

50376
1991
310



68453

n° d'ordre : 778

THESE

50376
1991
310

**L'UNIVERSITE
DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
DE LILLE**

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EN GEOSCIENCES

par

Olivier GOFFETTE

**LE MAGMATISME VARISQUE EN ARDENNE
MERIDIONALE : UN MARQUEUR DE L'EVOLUTION
GEODYNAMIQUE D'UNE PALEOMARGE**

Soutenu le 31 octobre 1991 devant la commission d'examen :

- L. André, Chargé de Recherches, Museum Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique
- M.F. Howells, British Geological Survey, Aberystwyth, Pays de Galles
- C. Lefèvre, Professeur, U.S.T. de Lille-Flandres-Artois, *Président de Jury*
- J.L. Mansy, Professeur, U.S.T. de Lille-Flandres-Artois, *Rapporteur*
- F. Meilliez, Maître de Conférences, U.S.T. de Lille-Flandres-Artois, *Directeur de thèse*
- D. Santallier, Maître de Conférences, Université Claude Bernard-Lyon I, *Rapporteur*

Le magmatisme varisque en Ardenne méridionale : un marqueur de l'évolution géodynamique d'une paléomarge

par Olivier GOFFETTE

Résumé.

L'essai de filons de microgranite et de diabase du Massif de Rocroi (Ardenne méridionale) s'est mis en place au Dévonien moyen à supérieur (âge U-Pb sur zircon de 373+8/-9 Ma) dans un substratum cambro-ordovicien déjà déformé par le raccourcissement calédonien. La mise en place des filons marque un des stades ultimes de l'extension varisque, qui a différencié la marge ardennaise, en bordure sud du Continent des Vieux Grès Rouges. L'analyse qualitative et quantitative des données structurales, pétrologiques et géochimiques recueillies sur le terrain et expérimentales, permet de retracer les conditions de mise en place des filons et leur évolution commune avec l'encaissant.

Les filons se sont mis en place en contexte distensif, ont rempli des fractures ouvertes en extension pure, créées par fracturation hydraulique. Les filons étaient des objets plans, parallèles entre eux, et de pendage SSE. L'essai filonien est circonscrit par un losange dont les côtés sont de mêmes directions (N60°-70° et N110°-120°) que les fractures qui ont contrôlé la sédimentation dévonienne. L'aire des filons pourrait donc représenter un domaine à croûte plus amincie que celle des blocs qui l'environnent.

Au cours de l'extension, les filons et leur encaissant ont subi un métamorphisme statique dans le faciès schiste vert, avec une haute température (450°C environ) et une pression modérée (de l'ordre de 300 MPa). Ce métamorphisme, associé à un gradient géothermique élevé (>50°C/km), résulte surtout de l'amincissement crustal qui accompagne l'extension dévonienne.

Le raccourcissement carbonifère, dirigé vers le NNW, inverse les structures de la marge. Le substratum et les filons accommodent le raccourcissement par un aplatissement syn-schisteux, et par un écaillage que contrôlent les structures antérieures. Aucun filon connu n'a été plissé ; ils ont conservé leur direction originelle.

L'évolution métamorphique s'est poursuivie pendant le raccourcissement : la schistogenèse accompagne une diminution progressive de la température (420° à 300°C) avec une pression toujours modérée (de l'ordre de 200 MPa). Au cours de ce stade, les diabases ont subi des transformations physico-chimiques par percolation de fluides riches en CO₂ et H₂O.

L'essai filonien du Massif de Rocroi s'est révélé être un excellent marqueur géodynamique de l'extension de la paléomarge ardennaise et de son raccourcissement.

Mots clés : Ardenne, Massif de Rocroi, raccourcissement calédonien, extension varisque, Dévonien, filon magmatiques, métamorphisme, raccourcissement varisque.

Variscan magmatism within Southern Ardenne : a marker of the geodynamic evolution of a paleomargin

Abstract.

The Rocroi Massif magmatic dyke swarm (southern Ardenne) took place during Middle to Upper Devonian (373+8/-9 Ma U-Pb zircon age) into a Cambrian to Ordovician substratum which was previously deformed by the Caledonian shortening. Emplacement of the dykes marked one of the last stages of the Variscan stretching, that led to differentiation of the Ardenne margin along the southern rim of the Old Red Sandstone Continent. Qualitative and quantitative analysis of structural, petrological and geochemical data collected in the field and laboratory, allow to restore the conditions of intrusions and the later evolution of both magmatic bodies and their surrounding rocks.

The dykes took place in a distensive context, by filling fractures that previously opened under hydraulic faulting. The dykes occurred as plane and parallel SSE dipping bodies. The dyke swarm is outlined by a lozenge whose sides strike N60°-70° and N110°-120°, like the fractures which controlled the Devonian sedimentation. The dykes area might represent a domain with a thinner crust than the surrounding blocks.

During the Variscan stretching, the dykes and their country rocks have suffered a static metamorphism under the greenschist facies, with a high temperature (about 450°C) and a moderate pressure (about 300 MPa). As this stage is associated to a high geothermal gradient (>50°C/km), it essentially results from the crustal thinning linked to the Devonian stretching event.

The Carboniferous shortening, turned to NNW, inverted the margin structures. The Cambro-Ordovician substratum and the dykes have accommodated the shortening on two main ways : a flattening marked by the cleavage formation, and thrusting controlled by the previous structures. No known dykes is folded; they kept their original direction.

The metamorphic evolution continued during the shortening : a syn-cleavage stage, has registered a progressive temperature decreasing (from 420° to 300°C) as pressure remained moderate (about 200 MPa). During this stage, the diabases have suffered physical and chemical transformations by CO₂ and CO₂-rich fluids percolation.

The Rocroi Massif dyke swarm appears to be an excellent geodynamic marker of the Ardenne paleomargin extension and its shortening.

Key words : Ardenne, Rocroi Massif, Caledonian shortening, Variscan stretching, Devonian, magmatic dykes, metamorphism, Variscan shortening.

Remerciements

Il m'est particulièrement agréable de sacrifier à la coutume, en remerciant toutes les personnes qui, de près ou de loin, m'ont aidé pour mener ce travail à terme.

Mon sujet de thèse s'est situé à la confluence de plusieurs disciplines, souvent étrangères les unes aux autres. J'ai donc été amené à faire des rencontres multiples qui ont enrichi mes perspectives, mais aussi nourri mes interrogations.

J'exprime mes remerciements à M. le Professeur F. Thiébault qui m'a accueilli au laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale en décembre 1987. J'ai pu apprécier à sa juste valeur son soutien discret mais permanent durant ces quatre années.

M. le Professeur J.L. Mansy a assuré la direction administrative ainsi qu'une part du suivi scientifique de mon travail. Grâce à lui, j'ai pu bénéficier d'un excellent environnement de travail. Il a su me laisser une grande latitude de travail tout en m'indiquant, par petites touches périodiques, quelles orientations pouvaient être les plus fructueuses. Pour tout cela, je lui adresse de vifs remerciements.

Francis Meilliez est à l'origine de mon sujet de thèse et a assuré une grande part du suivi scientifique. Il a su me faire comprendre que tout raisonnement ne peut avoir de valeur que s'il s'appuie sur l'observation ; le reste est si vite périssable. Son enthousiasme contagieux m'a souvent stimulé quand le doute avait tendance à m'inhiber. Ensemble, nous avons maintes fois couru les bois, aux Hairies et ailleurs. J'en garde d'excellents souvenirs, même si parfois j'ai failli crier famine. Puisse ce mémoire témoigner de ma gratitude pour tout ce qu'il m'a donné sans compter son énergie.

Mon travail doit également beaucoup aux collaborations engagées hors du laboratoire.

Daniëlle Santallier, de l'Université de Lyon I, est à l'origine du volet "minéralogie et géochimie" de ma thèse. En dépit de l'état de "pourriture avancée" de mes cailloux, elle a manifesté un vif intérêt pour ces magmatites des confins de la chaîne varisque. Merci beaucoup pour cette audace et cette curiosité.

Jean-Marc Grenèche, physicien à l'Université du Maine, s'est risqué à tester la spectrométrie Mössbauer sur les diabases. J'ai particulièrement apprécié son esprit d'ouverture et sa disponibilité.

Jean-Luc Potdevin, dès qu'il a été convaincu que les diabases ont une longue histoire à raconter, a retroussé ses manches et m'a aidé à les faire parler, au-delà de ce que je présentais possible. Je l'en remercie chaleureusement.

Luc André et Jean-Paul Liégeois, du Musée Royal de l'Afrique Centrale, ont mis à ma disposition leur savoir-faire et leurs puissantes machines pour fixer l'âge des filons. Le résultat que nous avons obtenu m'a donné le repère dont j'avais tant besoin. Je leur en suis très reconnaissant.

J'exprime ma reconnaissance à M. le Professeur C. Lefèvre et au Dr. M.F. Howells, qui ont accepté de participer au jury de cette thèse.

Je remercie tous ceux qui m'ont assuré de leur concours technique : Mme Brebion et R. Ballenghien pour la reprographie, J. Carpentier pour les travaux photographiques, P. Dorn pour la confection des lames minces, P. Recourt pour les analyses chimiques.

J'adresse un grand merci à Eliane Hanton dont la disponibilité et le volontarisme n'ont d'égal que la bonne humeur permanente.

Je tiens à saluer tous mes camarades du laboratoire : Anne Huyghe, qui sait si bien allier charme et discrétion ; Anne Lefrançois qui, avec stoïcisme, a participé à des levers de terrain ; Irfan Cibaj, le stackanoviste des peels (pils ?) qui excelle dans l'utilisation du "four à cailloux" à des fins gastronomiques ; François Guillot et son scepticisme décapant, Amar Khatir et Claire Derycke, qui n'ont pas leur pareil pour susciter des conversations animées autour du café. Que ceux que je n'ai pas cités me pardonnent, je ne les oublie pas.

Je voudrais également adresser un grand merci aux pères du Macintosh : j'ai croqué tant de petites pommes !

Pour terminer, je souhaite exprimer ma profonde reconnaissance à Geneviève. Durant ces dernières années, nous avons mené de front nombre de projets communs ; ce mémoire est le fruit de l'un d'eux.

Avant-propos

L'Ardenne a depuis longtemps la réputation d'être une terre hostile, difficilement pénétrable. Contrastant avec les plaines qui l'entourent, son climat semble rude, sa terre est bien peu fertile, et son relief escarpé. Mais l'Ardenne n'est pas une barrière, encore moins une frontière naturelle : l'Histoire l'a rappelé trop souvent.

L'Ardenne ne se définit pas ; c'est un ensemble flou. Pourtant, ses trois richesses, le chêne, l'ardoise et le fer, la caractérisent si bien.

L'Ardenne est d'abord un pays de forêts. Les taillis de petits chênes ont chauffé ses habitants et leurs sous-bois les ont même nourris jusqu'au début de ce siècle. Le bois a pu suffire un temps pour fournir l'énergie nécessaire à leur activité industrielle.

L'Ardenne est aussi le pays du schiste. A partir du moyen-âge, l'extraction de l'ardoise a suscité une intense activité qui a culminé durant le siècle dernier. Mais depuis quelques décennies, ce matériau noble est devenu trop cher. Seul reste l'espoir fragile d'une petite production tournée résolument vers le haut-de-gamme.

Le travail du fer constitue la seule vraie richesse, celle des hommes. Au fond de leurs vallées, les Ardennais ont acquis depuis trois siècles un savoir-faire métallurgique qui demeure reconnu aussi bien à Detroit qu'à Hanovre. Pour combien de temps encore ?

Mais il est temps d'en venir au magmatisme de l'Ardenne méridionale.

Le problème de l'insertion de l'Ardenne dans l'évolution géodynamique des zones orogéniques externes varisques a surtout été discuté sur la base d'études sédimentologiques, paléontologiques et structurales. Les résultats ont permis la définition d'une succession de trois événements majeurs (Meilliez, 1989) :

- le raccourcissement calédonien structure des sédiments grésopélitiques cambro-ordoviciens ; ils constituent un substratum pour les dépôts suivants ;*
- l'extension varisque différencie au cours du Dévonien une marge continentale en bordure sud du Continent des Vieux Grès Rouges ;*
- le raccourcissement varisque s'exprime par une structuration tangentielle d'âge carbonifère.*

Pourquoi étudier le magmatisme du Massif de Rocroi et surtout comment l'étudier ?

Jusqu'à présent, les phénomènes magmatiques et métamorphiques sont restés mal intégrés au schéma général que je viens d'évoquer. Les études ont pourtant été nombreuses, et leurs résultats souvent fructueux. Mais les fragiles passerelles restaient à élargir et à consolider. Les derniers travaux du Professeur Beugnies étaient orientés dans ce sens.

Le but que je me suis fixé, est de contribuer à ce travail d'unification par une double approche, analyse structurale d'une part, pétrologie et géochimie d'autre part, appliquée au système filonien du Massif de Rocroi.

Cet objectif peut se décomposer en trois axes de recherche :

- 1 : Evaluer l'âge et quantifier les conditions dynamiques et cinématiques de mise en place des filons.*
- 2 : Proposer un modèle des effets structuraux, métamorphiques et géochimiques liés aux événements géodynamiques anté-, syn- et post-filons.*
- 3 : Préciser les relations entre le magmatisme du Massif de Rocroi et les autres corps magmatiques de la zone externe varisque (du SW de l'Angleterre au Massif du Harz).*

Le corps de ce mémoire comprend quatre parties principales.

L'introduction est consacrée à un rappel des grands traits de l'évolution de l'ensemble ardennais au cours du Paléozoïque. Les objectifs que j'ai poursuivis sont alors définis.

La première partie présente le phénomène magmatique en Ardenne méridionale. La localisation, l'âge et la nature des principaux témoins sont précisées. L'intérêt est plus particulièrement focalisé sur le système filonien du Massif de Rocroi. Une datation radiométrique montre que ces filons se sont formés au cours du Dévonien moyen à supérieur.

La deuxième partie est consacrée à l'analyse structurale, à différentes échelles, des rapports structuraux entre les filons magmatiques et leur encaissant. Je tente de montrer que la mise en place des filons est un événement unique de courte durée, qui s'effectue lors d'un stade tardif de l'extension varisque, après le raccourcissement calédonien et avant le raccourcissement varisque. Les filons peuvent, dans une certaine mesure, servir de marqueur pour caractériser les structures associées à chacun de ces trois événements.

La troisième partie est une analyse pétrologique et géochimique des filons de diabase. Le but initial était de préciser, autant que possible, l'environnement géotectonique d'origine. L'importance des transformations métamorphiques subies par ces roches, m'a conduit à modérer cette ambition. En revanche, la caractérisation des effets chimiques et physiques du métamorphisme m'est apparu être un thème de réflexion intéressant : les diabases ont enregistré une évolution métamorphique polyphasée liée à l'extension puis au raccourcissement varisques.

La quatrième et dernière partie, qui peut être lue indépendamment des précédentes, est un essai de synthèse sur le magmatisme de la zone externe septentrionale varisque. Cette zone est pour l'essentiel un pays sédimentaire. Cependant, l'analyse de la distribution et des caractères des témoins magmatiques disponibles contribue à la discussion sur l'évolution géodynamique de l'orogène paléozoïque d'Europe.

Certains des résultats et des interprétations exposés dans ce mémoire écorchent les idées d'illustres prédécesseurs. C'est, je pense, le meilleur hommage que je puisse leur rendre.

SOMMAIRE

Résumé - Abstract	3
Remerciements	5
Avant-propos	7
Sommaire	9

INTRODUCTION

I) Les événements calédoniens et varisques en Europe	16
II) Les grands traits géologiques de l'ensemble ardennais	18
A) Présentation générale	18
B) Les principaux épisodes de structuration	22
C) Le magmatisme	30
D) Le métamorphisme	32
III) Le Massif de Rocroi	34
A) Stratigraphie du substratum	34
B) Structure du Massif de Rocroi	35
IV) Objectifs poursuivis	38

Première partie : LE MAGMATISME EN ARDENNE MERIDIONALE : LOCALISATION, NATURE ET AGE DES TEMOINS

I) Le système filonien dans le substratum : localisation et nature	45
A) Inventaire des filons magmatiques	45
B) Répartition du magmatisme	46
C) Rapports cartographiques entre microgranite et diabase	47
D) Rapports cartographiques entre le système filonien et la discordance calédonienne.....	48
II) Datation U-Pb sur zircon du système filonien du substratum	49
A) Principe général de la datation radiométrique par la méthode U-Pb sur zircon	49
B) Collecte et préparation des échantillons	52
C) Résultats analytiques, interprétation	54
III) Les filons de kersantite de Muno intrusifs dans la couverture	56
IV) Les éléments d'origine magmatique dans les sédiments de la couverture.....	56
A) Le complexe volcano-détritique lochkovien de Willerzie	57
B) Les minéraux d'origine magmatique dans les Couches de Gedinne	60
C) Origine des éléments magmatiques	61

Deuxième partie : ANALYSE STRUCTURALE DES FILONS MAGMATIQUES ET DE LEUR ENCAISSANT

I) Introduction : modèle de base, objectifs	67
A) Modèle de base	68
B) Objectifs, méthodologie	72
II) Géométrie des filons et rapports structuraux avec l'encaissant : observations à l'échelle de l'affleurement	73
A) Les filons de microgranite du ravin de Mairut	73
B) Le filon de diabase de la Grande Commune	90
C) Les filons composites de Laifour	104
D) Les filons de diabase de Revin	109
E) Conclusions	118

III) Géométrie des filons et rapports structuraux avec l'encaissant : étude à l'échelle d'une partie de l'essai filonien	120
A) Modèles structuraux antérieurs	120
B) Méthodologie : vers une approche statistique de l'analyse structurale	123
C) Exemple du secteur Deville-Anchamps	126
D) Conclusions	144
IV) Estimation des conditions dynamiques et cinématiques de la mise en place du système filonien	145
A) Résultats acquis sur la mise en place de filons magmatiques	145
B) Modèle dynamique de la mise en place de dykes	151
C) Cinétique de la mise en place des dykes	154
D) Cinétique du refroidissement d'un dyke	157
E) Les racines du système filonien	159
F) Conclusions	161
V) Rapports structuraux entre les filons magmatiques et leur encaissant : étude à l'échelle du Massif de Rocroi	162
A) Cinématique des déformations post-schistosité	162
B) Relations structurales entre le système filonien et la structuration varisque du substratum	165
VI) Conclusions	169

Troisième partie :
MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES FILONS DE DIABASE..... 171

I) Objectifs	175
II) Analyse des assemblages minéralogiques du filon de diabase de la Grande Commune	176
A) Description pétrologique et minéralogique	176
B) Les conditions thermo-barométriques du métamorphisme	179
C) Interprétations	181
II) Analyse statistique de la variabilité du chimisme des diabases	182
A) Echantillonnage	182
B) Analyse statistique	183
III) Les variations chimiques internes aux filons de diabase : une origine magmatique ?	188
A) Phénomènes en magma dynamique	188
B) Phénomènes en magma statique	191
C) Conclusion	191
IV) Caractérisation des transformations secondaires : bilan et mécanisme des transferts de matière et des phénomènes rédox.....	192
A) Méthodologie	192
B) Les transferts de matière : mise en évidence et bilans	193
C) Phénomènes rédox : analyse en spectrométrie Mössbauer	199
D) Nature des fluides impliqués dans les transferts de matière	204
E) Relations entre transferts de matière, métamorphisme et déformation	205
F) Mécanisme des phénomènes de transformations secondaires	207
G) Conclusions	214
V) Contexte géodynamique du métamorphisme ardennais	215
A) Bilan des données antérieures	215
B) Contexte géodynamique du stade statique de l'évolution métamorphique	219
C) Contexte géodynamique du stade synschisteux de l'évolution métamorphique	222
VI) Conclusions	223

Quatrième partie :	
LES CORPS MAGMATIQUES PALEOZOIQUES DE LA ZONE EXTERNE	
NORD-VARISQUE (ARDENNE ET REGIONS VOISINES) :	
DISTRIBUTION, TYPOLOGIE,	
ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES	
	225
I) Les grands traits de l'évolution tectonique, métamorphique et magmatique de l'orogène varisque en Europe du Nord-Ouest	228
A) Zonation de l'orogène varisque	228
B) Evolution tectono-métamorphique de l'orogène varisque d'Europe	232
C) Le magmatisme dans l'orogène varisque, le problème des sutures océaniques	233
II) Age et distribution du magmatisme de la zone externe	236
A) Cambrien, Ordovicien et Silurien	236
B) Dévonien et Dinantien	239
III) Caractères pétrographiques et géochimiques du magmatisme.	
Interprétation géotectonique	241
A) Cambrien, Ordovicien et Silurien	241
B) Dévonien et Dinantien	242
IV) Discussion	244
A) Ordovicien supérieur et Silurien	245
B) Dévonien et Dinantien	246
 CONCLUSIONS GENERALES	 253
Glossaire	259
Annexes	261
Références bibliographiques	288
Liste des figures	299
Table des matières	305



INTRODUCTION

Plan détaillé de l'introduction

I) Les événements calédoniens et varisques en Europe

II) Les grands traits géologiques de l'ensemble ardennais

A) Présentation générale

B) Les principaux épisodes de structuration

- 1) Le raccourcissement varisque
- 2) L'extension varisque
- 3) L'événement calédonien
 - a) Dans le Massif du Brabant
 - b) Dans les massifs de Haute-Ardenne

C) Le magmatisme

- 1) Dans le Parautochtone Brabançon
- 2) Dans l'Allochtone Ardennais

D) Le métamorphisme

- 1) Dans le Parautochtone Brabançon
- 2) Dans l'Allochtone Ardennais

III) Le Massif de Rocroi

A) Stratigraphie du substratum

B) Structure du Massif de Rocroi

IV) Objectifs poursuivis

I) LES EVENEMENTS CALEDONIENS ET VARISQUES EN EUROPE

Pour mieux situer le problème de l'insertion du magmatisme dans le cadre de l'évolution géotectonique paléozoïque de l'Ardenne, il m'a paru utile de rappeler en introduction les traits géologiques majeurs de l'ensemble Ardenne-Brabant et plus particulièrement de l'Ardenne méridionale.

Le soubassement cristallin de l'Europe du Nord-Ouest est constitué par une mosaïque d'éléments crustaux dont l'assemblage au cours du Paléozoïque est déterminé par les mouvements relatifs de trois grands continents qui les encadrent : la *Laurentia* au Nord-Ouest, la *Baltica* au Nord-Est et le *Gondwana* au Sud. Le rapprochement, puis la collision de ces trois continents aboutit au Permien à la formation de la *Pangée* (figure 1).

Cette consolidation résulte de deux événements principaux :

- Le regroupement *Laurentia-Baltica* donne naissance à la *Laurussia*, appelée également *Continent des Vieux Grès Rouges*. La fermeture de l'océan qui les sépare initialement, le *Iapetus*, est diachrone et s'effectue de la fin du Cambrien jusqu'au Dévonien moyen. C'est l'événement calédonien.

- Le regroupement *Laurussia-Gondwana*, qui se produit du Silurien au Carbonifère supérieur aboutit à la formation de la *Pangée*. C'est l'événement varisque. En Europe du Nord-Ouest, ce regroupement conduit au collage d'éléments continentaux intermédiaires, d'origine gondwanienne ou périgondwanienne, dont ceux désignés par l'appellation commune *Armorica*.

Les ceintures orogéniques qui résultent de ces deux événements dessinent un Y. La branche septentrionale, qui relie la *Laurentia* à la *Baltica* n'a subi que l'événement calédonien. Par contre, la branche méridionale a subi à la fois l'événement calédonien et l'événement varisque. La complexité des mouvements relatifs entre les différents éléments qui constituent l'*Armorica*, est telle que la distinction des effets sédimentaires, tectoniques, magmatiques et métamorphiques de ces deux événements n'est pas significative. L'extrême variabilité des évolutions régionales a conduit à l'émergence récente du concept unitaire d'une seule orogénèse varisque polyphasée et continue durant tout le Paléozoïque (voir par exemple Matte et Hirn, 1988 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Bouchardon *et al.*, 1989).

L'ensemble Ardenne-Brabant, appartient à la branche méridionale de l'orogène paléozoïque européen. Le caractère polyphasé de sa structuration est connu de longue date (Dumont, 1847 ; Gosselet, 1888 ; Fourmarier, 1931 ; Waterlot, 1945). Ses modalités et sa signification géodynamique restent toutefois encore imparfaitement comprises.

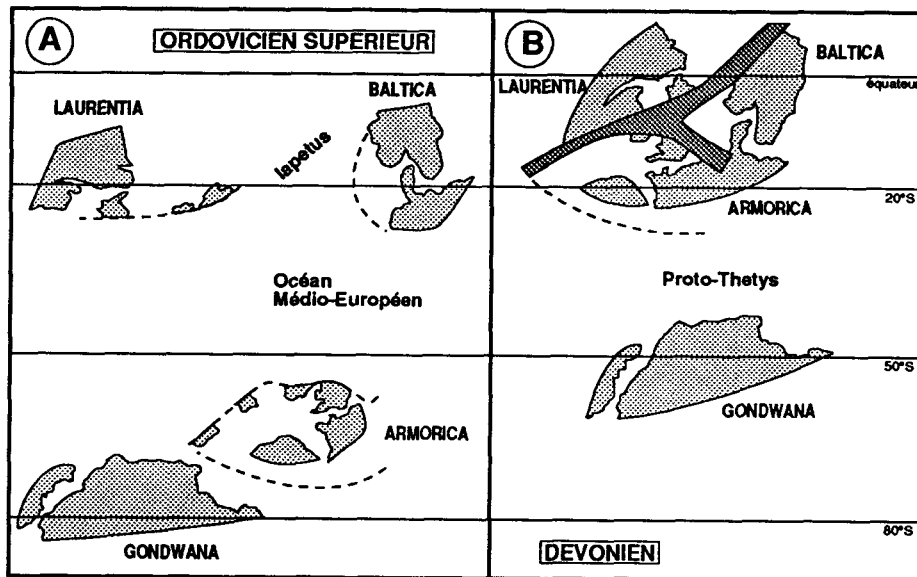


Figure 1 : Reconstructions paléogéographiques à partir des données paléomagnétiques. (d'après Perroud *et al.*, 1984).

A : à l'Ordovicien supérieur.

L'Armorica regroupe l'ensemble des éléments continentaux d'origine gondwanienne. L'Ardenne y occupe vraisemblablement une position septentrionale. A partir de l'Ordovicien supérieur, l'Armorica subit une rapide dérive vers le Nord qui la rapproche de la Laurentia et de la Baltica.

B : au Dévonien.

Les fermetures des océans Iapetus et médio-européen ont abouti à la collision Laurentia-Baltica-Armorica, et donné naissance au Continent des Vieux Grès Rouges. C'est l'événement calédonien. Au cours du Dévonien et du Carbonifère, le Gondwana converge puis entre en collision avec le Continent des Vieux Grès Rouges. C'est l'événement varisque. Le pouvoir de résolution des techniques paléomagnétiques reste insuffisant pour suivre les mouvements relatifs des différents éléments de l'Armorica.

En gris clair : principaux ensembles continentaux. En gris foncé : zones de collisions entre plaques.

II) LES GRANDS TRAITES GEOLOGIQUES DE L'ENSEMBLE ARDENNE-BRABANT

Par commodité, je rassemblerai sous l'appellation "ensemble Ardenne-Brabant" tous les terrains paléozoïques compris entre le détroit du Pas-de-Calais à l'Ouest et la Vallée du Rhin à l'Est. Dans sa partie centrale, il couvre deux régions naturelles, l'Ardenne au Sud et le Brabant au Nord, administrativement partagées entre la France et la Belgique.

L'ensemble Ardenne-Brabant occupe une position externe septentrionale dans la chaîne varisque d'Europe continentale. Cet orogène s'étend sur plus de 3000 km de long depuis le Sud du Portugal jusqu'à la Bohême (Pologne et Tchécoslovaquie) (A, figure 2). La chaîne varisque présente une organisation transversale symétrique, caractérisée par un déversement des plis et un sens de déplacement des nappes centrifuge par rapport à une large zone centrale très métamorphisée et granitisée (B, figure 2).

