totalement albitisés. Phénocristaux de biotite à pléochroïsme jaune, généralement déferisées + oxydes de fer. La mésostase est quartzofeldspathique, finement recristallisée et graphiteuse. Des films de graphite soulignent la structure. Plus denses au contact des phénocristaux.	41.2 Qz;5.8 Phg, 40,1 Kfs; 0,1 An;11,6Ab 0.1 Ilm;0.3 Grph	*	*				
prélevé 60 cm sous FL 20	FL 21	1	échantillon un peu plus déformé. Certains quartz sont cassés. Très rares petits cristaux de plagioclase. Phénocristaux biotite déferisées avec oxydes.	41.9 Qz;3.1 Phg, 41,9 Kfs; 0,1 An;12,7Ab 0.2 Ilm;0.2 Grph	*					
prélevé 30 cm sous FL 21	FL 22	1	Les feldspaths noirs sont tronçonnés et développement plus important de fibres quartzo-feldspathiques dans les zones abritées des clastes. Veines commencent à se former. Quelques quartz en écharde.	45.3 Qz;3.1 Phg, 41,0 Kfs; 0,1 An;10,3Ab 0.2 Ilm;0.2 Grph	*					
le + déformé	FL 23	1	Plus de veines quartzo-feldspathiques parallèles à la foliation. Augmentation de la proportion de phengite.	47.1 Qz;5.8 Phg, 36,5 Kfs; 0,1 An;10,3Ab 0.1 Ilm;0.1 Grph	*	*				
équivalent latéral FL23	FL 24	1	échantillon le plus déformé. Proportion de phengite la plus importante. nombreuses veines parallèles à la foliation.	44.8 Qz;4.3 Phg, 36,7 Kfs; 0,1 An;13,7Ab 0.1 Ilm;0.2 Grph;0.1 Mn	*					
référentiel rhyolite carrière	FL 27	1	rhyolite noire .mêmes observations que pour l'échantillon FL20.	41.3 Qz;3.8 Phg, 36,0 Kfs; 0,2 An;17,0Ab 0.1 Ilm;1.6 Grph	*	*				
rhyolites non déformées centre carrière			Phénocristaux de quartz arrondis présentant des golfes de corrosion et feldspaths potassiques graphiteux. Dans golfes de corrosion, sphérolites fibroradiés de feldspath + graphite. Quelques très rares petits plagioclases Certains feldspaths sont partiellement ou							

	CG13a	1	totallement albitisés. La roche est très peu déformée. Quelques feldspaths sont fracturés et les fragments sont reliés entre eux par des fibres de quartz parallèles à la légère orientation préférentielle observée dans la mésostase. La mésostase quartzo-feldspathique et graphiteuse est fortement recristallisée. Des films de graphite soulignent la structure et sont souvent plus denses au contact des phénocristaux. Séricite - zircons.		*			
ouest carrière	CG13b	1	ressemble beaucoup à CG 13A. La matrice est plus claire, plus recristallisée.		*			
<u>carrière de Bréthomé</u> rhyolite non déformée	FL31	1	description similaire à l'échantillon CG13A	33%Qz; qq % micas blancs 42,5 Kfs; 0,5 An; 14,9 Ab 0.3 Ilm; 0.9 Grph; 0.1 Mn	*	*		
Microgranite rouge	CG11	1	Roche non déformée. Phénocristaux de quartz et feldspaths arrondis et biotites vertes déferrisées. Les feldspaths sont hétérogènes avec des zones de composition différentes limitées par des cassures. certains feldspaths albitisés. Pâte à grain très fin constituée de qtz, micas blancs et felds? - opaques, calcites, zircons.		*			
<u>Marais Girard</u> micaschiste	CG12	1	Roche très déformée. Beaucoup de phénocristaux de quartz arrondis, parfois fracturés - pas de feldspaths observés. Matrice essentiellement composée de micas blancs très fins. Nombreux opaques.		*			

**Méthodologie de l'étude des
Inclusions fluides**

1) Introduction :

Les inclusions fluides (IF) sont des microcavités intracrystallines contenant le ou les fluides ayant circulé au cours de l'histoire de la roche. Leur taille est généralement comprise entre 2 et 20 μm et peut atteindre plusieurs dizaines voire exceptionnellement plusieurs centaines de microns. Leur étude fournira des données de deux ordres :

-La composition des paléofluides.