A) Présentation générale

La structure géologique actuelle de l'ensemble Ardenne-Brabant est largement déterminée par les événements calédonien et varisque. L'importance relative de chacun d'eux fait encore l'objet de nombreuses discussions.

La phase de raccourcissement varisque (Rv) est caractérisée à l'échelle régionale par une tectonique tangentielle d'âge carbonifère supérieur, qui a déterminé deux grands domaines séparés par un chevauchement complexe, le Chevauchement Frontal Ardennais, dont la Faille du Midi serait le toit (Meilliez et Raoult, 1987 ; Raoult et Meilliez, 1986, 1987) (figure 3).

Le domaine méridional allochtone est appelé "Allochtone Ardennais". Il a accommodé le raccourcissement varisque par une déformation interne progressive plicative et cisailante et par l'acquisition d'une schistosité plus ou moins bien marquée selon les niveaux lithologiques (Khatir, 1990 ; Meilliez et Mansy, 1990).

Figure 2 : Organisation structurale de l'orogène varisque d'Europe. (d'après Matte, 1986).

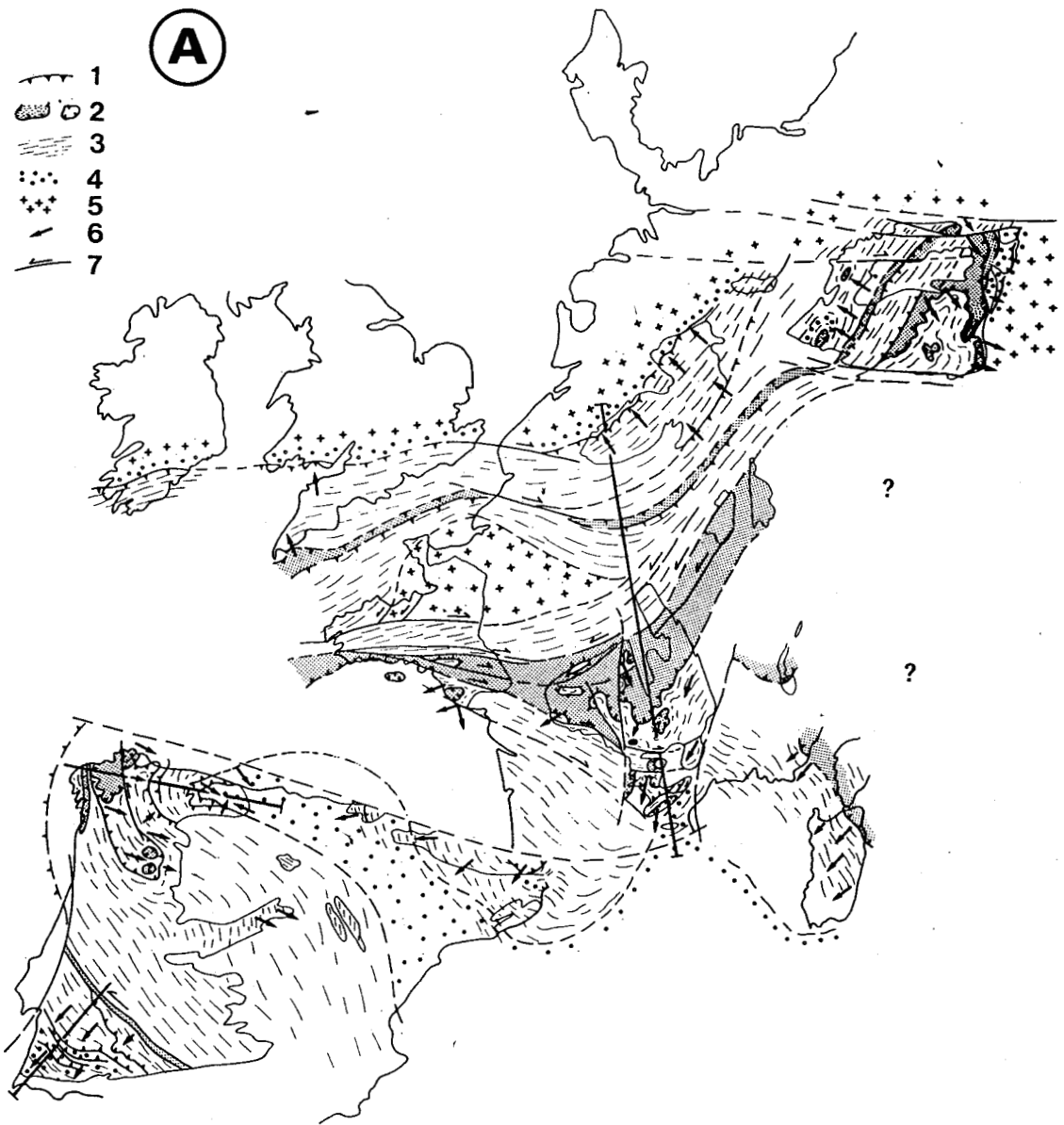
A : Schéma structural.

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

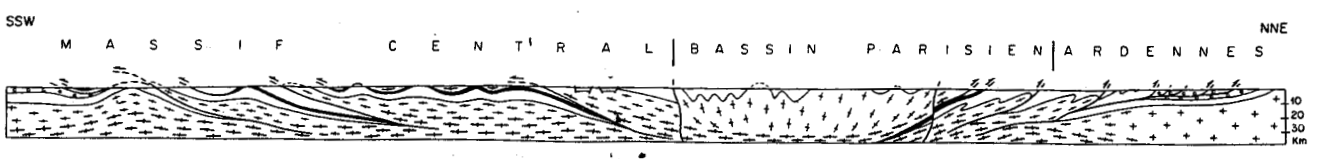
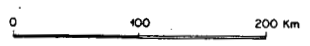
B : Coupe Nord-Sud simplifiée de la chaîne.

L'Ardenne occupe une position externe septentrionale dans la chaîne. Le raccourcissement varisque d'âge namuro-westphalien se traduit par une structuration dominée la tectonique tangentielle. Plus au Nord, le Brabant qui constitue l'avant-pays de l'orogène est peu affecté par le raccourcissement.

Blanc : Paléozoïque inférieur ; Petits cercles : Dévono-Carbonifère ; croix et croix allongées : croûte continentale précambrienne respectivement avec et sans déformation varisque ; croix épaisses : croûte granitique.



(B)



Dans la partie arrière de l'Allochtone, le raccourcissement est précédé et accompagné par un métamorphisme épizonal (Beugnies, 1986) (figure 4).

Le domaine septentrional est appelé "Parautochtone Brabançon". Cette unité semble ne pas avoir été plissée par le raccourcissement varisque, ce qui n'exclue pas d'éventuels glissements (Kaisin, 1936).

Le complexe de chevauchements qui limite les deux domaines (Bande Condrusienne : Michot, 1980) a été choisi comme limite entre la zone externe septentrionale de l'orogène varisque (zone Rhénohercynienne de Kossmat, 1927) et son avant-pays. C'est le front d'érosion actuel d'un domaine plissé et schistosé.

Les deux domaines contiennent une couverture sédimentaire dévono-carbonifère qui repose en discordance sur un substratum d'âge paléozoïque inférieur. L'âge des premiers dépôts discordants est silurien terminal à dévonien basal dans la partie méridionale de l'Allochtone et dévonien moyen à supérieur dans le Parautochtone. L'analyse de la structuration synsédimentaire des premiers sédiments discordants a montré qu'il est nécessaire d'admettre l'existence d'un épisode extensif varisque (Ev) qui précède le raccourcissement varisque (Rv) (figure 4) (Meilliez, 1989a). L'extension dévonienne a conduit à la différenciation d'une marge en bordure sud du Continent des Vieux Grès Rouges.

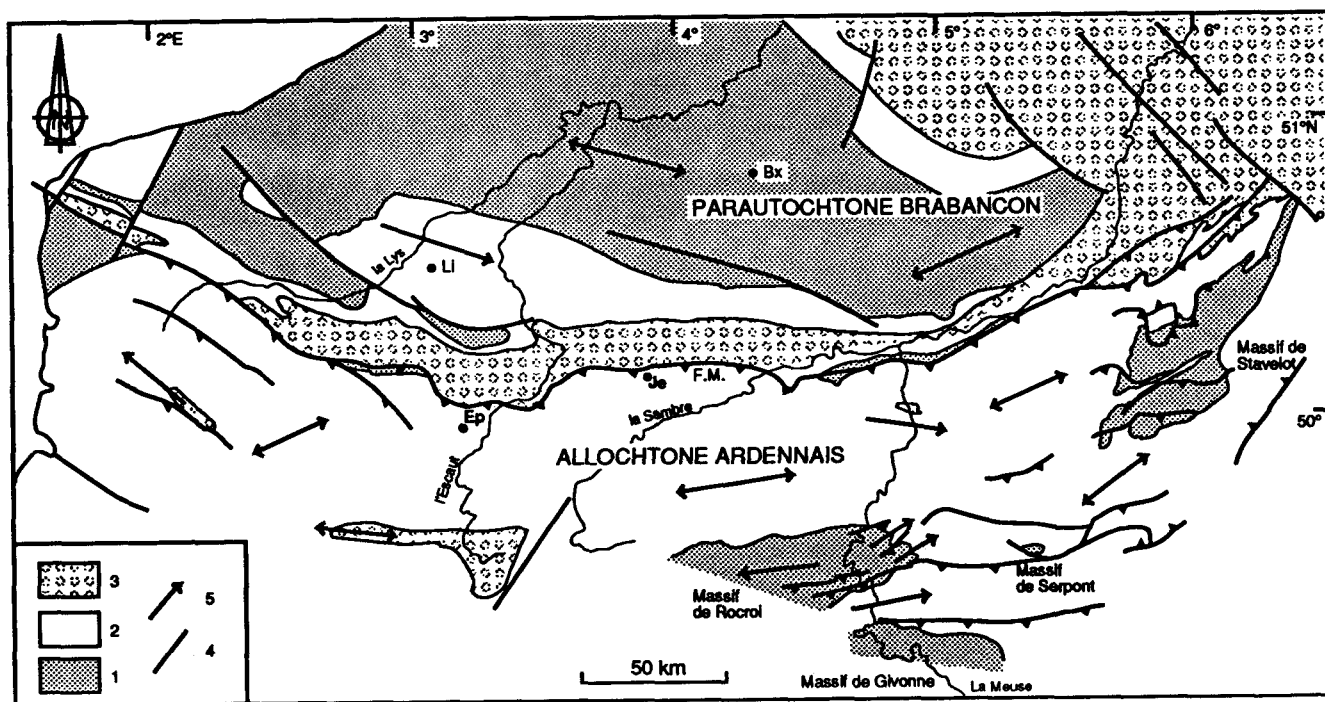


Figure 3 : Structure générale du Paléozoïque de l'ensemble Ardenne-Brabant (d'après Meilliez et Mansy, 1990).

Le Parautochtone Brabançon au Nord, et l'Allochtone Ardennais au Sud, sont deux domaines majeurs varisques séparés par un complexe tectonique dont la Faille du Midi (FM) est une des composantes. Chaque domaine comporte un substratum de Paléozoïque inférieur (1) surmonté en discordance par une couverture dévono-dinantienne (2) et le flysch houiller (3) daté du Namuro-Westphalien. Tous ces composants sont cisailés dans le complexe frontal de l'Allochtone. Le substratum affleure dans l'Allochtone à la faveur d'antiformes écaillées qui déterminent les Massifs de Rocroi, Givonne, Serpont et Stavelot. Ces massifs ont subi les effets de l'événement calédonien et de l'événement varisque. Failles principales : 4 ; plis majeurs : 6. Bx : Bruxelles ; Li : Lille.

Cet épisode succède à l'épisode de raccourcissement calédonien, enregistré par les sédiments du substratum paléozoïque inférieur. Ces dépôts sont constitués de grès et de pélites datées paléontologiquement (Walter, 1980 ; Vanguetaine, 1974) :- du Cambrien inférieur au Silurien supérieur dans le Parautochtone Brabançon ;

- de l'Ordovicien au Silurien dans les écaillés frontales de l'Allochtone Ardennais ;
- du Cambrien inférieur à l'Ordovicien moyen dans la partie arrière de l'Allochtone (massifs de Haute-Ardenne : Rocroi, Serpont, Givonne, Stavelot).

Le raccourcissement calédonien (Rc) s'est produit dans un intervalle de temps compris entre l'âge des derniers dépôts connus du substratum et celui des premiers dépôts discordants.

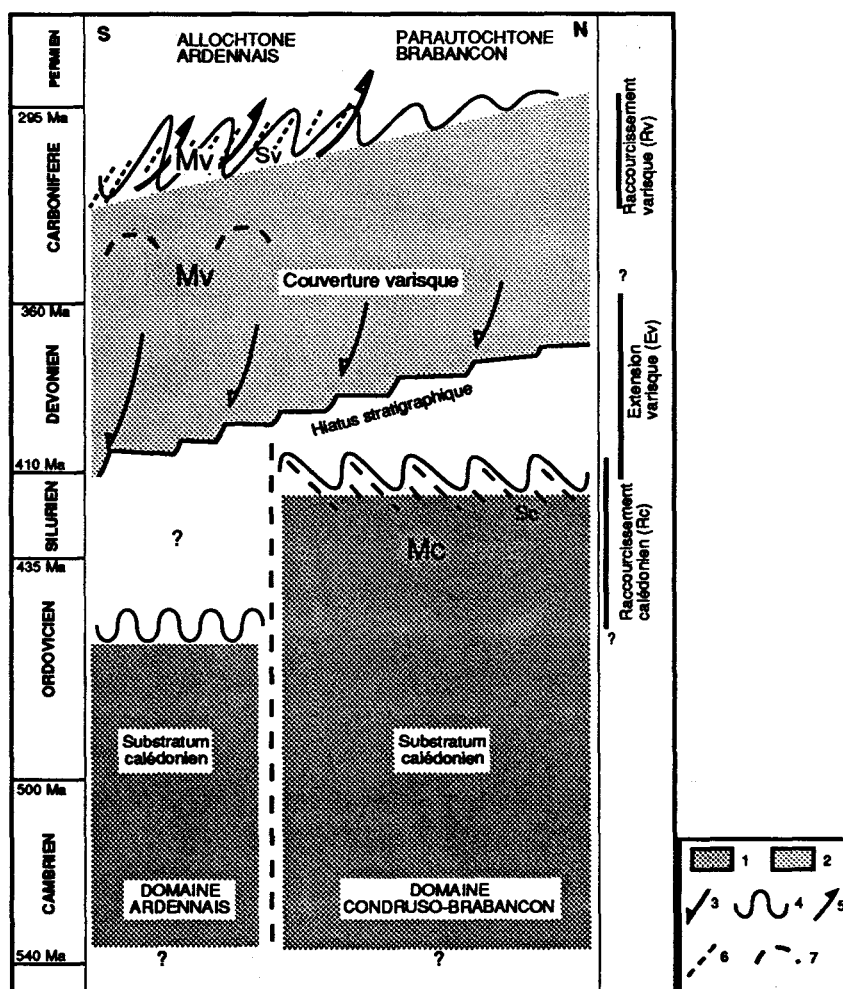


Figure 4 : Les événements calédonien et varisque dans l'ensemble Ardenne-Brabant.

Le raccourcissement varisque (Rv) détermine deux domaines majeurs, le Parautochtone Brabançon au Nord et l'Allochtone Ardennais au Sud. Dans ce dernier, le raccourcissement, associé à une schistogénèse (Sv), est plus précoce à l'arrière qu'à l'avant. Cet épisode est précédé par un épisode extensif varisque (Ev), lié à l'évolution de la marge méridionale du Continent des Vieux Grès Rouges. Le raccourcissement calédonien est l'événement le plus ancien connu en Ardenne-Brabant. Ses modalités cinématiques, nécessitent la distinction de deux domaines : d'une part le Domaine Condruso-Brabançon, où la tectogénèse d'âge dévonien inférieur est associée à une schistosité (Sc) et un métamorphisme épizonal (Mc), et d'autre part le Domaine Ardennais, où la tectogénèse est plus précoce et sans schistosité ni métamorphisme associé. La nature de leurs relations reste indéterminée.

Enregistrements sédimentaires : Paléozoïque inférieur (1), supérieur (2). Structuration distensive : failles normales (3). Structuration compressive : plissement (4), écaillage (5), schistogénèse (6). Dômes métamorphiques : (7).

Cet intervalle est Ordovicien supérieur à Silurien supérieur dans un domaine méridional correspondant à la partie arrière de l'Allochtone (Domaine Ardennais) et Silurien terminal à Dévonien moyen dans un domaine septentrional englobant le Parautochtone et dans les écaillés du front de l'Allochtone (Domaine Condruso-Brabançon) (figure 4).

Dans le Domaine Condruso-Brabançon, le raccourcissement calédonien se traduit par l'acquisition d'une schistosité, et est accompagné par un métamorphisme de très faible degré. Dans le Domaine Ardennais, on ne connaît pas d'évidence claire de schistosité ou de métamorphisme calédonien. La question reste toutefois débattue.

L'âge et les modalités du raccourcissement calédonien sont donc différents dans ces deux domaines. Cette partition structurale calédonienne peut résulter, soit d'un même événement diachrone affectant différemment les deux domaines, soit de deux événements distincts affectant deux domaines ultérieurement rapprochés. La cinématique de la structuration calédonienne reste insuffisamment connue pour qu'il soit possible de choisir entre les deux termes de cette alternative.

En résumé, l'ensemble Ardenne-Brabant est composite. A chacun des épisodes de raccourcissement calédonien et varisque correspond une partition en deux domaines structuraux. Les deux partitions ne coïncident pas. En revanche, il semble que l'ensemble Ardenne-Brabant ait subi une évolution unitaire au cours de l'extension varisque.

B) Les principaux épisodes de structuration

1) Le raccourcissement varisque

La structure actuelle de l'ensemble Ardenne-Brabant porte l'empreinte dominante du raccourcissement varisque, dont la structure la plus évidente est le Chevauchement Frontal Ardennais (figure 3), qui sépare le Parautochtone Brabançon au Nord, de l'Allochtone Ardennais au Sud. Depuis une décennie, les connaissances relatives à la structure superficielle et profonde de l'Allochtone Ardennais ont été largement enrichies et actualisées grâce aux travaux suscités par les programmes nationaux Ecors-Nord de la France (Cazes et Torreilles *coords*, 1988) et GPF (Meilliez *coord.*, 1987).

Le programme Ecors-Nord de la France a permis la réalisation d'un profil sismique orienté NE-SW entre Cambrai et Dreux, calé par plusieurs forages antérieurs. Les informations obtenues, complétées par les données de surface, ont conduit à la proposition de plusieurs coupes interprétatives de structure de la croûte, le long du profil (Cazes *et al.*, 1985), et plus à l'Est, dans l'Avesnois (Khatir *et al.*, 1991) et dans la vallée de la Meuse (Raoult et Meilliez, 1986, 1987).

Le profil sismique a mis en évidence un réflecteur plat, faiblement penté vers le Sud (figure 5). L'émergence de son toit coïncide avec la trace de la Faille du Midi. Vers le Sud, ce réflecteur est suivi sans interruption jusqu'au niveau de la Faille du Bray où il semble s'enraciner dans la croûte inférieure litée. La nature tectonique du réflecteur a été vérifiée dans plusieurs forages profonds (Jeumont, Epinoy). Il représente un contact tangential majeur, qui sépare deux unités crustales principales :

- au mur, le Parautochtone Brabançon, sismiquement transparent, qui se biseaute vers le Sud ;
- au toit, l'Allochtone Ardennais, qui contient de nombreux réflecteurs obliques interprétés comme résultants de failles et de plis.

Les coupes géologiques interprétatives de l'Avesnois et de la vallée de la Meuse (Raoult et Meilliez, 1986, 1987 ; Khatir *et al.*, 1991) (figure 6) ont montré que l'Allochtone est caractérisé par un style tectonique associant des plis à des chevauchements à vergence nord. La géométrie peut s'expliquer localement par un modèle de type rampe-duplex. Plus fréquemment, il est nécessaire d'admettre la formation préalable de plis amples, ensuite écaillés, puis à nouveau plissés (Meilliez et Mansy, 1990).

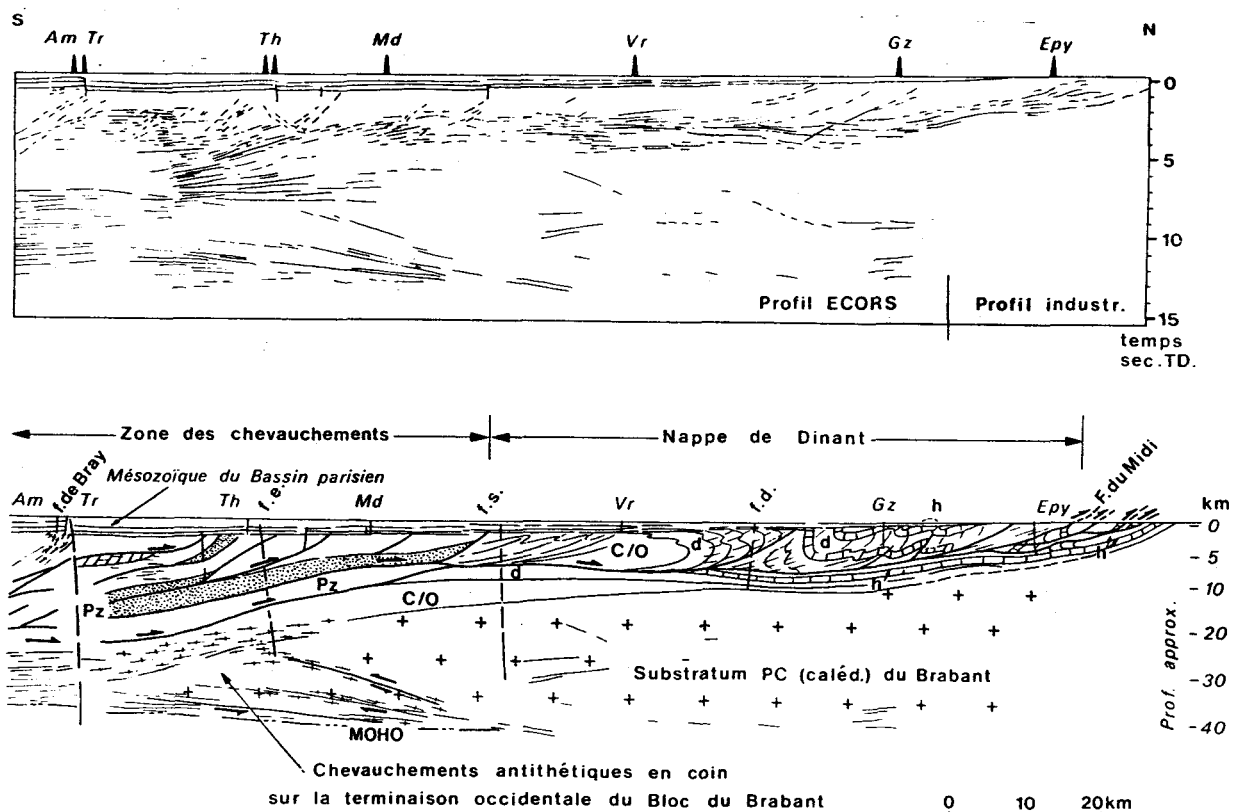


Figure 5 : Partie nord du profil ECORS-Nord de la France et coupe interprétative (d'après Cazes *et al.*, 1985). Sondages : Am=Aux Marais ; Epy=Epinoy ; Gz=Gouzeaucourt ; Md=Montdidier ; Th=Thieux ; Tr=Troussencourt ; Ver=Vermendovilliers. Failles (f. ou F.) : de Doullens (f.d.), d'Eu (f.e.), de la Somme (f.s.). Unités stratigraphiques : PC = Précambrien ; C/O = Cambro-Ordovicien ; d = Dévonien ; h = Carbonifère ; Pz = Paléozoïque métamorphique indifférencié (roches magnétiques en pointillés).

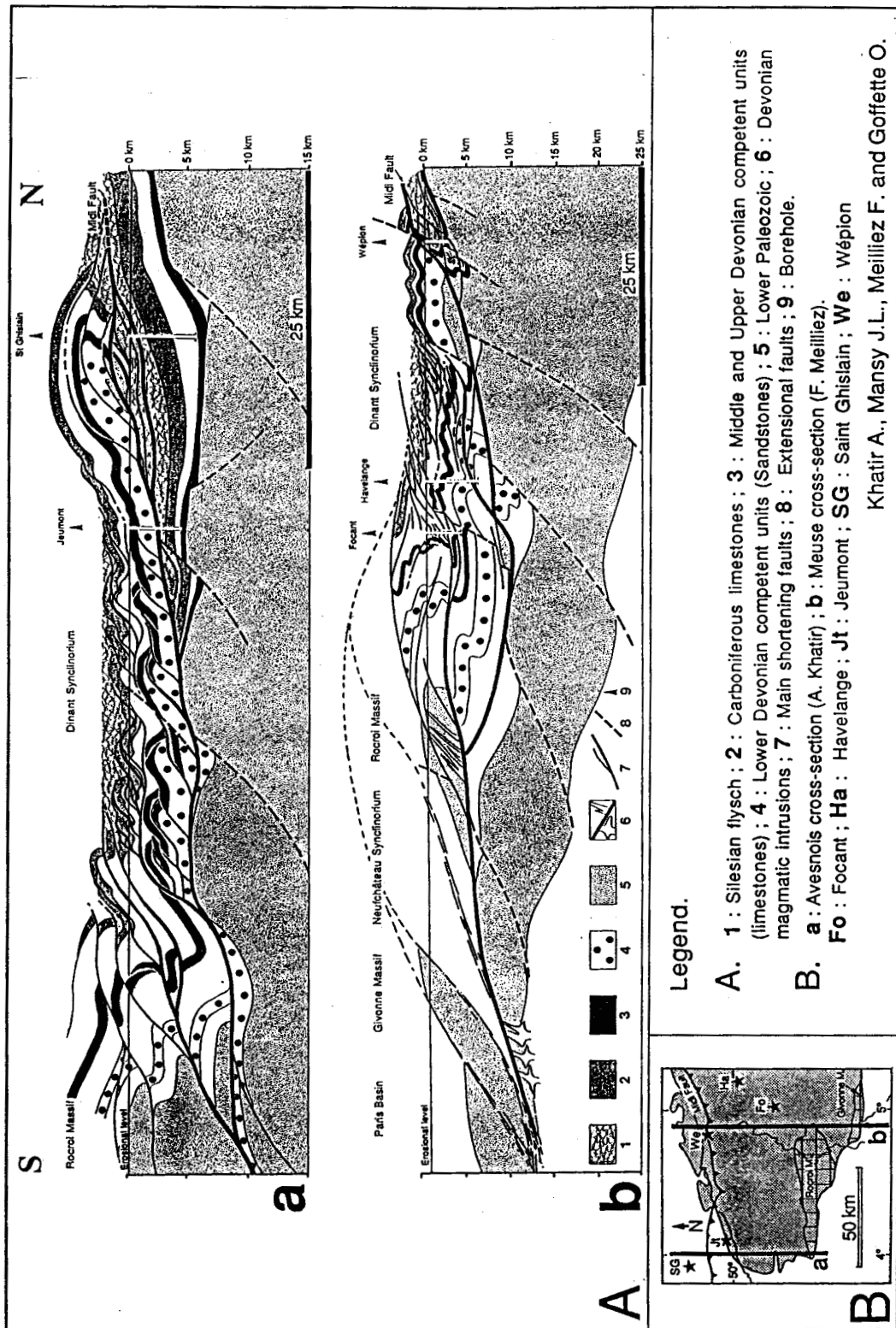


Figure 6 : Coupes Nord-Sud de l'ensemble Ardenne-Brabant (d'après Khair *et al.*, 1991).