-La densité du fluide piégé, qui si elle n'a pas varié depuis la fermeture de l'IF nous fournit les conditions de pression-température auxquelles les fluides ont été soumis au moment de leur piégeage

L'utilisation des IF pose néanmoins un certain nombre de conditions :

Que l'on s'intéresse au chimisme du paléofluide ou à sa densité, l'interprétation des données passe nécessairement par leur couplage avec les autres données géologiques, minéralogiques surtout. Ceci implique que l'on sache situer la formation des IF étudiées dans l'histoire de la roche. Il faut donc pouvoir caler le cristal hôte de l'inclusion par rapport à son environnement géologique et caler les différentes générations d'inclusions par rapport à l'histoire du cristal.

On admet souvent implicitement que le fluide observé aujourd'hui a conservé les caractéristiques du fluide initialement piégé. Du point de vue chimisme, il n'existe apparemment pas de modifications significatives après son piégeage. Par contre pour les valeurs de densité, l'IF est considérée comme un système clos: on suppose que ni le volume de l'inclusion, ni la masse de fluide piégé n'ont varié au cours du temps. Or certains exemples naturels ou données expérimentales montrent que cela n'est peut-être pas toujours le cas. Il faut donc savoir reconnaître et éventuellement exploiter, le cas où les ré-équilibrages se sont produits.

Les études d'IF sont le plus souvent réalisées sur des minéraux transparents, bien que l'utilisation du microscope infrarouge permet depuis peu l'étude des minéraux opaques. Le minéral hôte de la majorité des IF étudiées reste le quartz.

2) Méthode d'étude des inclusions fluides

2-1. Etude morphoscopique microscopique

Une étude IF commence par une étude pétrographique détaillée au microscope optique sur des lames épaisses (150 à 200 μm) permettant d'avoir une vision tridimensionnelle sur la répartition des inclusions. L'étude pétrographique permet :

- de distinguer les différentes familles d'IF d'après plusieurs critères tels leur type (origine primaire ou secondaire), leur morphologie et leur taille, l'orientation des plans secondaires lorsque celle-ci est constante et leur composition majeure (description des phases à température ambiante).

- d'observer des textures particulières résultant de phénomènes post piégeage (déformation, décriptation, étranglement, texture de rééquilibration).

- d'établir une chronologie relative entre les différentes familles de fluide selon leur type, leurs relations entre elles et leurs relations avec les structures de l'échantillon.

Détermination du type d'inclusion fluide

Les inclusions sont primaires lorsque leur formation est contemporaine de la cristallisation du minéral hôte (fig. 1). Elles peuvent se former par nucléation sur des surfaces d'imperfection ou par des taux de croissance différentiels du minéral hôte. L'étude des IF primaires donnera des renseignements sur les fluides ayant circulé lors de la formation du cristal hôte.

Les inclusions peuvent avoir une origine secondaire, le plus fréquemment sous forme de plans de microfracturation (fig. 1). Les fluides ont circulé le long de microfractures et des inclusions restent piégées lors de la cimentation de ces microfractures du cristal par croissance dendritique du minéral hôte à partir des lèvres de la fissure (Shelton & Orville, 1980). Sous les conditions métamorphiques d'au moins 200°C, et pour une pression fluide égale à la pression de cicatrisation, la cicatrisation des microfractures est quasi-instantanée à l'échelle des temps géologiques (Brantley et al., 1990 ; Brantley, 1992). Ainsi les IF contenues dans les plans reflètent bien les caractéristiques physico-chimiques des fluides qui ont circulé dans la microfracture au moment de sa formation.

Les inclusions peuvent s'observer sous forme de plans (microfracturation) lors de la cristallisation du minéral hôte. Elles sont appelées pseudo-secondaires. Les mécanismes de leur formation sont identiques aux inclusions secondaires, mais elles donnent des renseignements sur les conditions lors de la cristallisation du minéral.

La détermination exacte du type d'inclusion fluide est fondamentale pour avoir un repère temporel des fluides qui ont circulé dans la roche. Cependant la distinction peut-être parfois difficile à établir.