A : Transversales de l'Avesnois (a) et de la vallée de la Meuse (b).

B : position des deux coupes et localisation des sondages profonds.

L'élaboration des deux coupes est contrainte par les observations de terrain, les résultats de sondages profonds et les données géophysiques. La cinématique du raccourcissement varisque a été contrôlée par l'inversion des structures résultant de l'extension qui le précède. La sole de l'Allochtonne Ardennais intègre les déplacements d'une série de chevauchements qui écrètent les blocs de substratum.

Selon ce modèle, les termes classiques de synclinorium de Dinant et de Namur s'appliquent respectivement au domaine compris entre le Nord du Massif de Rocroi et la Faille du Midi d'une part, et à une série de domaines situés au Nord de cette dernière d'autre part (Meilliez, 1989a).

Les études structurales récentes réalisées dans divers secteurs de l'Allochtone (Meilliez et Mansy, 1990 ; Khatir, 1990) ont montré que celui-ci se compose de plusieurs sous-unités allochtones. Leur structuration et la mise en place allochtone s'est effectuée progressivement au cours d'un continuum de déformation, associant dans une même cinématique plissement, schistogenèse et écaillage. Le sens général de transport est du SSE au NNW. La sole de l'Allochtone Ardennais intègre les déplacements d'une série de chevauchements locaux ou régionaux. En conséquence, sa flèche est plus importante en arrière qu'en avant.

L'estimation de l'âge de la schistosité en divers points de la transversale de la Meuse a démontré que le processus de déformation a commencé plus tôt au Sud qu'au Nord. En effet, la datation isotopique de la fraction argileuse ($<2\mu\text{m}$) par la méthode K-Ar, a montré une décroissance de l'âge de recristallisation des minéraux phylliteux depuis le Nord du Massif de Rocroi (336 ± 8 Ma) jusqu'au front de l'Allochtone (297 ± 7 Ma) (Piqué *et al.*, 1984) (figure 7). Comme la schistogenèse est synchrone du plissement et de l'écaillage, cette migration marquerait la progression vers le Nord du raccourcissement varisque. Cette progression débute au cours du Viséen et se poursuit jusqu'au Westphalien. D'autres âges radiométriques obtenus en divers points de l'Allochtone s'inscrivent dans cet intervalle de temps (Epinoy : Bonhomme *et al.*, 1987 ; NE du Massif de Stavelot : Kramm, Bühl et Chernyshev, 1985 ; région de Bastogne : Michot *et al.*, 1973). Des résultats similaires ont été obtenus sur la transversale rhénane par Ahrendt *et al.* (1983).

2) L'extension varisque

Dans l'ensemble Ardenne-Brabant, les sédiments de la couverture dévono-carbonifère constituent une série de marge, en bordure méridionale du Continent des Vieux Grès Rouges (Blieck *et al.*, 1988 ; Paproth *et al.*, 1983a et b). Le bassin adjacent constituerait le substratum du Bassin de Paris.

Le Dévonien et le Carbonifère se composent de cinq séquences sédimentaires principales :

- Le Dévonien inférieur est formé de dépôts terrigènes épais, certains d'origine continentale, d'autres d'origine marine (Cibaj, 1991).
- Le Dévonien moyen se marque par le passage graduel du terrigène fin à l'installation d'une plate-forme récifale.
- Au Dévonien supérieur, on constate le retour du terrigène sur la plate-forme.
- Durant le Carbonifère inférieur, se développe une seconde plate-forme carbonatée.

Localisation	Matériel		Méthode et âge absolu	Signification probable	Référence
	Lithologie,	âge relatif			
PARAUTOCHTONE BRABANCON					
M. du Brabant					
Deerlijk	Ignimbrite	Ashgill	Rb-Sr R.T.	384±20	Cisaillement varisque André et al., 1981
Deerlijk et Harelbeek	Ignimbrite	Ashgill	Rb-Sr R.T.	379±13	Cisaillement varisque André et Deutsch, 1985
Izegem	Brèche magm. andésitique		Rb-Sr R.T.	376±24	Cisaillement varisque André et al., 1981
			Rb-Sr R.T.	404±19	
Lessines	Microdiorite	quartzique	Rb-Sr R.T.	419±13	Intrusion magmatique André et Deutsch, 1984
Bierghes	Microdiorite	quartzique	Rb-Sr R.T.	373±11	Cisaillement varisque André et Deutsch, 1985
Quenast	Microdiorite	quartzique	U-Pb zircon	433±10	Intrusion magmatique André et Deutsch, 1984
			Rb-Sr RT,Ep,FK	375±14	Cisaillement varisque André et Deutsch, 1985
			Rb-Sr RT,Bio,Plag	372±13	Cisaillement varisque André et Deutsch, 1985
Opprebais	Biotitoschiste	Cambrien	Rb-Sr R.T.	450±21	Schistosité calédonienne ? Michot,1973; André et al.,1981
			Rb-Sr Bio	401±13	Crénulation calédonienne? Michot,1976; André et al.,1981
CHEVAUCHEMENT FRONTAL ARDENNAIS					
Sondage de Jeumont					
Allochtone	shale	Emsien	K-Ar fraction<2μ	431±8	Phyllites hérités Bonhomme et al., 1987
Allochtone	grès	Emsien		370±8	Événement thermique
Allochtone	shale	Emsien		502±10	Phyllites hérités
Allochtone	shale	Siegénien		467±9	Événement thermique
Allochtone	grès	Siegénien		348±7	Événement thermique
Allochtone	shale	Gedinnien		481±9	Événement thermique
Faille du Midi	silt	?		374±8	Événement thermique
Parautochtone	shale	Famennien		346±7	Événement thermique
Parautochtone	grès	Famennien		405±8	Phyllites hérités
Parautochtone	argilite	Famennien		365±7	Événement thermique
Sondage d'Épinoy					
Allochtone	grès	Dévonien <	K-Ar fraction<2μ	349±7	Événement thermique Bonhomme et al., 1987
Allochtone	grès	Dévonien <		349±7	Événement thermique
Allochtone	grès	Dévonien <		337±7	Événement thermique
Faille du Midi	grès/calc.	?		374±7	Événement thermique
Parautochtone	grès	Dévonien >		377±7	Événement thermique
Parautochtone	calcaire	Tournaisien		341±7	Événement thermique
Parautochtone	calcaire	Tournaisien		326±8	Raccourcissement varisque
Parautochtone	calcaire	Tournaisien		311±13	Raccourcissement varisque
Parautochtone	calcaire	Viséen		309±27	Raccourcissement varisque
Parautochtone	shale	Namurien		369±8	Phyllites hérités
Parautochtone	shale	Namurien		365±8	Phyllites hérités
ALLOCHTONE ARDENNAIS					
M. de Stavelot					
Konzen	Métapélites	Ordovicien	K-Ar fraction<2μ	312±10	Schistosité varisque Kramm et al., 1985
				309±10	
				311±10	
Hürtgen	Métatonalite		K-Ar R.T.	308±10	Métamorphisme varisque Kramm et al., 1985
La Helle	Métatonalite		U-Pb zircon	381±8	Intrusion magmatique Kramm et Bühl, 1985
Grand-Halleux	Métapélites	Cambrien	Rb-Sr R.T.	421±44	Métamorphisme calédonien Michot et al., 1973
M. de Rocroi					
Monthermé et Deville	Pélites	Cambrien <	Rb-Sr fraction<2μ	357±23	Métamorphisme varisque Bonhomme et Létolle, 1975
Fumay	Pélites	Cambrien	K-Ar fraction<2μ	336±8	Schistosité varisque Piqué et al., 1984
Fumay	Pélites	Cambrien		335±7	Schistosité varisque
Couverture dévono-carbonifère					
Recogne et Bastogne	Métapélites		Rb-Sr R.T., Bio.	312±10	Raccourcissement varisque Michot et al., 1973
Fépin	Pélites	Gedinnien <	K-Ar fraction<2μ	326±7	Schistosité varisque Piqué et al., 1984
Hastière	Pélites	Famennien >		297±7	Schistosité varisque
Namur	Pélites	Namurien		356±8	Phyllites héritées

Figure 7 : Ages radiométriques obtenus dans l'ensemble Ardenne-Brabant.

Les datations disponibles (voir la localisation des sites sur la figure 10) se répartissent en quatre groupes d'âges.

Le premier groupe correspond au magmatisme brabançon, dont l'âge est compris entre 450 et 410 Ma.

Le second groupe se limite à l'âge de la crénulation à Opprebais (401 Ma). Cette datation fixerait l'âge d'un épisode compressif dans le Brabant.

Le troisième groupe rassemble les âges compris entre 380 et 370 Ma, obtenus tant dans le Parautochtone que dans l'Allochtone. Il s'agit d'un événement thermique ayant entraîné la recristallisation des minéraux phylliteux, qui pourrait marquer un épisode de fracturation extensive régionale. Dans le Massif de Stavelot, la "métatonalite" de la Helle se met en place au cours de ce même événement.

Le quatrième groupe couvre l'intervalle 330-295 Ma. Chaque âge marque le dernier rééquilibrage isotopique des phyllites, consécutif à la schistogenèse varisque. Cette dernière est plus ancienne dans la partie arrière que dans la partie avant de l'Allochtone.

- Le Carbonifère supérieur est caractérisé par le flysch houiller, dont le dépôt accompagne la migration progressive vers le Nord du raccourcissement varisque.

Les caractères sédimentologiques et paléontologiques de ces cinq séquences sont équivalents dans l'Allochtone Ardennais et dans le Parautochtone Brabançon.

La marge dévono-carbonifère ardennaise se caractérise par le diachronisme des corps sédimentaires. A titre d'exemple, du Sud vers le Nord, les premiers sédiments discordants sont d'âge pridolien probable au Sud du Massif de Rocroi (Borremans et Bultynck, 1986), lochkovien au Nord de ce même massif (Stemans, 1986), dévonien moyen au front de l'Allochtone, et givétien ou frasnien au Nord du Parautochtone.

L'analyse régionale de la composition et de l'épaisseur des différents corps sédimentaires a mis en évidence des variations brutales de faciès et de puissance résultant du jeu synsédimentaire d'un réseau de failles WNW-ESE et SW-NE (figure 8). Ces failles délimitent des domaines sédimentaires homogènes (Meilliez, 1989a).

Certaines de ces fractures coïncident avec les chevauchements principaux qui sont du Sud au Nord, les failles de Bogny, d'Opont et de Willerzie, la Faille de Givet, la Faille d'Yvoir et aussi la Faille du Midi (figure 6 et 9). Ces chevauchements résulteraient donc de l'inversion de failles synsédimentaires au cours du raccourcissement varisque. Les failles orientées WSW-ENE ont joué préférentiellement en rampes frontales tandis que les failles orientées SW-NE ont joué en rampes latérales.

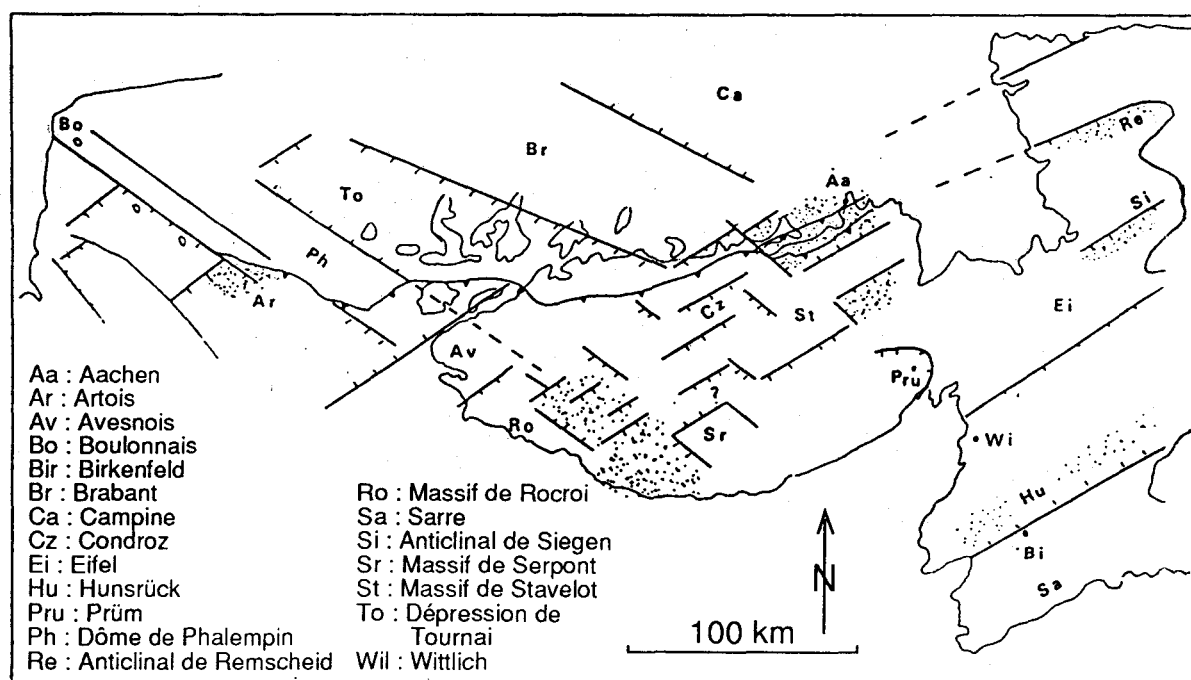


Figure 8 : Les principales failles qui contrôlent la sédimentation dévono-carbonifère dans l'ensemble Ardenne-Brabant (d'après Meilliez, 1989a).

Les fractures synsédimentaires dont l'activité est la plus continue au cours du Dévonien et du Carbonifère déterminent un réseau de failles WNW-ESE et SW-NE. Dans le Boulonnais, le Brabant et l'Avesnois, la direction WNW-ESE est dominante. En Ardenne et dans l'Eifel, la direction SW-NE est prépondérante.

Meilliez (1989a) a proposé un modèle de restitution de la marge ardennaise, selon lequel l'extension dévono-carbonifère a été accommodée en partie par le basculement de blocs crustaux (figure 9). Les limites de ces blocs ont joué le rôle de failles synsédimentaires. Ultérieurement, au cours du raccourcissement varisque, ces failles ont été inversées, délimitant ainsi les principales unités tectoniques de l'Allochtone (figure 6).

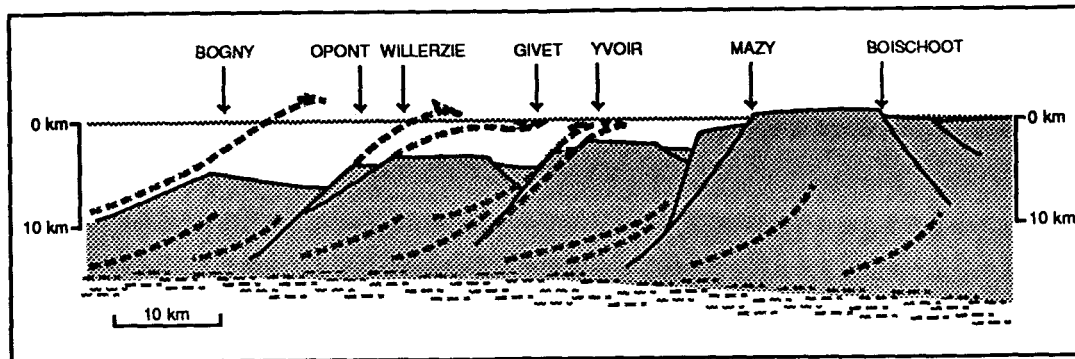


Figure 9 : Profil schématique de la marge ardennaise au Dévonien inférieur.

(d'après Meilliez, 1989a). Les caractères sédimentologiques et structuraux des premiers sédiments dévoniens conduisent à l'identification d'une série de blocs crustaux basculés vers le Sud. L'extension est plus importante et plus précoce au Sud qu'au Nord. La base du profil correspond à la transition fragile-ductile. Les tirets situent les futurs chevauchements dus au raccourcissement varisque.

3) L'événement calédonien

a) Dans le Massif du Brabant

Le Massif du Brabant, qui constitue le substratum du Parautochtone Brabançon, est formé d'une série terrigène datée paléontologiquement du Cambrien au Silurien (Vanguetaine, 1974, 1986). Les caractères sédimentologiques et géochimiques des premiers sédiments cambriens suggèrent un milieu de dépôt de type plate-forme instable (Van der Auwera et André, 1985). Au cours de l'Ordovicien supérieur et du Silurien, la sédimentation clastique est accompagnée par un magmatisme extrusif et intrusif (voir p. 30). La nature calco-alcaline de ce magmatisme suggère un contexte général de type convergent.

Le raccourcissement calédonien s'est produit dans un intervalle de temps compris entre le Silurien terminal (âge des derniers dépôts du substratum) et le Dévonien moyen (âge des premiers dépôts discordants).

En raison du manque de repères lithostratigraphiques fiables et du fait de la rareté des affleurements, la structure du Massif du Brabant reste mal connue. Les documents cartographiques disponibles montrent que la direction structurale dominante est orientée WNW-ESE (figure 3). La structure générale est celle d'un anticlinorium à coeur de Cambrien. Les terrains ordoviciens et siluriens affleurent dans la partie méridionale du Brabant. Les

affleurements montrent des plis déversés vers le Sud, associés à une schistosité pentée vers le Nord. Les chevauchements semblent être de vergence sud (*in* Robaszynski et Dupuis, 1983).

b) Dans les massifs de Haute-Ardenne

Dans l'Allochtone Ardennais, le substratum affleure dans les Massifs de Rocroi, Givonne, Serpont et Stavelot qui représentent les coeurs d'antiformes écaillées.

Au cours du Cambrien inférieur et moyen, les dépôts terrigènes semblent similaires d'un massif à l'autre et présentent des similitudes avec ceux du Brabant (Beugnies *et al.*, 1976). A partir du Cambrien supérieur, les séries se différencient. En particulier, les séries détritiques du Massif de Stavelot semblent s'être déposées dans un environnement peu profond, à caractère régressif, alors que celles du Massif de Rocroi paraissent d'origine plus profonde (Lamens et Geukens, 1985 ; Lamens, 1986).

Les derniers sédiments connus du substratum sont d'âge Llandeilo à Caradoc inférieur dans le Massif de Stavelot et Tremadoc à Llanvirn dans le Massif de Rocroi (Vanguetaine, 1986 ; Roche *et al.*, 1986). Les premiers dépôts discordants de la couverture sont d'âge silurien terminal au Sud du Massif de Rocroi (Borremans et Bultynck, 1986). Le raccourcissement calédonien se produit donc en Haute-Ardenne entre l'Ordovicien moyen et la fin du Silurien.

Le problème de l'importance de la structuration calédonienne a été largement débattu. Certains auteurs ont assimilé l'événement calédonien à un simple événement paléogéographique (Kaisin, 1936 ; Beugnies, 1963 ; Hugon et Le Corre, 1979 ; Hugon, 1983). D'autres ont défendu l'idée d'un épisode orogénique (Waterlot, 1945 ; Geukens, 1981). Cette dernière hypothèse a pu être vérifiée à partir de l'observation en de nombreux points du Massif de Rocroi, de plis métriques tronqués et scellés par la discordance éodévonienne (Delvaux de Fenffe et Laduron, 1984 ; Meilliez, 1989a). Aucune évidence de schistosité associée à ces plis n'a pu être pour l'instant démontrée.

Si la signification orogénique de l'événement calédonien est désormais établie en Haute-Ardenne, la géométrie des structures plicatives ou faillées qui lui sont associées reste indéterminée. La dispersion des orientations des axes de plis tronqués par la discordance suggère une géométrie complexe.

C) Le magmatisme

1) Dans le Parautochtone Brabançon

Le magmatisme brabançon a été étudié en détail par André (André, 1983 ; André et Deutsch, 1984 ; André *et al.*, 1986). Ce magmatisme est concentré au Sud du Brabant et dessine un alignement Est-Ouest, concave vers le Nord (figure 10).

Les témoins volcaniques connus sont représentés essentiellement par des roches pyroclastiques, de composition rhyolitique ou dacitique, et par de rares coulées de laves basaltiques, andésitiques ou rhyolitiques. Les datations paléontologiques des sédiments intercalés montrent que l'activité volcanique est plus ancienne à l'Ouest du Brabant où elle se rapporte au Caradoc et à l'Ashgill, et plus récente à l'Est du Brabant, où l'âge est silurien. Le magmatisme se termine au Wenlock.

Outre ces formations volcaniques, quelques intrusions hypabyssales sont connues. Elles sont représentées par :

- le complexe de Lessines, formé d'une succession de sills de microdiorite quartzique, qui a donné un âge radiométrique (Rb-Sr roche totale) de 419 ± 13 Ma datant l'intrusion (André et Deutsch, 1984) ;

- le neck de Quenast, formé également de microdiorite quartzique, a livré un âge de mise en place à 433 ± 10 Ma (U-Pb sur zircon ; André et Deutsch, 1984) (figures 7 et 10).

Le magmatisme brabançon, qui couvre donc l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur, se rapporte donc sans ambiguïté à l'événement calédonien.

Les caractères géochimiques du magmatisme brabançon ont conduit André (1983) à distinguer deux provinces magmatiques : une province calco-alcaline englobant l'Ouest et la partie centrale du Brabant, et une province tholéiitique localisée à l'Est du Brabant. Cette association spatiale caractériserait une zone de subduction plongeant vers le Sud-Est et fonctionnant durant l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur. La province calco-alcaline serait le témoin d'un ancien arc, tandis que la province tholéiitique correspondrait au développement d'un bassin arrière-arc intracontinental.

2) Dans l'Allochtone Ardennais

Les écaillés du chevauchement frontal ardennais contiennent des témoins d'un magmatisme acide, représenté par des coulées de rhyolite, des tuffs et des cinérites (Denaeys et Mortelmans, 1954 ; Corin, 1965). Ce volcanisme s'étagerait depuis le Llandeilo jusqu'au Llandoverly. En raison de conditions d'affleurement particulièrement médiocres, ces roches restent mal caractérisées.

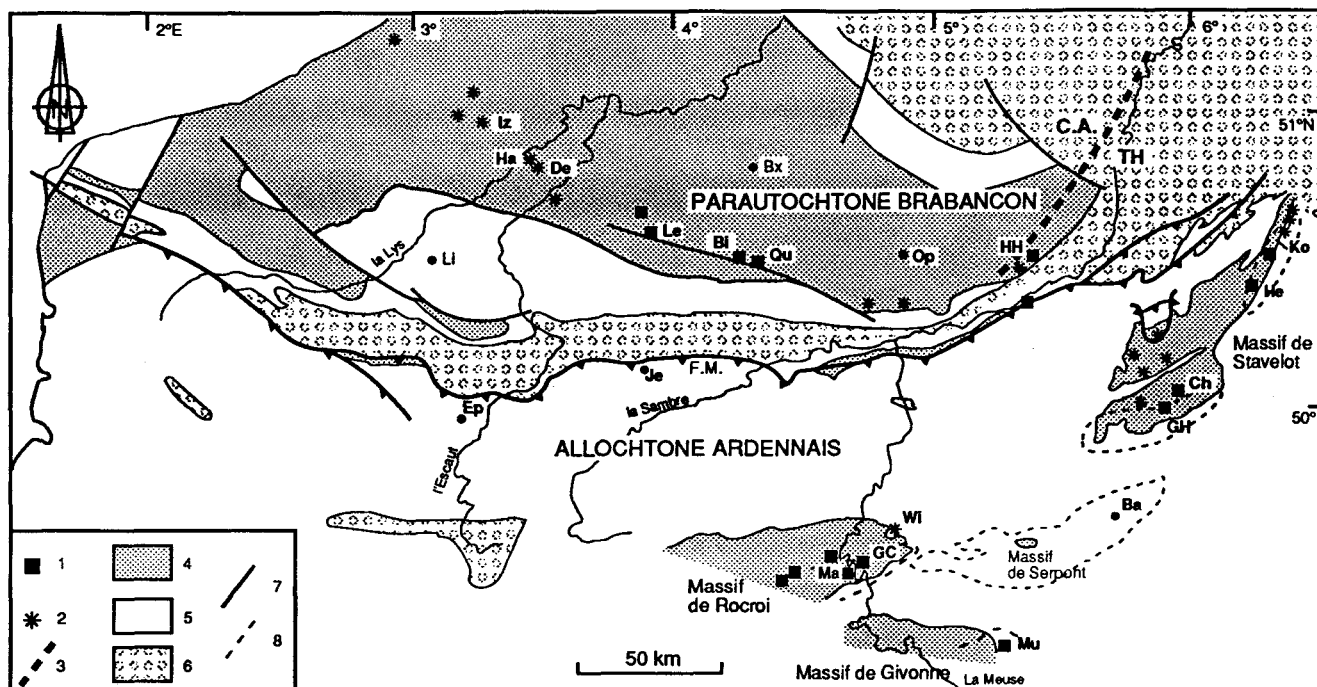


Figure 10 : Le magmatisme et le métamorphisme dans l'ensemble Ardenne-Brabant.

Carte établie d'après les données de André (1983) et Meilliez et Mansy (1990). Des corps magmatiques, intrusifs (1) ou extrusifs (2) sont connus à la fois dans l'Allochtone Ardennais et dans le Parautochtone Brabançon. Dans ce dernier, le magmatisme, d'âge ordovico-silurien, se répartit entre une lignée calco-alcaline (C.A.) à l'Ouest et au centre du Brabant, et une lignée tholéitique (TH) à l'Est (3). Bi : Bierghes ; De : Deerlijk ; Ha : Harelbecke ; HH : Horion-Hozémont ; Iz : Izegem ; Le : Lessines ; Qu : Quenast.

Dans le substratum de l'Allochtone Ardennais, des corps magmatiques sont connus dans le Massif de Stavelot (Ch : Challes ; He : la Helle) et dans le Massif de Rocroi où l'on observe un essaim filonien bimodal (Ma : Mairut ; GC : la Grande-Commune). En bordure Nord-Est du Massif de Rocroi (Wi : Willerzie), la base de la couverture contient les débris d'un appareil volcanique acide. A l'Est du Massif de Givonne (Mu : Muno), quelques filons de kersantite traversent les premiers niveaux de la couverture.

Le métamorphisme calédonien n'affecte que le substratum du Parautochtone. Il semble plus intense à l'Est (Op : Opprebaix) qu'à l'Ouest. Le métamorphisme varisque se caractérise par une série de dômes épizonaux (8) localisés au Sud des principales antiformes écaillées de l'Allochtone. La schistosité varisque est datée radiométriquement du Carbonifère en de nombreux sites parmi lesquels Bastogne (Ba), Epinoy (Ep), Grand-Halleux (GH), Jeumont (Je), Konzen (Ko).

4 : substratum d'âge Paléozoïque inférieur ; 5 : couverture dévono-dinantienne ; 6 : flysch houiller daté du Namuro-Westphalien. 7 : principales failles, dont la Faille du Midi (F.M.). Bx : Bruxelles ; Li : Lille.

Dans le Massif de Rocroi, un système filonien bimodal, représenté par des filons de microgranite et de diabase est intrusif dans la série cambro-ordovicienne (Waterlot, 1945 ; Beugnies, 1963). Leur mise en place est postérieure à un épisode de tectogenèse calédonienne et antérieur au raccourcissement varisque (Beugnies, 1963 ; Meilliez, 1981). Beugnies (1969) propose de relier ces filons au complexe volcano-détritique dévonien basal de Willerzie qui en représenterait l'expression effusive.

De nombreux témoins magmatiques sont connus dans le Massif de Stavelot. Des formations volcano-détritiques acides, les "Venn Porphyres" de la région de Lammersdorf sont interstratifiées dans les sédiments de l'Ordovicien inférieur. Leur signification reste inconnue.