Taille et morphologie des inclusions

La taille et la morphologie des IF dépend de nombreux facteurs: vitesse de formation de l'inclusion, déformation, histoire thermique post-déformation, propriétés de solubilité du fluide et du minéral hôte. La taille et la forme des inclusions varient souvent entre différentes familles, mais elles peuvent aussi varier au sein d'une même famille ou le long d'un même plan. Une attention particulière doit être portée sur la reconnaissance de textures indiquant des transformations de l'inclusion post-piégeage modifiant les caractéristiques des fluides (Roedder, 1962, 1984; Hollister, 1990; Baker & Jansen, 1990) tel l'étranglement (necking down) ou les ré-équilibrations.

L'étranglement est un processus qui scinde une IF en plusieurs cavités par cicatrisation du minéral hôte et qui peut modifier les propriétés physico-chimiques de l'inclusion originale. On peut reconnaître ce processus par des caractéristiques morphologiques (microcanaux aux extrémités des inclusions...), ou par le comportement microthermométrique qui diffère complètement avec les inclusions voisines de la même famille.

Les processus de ré-équilibrations peuvent modifier la densité, la composition et la forme de l'IF lorsque la roche est amenée sous des conditions P-T différentes de celles suivies par le fluide dans l'IF. En effet, la pression interne à l'intérieur de l'IF est fixée par les relations entre P-T-V-X et peut donc différer des conditions de pression dans la roche. Il en résulte des phénomènes de surpression et de sous-pression dans l'IF par rapport à la matrice, entraînant des modifications de l'IF post-piégeage, et caractérisés par des textures particulières. On distingue deux comportements principaux selon que l'on a fracturation ou non de l'IF:

- Un comportement fragile : Par exemple, la décrépitation est un phénomène qui résulte d'une surpression interne qui devient supérieure à la résistance du minéral hôte (fig 2). Cette différence de pression est de 850 bars dans le quartz et provoque une fracturation du minéral hôte et une perte partielle ou totale du fluide contenu dans l'inclusion (Leroy, 1979 ; Bodnar et al., 1989). Les inclusions décrépitées sont très foncées et possèdent souvent autour d'elles des halos de microinclusions. Des textures très similaires, appelées halos d'implosion, s'observent lorsque l'IF est en sous-pression par rapport à la matrice.

- Un comportement sans fracturation caractérisé par un changement de forme et/ou de densité. Les mécanismes responsables de ces modifications sont encore débattus (Pêcher & Boullier, 1984 ; Gratier & Jennaton, 1984 ; Boullier et al., 1989 ; Sterner & Bodnar, 1989 ; Bakker & Janson, 1990 ; Cordier et al., 1994).

Ces textures sont importantes à déceler puisqu'elles indiquent des transformations physico-chimiques des fluides contenus dans l'inclusion. De plus, elles peuvent renseigner sur le trajet P-T suivi par la roche après le piégeage des IF (Boullier et al., 1991, Vityk et al., 1995).

2-2. Etude microthermométrie et spectroscopie Raman

Deux techniques d'études non destructives ont été utilisées pour la caractérisation des fluides : la microthermométrie et la spectroscopie Raman.

La microthermométrie

Cette méthode consiste à observer des changements de phases et à déterminer la température à laquelle ils se produisent, en refroidissant ou en réchauffant l'échantillon à étudier. L'échantillon étudié est un fragment de lame épaisse polie sur les deux faces (épaisseur de l'ordre de 150 μm). Le principe consiste à faire circuler un gaz à une température souhaitée autour d'une lame épaisse pouvant être observée simultanément au microscope. Le matériel utilisé est un microscope optique à transmission équipé d'une platine qui permet de refroidir jusqu'à -190°C et de chauffer jusqu'à 600°C (voire jusqu'à des températures $>1000^{\circ}\text{C}$, pour l'étude d'inclusions magmatiques). Selon le type de platine, le refroidissement est obtenu par la circulation directe d'azote liquide ou d'azote gaz refroidi, le chauffage étant assuré par une résistance électrique. La connaissance de la température est possible grâce la présence d'un voltmètre calibré en thermomètre relié à l'échantillon par un thermocouple. La quasi-totalité de l'étude microthermométrie a été réalisée sur une platine Chaix-Méca (Poty et al., 1976) et une platine USGS (fig. 3) avec un objectif (*80) (Olympus) et un oculaire (*16), étant donné la taille minuscule des IF (10 μm maximum).

Le calibrage de la platine microthermométrie doit être réalisé régulièrement afin de contrôler la reproductibilité et la précision des mesures. Aux basses températures, elle est effectuée à l'aide d'inclusions fluides standards naturels à CO_2 pur (point triple $\text{CO}_2 = -56.6^{\circ}\text{C}$) et synthétiques à $\text{H}_2\text{O}-\text{NaOH}$ dont la glace fond à -0.4°C . La précision aux basses températures ($T < 20^{\circ}\text{C}$) est de 0.1°C , grâce à des vérifications de l'étalonnage tous les mois et éventuellement des vérifications au cours de cet intervalle. Le calibrage à haute température ($T > 100^{\circ}\text{C}$) est réalisé par la fusion de solides standards et l'utilisation d'inclusions synthétiques. L'incertitude pour les hautes températures est de $\pm 2^{\circ}\text{C}$ ou de $\pm 5^{\circ}\text{C}$ pour les très hautes températures.

Par ailleurs, il a été remarqué que l'alternance des manipulations de refroidissement et de chauffage sur la même platine accentue les erreurs sur les mesures de température en

modifiant la courbe d'étalonnage. Pour remédier à ce problème, il est préférable d'utiliser deux platines, l'une pour le refroidissement, l'autre pour le chauffage.

Les mesures de changement de phase s'effectuent durant le chauffage pour éviter les problèmes de métastabilité lors du refroidissement. Les échantillons sont d'abord refroidis (jusqu'à -190°C) et réchauffés rapidement pour observer les principaux changements de phase que les IF présentent. Le refroidissement des IF permet d'accéder à des paramètres importants concernant la nature des systèmes, et plus particulièrement l'estimation de la salinité globale du fluide (par la mesure de la température de fusion de la glace, d'hydrates de sels et de gaz), le cation majoritaire, et l'identification des espèces de la phase gazeuse. A basse température les mesures les plus fréquentes sont : la température de fusion de la phase carbonique ($T_{f\text{CO}_2}$), la température de l'eutectique de la solution aqueuse (T_e), la température de fusion de la glace ($T_{fG} \leq 0.0^{\circ}\text{C}$), température de fusion des chlatrates, hydrates de gaz ($T_{f\text{Cl}}$), et la température d'homogénéisation de la phase carbonique ($T_{h\text{CO}_2}$). Le chauffage permet de déterminer la température minimale de piégeage du fluide (température d'homogénéisation) et la densité globale des fluides à H_2O -sels. En effet, à haute température (jusqu'à 700°C), il est possible de mesurer la température de fusion du cube de sels (T_{fS}), la température d'homogénéisation totale de l'inclusion (T_{htot}) et la température de décripitation (T_d). Les mesures de haute température peuvent détruire les IF (par décripitation) ou les vider partiellement de leur contenu. Pour cette raison, les analyses en spectrométrie Raman s'effectuent avant les mesures à haute température. Lorsque la température des changements de phase est approximativement déterminée, l'échantillon est refroidi 40°C en dessous de la température de changement de phase la plus basse et est réchauffé rapidement jusqu'à 10°C avant chaque transition, puis de plus en plus lentement jusqu'à une vitesse de 1°C par minute juste avant le changement à observer. Pour la mesure de $T_{f\text{Cl}}$, on procède à des paliers de 0.1°C jusqu'à ce que le chlatrate ne se reforme plus.

La spectroscopie Raman

La microsonde à effet Raman est une méthode non destructive et ponctuelle, qui permet de déterminer la composition et la concentration des gaz de la phase volatile (détermination du CH_4 , CO_2 , N_2 , H_2S pour les plus fréquemment utilisées), et de nombreuses phases solides. Les phases sont reconnues et quantifiées grâce aux longueurs d'onde des raies identifiées (Dhamelincourt (1979) ; Dubessy (1984) et Dubessy et al. (1989)).

Les analyses ont été effectuées avec un spectromètre de type Labram DILOR au CREGU (Nancy), en collaboration avec M.C. Boiron et T. Lhomme. Pour chaque groupe d'inclusions

fluides indiquant des mesures microthermométriques semblables, les phases volatiles d'inclusions représentatives ont été analysées.