Quelques intrusions sont connues à l'affleurement ou en sondage. Il s'agit essentiellement de diabases, telles celles de Trô Maret, de Challes, et de Grand Halleux. Ces

deux dernières ont fait l'objet d'une caractérisation géochimique (André, 1983). Elles sont chimiquement similaires aux gabbros de Horion-Hozémont (Est du Brabant) et aux diabases du Massif de Rocroi. Ces intrusions ont donc été associées à la province tholéïtite brabançonne André (1983).

Seule la "métatonalite" de la Helle a fait l'objet d'une datation radiométrique (U-Pb sur zircon). L'âge obtenu, 381 ± 8 Ma (figures 7 et 10) (Kramm et Bühl, 1985) correspond vraisemblablement à l'âge d'intrusion, et rapporte la "métatonalite" à l'événement varisque.

En bordure orientale du Massif de Givonne, quelques dykes magmatiques, constitués de kersantite, sont intrusifs dans les premiers dépôts de la couverture dévonienne (Fourmarier, 1911 ; Anten, 1913). Ils sont donc à rattacher à l'événement varisque. Leurs caractères chimiques et leur signification restent inconnus.

D) Le métamorphisme

1) Dans le Parautochtone Brabançon

Le métamorphisme du Parautochtone Brabançon n'affecte que le substratum. Son âge est donc calédonien. Ce métamorphisme, de type anchi- à épizonal, se marque par la transformation de pélites en séricitoschistes et chloritoschistes. Dans la région d'Opprebaix (Est du Brabant), le métamorphisme, localement plus intense, a engendré l'apparition de la biotite. Celle-ci s'est développée avant l'acquisition d'une schistosité pénétrative dont l'âge pourrait être de 450 ± 21 Ma (Rb-Sr sur roche totale ; Michot, 1976 ; André *et al.*, 1981). Le système Rb-Sr s'est homogénéisé dans les biotites à 384 ± 20 Ma, avec une température probable de 350 ± 50 °C. Cet événement pourrait dater un épisode tardimétamorphique lié à la formation du clivage de crénulation (André *et al.*, 1981) (figures 7 et 10).

2) Dans l'Allochtone Ardennais

Trois dômes métamorphiques épizonaux affectent respectivement les parties méridionales des massifs calédoniens de Rocroi, Givonne et Stavelot, ainsi que leur couverture dévonienne adjacente (figure 10). Ce métamorphisme est donc varisque. L'existence d'un métamorphisme calédonien reste toutefois débattue.

La zonéographie de ces dômes a été établie à partir de l'étude des paragenèses et des équilibres minéralogiques correspondant, de la cristallinité de l'illite, et de l'analyse des inclusions fluides dans les quartz filoniens.

Le dôme métamorphique principal forme une ellipse très allongée qui couvre la partie méridionale du Massif de Rocroi et s'étend vers l'Est jusqu'à la région de Bastogne (figure 10).

Sa zonéographie a été établie par Beugnies (1986) à partir de minéraux-index. Une épizone externe et une épizone interne sont ainsi distinguées : le passage de la première à la seconde se marque, dans les pélites ferrifères et non calciques, par la déstabilisation de l'hématite et de la pyrophyllite et l'apparition de l'andalousite et d'un grenat. Dans les pélites calciques et les diabases du Massif de Rocroi, ce même passage se marque par la disparition de la calcite et de l'actinote, et l'apparition de plagioclase, de hornblende et de grenat. L'isograde qui sépare ces deux zones correspondrait à une température de 380°C et une pression de 200 MPa. L'intensité maximale du métamorphisme est rencontrée dans la région de Bastogne.

L'analyse des inclusions fluides des quartz filoniens a confirmé ces estimations (Darimont, 1986, 1988). Leur composition indique une homogénéisation pour une température comprise entre 360 et 460°C et une pression comprise entre 160 et 220 MPa. Les quartz de la région de Bastogne ont livré les estimations de P et T maximales.

L'étude des assemblages minéralogiques dans le dôme métamorphique de Stavelot a donnée des estimations de couples P-T voisines de celles de l'Ardenne méridionale (Schreyer et Abraham, 1978 ; Fransolet et Kramm, 1983 ; Kramm, Spaeth et Wolf, 1985 ; Spaeth *et al.*, 1985).

En Ardenne méridionale, tant dans le substratum que dans la couverture, les relations structurales entre les porphyroblastes et la schistosité montrent que l'apparition de l'ilménite et de la magnétite et d'une première génération de chloritoïde, précède la schistogenèse d'âge viséen (Piqué *et al.*, 1984). Il en est de même pour les nodules charbonneux identifiés à de la chiasolite (Beugnies *et al.*, 1981 ; Fielitz, 1987 ; Meilliez, *comm. pers.* 1990). Une seconde génération de chloritoïde s'est développée après l'acquisition de la schistosité et avant la formation d'une crénulation exprimée localement (Beugnies et Chavepeyer, 1981 ; Beugnies, 1986 ; Delvaux de Fenffe et Laduron, 1984).

L'âge des dômes métamorphiques est compris entre l'âge des dépôts les plus récents qu'ils affectent, c'est-à-dire le Dévonien inférieur, et l'âge de la dernière recristallisation des minéraux phylliteux, c'est-à-dire le Namuro-Westphalien.

En résumé, dans l'Allochtone Ardennais, le métamorphisme épizonal varisque semble être, au moins localement, polyphasé. Dans la partie sud de l'Allochtone, la formation des dômes métamorphiques débute avant et se poursuit après la schistogenèse, vraisemblablement d'âge viséen.

III) LE MASSIF DE ROCROI

Situé en Ardenne méridionale, le Massif de Rocroi est un noyau de substratum affleurant à la faveur d'une antiforme écaillée de l'Allochtone. D'Ouest en Est, il s'étend sur plus de 70 km, depuis Hirson jusqu'à Louette-Saint-Pierre. Du Sud au Nord, son extension est de 20 km entre Bogny et Haybes.

Le Massif de Rocroi est recouvert en discordance par la couverture dévono-carbonifère. L'ensemble disparaît au Sud sous le recouvrement méso-cénozoïque.

A) Stratigraphie du substratum

Le substratum est formé d'une série silicoclastique au sein de laquelle alternent grès et pélites. Cette série est paléontologiquement datée du Cambrien inférieur à l'Ordovicien moyen (Vanguetaine, 1974, 1986).

Une description lithostratigraphique du substratum est établie de longue date (Dumont, 1847 ; Gosselet, 1888 ; Waterlot, 1937a ; Beugnies, 1963).

La partie inférieure de la série constitue les Couches de Deville. Elles affleurent au Sud et au Nord du Massif de Rocroi. Il s'agit d'un ensemble de grès et de pélites de couleur claire, contenant deux veines ardoisières principales ayant valeur de bancs-repères (figure 11) :

- la veine St Anne (= Petit Terne) qui limite un groupe inférieur (Dv1) d'un groupe supérieur (Dv2) ;
- la veine Renaissance (= Grand Terne) dont le toit définit conventionnellement le sommet des Couches de Deville (Waterlot, 1937a).

Dans l'ensemble, les Couches de Deville sont à dominante pélitique au Sud du Massif de Rocroi (région de Deville et Monthermé) et à dominante gréseuse au Nord (région de Fumay et Haybes). L'épaisseur totale est inconnue.

Les Couches de Deville sont d'âge cambrien inférieur (Vanguetaine, 1986). Leur base, qui n'est pas connue à l'affleurement, pourrait se rapporter au Précambrien terminal (Mortelmans, 1977).

Les Couches de Revin, qui forment la partie supérieure du substratum, affleurent dans la partie centrale du Massif de Rocroi. Elles se composent de grès et de pélites de couleur sombre, localement riches en pyrite. Cinq subdivisions (assises Rv1 à 5) sont traditionnellement reconnues (Beugnies, 1963), en fonction de la dominance des grès (Rv2 et Rv4) ou des pélites (Rv1, Rv3 et Rv5) (figure 11). L'assise inférieure (Rv1) rassemble les faciès de transition graduelle et continue entre les couches de Deville et les Couches de Revin.

Les datations biostratigraphiques réalisées sur les Couches de Revin ont livré des âges cambrien moyen et supérieur (Rv2, 3 et 4), et ordovicien inférieur à moyen (Rv5) (Vanguestaine, 1986). Elles corroborent la lithostratigraphie dans ses grandes lignes. Toutefois, localement, celle-ci a pu être mise en défaut. Ainsi, à Montcornet, l'assise Rv3 est d'âge cambrien supérieur, alors que la transition Rv3-Rv4 est d'âge cambrien moyen (Meilliez et Vanguestaine, 1983). Par ailleurs, l'observation fréquente de stratifications entrecroisées, chenaux, slumps et terminaisons lenticulaires de bancs, montre que la sédimentation des Couches de Revin est très perturbée. Une étude préliminaire de ces figures en cours (Cibaj, *comm. pers.*, 1991), suggère un milieu de dépôt proximal. Compte-tenu de l'extrême variabilité spatiale des corps sédimentaires dans un tel environnement, la distinction d'unités lithostratigraphiques au sein des Couches de Revin ne peut plus être considérée comme définitivement établie.

B) Structure du Massif de Rocroi

Le Massif de Rocroi est une antiforme écaillée d'axe E-W (structure d'ordre 1), déterminée par le raccourcissement varisque. Il se compose d'une alternance d'antiformes et de synformes de même direction E-W (structures d'ordre 2) (figure 11). Du Sud au Nord, il s'agit de la synforme de Bogny, de l'antiforme de Deville, de la vaste synforme centrale de Revin, de l'antiforme de Fumay et de la synforme de Haybes. Comme ces structures d'ordre 2 ne trouvent pas d'équivalent dans la couverture dévonienne, elles pourraient être calédoniennes (Waterlot, 1937b).

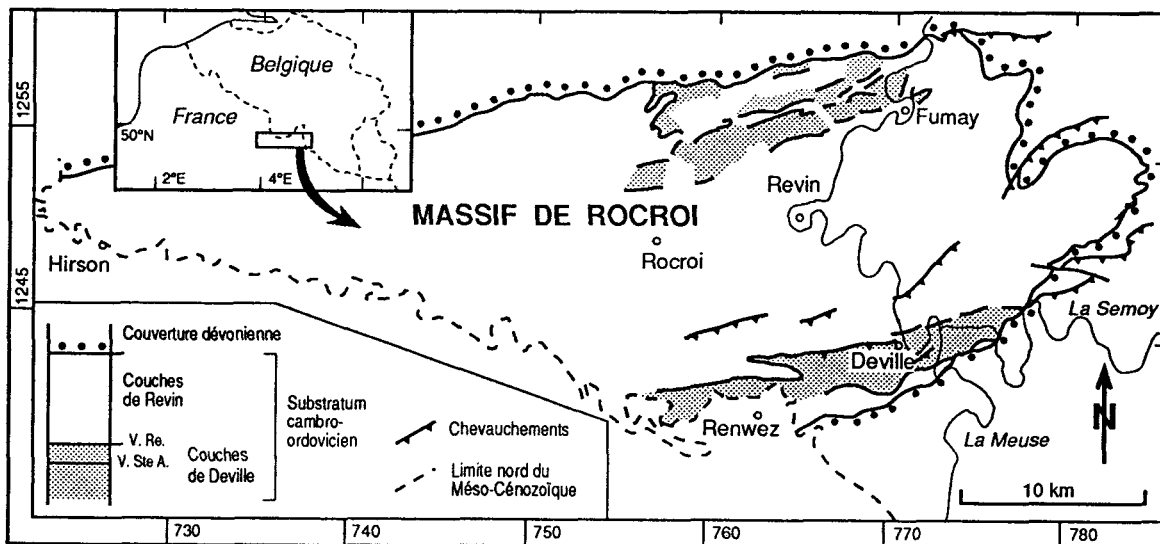


Figure 11 : Structure du Massif de Rocroi.

Le Massif de Rocroi affleure au cœur d'une antiforme écaillée de l'Allochtone Ardennais. Il est formé par des séries grésopélitiques d'âge cambro-ordovicien qui forment le substratum d'une couverture dévonienne discordante. Deux unités lithostratigraphiques constituent le substratum : à la base, les Couches de Deville qui contiennent deux veines ardoisières (V. Ste A. : veine Sainte Anne ; V. Re. : veine Renaissance) ; et au sommet les Couches de Revin. Vers le Sud, le Massif de Rocroi et sa couverture disparaissent sous les sédiments méso-cénozoïques du Bassin de Paris.

La partie nord de l'antiforme de Deville est traversée par deux zones faillées principales : la Faille de la Carbonnière et la Faille de la Grande-Commune (Beugnies, 1963). Ces deux zones faillées se poursuivent vers l'Est dans la couverture dévonienne, où elles présentent des caractères de chevauchements plus ou moins décrochants (Beugnies, 1986). De plus, leur trace sépare des domaines sédimentaires dévoniens distincts. Ces deux contacts majeurs pourraient donc représenter des failles synsédimentaires inversées lors du raccourcissement varisque.

Les plis observés à l'affleurement sont isoclinaux à subisoclinaux et déversés vers le Nord. Leurs surfaces axiales présentent un pendage moyen de l'ordre de 45° vers le Sud. Les charnières sont orientées de façon très variables : toutes les orientations du secteur angulaire compris entre $N80^\circ$ et $N280^\circ$ sont représentées. La relation entre ces plis observés à l'affleurement et les structures d'ordre 1 et 2 reste indéterminée.

Les niveaux pélitiques du substratum et de la couverture sont affectés par une schistosité pénétrative unique, statistiquement de même pendage sud. Cette schistosité est donc varisque.

Les surfaces axiales des plis du substratum étant quasi parallèles à la schistosité, ces plis ont été considérés comme synschisteux et donc varisques (Beugnies, 1963). La dispersion des charnières des plis métriques dans le plan moyen moyen de la schistosité est expliqué par Hugon (1983) selon un mécanisme de cisaillement simple régional. Pour rendre compte du fait que la discordance éodévonienne tronque des plis métriques du substratum, ce même auteur reprend l'interprétation de Kaisin (1936) selon lequel ces plis résultent d'un effet d'entraînement lié à un décollement régional systématiquement localisé à la base de la couverture. En conséquence, la structuration du Massif de Rocroi serait due pour l'essentiel au raccourcissement varisque.

Deux types d'observations structurales ont remis en cause ce modèle.

D'une part, la discordance éodévonienne n'est pas une surface de décollement. Les premiers dépôts grossiers de la discordance scellent des paléoreliefs du substratum (Delvaux de Fenffe et Laduron, 1984 ; Meilliez, 1989a et b). Les décollements se localisent préférentiellement dans les niveaux pélitiques sus-jacents aux premiers dépôts grossiers (Meilliez et Mansy, 1990).

D'autre part, des travaux routiers ont dégagé au Sud de Revin un chevelu de filons magmatiques sécants sur des plis métriques d'allure synschisteuse du substratum. La même schistosité pénétrative affecte à la fois les filons et leur encaissant (Meilliez, 1981).

On est donc confronté au double paradoxe suivant :

- la discordance tronque des plis à schistosité de plan axial, d'âge calédonien. Or la schistosité, qui affecte le substratum et la couverture, est d'âge varisque ;

- les filons magmatiques recoupent des plis métriques à schistosité de plan axial, si bien que les premiers sont postérieurs aux seconds. Or, la schistosité qui affecte les filons, leur est postérieure.

Deux solutions ont été proposées pour résoudre ce paradoxe :

- La schistosité observée dans le substratum est bien calédonienne : les plis sont réellement synschisteux. La schistosité varisque s'est surimposée parallèlement à la schistosité varisque. Elles sont donc géométriquement indistinctes (Delvaux de Fenffe et Laduron, 1984). Cette solution est difficilement recevable car il est peu probable que la cinématique du raccourcissement varisque ait été telle que le plan XY de la déformation finie varisque coïncide strictement avec celui de la déformation calédonienne.

- La schistosité observée dans le substratum est partout varisque. La surface axiale des plis calédoniens devait être peu dispersée autour du plan d'aplatissement de la déformation finie varisque, d'où l'impression d'observer des plis synschisteux (Meilliez, 1989a).

IV) OBJECTIFS POURSUIVIS

De cet exposé général sur la structuration paléozoïque de l'ensemble Ardenne-Brabant, il ressort que cette région est un lieu privilégié où les effets sédimentaires, tectoniques et magmatiques des événements calédoniens et varisques sont particulièrement bien enregistrés.

De nombreux problèmes restent posés.

- L'événement calédonien. Si la signification orogénique du raccourcissement calédonien est désormais admise, son calendrier et ses modalités cinématiques restent à décrypter. En particulier, la relation entre les domaines Ardennais et Condruso-Brabançon est indéterminée.

- L'extension et le raccourcissement varisques. Dans la couverture dévono-carbonifère, leurs effets sédimentaires et structuraux sont désormais bien connus (Meilliez, 1989a et b ; Cibaj, 1991). En revanche, la structuration varisque du substratum reste à décrypter.

- Le métamorphisme. Son âge, son chemin et ses relations avec les événements géotectoniques majeurs restent mal caractérisés.

- Le magmatisme. Il constitue le phénomène le plus mal intégré aux modèles régionaux d'évolution structurale.

On a vu que l'étude géochimique et isotopique du magmatisme brabançon (André, 1983) a apporté des informations discriminantes sur l'évolution géodynamique du Brabant au cours de l'Ordovicien et du Silurien.

Il n'en est pas de même en Ardenne méridionale, où les filons magmatiques du Massif de Rocroi semblaient au contraire mal s'intégrer dans les schémas d'évolution régionale.

Ainsi, les observations récentes (Meilliez, 1981) ont montré que l'intrusion magmatique n'est pas antérieure à toute structuration, comme il était admis précédemment, mais s'inscrit entre deux épisodes de tectogenèse, l'un calédonien et l'autre varisque. Par ailleurs, des arguments cartographiques ou pétrographiques incitaient à attribuer aux filons un âge dévonien basal. Or, les diabases présentent les mêmes caractères chimiques et isotopiques que les gabbros du SE du Brabant, d'âge silurien inférieur. On pourrait donc conclure à une parenté entre ces deux témoins et donc à leur contemporanéité. Cette hypothèse n'est pas entièrement satisfaisante puisque ces témoins appartiennent à deux domaines calédoniens distincts. De plus, le magmatisme du Brabant est antérieur à la tectogenèse calédonienne alors que les filons du Massif de Rocroi lui sont postérieurs.

L'objectif principal que je me suis fixé est d'intégrer le magmatisme et le métamorphisme de l'Ardenne méridionale dans le cadre de l'évolution géodynamique de

l'Ardenne paléozoïque. J'ai choisi d'adopter une approche double, associant l'analyse structurale à la géochimie, afin de répondre à quatre objectifs principaux.

Premier objectif : déterminer l'âge des filons du Massif de Rocroi.

Les études antérieures n'ont pas permis de dater précisément les filons. Les âges proposés à partir d'arguments structuraux ou pétrographiques sont souvent contradictoires. Or, la résolution préalable de ce problème est nécessaire pour pouvoir utiliser les filons comme marqueurs structuraux et les comparer avec d'autres corps magmatiques.

L'application de la méthode U-Pb sur zircon a permis de fixer l'âge des filons.

Deuxième objectif : intégrer le magmatisme du Massif de Rocroi au sein de la séquence régionale d'événements structuraux.

Pour résoudre ce problème, il importe de :

- caractériser les modalités cinématiques et dynamiques de la mise en place des filons ;
- définir la structure des corps filoniens (géométrie, structures internes) ;
- décrire les rapports structuraux entre les filons et leur encaissant (caractérisation des structures communes aux filons et à leur encaissant, des structures uniquement observées dans les filons ou dans l'encaissant).

Ces deux phases d'analyse ont été effectuées à diverses échelles, de la lame mince à l'échelle du Massif de Rocroi. Environ 120 jours de levers de terrain ont été effectués. Les résultats m'ont conduit à proposer une chronologie relative de structuration que j'ai intégrés aux résultats obtenus régionalement par l'analyse d'autres marqueurs, en particulier la discordance éodévoniennne.

Troisième objectif : intégrer le métamorphisme dans le cadre de l'évolution géotectonique varisque.

Les diabases se sont avérées être d'excellents marqueurs des transformations physico-chimiques liées au métamorphisme varisque. L'analyse de ces transformations permet de mieux caractériser les conditions du métamorphisme et de le situer dans le cadre de l'évolution géodynamique varisque.

Quatrième objectif : préciser les relations entre le magmatisme du Massif de Rocroi et les corps magmatiques paléozoïques des régions voisines.

Un bilan des caractères des différents corps magmatiques paléozoïques depuis le SW de l'Angleterre jusqu'à l'Est de l'Allemagne permet de dégager deux grandes périodes d'activité éruptive. la première est le produit d'un contexte convergent calédonien. La seconde période, à laquelle se rapporte le magmatisme du Massif de Rocroi est liée à la divergence varisque.



PREMIERE PARTIE :

**LE MAGMATISME EN
ARDENNE MERIDIONALE :
LOCALISATION, NATURE
ET AGE DES TEMOINS**

Plan détaillé de la première partie :

LE MAGMATISME EN ARDENNE MERIDIONALE : LOCALISATION, NATURE ET AGE DES TEMOINS

I) Le système filonien dans le substratum : localisation et nature

- A) Inventaire des filons magmatiques
- B) Répartition du magmatisme
- C) Rapports cartographiques entre microgranite et diabase
- D) Rapports cartographiques entre le système filonien et la discordance calédonienne

II) Datation U-Pb sur zircon du système filonien du substratum

- A) Principe général de la datation radiométrique par la méthode U-Pb sur zircon
- B) Collecte et préparation des échantillons
- C) Résultats analytiques, interprétation

III) Les filons de kersantite de Muno intrusifs dans la couverture

IV) Les éléments d'origine magmatique dans les sédiments de la couverture

- A) Le complexe volcano-détritique lochkovien de Willerzie
 - 1) Contexte géologique local
 - 2) Le sondage de Willerzie et les principaux affleurements
 - 3) Conclusions
- B) Les minéraux d'origine magmatique dans les Couches de Gedinne
- C) Origine des éléments magmatiques

INTRODUCTION

Les témoins connus d'activité magmatique paléozoïque en Ardenne méridionale peuvent être, suivant leur nature, répartis en deux catégories (figure 12) :

- Les filons magmatiques intrusifs dans le substratum ou dans la couverture. A cette catégorie appartiennent le système filonien intrusif dans le substratum du Massif de Rocroi, dont l'étude constituera le centre d'intérêt de ce mémoire, ainsi que les filons de kersantite de Muno, intrusifs dans les premiers dépôts de la couverture, à l'Est du Massif de Givonne.

- Les éléments détritiques d'origine magmatique présents dans les sédiments de la couverture. Il s'agit d'indices d'âges et de natures très variées, dont la provenance et la signification restent mal comprises en l'absence d'études détaillées.

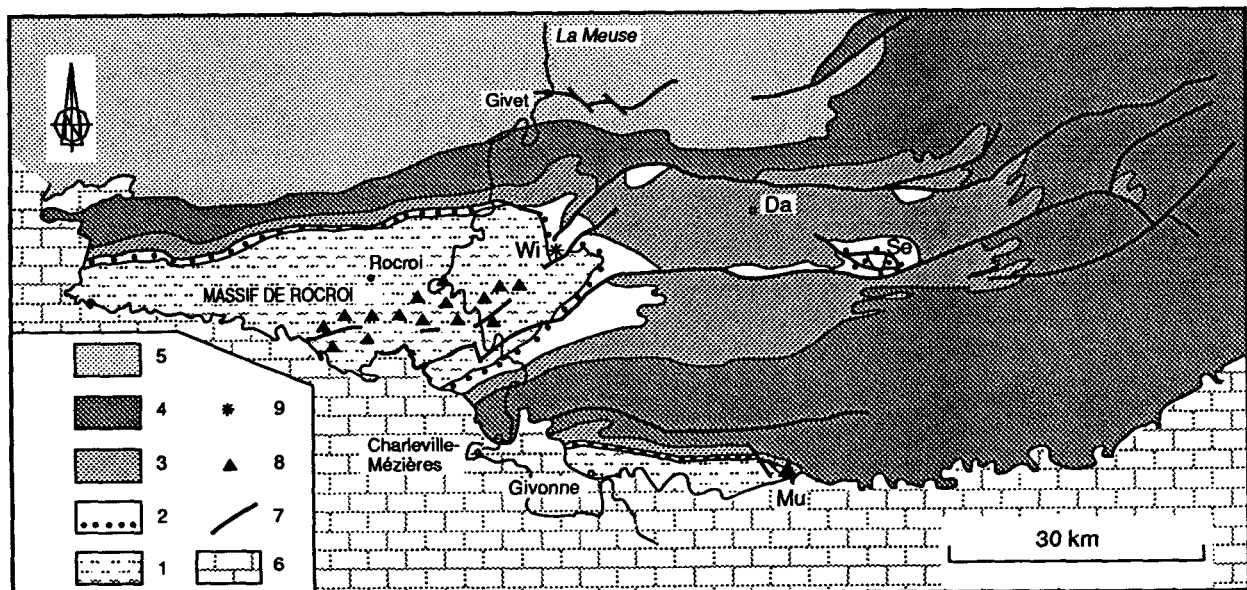


Figure 12 : Localisation des principaux témoins magmatiques en Ardenne méridionale.

Carte établie à partir des données de Asselberghs (1946), Beugnies (1963, 1986, 1988) et Meilliez (1989a). Le substratum d'âge cambro-ordovicien (1) affleure dans les Massifs de Rocroi, de Givonne (Gi) et de Serpont (Se). Le Dévonien inférieur (2 à 4) forme une épaisse couverture sédimentaire qui repose en discordance sur le substratum. Les Couches de Gedinne constituent la base de la couverture. Elles comprennent, de bas en haut, les Formations de Fépin et de Mondrepuis (2), de Oignies et de St Hubert (3). 4 : autres formations du Dévonien inférieur (Siegénien, Emsien). 5 : Dévonien moyen et supérieur. 6 : Méso-Cénozoïque. 7 : principales failles. Les filons de diabase et de microgranite du Massif de Rocroi ainsi que les filons de kersantite de Muno constituent les seules intrusions (8) connues. Les sédiments du Dévonien inférieur contiennent de nombreux débris d'origine magmatique (9). A Willerzie (Wi), la base de la couverture remanie les débris d'un appareil volcanique acide. A Daverdisse (Da), la Formation de Saint-Hubert contient de la chromite, issue d'une source basique qui reste à identifier.

I) LE SYSTEME FILONIEN INTRUSIF DANS LE SUBSTRATUM : LOCALISATION ET NATURE

Connus de longue date, les filons magmatiques intrusifs dans le substratum forment un essaim localisé dans la partie méridionale du Massif de Rocroi.

Avant d'entreprendre une étude détaillée de ce magmatisme, il m'a paru nécessaire de disposer d'une image cartographique précisant l'extension du système filonien, la distribution et l'importance des différents types pétrographiques. Une telle image permet également d'aborder le problème des relations entre le système filonien et les principaux traits structuraux régionaux. Enfin, cette image peut servir de référence pour choisir des cibles de travail privilégiées pour une analyse structurale et géochimique.

A) Inventaire des filons magmatiques

Pour restituer une image cartographique du système filonien, il est nécessaire d'établir, comme base de travail, un inventaire des filons magmatiques. En ne répertorient que les filons directement observables aujourd'hui, on obtient un échantillon numériquement limité et non représentatif de la population filonienne car directement dépendant des conditions instantanées d'affleurement. En effet, si les affleurements naturels peuvent être considérés comme permanents à l'échelle du siècle, il en est tout autrement pour les affleurements d'origine anthropiques, qui sont les plus nombreux. La vitesse de dégradation des coupes liées aux travaux d'infrastructures ou d'exploitation du sous-sol est telle que, sauf exception, les observations ne peuvent être réalisées que pendant une ou deux décennie en moyenne.

Pour pouvoir réaliser un inventaire ayant une valeur représentative, il faut donc s'affranchir au moins en grande partie du problème des conditions d'affleurement. Cette difficulté peut être résolue en se référant aux observations anciennes fiables, réalisées avec des conditions d'affleurement différentes et souvent bien meilleures.