3) Les isochores

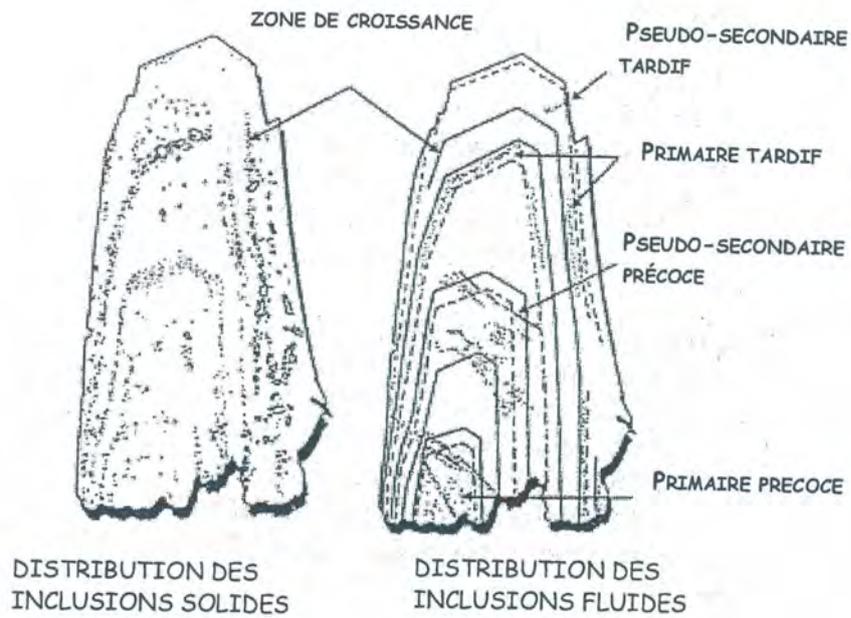
La figure 4 illustre le principe de l'étude des inclusions fluides, en thermobarométrie, pour deux exemples de trajets P-T suivis par deux inclusions aqueuses piégées respectivement à des températures (a) (P1,T1) et (b) (P2,T2) jusqu'à l'état actuel. Les principes de base de l'étude des IF sont le comportement isochorique des fluides (un fluide d'une composition X et d'un volume V va suivre un chemin P-T et un seul, bien défini par les lois de la thermodynamique) et la conservation de la composition et du volume de l'IF depuis son piégeage. Ainsi, si l'inclusion fluide se comporte comme un système isochimique et isovolumique, son évolution au cours du refroidissement naturel sera représentée par une courbe univariante appelée isochoire, dont la pente est caractéristique de la densité du fluide piégé. Lorsque ce trajet atteint la courbe liquide-vapeur (de même composition) à la température T_h et à la pression P_h , une seconde phase apparaît, de telle manière qu'à température ambiante l'inclusion est constituée de deux phases (L+V). Lors du réchauffement de l'IF sur une platine microthermométrique, le chemin P-T est inversé (il correspond au sens des flèches sur la figure) et le fluide piégé est à nouveau homogène jusqu'à T_h . La composition de l'IF, la mesure de sa température d'homogénéisation (T_h) et de son mode (Liquide pour (a) et Vapeur pour (b)), permet de connaître le volume molaire, la pression interne dans l'IF et de calculer l'isochoire suivie. La température d'homogénéisation correspond à la température minimale de piégeage.

Reconstitution P-V-T- X_m :

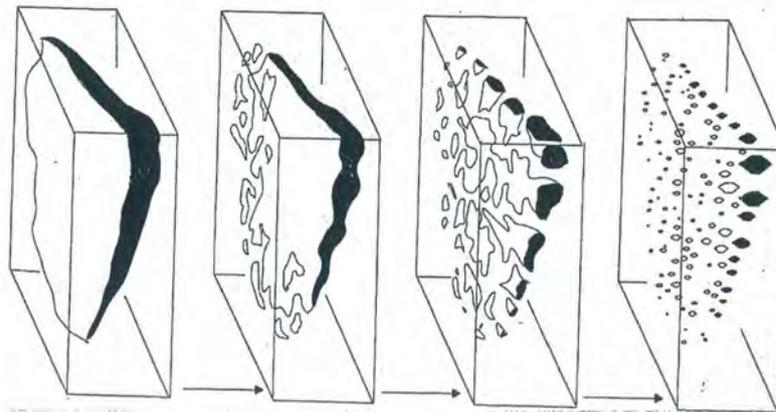
Les fractions molaires des différents gaz obtenues par la spectrométrie Raman permettent, couplées aux données microthermométriques, de déduire le volume molaire de la phase volatile. La détermination de la composition et de la densité globale des inclusions fluides est obtenue à l'aide des modèles des équilibres liquide-vapeur et de la stabilité des chlatrates (Thiéry et al., 1994a et b ; Bakker et al., 1996, Bakker, 1997). Les chlatrates sont des hydrates de gaz formés à partir de l'eau et des gaz, résultant de la coexistence des deux systèmes aqueux ($H_2O \pm NaCl$) et volatils ($CO_2-CH_4-N_2$) au sein d'une même inclusion.

Les isochores ont été calculés avec l'équation d'état de Bowers & Helgeson (1983) revue par Bakker (1999) pour le système $H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl$. Dans le cas des fluides aqueux, l'équation d'état utilisée est celle de Zhang & Frantz (1987).

Les isochores permettent d'estimer les conditions minimales de piégeage des fluides. Des contraintes thermométriques (par exemple minéralogiques) sont donc requises pour une estimation affinée des conditions P-T réelles de piégeage des fluides.



a)



b)

Figure 1 : Les différents types d'inclusions fluides. (a) Exemple d'inclusions fluides primaires ou pseudo-secondaires et leur répartition au sein du cristal. Leur relation spatiale avec les zones de croissance permet de définir une chronologie relative des IF (Diamond, 1990). (b) Mécanisme de formation des plans d'inclusions fluides secondaires par fracturation-cristallisation (Roedder, 1962).

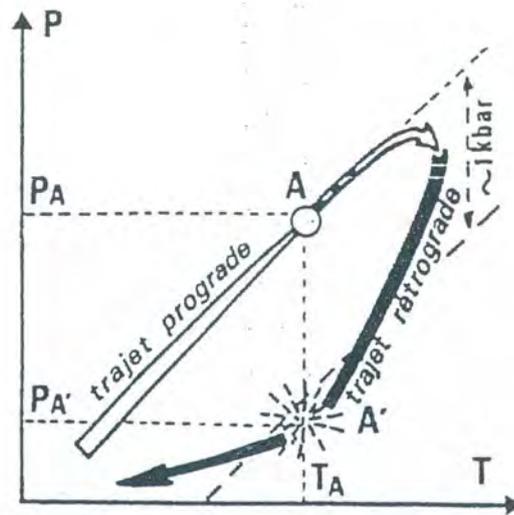


Figure 2 : Décriptation naturelle des inclusions. Une inclusion fluide est piégée en A lors de l'évolution prograde, sous les conditions (T_A, P_A) . Lors de l'évolution rétrograde, l'inclusion repasse à la température T, avec donc la même pression interne P mais sous une pression ambiante P_A' , bien inférieure à P_A (point A') : l'inclusion décripte (Weisbrod).