Depuis le siècle dernier, tous les géologues intéressés par le thème du magmatisme ardennais, conscients de leur rôle de témoin, ont eu le souci de rapporter plus ou précisément le détail de leurs observations. L'ensemble de ces documents constitue donc un témoignage de premier ordre, dont l'analyse critique m'a permis de réaliser une base de données, en y ajoutant le résultat de mes propres levés. 144 filons ont pu être répertoriés. Cette compilation et ses sources bibliographiques sont présentées dans l'annexe 1.

B) Répartition du magmatisme

Reportés sur carte (figure 13), les filons se répartissent dans la moitié sud du Massif de Rocroi, aucun d'entre eux n'étant observé dans la couverture dévonnaïque.

La surface enveloppe de l'ensemble des filons (figure 14) forme une bande orientée N60°, large d'environ 8 km et longue de plus de 20 km. La terminaison orientale de cette bande est localisée aux environs des Hauts-Buttés. La terminaison occidentale n'est pas connue à l'affleurement, à cause du recouvrement partiel du Massif de Rocroi par les sédiments méso-cénozoïques du Bassin de Paris.

Cette bande est oblique d'environ 20° par rapport à l'orientation générale du Massif de Rocroi (antiforme d'ordre 1) et la direction N80° des antiformes d'ordre 2 (soulignée par la limite Couches de Deville - Couches de Revin). Cette obliquité avait déjà été remarquée par Gosselet (1880). Ce dispositif suggère une indépendance entre la bande des filons et ces grandes structures plicatives.

L'allongement de la bande des filons est dans l'ensemble parallèle aux grands chevauchements varisques reconnus dans le Massif de Rocroi (Failles de la Carbonnière et de la Grande-Commune, Beugnies, 1963). *Nulle part, les chevauchements reconnus ne limitent ou ne décalent la bande aux filons.*

Compte-tenu du fait que les observations sont essentiellement localisées dans les vallées, il semblerait qu'au sein de la bande des filons, ces derniers se répartissent de manière homogène.

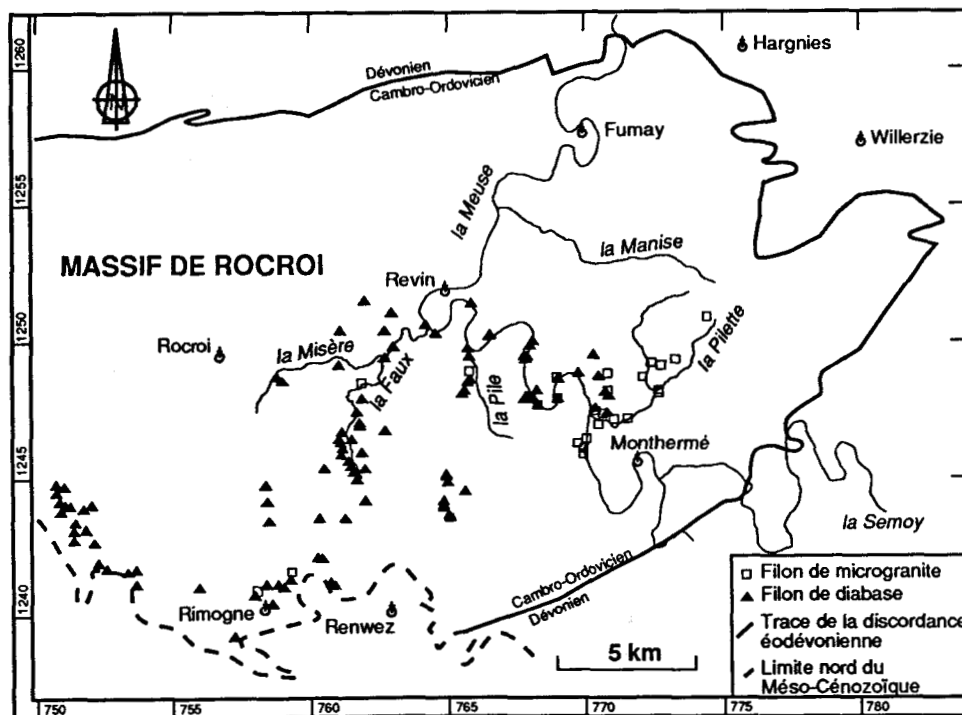


Figure 13: Localisation des filons magmatiques du Massif de Rocroi
Les filons observés à l'affleurement se cantonnent dans la partie méridionale du Massif de Rocroi.

Deux transects naturels, la vallée de la Meuse et la vallée de la Faux (figure 13) permettent d'estimer l'importance volumétrique des filons. Dans la vallée de la Meuse, les filons connus constituent 1,7% de l'ensemble rocheux (42 filons répartis sur 8 km) et 1,2% dans la vallée de la Faux (35 filons sur 8 km). Le magmatisme constitue donc au minimum environ 1,5% de l'ensemble rocheux dans la bande aux filons.

En résumé, le phénomène magmatique se compose d'un chevelu filonien dense et homogène, mais volumétriquement peu important, localisé dans le Sud du Massif de Rocroi.

C) Rapports cartographiques entre microgranite et diabase

La diabase est le type pétrographique le plus fréquent dans la bande aux filons : 80% des filons sont formés de diabase contre 20% constitués de microgranite. *Nulle part, des termes pétrographiques intermédiaires n'ont pu être observés à l'affleurement..*

En considérant non plus l'enveloppe de tous les filons mais l'enveloppe des filons de diabase d'une part et celle des filons de microgranite d'autre part, on obtient deux surfaces distinctes qui se recouvrent en partie (figure 15). L'aire de répartition des filons de diabase couvre la totalité de l'aire totale des filons à l'exception de la terminaison orientale. Au contraire, l'aire du microgranite est plus restreinte et décalée vers l'Est par rapport à l'aire de la diabase. Cette observation pose le problème de la parenté entre les deux types pétrographiques. Sont-ils issus de deux événements magmatiques distincts ou représentent-ils deux expressions d'un seul événement ?

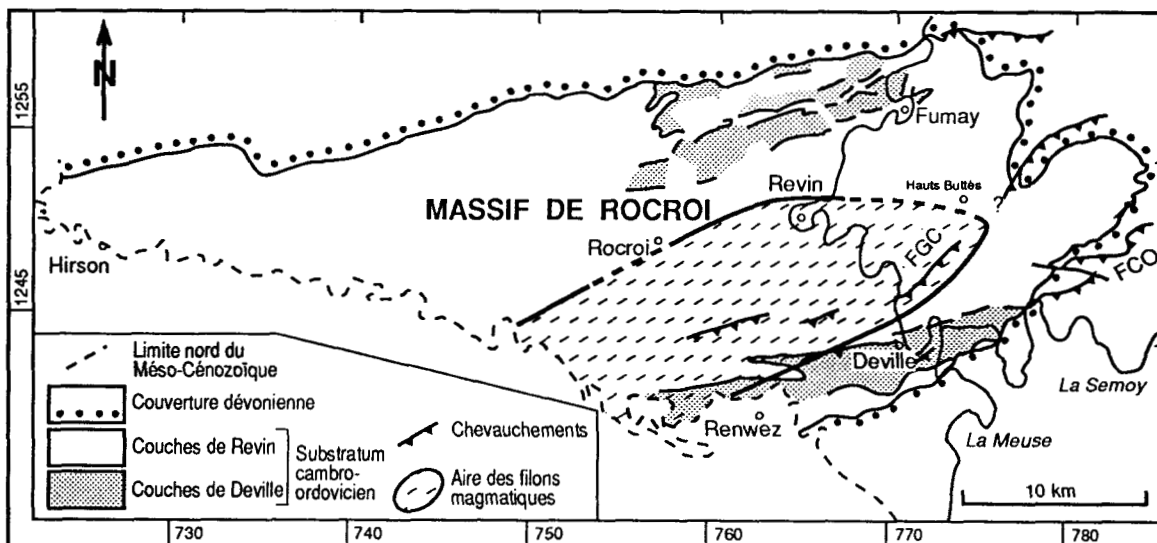


Figure 14 : Extension cartographique du système filonien du Massif de Rocroi

La surface-enveloppe du système filonien détermine une aire qui se cantonne à l'intérieur de la partie méridionale du Massif de Rocroi. Les filons sont intrusifs tant dans les Couches de Deville que dans les Couches de Revin. L'aire des filons est allongée suivant une direction SW-NE, parallèle à la direction des principaux chevauchements reconnus, parmi lesquels la Faille de la Carbonnière (FCO) et la Faille de la Grande-Commune (FGC).

Le recouvrement partiel des deux aires de répartition et le parallélisme de leurs directions d'allongement maximal semble plutôt en faveur de la seconde hypothèse. Toutefois, il conviendra de rechercher des critères permettant de résoudre ce problème.

D) Rapports cartographiques entre le système filonien et la discordance calédonienne

On a vu précédemment que l'aire de répartition des filons se cantonne exclusivement dans le substratum du Massif de Rocroi. Cette observation n'est toutefois pas suffisante pour conclure à l'antériorité du système filonien par rapport aux premiers dépôts discordants de la couverture. En effet, la bande des filons est cartographiquement distante de la trace de la discordance (figure 14). Seule la terminaison orientale (région des Hauts-Buttés et de Willerzie) est relativement proche de cette dernière. Dans cette région, les rares affleurements disponibles ne permettent pas de préciser si la bande des filons déborde ou non vers l'Est dans le Dévonien inférieur. On ne connaît pas de filon tronqué par la discordance ni de filon intrusif dans le Dévonien inférieur.

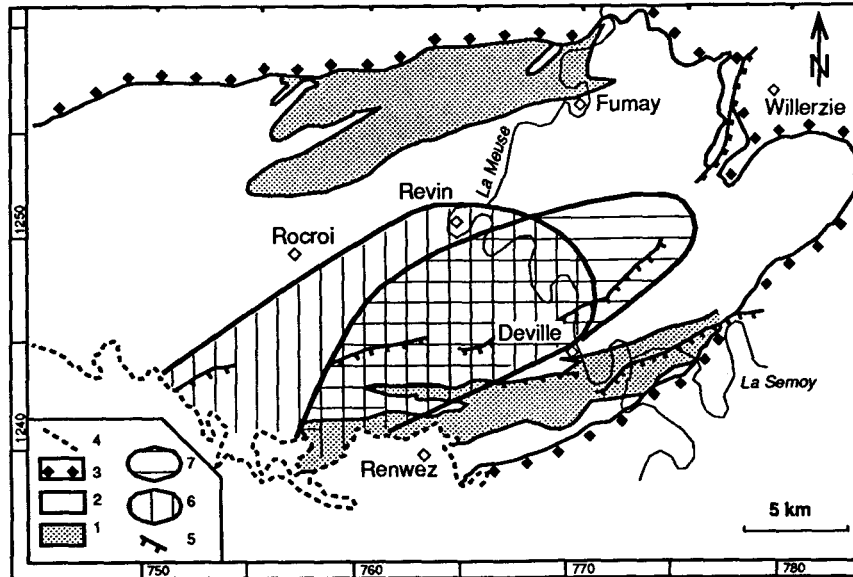


Figure 15 : Surfaces-enveloppe des filons de diabase et de microgranite du Massif de Rocroi

Les limites respectives des surfaces-enveloppe des filons de diabase (6) et de microgranite (7) déterminent deux aires se recouvrant partiellement. L'aire des filons de microgranite, plus restreinte que celle des filons de diabase est décalée vers l'Est par rapport à cette dernière.

Substratum cambro-ordovicien : Couches de Deville (1) surmontées par les Couches de Revin (2). 3 : couverture dévonienne. 4 : limite nord des sédiments méso-cénozoïques. 5 : principaux chevauchements reconnus.

II) DATATION U-Pb SUR ZIRCON DU SYSTEME FILONNIEN DU SUBSTRATUM

Un premier essai de datation absolue par la méthode U-Pb sur zircon a été effectué il y a quelques années pour fixer l'âge des filons (André *et al.*, 1986). Les résultats se sont révélés difficilement interprétables, en raison de pertes en Pb radiogénique. Les progrès analytiques récents ont justifié une reprise de ce travail, en collaboration avec J.P. Liégeois et L. André (Goffette, Liégeois et André, 1991). L'ensemble des expérimentations a été réalisé au Centre belge de Géochronologie (MRAC, ULB).

A) Principe général de la datation radiométrique par la méthode U-Pb sur zircon

La plupart des méthodes de datation absolue se fondent sur le phénomène de la radioactivité. L'uranium (U) naturel comprend trois isotopes de masses atomiques respectives 234, 235 et 238. Seul ^{234}U est stable au cours du temps. Les deux autres isotopes sont radioactifs : ils sont instables et produisent par désintégration une série de noyaux intermédiaires eux-mêmes instables, qui aboutissent à la formation de plomb (Pb) stable. ^{235}U et ^{238}U donnent ainsi respectivement naissance à $^{207}\text{Pb}^*$ et $^{206}\text{Pb}^*$. Ces deux isotopes sont dits radiogéniques. La cinétique de ces réactions obéit, comme toutes les désintégrations nucléaires, à une loi exponentielle négative (figure 16) qui peut être caractérisée par le temps de demi-vie (la période), c'est-à-dire le temps nécessaire pour que la moitié des isotopes initialement présents aient disparu. Le temps de demi-vie de ^{235}U est de 4470 millions d'années (Ma), celui de ^{238}U , plus court, est de 704 Ma.

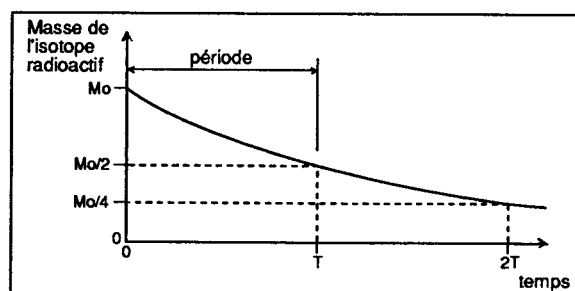


Figure 16 : Loi de désintégration d'un isotope radioactif

La désintégration d'un isotope radioactif suit une loi exponentielle négative : au bout d'un temps t , la masse initiale M_0 de l'isotope devient M_t telle que : $M_t = M_0 e^{-\lambda t}$. λ est la constante radioactive, propre à l'isotope considéré.

La période T est le temps nécessaire à la désintégration de la moitié du stock initial. En faisant $M_t/M_0 = 1/2$, on obtient $T = e/\lambda = 0,6931/\lambda$. Pour ^{235}U et ^{238}U , la période est respectivement de 704 et 4470 Ma.

Soit un cristal ayant les caractéristiques suivantes (figure 17) :

- Il contient de l'uranium naturel, chacun de ses trois isotopes étant présent avec l'abondance caractéristique de l'époque de cristallisation.
- Il ne contient pas originellement de plomb .
- Il se comporte en système fermé au cours du temps, c'est-à-dire qu'il n'échange pas de plomb et d'uranium avec son environnement.

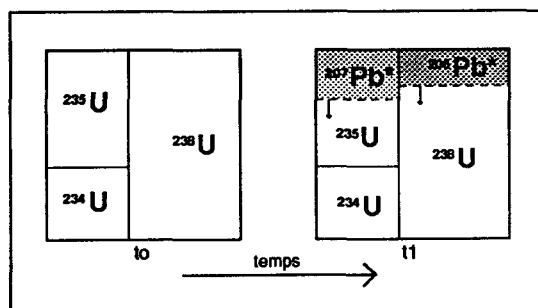


Figure 17 : Evolution au cours du temps d'un cristal contenant de l'uranium naturel et se comportant en système fermé.

Au moment t_0 de sa formation, le cristal fixe de l'uranium naturel dans son réseau cristallin. Les proportions relatives de chacun des trois isotopes ^{234}U , ^{235}U et ^{238}U dépendent de l'époque de cristallisation. On supposera qu'initialement Pb n'est pas admis dans le réseau et qu'au cours du temps le cristal n'échange pas de U et Pb avec son environnement. Au bout d'un temps t_1 , une partie des stocks de ^{238}U et de ^{235}U se sont transformées respectivement en $^{206}\text{Pb}^*$ et en $^{207}\text{Pb}^*$. Les rapports $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ dépendent du temps écoulé et des constantes radioactives de ^{238}U et de ^{235}U .

Au bout d'un temps donné, une fraction de ^{238}U et une fraction de ^{235}U se sont respectivement désintégrées en $^{206}\text{Pb}^*$ et en $^{207}\text{Pb}^*$. Les valeurs des rapports isotope radiogénique/isotope radioactif, en l'occurrence $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, dépendent respectivement des temps de demi-vie de ^{238}U et de ^{235}U , et sont toutes deux fonctions du temps écoulé depuis la cristallisation du minéral. A chaque durée correspond donc un couple de valeurs de $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$. Reportés dans un diagramme $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, les couples de valeurs définissent une courbe dite "Concordia", dont chaque point correspond à une durée écoulée depuis la formation d'un cristal jusqu'à l'Actuel (figure 18).

Si l'on est capable de mesurer les valeurs des deux rapports sur un cristal satisfaisant aux conditions énumérées précédemment, il est donc possible d'évaluer graphiquement l'âge de sa cristallisation. C'est le principe du géochronomètre U-Pb.

Très peu de minéraux satisfont aux conditions exigées tout en admettant dans leur réseau cristallin suffisamment de U et Pb pour que les mesures soient réalisables. Le zircon (ZrSiO_4) est l'un d'eux. Ce minéral est un constituant accessoire des roches magmatiques, son abondance augmente avec la teneur en silice de la roche. Le zircon est très peu sensible aux phénomènes d'altération et de métamorphisme. Il résiste même, dans une certaine mesure, à la fusion d'une roche-mère lors de la naissance d'un magma. En conséquence, un magma reçoit

en héritage une population plus ou moins importante de zircons issus de la roche-mère et/ou des roches qu'il a assimilées. A l'issue de la cristallisation du magma, une nouvelle génération de zircons est formée, qui coexiste avec d'éventuels zircons hérités.

La population de zircons d'une roche magmatique est donc le plus souvent hétérogène. La mesure directe des rapports isotopiques sur une fraction représentative de la population de zircons ne serait donc pas significative. Pour pallier cette difficulté, il est nécessaire d'isoler des fractions homogènes, c'est-à-dire des sous-populations telles que chacune d'elles résulte d'un même épisode de cristallisation.

En pratique, on effectue une partition des zircons en classes suivant leur susceptibilité magnétique, leur taille et leur morphologie, chacune des fractions étant ensuite traitée séparément. Les valeurs des rapports isotopiques, mesurées au spectromètre de masse, sont reportées dans le diagramme $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$. Généralement, les points représentatifs des fractions sont proches de Concordia ou légèrement en dessous (ils sont alors discordants) et s'alignent suivant une droite appelée "discordia" qui recoupe Concordia en deux points (figure 18).

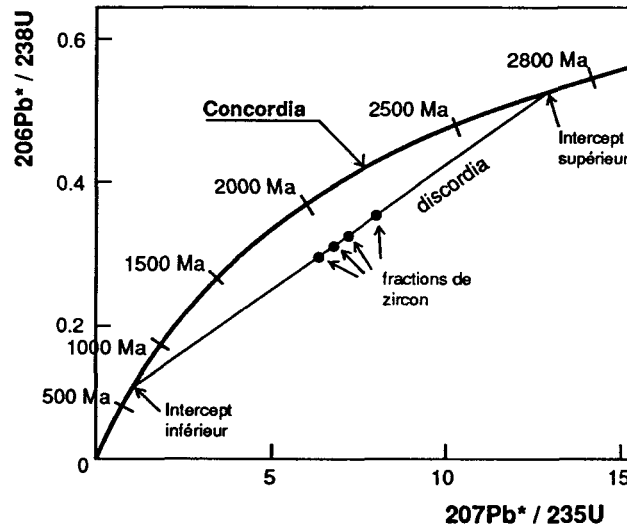


Figure 18 : Le diagramme Concordia.

A chaque durée écoulée depuis la formation d'un cristal uranifère, initialement sans plomb et se comportant en système fermé, correspond un couple de valeurs de $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$

L'ensemble des couples de valeurs définit une courbe dite "Concordia", dont chaque point représente une durée écoulée. Concordia est la courbe de référence pour déterminer l'âge d'une roche à partir de la mesure des valeurs de $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, réalisées sur une série de fraction de zircon. Généralement, les points expérimentaux s'alignent suivant une droite, dite "discordia", recoupant Concordia en deux points (intercepts). Cette configuration peut résulter d'un mélange de deux générations de zircon, les intercepts datant alors chacune d'elles. Elle peut également résulter d'une perte en plomb radiogénique, les intercepts supérieur et inférieur datant alors respectivement l'âge de cristallisation et l'âge de la perte (si celle-ci est épisodique).

Deux types principaux de modèles sont utilisés pour attribuer une signification géologique aux deux intercepts :

- les modèles de perte en Pb radiogénique (Pb*). L'intercept supérieur correspond à l'âge de cristallisation des zircons. Le caractère discordant des fractions de zircon résulte d'une perte en Pb*, en relation avec les perturbations du réseau cristallin dues au rayonnement radioactif. Si la perte est épisodique (événement radioactif, altération), l'intercept inférieur date l'âge de la perte. Si la perte est continue, l'intercept inférieur n'a pas de signification géologique.

- les modèles de mélange. La discordance des fractions est due au mélange de deux générations de zircon. L'intercept supérieur date la cristallisation des zircons anciens, tandis que l'intercept inférieur correspond à la cristallisation des zircons les plus récents.

Ces deux types de modèles sont compatibles et peuvent être combinés pour rendre compte de cas de figure complexes. En pratique, le choix d'un modèle interprétatif dépend de la configuration des points expérimentaux dans le diagramme Concordia, et doit respecter les contraintes fixées par l'étude du contexte géologique local.

B) Collecte et préparation des échantillons

Les zircons analysés proviennent de deux échantillons prélevés dans les deux filons les plus célèbres (Waterlot *et al.*, 1973) :

- le microgranite de Mairut (filon D, entrée du ravin, X=769,87 ; Y=1246,25) ;
- la diabase de la Grande-Commune (ancienne carrière, X=770,37 ; Y=1247,55).

Ces deux filons avaient déjà été sélectionnés pour la première série d'analyses.

Environ 35 kg de roche ont été prélevés pour chacun des deux échantillons.

Le concassage a été réalisé à Lille avec un concasseur à mâchoires. Le microgranite étant riche en enclaves susceptibles de perturber l'analyse, celles-ci ont été systématiquement éliminées par un tri manuel.

Les phases suivantes de la préparation ont été réalisées au Museum Royal de l'Afrique Centrale (Tervuren, Belgique).

Les zircons ont été isolés par passage à la table à secousses, décantation au bromoforme, séparation magnétique au Frantz, décantation au iodure de méthylène et attaque à l'acide nitrique. A ce stade, la diabase s'est révélée trop pauvre en zircon pour qu'une analyse isotopique U-Pb soit possible. Au contraire, le microgranite a livré au total environ 140 mg de zircon.

Une partition de la population de zircon en 6 classes de susceptibilités magnétiques (figure 19) a été effectuée par passages successifs au Frantz. Seules les fractions les moins magnétiques, -1°M et -3°M, sont retenues pour la suite de l'analyse.

Un tamisage a permis une nouvelle partition en 4 sous-classes granulométriques (figure 19). Les fractions -1°M et -3°M de granulométrie comprise entre 63 et 82 μm ont été choisies pour l'analyse. Pour chacune d'elles, un tri manuel réalisé à la loupe binoculaire a permis d'éliminer tous les zircons susceptibles d'être hérités (zircons à inclusions, zonés, colorés, trapus, faces arrondies...). Les zircons conservés présentent les caractéristiques suivantes :

- ils sont parfaitement limpides et incolores ;
- ils sont automorphes ;
- ils se présentent tous sous la forme de prismes allongés bipyramidés.

Les deux fractions (4 mg) ont ensuite subi une attaque chimique. Les concentrations en U et Pb et les valeurs des rapports isotopiques ont été mesurées par spectrométrie de masse. Cette phase du travail a été réalisée par J.P. Liégeois au Centre belge de Géochronologie (MRAC, ULB).

Masses des fractions magnétiques (en mg)						
5°M	3°M	1°M	-1°M	-3°M	-3°NM	Total
40	11	5	51	32	2	141

Masses des sous-fractions granulométriques des fractions magnétiques -1°M et -3°M (en mg)				
	<63 μm	63-82 μm	82-150 μm	>150 μm
-1°M	7	21	17	1
-3°M	6	8	5	<1

Figure 19 : Masses des fractions magnétiques et des sous-fractions granulométriques de zircons.

Au total, 141 mg de zircons ont été extraits de 27 kg de microgranite de Mairut.

Les sous-fractions -1°M et -3°M de granulométrie comprises entre 63 et 82 μm ont été retenues pour l'analyse isotopique.

Fraction	U (ppm)	Pb (ppm)	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}^*}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}^*}{235\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}^*}{206\text{Pb}^*}$
GRANDE-COMMUNE						
3°M (1)	819	71,2	120	0,0540	0,4777	0,06420
2°M (1)	629	42,6	138	0,0449	0,3940	0,06364
MAIRUT						
3°M (1)	515	28,8	541	0,0492	0,4280	0,06304
$1,5^{\circ}\text{M}$ (1)	472	25,1	727	0,0501	0,3959	0,05727
$1,5^{\circ}\text{NM}$ (1)	387	26,9	603	0,0633	0,5701	0,06533
-1°M	402	26,2	912	0,0621	0,5269	0,06151
-3°M	367	23,0	1245	0,0613	0,5045	0,05970

Figure 20 : Données U-Pb sur zircon.

M : magnétique ; NM : non magnétique. (-) : fraction de zircon diamagnétique. (*) : partie radiogénique de l'isotope considéré. (1) : données acquises par S. Deutsch. Les erreurs sur les concentrations en U et Pb et sur les rapports $207\text{Pb}^*/235\text{U}$ et $206\text{Pb}^*/238\text{U}$ sont inférieures à 1%. Les erreurs sur les rapports $207\text{Pb}/206\text{Pb}$, dépendant de la connaissance du fractionnement isotopique, sont inférieurs à 0,1%. Les erreurs "between run" sont typiquement 10 fois meilleures.

Méthode chimique modifiée d'après Krogh (1973) sur fractions de zircons triés sous binoculaire de 20 mg (5 premières fractions), ou de 3 à 4 mg (2 nouvelles). Pb commun : $206\text{Pb}/204\text{Pb}=18,109$; $207\text{Pb}/204\text{Pb}=15,595$; $208\text{Pb}/204\text{Pb}=34,934$ (Stacey et Kramers, 1975) à 373 Ma modifié par le Pb de contamination (100 à 150 pg). Ces données ont été obtenues au Centre Belge de Géochronologie (MRAC-ULB).

C) Résultats analytiques. interprétation

Les résultats de l'analyse des deux fractions nouvelles et des fractions anciennes (figure 20) sont reportés dans le diagramme Concordia (figure 21).

Les deux fractions diamagnétiques de Mairut s'alignent avec l'ancienne fraction 1,5 NM et définissent ainsi une droite Discordia. L'intercept inférieur avec la Concordia fournit un âge de $373 \pm 8 / -9$ Ma et l'intercept supérieur un âge de $2997 \pm 640 / -548$ Ma. Les fractions de zircon présentent un degré de discordance très élevé : ils sont très proches de l'intercept inférieur avec Concordia. En conséquence, l'âge de 373 Ma correspond très vraisemblablement à l'âge de cristallisation du filon. L'âge ancien, mal défini, résulte d'un héritage crustal. L'imprécision de cette valeur empêche toute considération géodynamique, excepté l'existence probable d'un vieux segment crustal en profondeur sous le Massif de Rocroi au moment de la naissance du magma.