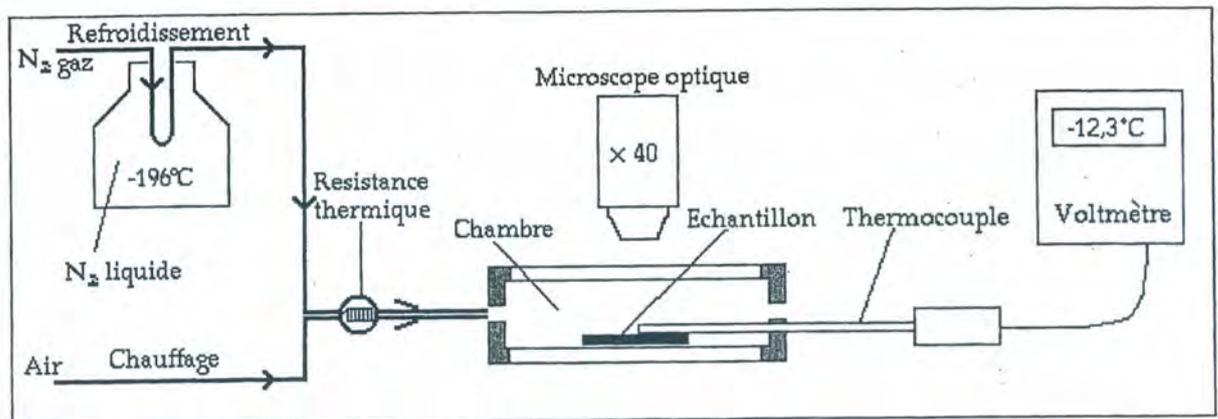
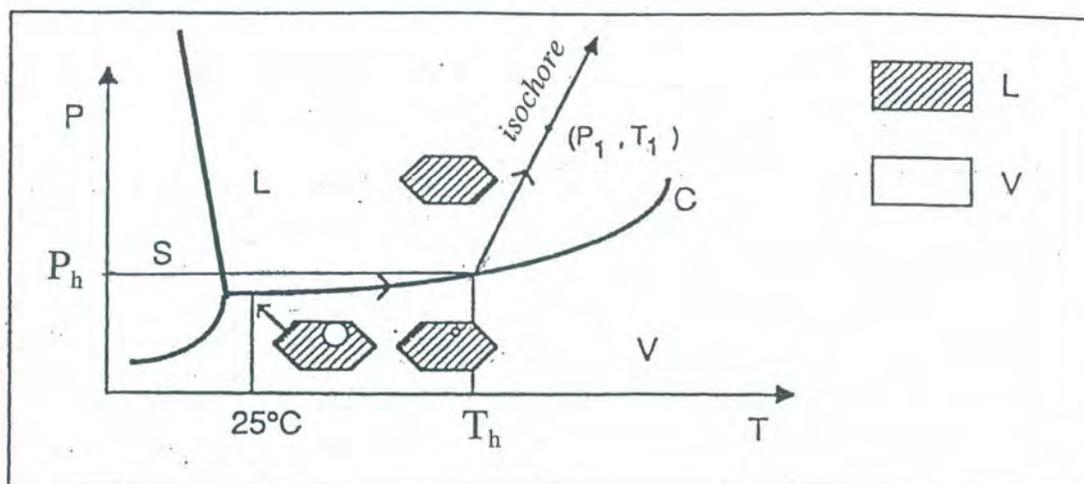
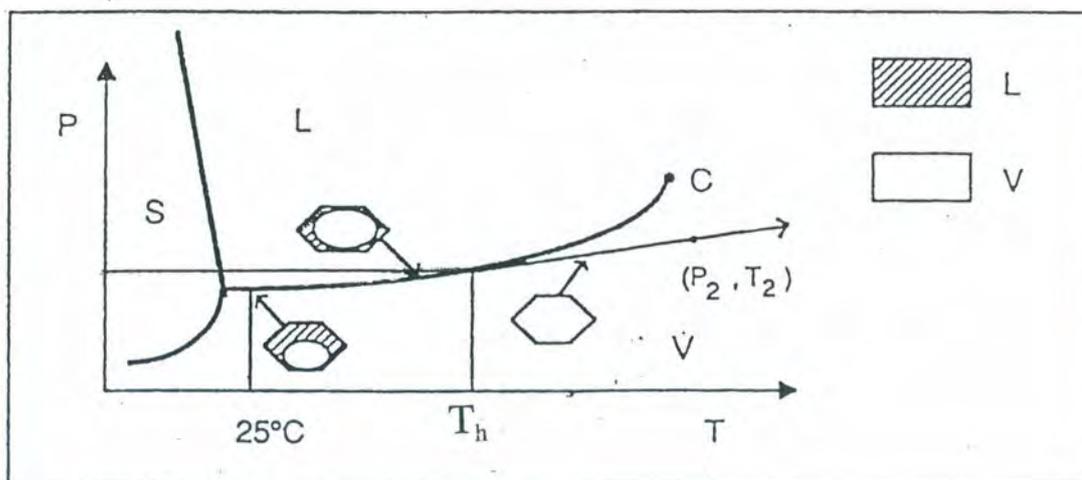


Figure 3 : Shéma de la platine USGS.



a)



b)

Figure 4 : Exemples de trajets P-T suivis par deux inclusions fluides aqueuses piégées respectivement à des températures (a) (P_1, T_1) et (b) (P_2, T_2) jusqu'à l'état actuel. Le mode d'homogénéisation est respectivement liquide pour (a) et vapeur pour (b) (modifié d'après Arnaud, 1997).