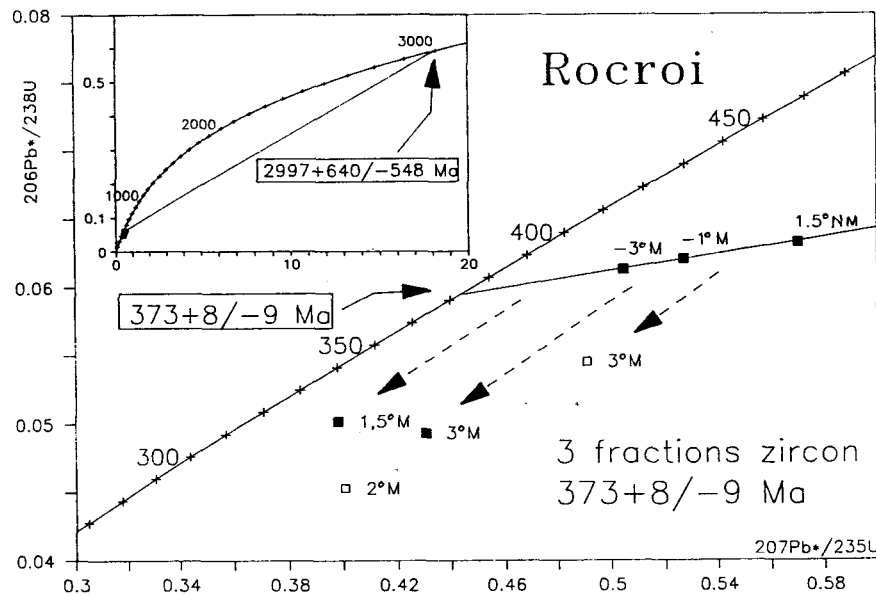


Figure 21 : Discordia U-Pb sur zircon du microgranite de Mairut (fractions -3°M , -1°M , $1,5^{\circ}\text{NM}$) et position des fractions paramagnétiques ayant perdu du Pb radiogénique.

carrés noirs : microgranite de Mairut ; carrés blancs : diabase de la Grande-Commune.

M : magnétique ; NM : non magnétique ; (-) : fraction de zircon diamagnétique. (*) partie radiogénique de l'isotope considéré. Calcul des âges selon Ludwig (1980).

Les trois fractions de Mairut les moins magnétiques s'alignent suivant une droite Discordia, interprétée en terme de droite de mélange. L'intercept inférieur ($373 \pm 8 / -9$ Ma) correspond très vraisemblablement à la cristallisation du filon, tandis que l'intercept supérieur ($2997 \pm 640 / -548$ Ma) marque l'héritage de zircons anciens. Les fractions les plus magnétiques de Mairut et de la Grande-Commune ont subi une perte probablement continue en Pb*. Les flèches en tireté indiquent le chemin probable de la perte.

Le fait que les fractions de zircons les plus magnétiques ont subi une perte probablement continue en Pb radiogénique, suggère qu'en toute rigueur, l'âge de 373 Ma représente l'âge minimum de l'intrusion. Néanmoins, l'alignement de ces trois fractions

passablement paramagnétique ou même diamagnétique vont dans le sens d'un âge proche de l'âge de mise en place.

Cet âge de 373+8/-9 Ma correspond au Dévonien moyen à supérieur d'après les échelles numériques récentes (Cowie et Bassett, 1989 ; Odin et Odin, 1990) (figure 22).

Il sera démontré dans la seconde partie de ce mémoire que les filons de microgranite et de diabase résultent très vraisemblablement d'un événement magmatique unique de courte durée. En conséquence, j'admettrai que l'âge de 373+8/-9 Ma obtenu sur le microgranite de Mairut date cet événement. Les implications à diverses échelles de cette datation seront exposées dans les parties suivantes de ce mémoire.

Système	S/Syst.	Etage	Ma	
DEVONIEN	SUP.	FAMENNIEN	360	
		FRASNIEN	365	
	MOY.	GIVETIEN	375	
		EIFEILIEN	380	
	INF.	EMSIEN	385	
		PRAGUIEN	390	
		LOCHKOVIEN	410	

373
+8/-9

Figure 22 : Correspondance entre l'âge absolu du microgranite de Mairut et l'échelle stratigraphique.

Calibration numérique de Odin et Odin (1990).

Compte-tenu de l'incertitude de 5 Ma relative aux limites d'étages, la datation à 373+8/-9 Ma rapporte les filons magmatiques au Dévonien moyen à supérieur.

III) LES FILONS DE KERSANTITE DE MUNO INTRUSIFS DANS LA COUVERTURE

Dans la région de Muno, située en bordure orientale du Massif de Givonne (figure 12), quelques dykes magmatiques, constitués de kersantite, sont intrusifs dans les premiers dépôts de la couverture (Fourmarier, 1911 ; Anten, 1913). Très mal exposés à l'affleurement, les dykes d'épaisseur métrique recoupent les sédiments grésocarbonatés de l'assise de Mondrepuis et les couches de base de l'assise d'Oignies (Gedinnien inférieur) (Beugnies, 1960a). Dans les environs de Muno, la présence de galets de kersantite dans le conglomérat de base jurassique indique que ces intrusions se rapportent à l'épisode varisque (Anten, 1913).

La kersantite est une roche à texture microlithique porphyrique à phénocristaux d'oligoclase et de biotite (Hacquaert, 1928, 1936). Dans la mésostase, la présence de quartz, de chlorite, de calcite et de pyrite montre que la roche a subi d'importantes transformations secondaires (Beugnies, 1960a).

Sur la base d'analyse chimiques des éléments majeurs (Hacquaert, 1928, 1936), Beugnies (1963) suggère une parenté avec les filons magmatiques du Massif de Rocroi. Toutefois, au regard des transformations secondaires subies par ces roches, cette parenté reste hypothétique.

IV) LES ELEMENTS D'ORIGINE MAGMATIQUE DANS LES SEDIMENTS DE LA COUVERTURE

Les filons de microgranite et de diabase intrusifs dans le substratum du Massif de Rocroi, et les filons de kersantite intrusifs dans la couverture du Massif de Givonne constituent les seules formations magmatiques directement observables en Ardenne méridionale. Ce ne sont pourtant pas les seuls témoins d'activité magmatique, puisque la sédimentation détritique du Dévonien est, à des degrés variables dans l'espace et dans le temps, influencée par le magmatisme. Dans la suite de cette section, je présenterai, sur base bibliographique, les principaux indices magmatiques connus. Le problème de leur(s) origine(s) sera également abordé.

A) Le complexe volcano-détritique lochkovien de Willerzie

1) Contexte géologique local

Au SW de Willerzie, c'est-à-dire en bordure orientale du Massif de Rocroi (figure 12), les premiers niveaux discordants contiennent des formations très riches en matériel d'origine magmatique. La région de Willerzie est depuis longtemps considérée comme l'une des zones clés de l'Ardenne. La géologie de ce secteur a fait l'objet de nombreuses interprétations pétrographiques, stratigraphiques et tectoniques, très variées et souvent contradictoires (Gosselet, 1883 ; Barrois, 1883 ; Beugnies, 1963, 1969 ; Beugnies et Charlet, 1970 ; Dumont et Hanon, 1975 ; Geukens, 1981). Ces divergences s'expliquent largement par l'extrême pauvreté en affleurements et par l'absence jusqu'à une date récente de datations biostratigraphiques précises (Roche *et al.*, 1986 ; Steemans, 1986).

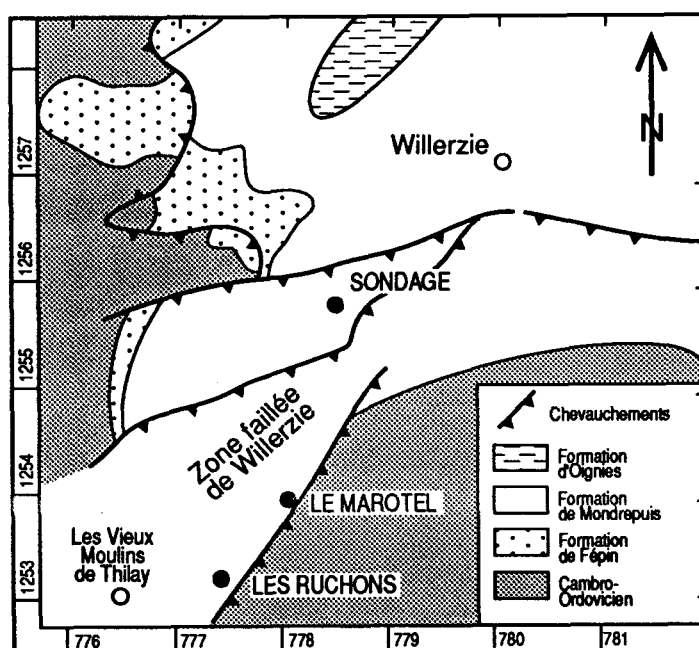


Figure 23 : Carte géologique de la bordure orientale du Massif de Rocroi D'après Meilliez (1989a).

La région de Willerzie est traversée par une zone faillée ayant fonctionné en jeu normal au cours de l'extension dévonienne puis en jeu inverse au cours du raccourcissement carbonifère. Au sein de la zone faillée, les rares affleurements existants, dont les rochers des Ruchons et du Marotel ainsi que le sondage de Willerzie, montrent que les premiers sédiments discordants contiennent des clastes de taille et de nature très variables issus du démantèlement d'un appareil volcanique acide.

La structure générale est celle d'un synclinal d'amplitude kilométrique, évasé vers le NE et très fortement écaillé (carte géologique de Fumay à 1:50000, Beugnies et Waterlot, 1965). L'ensemble des contacts anormaux, souvent difficiles à localiser précisément en raison des médiocres conditions d'affleurement, déterminent une zone faillée (Zone Faillée de Willerzie), orientée SW-NE (figure 23). De part et d'autre de cette zone faillée, les faciès de la

formation de Fépin, qui constituent les premiers dépôts de la couverture (Meilliez, 1984), présentent des faciès et des épaisseurs différents. Cette zone faillée aurait fonctionné en jeu normal au Dévonien inférieur, contrôlant ainsi les modalités de dépôt des premiers sédiments discordants, puis en chevauchement lors du raccourcissement carbonifère (Meilliez, 1989b).

Le matériel magmatique présent dans les premiers dépôts discordants se cantonne au sein de la zone faillée. Ces témoins se situent en prolongation directionnelle de la bande des filons intrusifs du substratum (voir *supra*).

Les éléments magmatiques sont de nature variée. Certains niveaux de conglomérats contiennent des galets de rhyolite. La matrice de ces conglomérats, les grès grossiers sont riches en cristaux de quartz et de feldspath d'origine volcanique.

Quelques pointements rocheux se composent d'une roche à gros cristaux de quartz et de feldspath volcaniques noyés dans une matrice chloriteuse. L'intense déformation ductile subie par ces roches rend difficile leur identification pétrographique. Il pourrait s'agir d'injections siliceuses dans des sédiments (Von Lasaulx, 1884 ; Beugnies, 1963 ; Beugnies, 1969), de coulées rhyolitiques (Dumont et Hanon, 1975) ou encore de pyroclastites plus ou moins remaniées.

En l'absence de conclusions pétrographiques définitives, je désignerai ces roches par le terme "porphyroïdes" conformément à la définition proposée par Foucault et Raoult (1984) : porphyroïde = roche métamorphique à gros cristaux magmatiques de quartz et/ou de feldspath pris dans une matrice schisteuse. Ce terme reste sans implication sur l'origine : il peut s'agir soit d'une roche magmatique porphyrique, soit d'un sédiment composé d'une forte proportion de matériel magmatique juvénile.

2) Le sondage de Willerzie et les principaux affleurements

Le sondage de Willerzie, financé et réalisé en 1984 par le Service géologique de Belgique, avait pour but de définir précisément la position stratigraphique des porphyroïdes. Cet objectif n'a pas pu être atteint puisque les 186 m du sondage n'ont pas traversé les porphyroïdes et n'ont pas franchi la discordance. Les caractères sédimentologiques et tectoniques de la série recoupée ont été décrits et interprétés par Meilliez (1989a et b).

Le sondage a traversé sur 105 m une stampe normale en position subhorizontale (plateur), puis une stampe fortement redressée et en position inverse (dressant) sur 81 m. La structure est celle d'un anticlinal déversé vers le Nord. Le contact entre plateur et dressant est vraisemblablement une zone de cisaillement.

Le sondage se compose d'alternances de conglomérats, de grès plus ou moins grossiers, de siltites et d'argilites.

Certains niveaux conglomératiques contiennent un abondant matériel d'origine magmatique. On peut observer :

- Des cristaux de quartz, très peu émoussés, parcourus de fissures radiales remplies de quartz microcristallin. Il pourrait s'agir de quartz volcaniques directement tombés en milieu aquatique, et donc brutalement refroidis et éclatés selon des fentes radiales (structure perlitique).

- Des blocs de rhyolite contenant des phénocristaux de quartz automorphe à subautomorphe, noyés dans une pâte recristallisée à quartz-chlorite-micas.

L'ensemble de ces éléments a été transporté en coulées boueuses avec l'ensemble du conglomérat.

Les datations biostratigraphiques montrent l'appartenance des roches du sondage à la biozone N, qui correspond à l'extrême base du Dévonien (Roche *et al.*, 1986). Le matériel magmatique est donc antérieur ou synchrone de la limite Silurien-Dévonien.

L'affleurement du Rocher des Ruchons, décrit en détail par Roche (1985) est constitué par un complexe conglomératique formé de blocs de nature et de taille très variables. Le complexe contient à la fois des blocs métriques de porphyroïdes (l'un d'eux atteignant la taille de 18m) et de conglomérat quartzitique ne contenant aucun débris d'origine magmatique (anté-volcanique ?). Ce complexe chaotique pourrait être un olistostrome.

La datation par spores de la matrice du complexe conglomératique indique un âge lochkovien.

Un autre affleurement, le rocher du Marotel, montre une succession de porphyroïdes, de quartzites blancs, de conglomérats et de schistes sombres. Toutes ces roches sont plus ou moins mylonitiques.

Beugnies (1969) puis Beugnies et Charlet (1970) ont proposé une filiation génétique entre les filons et le matériel magmatique de Willerzie, à partir d'une étude géochimique portant sur les éléments majeurs et à partir de la thermoluminescence du quartz. Cette étude reste toutefois insuffisante compte-tenu des progrès récents de la géochimie et de l'état de transformation de ces roches.

3) Conclusions

Dans la région de Willerzie, les formations détritiques grossières de l'extrême base du Lochkovien remanient les débris d'un appareil volcanique acide. Ces débris présentent une granulométrie très variée, de la taille du grain au bloc plurimétrique. Les blocs et les cristaux magmatiques détritiques sont généralement peu altérés et très peu émoussés. Ces caractères suggèrent un transport minime, c'est-à-dire un démantèlement pratiquement *in situ* de

l'appareil volcanique d'origine. Cet appareil volcanique est le seul dont la trace est connue à l'affleurement. Il n'est pourtant pas nécessairement unique en Ardenne méridionale. D'autres complexes du même type restent à rechercher, par exemple à l'occasion de futurs sondages traversant la couverture.

L'âge de l'activité volcanique reste mal cerné. Les datations biostratigraphiques montrent que celle-ci est antérieure et/ou synchrone de la limite Silurien-Dévonien.

La datation radiométrique des filons du substratum ayant livré un âge dévonien moyen à supérieur, il n'est plus possible d'envisager une relation génétique directe entre les filons et le complexe volcano-détritique de Willerzie. Ces deux ensembles résultent nécessairement d'épisodes magmatiques différents.

B) Les minéraux d'origine magmatique dans les Couches de Gedinne

La pétrographie et la minéralogie des premiers dépôts de la couverture a été minutieusement décrite par Beugnies (1963, 1983, 1985, 1986). Quelques compléments sont apportés par Meilliez (1989a). Je me bornerai à présenter leurs principaux résultats relatifs à la présence de minéraux d'origine magmatique, remaniés dans les sédiments du Dévonien inférieur.

Des cristaux de quartz automorphes à subautomorphes, à golfes de croissance et structures perlitiques, d'origine volcanique, sont présents avec une abondance très variable dans les grès et les conglomérats de la Formation de Fépin.

La tourmaline est un constituant commun de toutes les roches de la base de la couverture. Elle se présente sous forme de fragments de grains automorphes, très frais.

Le zircon et la biotite sont également assez abondants. Cibaj (*comm. pers.*) signale la présence de lamines très riches en zircon dans les Grès de Vireux (Emsien inférieur).

Les feldspaths sont communs dans les sédiments détritiques des Couches de Gedinne. Ils sont très abondants et peu altérés dans des lentilles de grès arkosique que l'on rencontre :

- dans les formations de Fépin et d'Oignies au Nord et à l'Est du Massif de Rocroi (Beugnies, 1985 ; Meilliez, 1989a) ;
- dans les formations de Braux et de Joigny (Voisin, *comm. pers.*) au Sud du Massif de Rocroi.

Beugnies (1985) a montré que le feldspath est toujours une albite détritique dont les caractères optiques et diffractométriques indiquent une formation initiale à haute température. Dans les zones les plus métamorphiques, l'albite est recristallisée partiellement ou totalement en albite de basse température. Beugnies (1985) propose de relier la présence de ces niveaux arkosiques avec le démantèlement progressif du complexe volcanique de Willerzie.

Dans le cadre d'une prospection générale pour l'uranium dans les formations paléozoïques de la Belgique, une anomalie radioactive a été découverte dans la région de Daverdisse (haute vallée de la Lesse) (figure 12). A l'occasion de l'étude pétrographique de cet indice (Dejonghe *et al.*, 1982 ; Jedwab et Dejonghe, 1982), de la chromite a été mise en évidence dans les sédiments grésopélitiques qui forment l'assise de Saint-Hubert (partie supérieure des Couches de Gedinne). La chromite est associée à d'autres minéraux détritiques, parmi lesquels l'apatite, le rutile, la titanite, le leucoxène, le zircon et des phosphates de terres rares.

La chromite se présente sous forme de grains détritiques isolés, souvent arrondis, dont la taille varie entre 25 et 150 μm . Les analyses chimiques montrent qu'il s'agit d'un spinelle riche en fer et en chrome : $\text{FeO} = 17\text{-}23\%$; $\text{MgO} = 6\text{-}12\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6\text{-}22\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 42\text{-}61\%$. D'après Dejonghe (1983), ces caractères chimiques suggèrent que la chromite est à rapporter à une intrusion basique litée. Les autres minéraux associés pourraient provenir de la même source, qui reste à localiser.

Enfin, des indices aurifères ont été signalés dans les alluvions des cours d'eau de la région de Willerzie (Nonnon, 1984). Ils pourraient être liés au complexe volcano-détritico-acide de la base de la couverture dévonienne.

C) Origine des éléments magmatiques

Les nombreux indices qui viennent d'être évoqués montrent que la sédimentation détritico-acide du Dévonien inférieur est influencée plus ou moins directement par le magmatisme. La plupart des éléments connus sont les produits d'une ou de plusieurs activités magmatiques acides, effusives (blocs et galets de rhyolite dans les conglomérats, quartz à structures perlitiques) ou intrusives (mésoperthites, tourmaline, or...). D'autres indices, comme la chromite de Daverdisse, impliquent l'existence d'une source plutonique basique.

En l'absence d'études approfondies de ces témoins, le problème de la détermination des sources reste posé. Je me limiterai donc à évoquer les différentes possibilités quant à la localisation de ces sources, locales et/ou éloignées.

La dynamique sédimentaire présidant au dépôt des premiers niveaux grossiers discordants se caractérise par une sédimentation centrifuge par rapport au Massif de Rocroi (Meilliez, 1984). L'analyse des lithofaciès indique une continuité d'évolution entre ces formations grossières et les formations plus fines. Par ailleurs, l'analyse sédimentologique du Dévonien inférieur montre la présence de niveaux resédimentés plusieurs fois : la sédimentation est autophagique (Meilliez, 1989b).

L'hypothèse de sources locales est donc envisageable, au moins pour les premiers niveaux discordants.

Les formations volcano-détritiques de Willerzie semblent être les produits directs du démantèlement d'un appareil volcanique acide local. Cet appareil (et/ou d'autres du même type) pourrait constituer une source des éléments magmatiques rencontrés dans le Dévonien inférieur. La répartition cartographique des niveaux arkosiques à albites de haute température s'accorde bien avec cette hypothèse (Beugnies, 1985).

Il est à noter que le système filonien intrusif dans le substratum du Massif de Rocroi ne peut pas être une source de matériel magmatique pour le Dévonien inférieur puisque la mise en place des filons est nettement postérieure (Dévonien moyen à supérieur).

La possibilité de sources extra-régionales a été envisagée de longue date. Les unités métamorphiques des Calédonides de Norvège seraient seuls susceptibles d'avoir fourni les mésoperthites rencontrées dans le Dévonien inférieur et le Famennien (Michot, 1980 ; Paproth *et al.*, 1986). Cependant, des études micropaléontologiques récentes ont montré que le Dévonien inférieur ardennais remanie des Acritarches siluriens dont l'origine pourrait être méridionale (Vanguetaine, 1979 ; Steemans, 1986). Cette source pourrait être la ride cristalline de l'Europe moyenne (Mittel Deutsche Schwelle).

DEUXIEME PARTIE :

**ANALYSE STRUCTURALE
DES FILONS MAGMATIQUES
ET DE LEUR ENCAISSANT**

Plan détaillé de la deuxième partie :

ANALYSE STRUCTURALE DES FILONS MAGMATIQUES ET DE LEUR ENCAISSANT

I) Introduction : modèle de base, objectifs

- A) Modèle de base
 - 1) L'extension varisque
 - 2) Le raccourcissement varisque
- B) Objectifs, méthodologie

II) Géométrie des filons et rapports structuraux avec l'encaissant : observations à l'échelle de l'affleurement

- A) Les filons de microgranite du ravin de Mairut
 - 1) Présentation du site, travaux antérieurs
 - 2) Structure de l'encaissant
 - 3) Structure des filons
 - a) Le filon B
 - b) Le filon D
 - c) Analyse de la déformation finie du filon D
 - α) Analyse quantitative de la fabrique des enclaves
 - β) Analyse qualitative de la morphologie des enclaves
 - γ) Conclusion
 - 4) Conclusions
- B) Le filon de diabase de la Grande Commune
 - 1) Géométrie du filon à l'échelle du site
 - 2) Géométrie du filon et relations avec l'encaissant dans la carrière GC1
 - 3) Etat de déformation du filon dans la carrière GC1
 - a) Détermination qualitative des modalités de la déformation finie
 - b) Estimation quantitative de la déformation finie
 - α) Choix d'une méthodologie
 - β) La méthode de Sanderson
 - γ) Domaine d'application et généralisation de la méthode de Sanderson
 - δ) Application au filon de la Grande Commune
 - 4) Conclusions
- C) Les filons composites de Laifour
 - 1) Le filon composite de Devant Laifour
 - a) Organisation générale du filon
 - b) Observations de détail
 - 2) Le filon composite des Dames de Meuse
 - 3) Conclusion
- D) Les filons de diabase de Revin
 - 1) Le filon de diabase du Mont Malgré Tout
 - a) Présentation du site
 - b) Rapports structuraux entre le filon et son encaissant
 - 2) Le filon de diabase du ravin de la Pile
 - 3) Le chevelu filonien du Bois des Marquisades
 - 4) Le filon de diabase des Ecumonts
- E) Conclusions

III) Géométrie des filons et rapports structuraux avec l'encaissant : étude à l'échelle d'une partie de l'essaim filonien

- A) Modèles structuraux antérieurs
- B) Méthodologie : vers une approche statistique de l'analyse structurale
- C) Exemple du secteur Deville-Anchamps
 - 1) Affleurements et observations
 - 2) La schistosité
 - 3) Les filons magmatiques
 - 4) La stratification
 - a) Attitude générale de la stratification
 - b) Les plis métriques à décamétriques
 - 5) Proposition d'un motif structural
 - a) Méthodologie
 - b) Coupes structurales
 - c) Interprétation générale
- D) Conclusions

IV) Estimation des conditions dynamiques et cinématiques de la mise en place du système filonien

- A) Résultats acquis sur la mise en place de filons magmatiques
 - 1) Les intrusions magmatiques dans la croûte
 - 2) Rupture et contraintes
 - 3) Les dykes : des fractures ouvertes en mode I dans un milieu élastique
 - 4) Géométrie des dykes
 - a) Forme générale
 - b) Irrégularités de taille mineure
 - c) Orientation des dykes
- B) Modèle dynamique de la mise en place de dykes
 - 1) Conditions pour que se produise une intrusion à partir d'un réservoir magmatique
 - 2) Fréquence d'intrusion des dykes
 - 3) Relation entre la géométrie des dykes et la pression d'intrusion
- C) Cinétique de la mise en place des dykes
- D) Cinétique du refroidissement d'un dyke
 - 1) Modèle de calcul retenu
 - 2) Evolution de la température du système encaissant-filon au cours du temps
 - 3) Evolution de la température au coeur du filon et à l'éponte
 - 4) Conclusion
- E) Les racines du système filonien
- F) Conclusions

V) Rapports structuraux entre les filons magmatiques et leur encaissant : étude à l'échelle du Massif de Rocroi

- A) Cinématique des déformations post-schistosité
 - 1) Variabilité de l'attitude de la schistosité
 - 2) Trajectoires directionnelles de la schistosité
- B) Relations structurales entre le système filonien et la structuration varisque du substratum
 - 1) Relations cartographiques entre les filons et les cisaillements du substratum
 - 2) Modèle cinématique de l'extension varisque dans le Massif de Rocroi

VI) Conclusions

I) INTRODUCTION : MODELE DE BASE, OBJECTIFS

L'étude isotopique U-Pb sur zircon du filon de microgranite de Mairut a livré un âge absolu correspondant au Dévonien moyen à supérieur. Cet âge s'inscrit entre :

- le début de l'extension varisque au passage Silurien-Dévonien (Meilliez, 1989a) ;
- la schistogenèse d'âge viséen (Piqué *et al.*, 1984) qui marque l'un des stades du raccourcissement varisque.

Si les filons magmatiques résultent tous d'un même événement, alors, leur mise en place est soit antérieure, soit postérieure à l'inversion du régime tectonique. L'analyse des déformations qu'ils ont subi et de leurs relations structurales avec l'encaissant pourrait permettre de rapporter les filons soit à l'extension, soit au raccourcissement varisque, et par là même de fixer l'âge minimal ou maximal de l'inversion. Cette même analyse pourrait conduire à une meilleure discrimination des parts respectives du raccourcissement calédonien, de l'extension et du raccourcissement varisque responsables de la structuration du substratum. La résolution de ces problèmes constitue l'objectif de cette deuxième partie.

La détermination des parts respectives des événements calédonien et varisque constitue depuis longtemps l'un des thèmes principaux des recherches géologiques en Ardenne méridionale. Les travaux se sont focalisés sur deux cibles privilégiées :

- l'analyse des structures observables de part et d'autre de la discordance éodévonienne qui ceinture le Massif de Rocroi ; c'est l'approche "périphérique" ;
- l'observation au sein du Massif de Rocroi des relations structurales entre les filons magmatiques du substratum et leur encaissant ; c'est l'approche "interne".

Selon les auteurs, la primauté est accordé soit au raccourcissement calédonien (Waterlot, 1945 ; Delvaux de Fenffe et Laduron, 1984), soit au raccourcissement varisque (Kaisin, 1936 ; Beugnies, 1963 ; Hugon, 1983).

L'approche "périphérique" a fait l'objet d'une thèse récente (Meilliez, 1989a). A partir de l'étude sédimentologique et structurale des premiers dépôts discordants la discordance éodévonienne, Meilliez (1989a et b) souligne l'importance et décrit les effets de la structuration extensive qui débute probablement à la fin du Silurien et se poursuit au cours du Dévonien. Il détermine également les modalités du raccourcissement varisque. J'ai choisi d'utiliser le modèle cinématique varisque qu'il propose comme base de travail. Je tenterai d'affiner ce modèle en intégrant les résultats de l'analyse structurale des filons magmatiques et de leur encaissant.

A) Modèle de base

1) L'extension varisque

Les premiers dépôts discordants de la couverture constituent une série terrigène d'âge dévonien inférieur, définie sous le nom de Gedinne (Gosselet, 1888). Conformément à la nomenclature internationale, cette série doit être nommée "Couches de Gedinne" (Meilliez, 1989b) (figure 24).

Les Couches de Gedinne représentent une série transgressive. Les études biostratigraphiques récentes ont montré que la transgression est vraisemblablement un peu antérieure à la limite Silurien-Dévonien à Naux (Sud du Massif de Rocroi) (Borremans et Bultynck, 1986), postérieure à la même limite à Willerzie (Est du Massif de Rocroi) (Roche et al., 1986 ; Steemans, 1986) et encore plus jeune à Lahonry (NW du massif de Rocroi) (Steemans, 1982). Ces résultats montrent donc un diachronisme de la transgression, qui progresse du SE vers le NW.

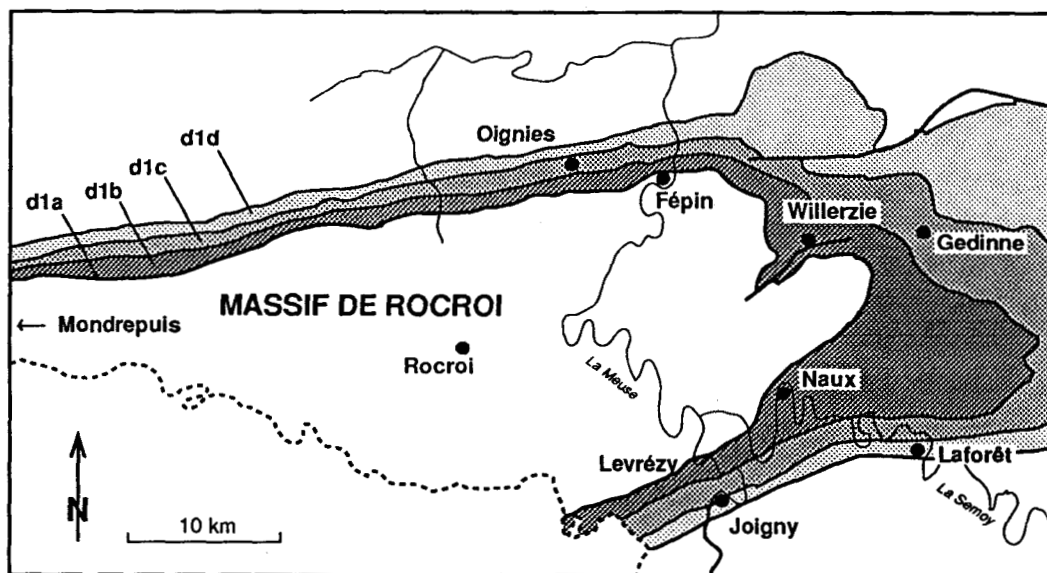


Figure 24 : Les Couches de Gedinne autour du Massif de Rocroi (d'après Asselberghs, 1946). Les Couches de Gedinne représentent la base de la couverture dévono-carbonifère. Elles constituent une puissante série gréso-pélitique qui repose en discordance sur le substratum cambro-ordovicien qui forme le Massif de Rocroi.

d1a : Formation de Fépin ; d1b : Schistes de Mondrepuis au Nord du Massif de Rocroi et Phyllades de Levrézy au Sud ; d1c : Schistes bigarrés d'Oignies (au N) et Phyllades bigarrés de Joigny (au S) ; d1d : Schistes verts de Saint-Hubert (au N) et Schistes de Laforêt (au S).

Au Nord du Massif de Rocroi, la série comporte de bas en haut quatre unités lithostratigraphiques (Asselberghs, 1946 ; Beugnies et Waterlot, 1965 ; Godefroid, 1982 ; Meilliez, 1984, 1989b) :

- d1a = Formation de Fépin (<50 m). Ensemble stratifié de conglomérats, grès grossiers et schistes gréseux.

- d1b = Schistes de Mondrepuis (200 à 250 m). Schistes plus ou moins gréseux mal stratifiés, très fossilifères.

- d1c = Schistes bigarrés d'Oignies (400 m). Ensemble stratifié de siltites lie-de-vin intercalées de niveaux de grès grossiers verts et contenant quelques niveaux arkosiques.

- d1d = Schistes verts de Saint-Hubert (600 m). Ensemble bien stratifié de schistes gréseux et grès grossiers argileux.

La puissance cumulée des quatre unités est d'environ 1300 m.

Chacune de ces unités lithostratigraphiques trouve son équivalent au bord Sud du Massif de Rocroi :

- d1a = Formation de Fépin (<20 m). Ensemble stratifié de conglomérats et schistes gréseux subordonnés.

- d1b = Phyllades de Levrézy (700 à 800 m). Ensemble massif de siltites (d1b1); sommet plus gréseux formant les quartzophyllades de Braux (d1b2).

- d1c = Phyllades bigarrés de Joigny. Ensemble massif de siltites lie-de-vin intercalées de quelques lentilles gréseuses.

- d1d = Schistes de Laforêt. Ensemble massif de schistes gréseux. La puissance des unités d1b et d1c est de l'ordre de 1400 m.

La puissance cumulée des quatre unités est d'environ 2200 m.

Globalement, les dépôts sont plus épais et plus argileux au Sud qu'au Nord du Massif de Rocroi. Dans la région de Willerzie, les Schistes de Mondrepuis passent latéralement aux Phyllades de Levrézy par l'intermédiaire d'une série transitionnelle baptisée "Grès et Siltites du Pont-Collin" (Meilliez, 1989b). La zone de transition est jalonnée de structures synsédimentaires : variations de puissance et de faciès, présence de faciès disloqués.

L'organisation cartographique des structures synsédimentaires peut s'expliquer par un système de zones de fractures en extension orientées NNW-SSE et WSW-ENE (Meilliez, 1989b). La zone Faillée de Willerzie serait l'une de ces zones de failles synsédimentaires, ayant joué en extension à la limite Silurien-Dévonien et inversée lors du raccourcissement carbonifère.

Les résultats de l'analyse lithostratigraphique et sédimentologique des Couches de Gedinne conduit Meilliez (1989a) à proposer une coupe schématique du Massif de Rocroi au Dévonien inférieur (figure 25). Ce dernier apparaît globalement comme un dôme surbaissé

dissymétrique et faillé. Plusieurs zones faillées majeures constituent les limites de blocs du substratum basculés.

Ce modèle rend compte du diachronisme de la transgression qui progresse du SE vers le NW. Il rend compte également de la nature et la répartition des premiers sédiments. Ainsi, les conglomérats sont localisés préférentiellement dans les dépressions déterminées par le jeu normal des failles. Les Grès d'Haybes (Formation de Fépin) restent confinés au flanc nord du dôme.

La zone Faillée de Willerzie, orientée WSW-ENE correspondrait à une limite de blocs majeurs. En conséquence, le Massif de Rocroi peut être divisé en deux grandes unités structurales, l'Unité de Fumay au Nord, et l'Unité de Monthermé au Sud (Meilliez, 1989a).

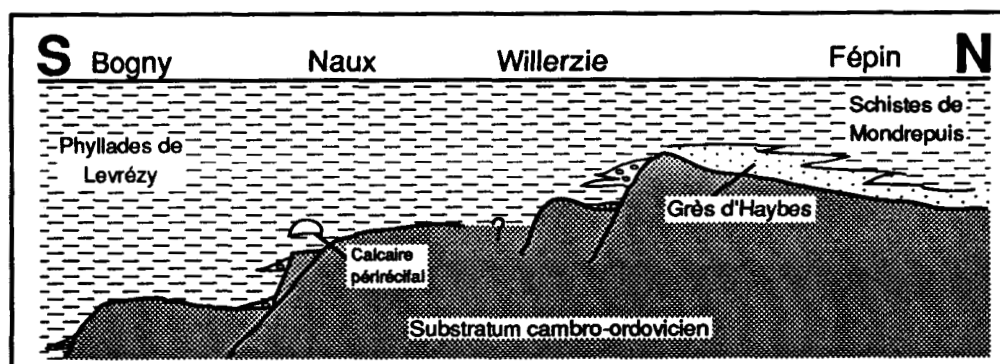


Figure 25 : Le Massif de Rocroi après le dépôt des Schistes de Mondrepuis (d'après Meilliez, 1989a). Un dispositif général en blocs basculés contrôle la nature et la puissance des premiers dépôts de la couverture dévonienne (en grisé) : les faciès sont plus pélitiques et plus épais au Sud qu'au Nord du Massif de Rocroi. La région de Willerzie à Naux correspondrait à une limite faillée de blocs majeurs.

2) Le raccourcissement varisque

Le raccourcissement varisque correspond à une cinématique régionale de cisaillement simple, c'est à dire une déformation plane et rotationnelle, dans un plan vertical orienté NNW-SSE (Meilliez et Mansy, 1990).

Trois types principaux de structures sont susceptibles d'accommoder chacun une partie significative du raccourcissement : les plis, les cisaillements, et la schistosité. Les parts respectives de ces trois types de structures sont contrôlées par l'anisotropie du milieu. Cette dernière est déterminée par la nature et la géométrie des corps sédimentaires (anisotropie intrinsèque), mais aussi par les déformations déjà acquises (anisotropie héritée), au cours des épisodes de structuration antérieurs. L'anisotropie évolue donc au cours de la progression de la déformation.

Avant le raccourcissement varisque, la couverture présente une anisotropie intrinsèque à laquelle s'ajoute l'anisotropie due à la structuration synsédimentaire varisque. Le substratum

possède en plus une anisotropie qui est liée au raccourcissement calédonien. Les modalités de la déformation ne peuvent donc pas être les mêmes dans la couverture et dans le substratum.

Dans la région de Fépin, au Nord du Massif de Rocroi, la déformation des Couches de Gedinne se caractérise par la séquence-type suivante :

- 1 - Ecaillage précoce localisé dans les niveaux les plus pélitiques (et non au niveau de la discordance).
- 2 - Plissement dont la localisation peut être contrôlée par des structures synsédimentaires antérieures.
- 3 - Blocage du plissement et schistogenèse.
- 4 - Rupture et reprise de glissements conduisant à l'enroulement des structures antérieures.

A l'issue de cette séquence, la déformation peut se poursuivre. L'anisotropie induite par la schistosité est un facteur de contrôle des glissements ultérieurs.

Cette séquence de déformation progressive se retrouve à différentes échelles et dans tous les niveaux de la couverture dévono-carbonifère (Meilliez et Mansy, 1990).

Dans le Massif de Rocroi, les failles normales actives au cours de la sédimentation dévoniennne, d'orientation WSW-ENE sont donc des discontinuités favorablement orientées pour une inversion par le raccourcissement varisque (Meilliez, 1989a et b).

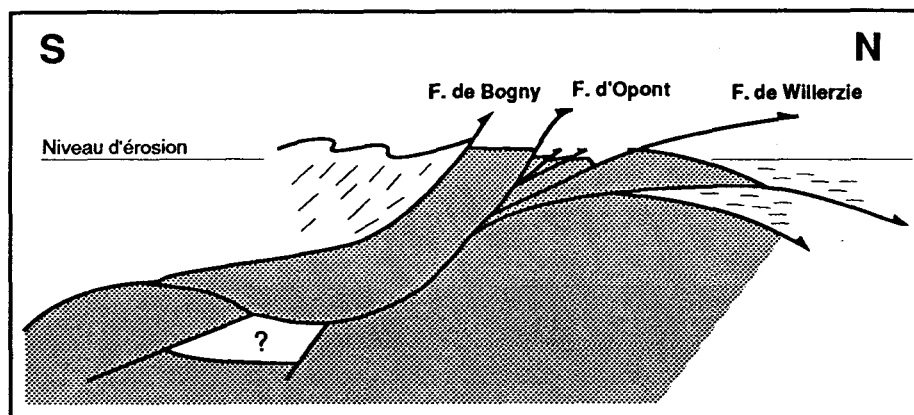


Figure 26 : Coupe synthétique du Massif de Rocroi (d'après Meilliez, 1989a).

Les failles de Bogny, d'Opont et de Willerzie sont des failles synsédimentaires varisques inversées. La faille d'Opont est probablement le contact ayant subi la plus forte inversion.

En grisé : substratum cambro-ordovicien. En blanc : couverture dévoniennne.

Du Sud vers le Nord, les failles de Bogny, d'Opont et de Willerzie se présentent comme étant le des contacts tectoniques majeurs inversés (figure 26). La Faille d'Opont semble être le contact ayant subi la plus forte inversion. En effet, les paragenèses métamorphique les plus intenses sont observées à son toit. De plus, les Couches de Deville, qui représentent les sédiments les plus anciens du Massif de Rocroi, sont exposées à l'affleurement au Sud de la trace de cette faille. A l'opposé, la Faille de Bogny présente encore aujourd'hui un rejet normal.

Dans les unités de substratum comprises entre les contacts majeurs, le raccourcissement varisque est en partie accommodé par l'acquisition de la schistosité qui traduit un aplatissement général. L'importance des cisaillements et des plis varisques, la nature et l'influence des structures calédoniennes restent pour l'instant mal déterminés.

B) Objectifs, Méthodologie

L'analyse des rapports structuraux entre les filons magmatiques et leur encaissant devrait apporter des éléments de réponse aux problèmes suivants :

- Le système filonien est-il le produit d'un événement unique comme le suggère l'étroite association cartographique entre microgranite et diabase ou doit-on sur la base d'arguments structuraux distinguer plusieurs épisodes d'intrusion ?
- Quelles sont les modalités cinématiques et dynamiques de la mise en place des filons ?
- Quel est l'état de déformation du substratum avant la (les) intrusion(s) magmatique(s) ? C'est le problème de l'importance de l'événement calédonien dans la structuration du substratum.
- La mise en place des filons succède-t-elle à ou précède-t-elle l'inversion tectonique ?
- Quels type de déformations ont subi les filons et leur encaissant ? Cette question soulève le problème plus général de l'importance du raccourcissement varisque dans la structuration du substratum.

J'ai choisi de conduire l'analyse structurale des filons magmatiques et de leurs rapports avec l'encaissant selon une approche en trois étapes :

- 1 : *Observations à l'échelle de l'affleurement ou du site.* A partir de l'étude détaillée de huit sites privilégiés, les structures internes aux filons et les rapports géométriques entre les filons et les structures de l'encaissant observables à l'échelle de l'affleurement seront déterminés.
- 2 : *Analyse structurale à l'échelle du secteur aux filons.* Cette analyse comprend elle-même quatre volets :
 - Décrypter la structure du substratum dans le secteur aux filons ;
 - Préciser la distribution, la géométrie et la continuité des filons magmatiques ;
 - Déterminer les relations géométriques entre les filons et le bâti structural du substratum.
 - Estimer les modalités cinématiques et dynamiques de la mise en place des filons.
- 3 : *Analyse structurale à l'échelle du Massif de Rocroi.* Cette étape d'élargissement du champ de travail a pour but l'identification de domaines structuraux dans le substratum dont les relations avec le système filonien seront discutées.

Les résultats acquis à l'issue de ces trois étapes seront ensuite intégrés au modèle de base.

II) GEOMETRIE DES FILONS ET RAPPORTS STRUCTURAUX AVEC L'ENCAISSANT : OBSERVATIONS A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT

Huit sites privilégiés ont été retenus pour caractériser les structures internes aux filons et leur relations géométriques avec les structures de l'encaissant directement observables.

Ces huit sites sont échelonnés du Sud au Nord le long de la Vallée de la Meuse (figure 27). Leur choix se justifie par la qualité des affleurements et par les informations structurales complémentaires qu'ils apportent.

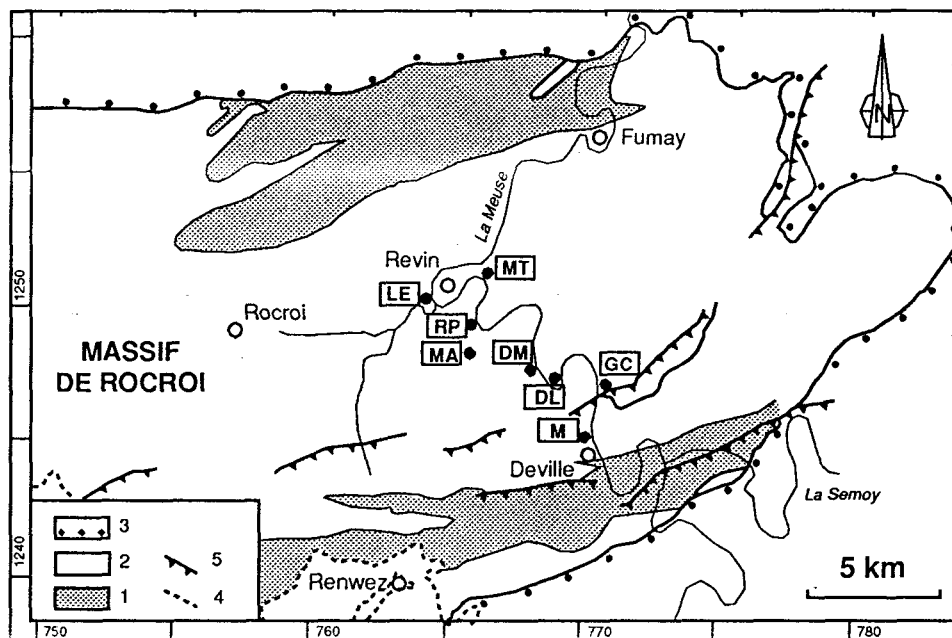


Figure 27 : Localisation des huit sites retenus pour l'analyse détaillée des rapports structuraux entre les filons magmatiques et leur encaissant.

M : filons de microgranite de Mairut ; GC : filon de diabase de la Grande Commune ; DL : filon composite de Devant Laifour ; DM : filon composite des Dames de Meuse ; RP : filon de diabase du ravin de la Pile ; MA : chevelu filonien du Bois des Marquisades ; MT : filon de diabase du Mont Malgré Tout ; LE : filon de diabase des Ecumonts. Substratum cambro-ordovicien : Couches de Deville (1) surmontées par les Couches de Revin (2). Couverture dévonienne : 3. Limite septentrionale du Méso-Cénozoïque : 4. Principaux chevauchements varisques : 5 (d'après Beugnies, 1963).

A) Les filons de microgranite du ravin de Mairut

1) Présentation du site, travaux antérieurs

Le site du Ravin de Mairut, au Nord de Deville (figure 27), est sans aucun doute le site d'affleurement le plus célèbre des filons magmatiques du Massif de Rocroi. C'est un des points de passage traditionnels des excursions géologiques dans le Massif de Rocroi (Waterlot *et al.*,

1973). L'accès facile, les bonnes conditions d'affleurement tant dans le ravin qu'en bord de Meuse, le long des tranchées de la route et de la voie ferrée qui suivent la Meuse, facilitent les observations.

La première cartographie des filons magmatiques du site de Mairut est due à Gosselet (1880). Cette reconnaissance entraine dans le cadre plus large de l'inventaire systématique des filons magmatiques du Massif de Rocroi. A partir des affleurements de la tranchée de la voie ferrée, Gosselet a distingué quatre filons de microgranite différents, intrusifs dans les Couches de Revin. Les filons sont échelonnés du Nord au Sud et présentent un pendage général vers le SSW (A, figure 28).

Contrairement à Gosselet, Waterlot (1937b) a proposé l'hypothèse d'un filon unique décalé par le jeu successif de deux failles (B, figure 28). le "niveau du Sud" serait la répétition du "niveau du Nord" par le jeu d'une faille chevauchante appelée "Faille longitudinale de Mairut". Ces deux filons auraient ensuite subi avec leur encaissant le jeu en décrochement d'une faille transverse. Le jeu successif de ces deux failles rend compte de l'observation successive de quatre affleurements de microgranite le long de la voie ferrée.

Beugnies (1963) a confirmé l'idée de la faille décrochante transverse, mais a réfuté l'hypothèse du chevauchement. Un filon unique serait engagé dans un synclinal d'amplitude kilométrique et dont l'axe E-W coïncide avec le thalweg du ravin (C, figure 28). Au Nord, le filon serait en situation normale tandis qu'au Sud, le filon serait en position inverse. La carte géologique de Fumay à 1:50000 (Beugnies et Waterlot, 1965) est l'illustration de ce modèle, le filon dessinant une terminaison périclinale à l'Ouest du ravin.

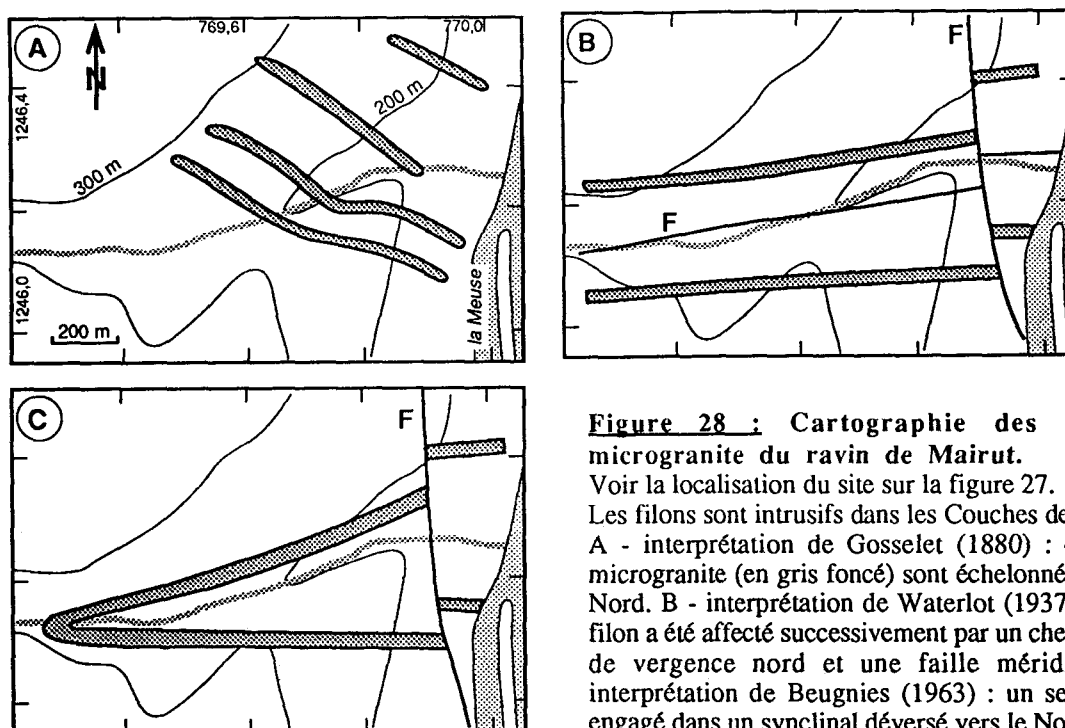


Figure 28 : Cartographie des filons de microgranite du ravin de Mairut.

Voir la localisation du site sur la figure 27.

Les filons sont intrusifs dans les Couches de Revin.

A - interprétation de Gosselet (1880) : 4 filons de microgranite (en gris foncé) sont échelonnés du Sud au Nord. B - interprétation de Waterlot (1937a) : un seul filon a été affecté successivement par un chevauchement de vergence nord et une faille méridienne. C - interprétation de Beugnies (1963) : un seul filon est engagé dans un synclinal déversé vers le Nord et affecté par une faille méridienne.

Les modèles de Waterlot et de Beugnies s'opposent donc sur l'importance respective des failles et des plis. Ils s'accordent toutefois sur le fait que les filons sont des sills et sur le fait que les déformations sont postérieures à l'intrusion magmatique.

Dans le cadre de la révision détaillée des rapports structuraux entre les filons et leur encaissant, le site de Mairut apparaît donc comme étant une cible particulièrement intéressante.

2) Structure de l'encaissant

En l'absence de bancs-repère, une cartographie lithostratigraphique ne peut être établie. Cependant, la structure générale du secteur peut être décryptée à partir de la mesure systématique de l'orientation de la stratification, de la schistosité, des charnières et surfaces axiales des plis métriques à décamétriques observables (A, figure 29).

Dans l'ensemble, la schistosité présente une orientation constante avec un pendage de 35 à 45° vers le Sud (B, figure 29). Les tranchées continues de la voie ferrée et de la route D1, permettent de lever une coupe générale N-S de l'encaissant. Cette coupe n'est interrompue qu'au franchissement du thalweg du ravin.

Les observations réalisées dans les deux tranchées se raccordent aisément sans aucune nécessité de discontinuité. Dans son ensemble, la coupe montre une succession de plis déversés vers le Nord et de longueur d'onde hectométrique, faisant alterner des flancs normaux à pendage modéré (environ 35 à 40°) avec des flancs inverses à pendage fort (de l'ordre de 50°) (figures 29 et 30). Par endroits, le flanc inverse est cisailé. A proximité du thalweg, le pendage des couches devient subhorizontal.

Les observations réalisées dans le ravin, notamment dans la falaise qui constitue le versant sud donnent l'image d'une continuité structurale par rapport à la coupe reconnue en bord de Meuse.

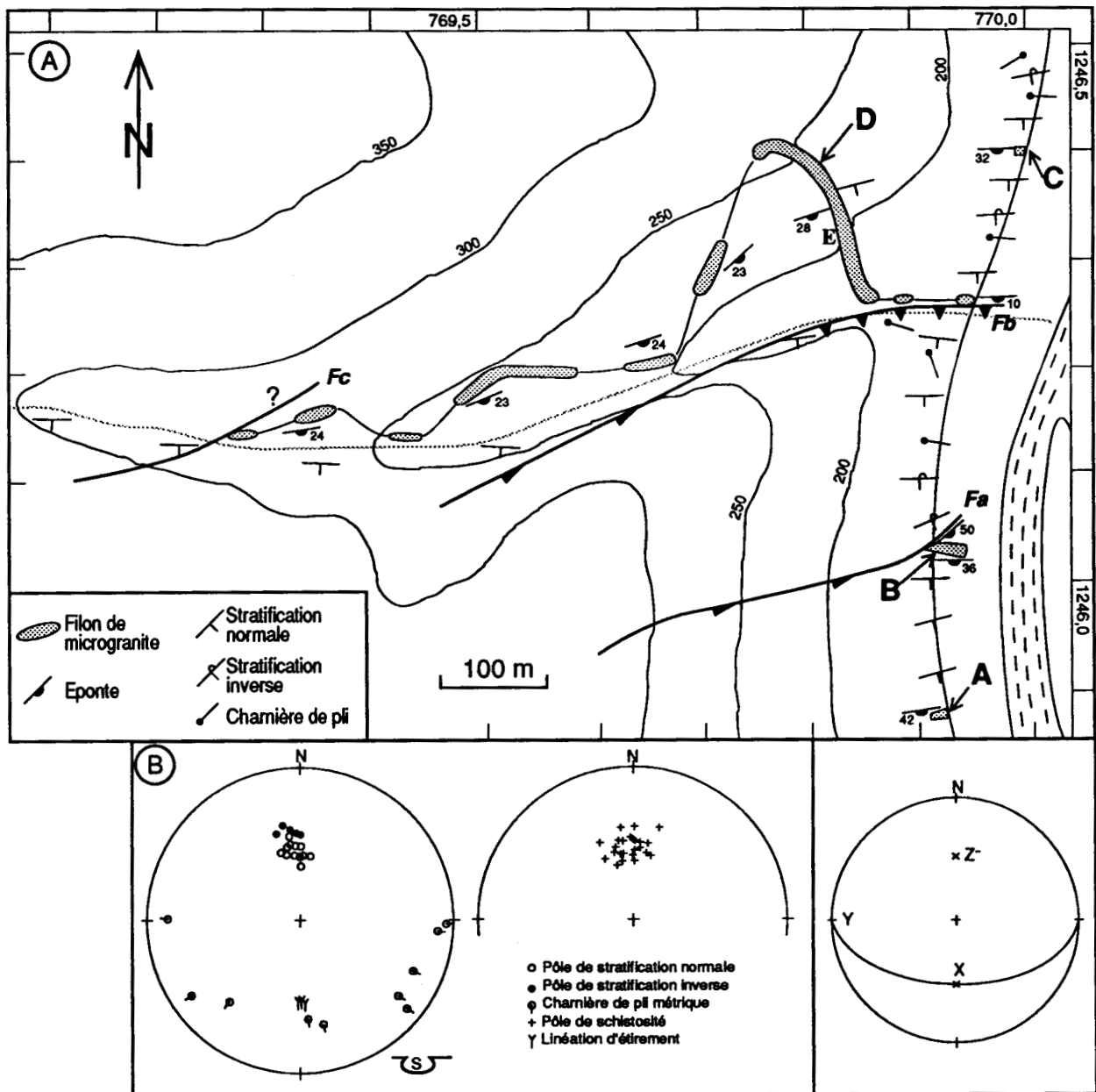
3) Structure des filons

Dans la tranchée de la voie ferrée affleurent quatre filons de microgranite : l'un au Nord du ravin (filon C), le second immédiatement au Nord du thalweg (filon D), le troisième (filon B) et le quatrième filon (A) respectivement à 200 et à 350 m au Sud du ravin (figure 30). Il est à noter que le filon D a fait l'objet de l'analyse isotopique U-Pb sur zircon qui a livré un âge dévonien moyen à supérieur (voir p. 52-55).

Les quatre filons sont affectés par une schistosité plus ou moins pénétrative. Elle est généralement bien exprimée dans les filons peu épais (A et C) et plus marquée en bordure qu'au coeur des filons épais (B et D). La schistosité se traduit en particulier par des ombres de pression autour des phénocristaux de quartz et de feldspath (figure 31). L'absence de

composante de rotation des ombres de pression montre qu'à l'intérieur des filons, la déformation finie peut être assimilée à un aplatissement pur.

Les filons A et C sont à l'affleurement strictement parallèles à la stratification de leur encaissant. Par contre, les filons B et D présentent des relations d'obliquité par rapport aux structures de l'encaissant, qu'il est intéressant d'analyser.



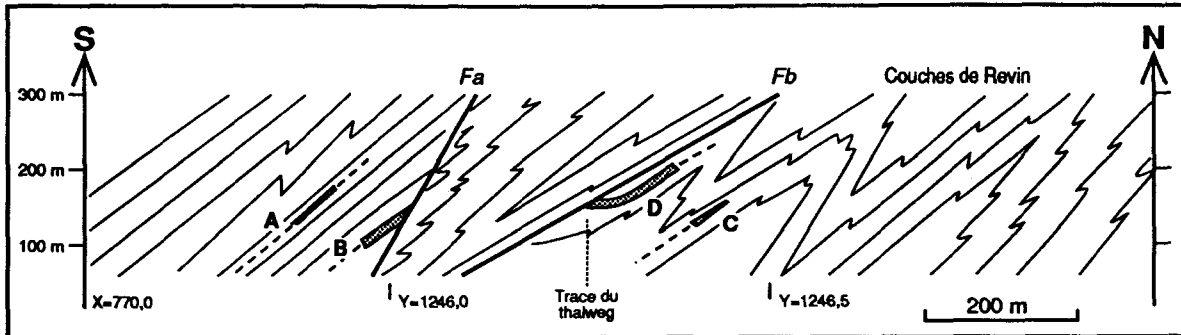


Figure 30 : Structure générale de l'encaissant et géométrie des filons : interprétation en coupe.

Les observations réalisées le long des tranchées de la voie ferrée et de la route D1 (voir localisation précise sur la figure 29) permettent de reconstituer les plis d'amplitude hectométriques de l'encaissant. Ces derniers semblent plus serrés au Nord qu'au Sud. Les failles Fa et Fb sont mises en évidence par l'analyse des rapports géométriques entre les filons et leur encaissant.

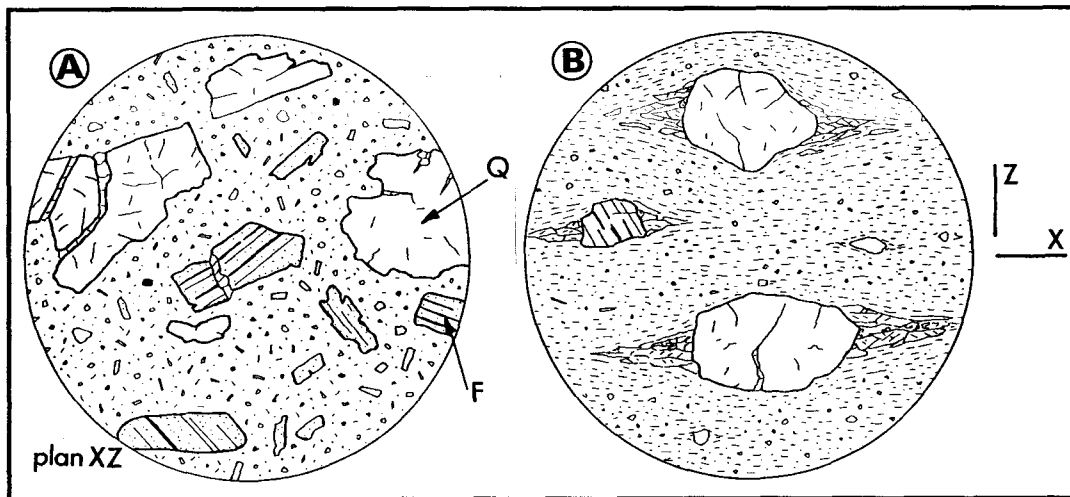


Figure 31 : Textures non déformée et déformée du microgranite

A : Echantillon prélevé au coeur du filon D. Section verticale subméridienne (plan XZ de la déformation finie). La roche n'a subi qu'une très faible déformation : la texture microgrenue porphyrique est bien conservée. Q : quartz ; F : feldspath.

B : Echantillon prélevé au coeur du filon A. Section verticale subméridienne (plan XZ de la déformation finie). La roche a subi un aplatissement pur qui se traduit par l'acquisition de la schistosité et le développement d'ombres de pression symétriques autour des phénocristaux.

Diamètre des plages représentées : 9 mm.

a) Le filon B

Dans la tranchée de la voie ferrée, le filon B dessine une forme générale en coin (figures 30 et 32). Il n'est pas retrouvé dans la tranchée de la route surincombante. Il peut s'agir, soit d'un filon engagé dans un pli, soit d'une terminaison primaire de filon, soit d'un filon interrompu par une faille.

L'observation de l'organisation texturale interne du filon apporte des informations permettant de discuter ces trois hypothèses. A proximité de l'éponte supérieure, la roche est totalement dépourvue de phénocristaux de quartz et de feldspath. En se rapprochant de la partie

centrale du filon, le microgranite s'enrichit progressivement en phénocristaux de taille pluricentimétrique. Au contact de l'éponte inférieure, on observe le même faciès qu'au cœur du filon. Il est à noter qu'un pointement de diabase affleure en bord de Meuse au voisinage de l'éponte supérieure du filon B (Waterlot *et al.*, 1973).

Pour interpréter cette observation, il est nécessaire de faire appel aux phénomènes mécaniques qui affectent les magmas lors de leur intrusion. Tout magma se compose d'une phase solide (les phénocristaux) en suspension dans une phase liquide plus ou moins visqueuse (B, figure 33). Dans la caisse filonienne, le magma ne se déplace pas partout à la même vitesse (A, figure 33). La vitesse d'écoulement est maximale au centre de la caisse et décroît de plus en plus fortement au fur et à mesure que l'on se rapproche des épontes. Le taux de cisaillement, qui dépend de la variation de vitesse, est donc minimal au centre du filon et maximal près des épontes.

Bagnold (1954) a mis en évidence l'apparition d'une pression dispersive lors de l'écoulement du magma dans une caisse filonienne (voir la troisième partie). Cette pression, qui tend à disperser les cristaux, est fonction de leur concentration et proportionnelle au taux de cisaillement. Elle est donc maximale près des épontes et minimale vers le centre du filon.

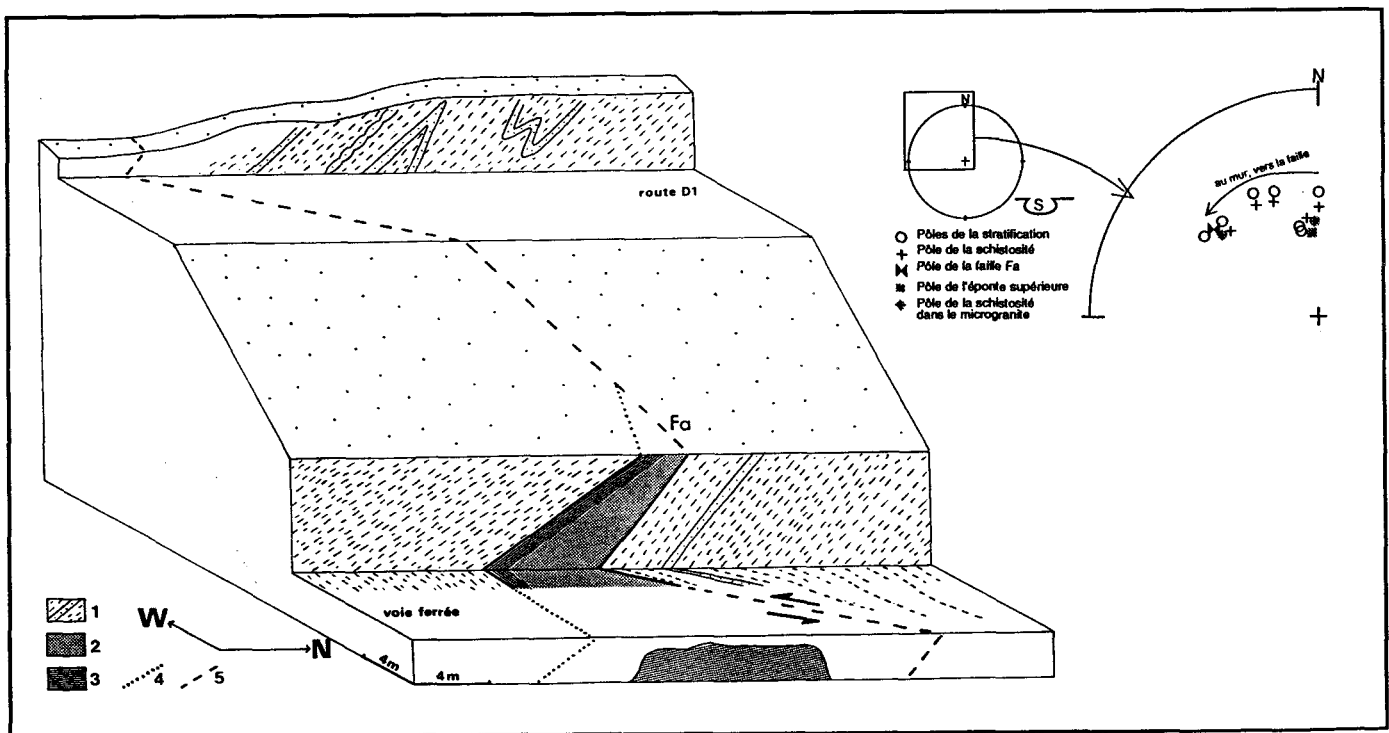


Figure 32 : Le filon de microgranite B.

Dans la tranchée de la voie ferrée, la forme apparente en coin du filon est due à une troncature par une faille plongeant de 50° vers le SE. Au mur de la faille, la stratification et la schistosité dessinent une courbure qui indique un rejet décrochant sénestre post-schisteux. 1 : grès et pélites sombres (Couches de Revin). 2 : microgranite, faciès riche en phénocristaux. 3 : microgranite, faciès dépourvu de phénocristaux. 4 : trace construite de l'éponte supérieure. 5 : trace construite de la faille (F). (X = 769,92; Y = 1246,02; Z = 140).
Stéréogramme : canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

Le gradient de pression dispersive qui en résulte est équilibré par la migration des cristaux vers le centre du filon. C'est "l'effet Bagnold" qui engendre une différenciation mécanique du magma : les phénocristaux sont concentrés vers le plan médian de la caisse. A proximité des épontes, la roche en est pratiquement dépourvue (franges aphyriques dites "franges de Bagnold") (C, figure 33). De ce phénomène résulte une organisation symétrique du filon, les deux franges de Bagnold encadrant la zone à phénocristaux (Gagny, 1978).

Ce type d'organisation s'observe communément dans les filons de microgranite du Massif de Rocroi, caractérisés par leurs gros phénocristaux de quartz et de feldspath (Goffette, 1986). Dans le cas du filon B, l'organisation texturale est celle d'un filon incomplet : au contact de l'éponte inférieure, la frange aphyrique manque. L'hypothèse d'une terminaison de filon n'est donc pas recevable. Si le filon était engagé dans une charnière de pli, on devrait observer au moins là où le filon est apparemment le plus épais, c'est à dire vers le bas, une portion de frange aphyrique au coeur du filon. Ce n'est pas le cas. Par ailleurs, le microgranite étant une roche particulièrement compétente, il devrait être intensément fracturé. Ce n'est pas non plus le cas. L'hypothèse d'un filon localement plissé sur lui-même est donc à exclure.

La forme en coin du filon résulte donc du jeu d'une faille Fa orientée N40°-50°S. Cette faille correspond nécessairement à l'éponte inférieure, puisque l'on n'y observe pas de frange aphyrique.

Au mur de la faille, la stratification de l'encaissant varie depuis un pendage sud jusqu'à un pendage sud-est au contact de la faille. Cette évolution définit un axe de courbure orienté N170°-44°, contenu dans le plan de Fa. Cette courbure est donc vraisemblablement liée au jeu de la faille Fa. Dans ce cas, elle indiquerait une composante décrochante senestre du rejet. Comme la schistosité dessine la même courbure, le rejet est donc post-schisteux.

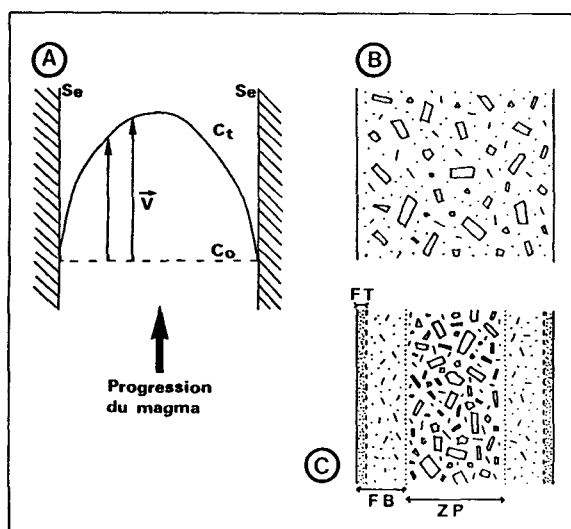


Figure 33 : La différenciation magmatique par effet Bagnold.

A : profils de vitesse d'écoulement dans le cas d'un magma à viscosité de type pseudo-plastique.

B : image théorique d'un magma initial avec une répartition homogène des phénocristaux.

C : organisation de la caisse filonienne après écoulement. F.T. : frange trempée (quelques millimètres d'épaisseur) ; F.B. : franges de Bagnold, sans phénocristaux ; Z.P. : zone à phénocristaux.

b) Le filon D

Contrairement au filon B, le filon D peut être suivi vers l'Ouest sur près de 700 m à partir de la voie ferrée (figure 29). Les très nombreux pointement du filon montrent qu'il affleure en surface quasi-structurale sur le versant nord du ravin. En première approximation, le filon peut être assimilé à un objet plan dont le pendage général, 25° vers le SSE, est oblique d'environ 20 à 30° par rapport à la stratification de l'encaissant (figure 34). Dans le détail, le filon se compose de deux tronçons extrêmes de pendage SSE reliés par un tronçon de pendage SE. Dans un plan horizontal, la trace du filon D forme donc un S très ouvert. Les intersections entre les différents tronçons définissent un axe plongeant de 25° vers le SSE. Comme la stratification présente un pendage sud constant dans le ravin, le parcours du filon ne peut être imputé à des déformations postérieures à sa mise en place. Il est donc nécessairement primaire : la caisse filonienne est donc faiblement sigmoïde.

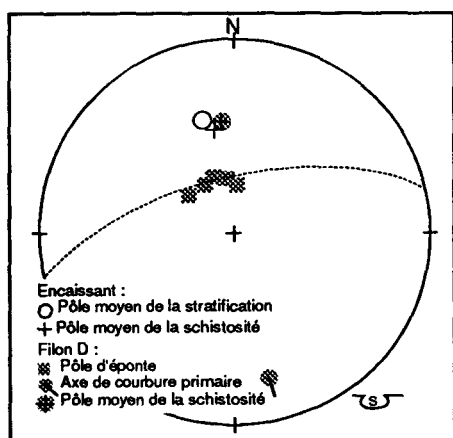


Figure 34 : Géométrie du filon de microgranite D et rapports structuraux avec l'encaissant.

Le filon D s'est mis en place dans un domaine monoclinale. Sa trace horizontale est faiblement sigmoïde (voir texte). Dans un plan vertical subméridien, sa trace est oblique d'environ 25 à 30° sur la stratification. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

L'affleurement le plus oriental du filon D se situe dans la tranchée de la voie ferrée, immédiatement au Nord du thalweg (figure 29). Le filon dessine avec son encaissant une courbure : du Nord vers le Sud, la valeur du pendage (initialement 40°) diminue progressivement et s'annule au niveau du débouché du ruisseau de Mairut (figure 30). Cette courbure affecte la schistosité de l'encaissant. Le microgranite, qui présente un faciès massif riche en phénocristaux est intensément fracturé. Immédiatement plus au Sud, dans la falaise qui constitue le versant méridional du ravin, la stratification présente un pendage de 45° vers le Sud et le microgranite est absent. Une faille, dont la trace coïncide avec le thalweg est donc nécessaire. La courbure observée à son mur suggère un jeu post-schisteux et inverse.

L'affleurement le plus occidental est situé au niveau du thalweg, 700 mètres à l'Ouest du débouché du ravin. L'hypothèse d'une terminaison périclinale, telle qu'elle est dessinée sur la carte géologique à 1:50000 de Fumay (Beugnies et Waterlot, 1965) (C, figure 28) ne peut pas être validée car le filon ne se retrouve pas dans la falaise qui forme le versant sud du ravin. La terminaison observée du filon peut donc soit être primaire, soit résulter du jeu d'une faille,

comme dans le cas de la terminaison orientale. L'épaisseur du filon étant au minimum de deux mètres au voisinage de la terminaison, la seconde hypothèse me semble la plus probable.

En résumé, le filon D est un objet subplanaire avec un faible pendage, sa trace horizontale sigmoïde est d'origine primaire. Au niveau du thalweg, la continuité du filon est interrompue par une ou plusieurs failles. A titre d'hypothèse de travail, je propose l'idée d'une zone faillée de pendage sud, et dont la trace suit le thalweg du ravin. On retrouve ainsi le modèle proposé par Waterlot (1937a et b) en se fondant toujours sur les filons, mais de manière différente. Il est à noter que c'est au voisinage du filon D, donc au mur de la zone faillée, que Malaise (1874) aurait découvert un *Dictyonema flabelliforme var. sociale*. Ce fossile caractérise dans le Massif de Stavelot le passage du Cambrien à l'Ordovicien inférieur (Couches de Salm).

c) Analyse de la déformation finie du filon D

Dans sa partie orientale, le filon D est localement riche en enclaves silteuses (site E, figure 29). Réalisée dans un site favorable à l'observation en trois dimensions (X=769,85 - Y=1246,35), l'analyse qualitative et quantitative de la morphologie et de la fabrique des enclaves apporte des informations sur le sens de mise en place du magma et sur la déformation syn- et post-intrusion.

Le site retenu pour cette étude est un affleurement naturel du filon D. Aucune des deux épontes n'est directement observable. Toutefois, la cartographie du secteur montre que le filon présente un pendage d'environ 30° vers le Sud. L'affleurement se compose de deux surfaces principales d'observation. La première est un plan subméri dien vertical (plan P1). La seconde est un plan subvertical de direction E-W (plan P2) (figure 35). Le microgranite est affecté par une schistosité fruste qui pend de 41° vers le SSE (figure 34).

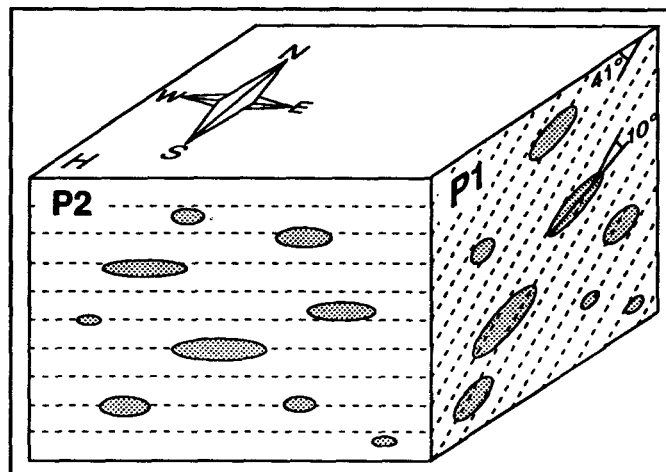


Figure 35 : Bloc-diagramme schématisé de l'affleurement de microgranite retenu pour l'analyse de la déformation finie.

Filon D, X=769,85 ; Y=1246,35. Le microgranite et les enclaves silteuses qu'il contient (en grisé), a subi une déformation marquée par l'acquisition d'une schistosité fruste (en pointillé) plongeant de 41° vers le SSE, et par un aplatissement des enclaves. Dans le plan vertical orienté $N160^\circ$ noté P1, le grand axe des enclaves (a) est oblique sur la trace de la schistosité ($\varnothing=10^\circ$ environ). Dans le plan P2 (vertical et perpendiculaire à P1), $\varnothing=0$. Chacun des plans couvre environ 10 m^2 .

α) Analyse quantitative de la fabrique des enclaves

Observées en coupe dans les plans P1 et P2, les enclaves silteuses présentent une forme grossièrement elliptique (figure 35). Dans chacun des plans, leur plus grande dimension est en première approximation parallèle à la trace de la schistosité. Cette fabrique a pu être acquise durant la mise en place du magma et/ou au cours de la déformation ultérieure dont témoigne la schistosité.

Dans le détail, il existe dans le plan P1 un angle de l'ordre de 10° entre la trace de la schistosité et l'orientation moyenne du grand axe des enclaves. Cet angle est nul dans le plan P2. Si l'on admet que la schistosité matérialise le plan XY de la déformation finie (Borradaile, 1974), alors l'obliquité entre la fabrique planaire observée et la schistosité implique l'existence d'une fabrique planaire initiale des enclaves.

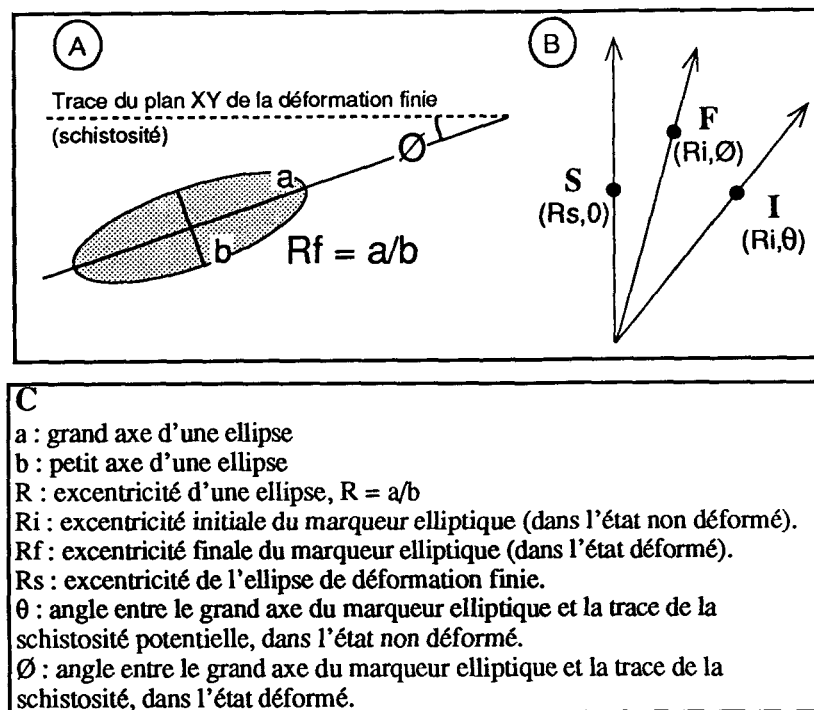


Figure 36 : Analyse d'une déformation par aplatissement pur à partir d'un marqueur elliptique.

A : Mesures sur le terrain. Chaque section d'enclaves est modélisée par une ellipse. A chaque ellipse est associé un couple (R_f, \emptyset) .

B : Diagramme polaire représentatif de la modification de la forme et de l'attitude d'un marqueur elliptique (d'après Meilliez, 1983). Le point I représente l'attitude et la forme initiale d'une section d'enclave. Après la déformation finie représentée par le point S, l'enclave a acquis une nouvelle forme et une nouvelle attitude représentées par le point F.

La schistosité matérialise la trace du plan XY de la déformation finie. On connaît également R_f et \emptyset ; on recherche R_s , R_i et θ .

C : Principales notations utilisées.

De nombreuses méthodes quantitatives ont été développées pour estimer, à partir de la caractérisation géométrique d'une fabrique, la déformation finie et la fabrique initiale (voir par exemple Dunnet, 1969 ; Dunnet et Siddans, 1971 ; Elliott, 1970). La plupart se fondent sur une analyse statistique de l'ellipticité et de l'orientation d'une population de marqueurs et conduisent à estimer la composante non rotationnelle de la déformation finie. Certaines d'entre-elles permettent de reconstituer la fabrique initiale (figure 36). Toutes ces techniques supposent que :

- la déformation finie est homogène à l'échelle d'observation ;
- les marqueurs sont des objets dispersés dans leur matrice (absence de figures d'interférences) ;
- les marqueurs sont passifs, c'est-à-dire qu'ils présentent la même viscosité que leur matrice.

Les observations de détail montrent que les deux premières conditions sont vérifiées. On supposera, pour les besoins de l'analyse, que la troisième l'est également. Cette hypothèse sera prise en compte lors de la discussion des résultats.

Données brutes

Dans le plan P1, la longueur du petit axe (b), la longueur et le pendage du grand axe (a) ont été mesurés sur chacune des 64 sections d'enclaves observables. Ce plan est le seul où des mesures sont suffisamment nombreuses ont pu être réalisées (figure 37).

Nombre d'enclaves observées dans P1 :		64		
Surface des enclaves dans P1 (cm ²) :		2244		
% des enclaves dans P1 (11m ²) :		2,0%		
Statistiques sur la taille et l'orientation des enclaves :				
	Sup	Inf	Moy	σ
a (cm)	55	1,9	12,14	10,2
b (cm)	8	0,5	2,71	1,9
Rf	15	1	4,85	2,5
θ (°)	32	-4	10,56	8,6
Statistiques sur la morphologie des enclaves :				
1 extrémité effilée + 1 arrondie		42%		
2 ext. effilées :		20%		
2 ext. arrondies :		38%		
Enclaves contenant des phénocristaux magmatiques : 22/64 soit 34%				
Distribution des phénocristaux :				
Uniforme :		18/22		
Concentration près de l'extrémité arrondie :		4/22		

Figure 37 : Statistiques sur l'orientation et la morphologie des sections d'enclaves silteuses observées dans le plan P1.

Les enclaves constituent environ 2% de la roche et y sont régulièrement dispersées. Aucune figure d'imbrication n'a pu être observée.

La taille et la forme de l'ensemble des enclaves peuvent être illustrées par un diagramme binaire b/a (figure 38). La plupart des enclaves se situent dans la classe dimensionnelle telle que $0 < a < 20$ cm et $0 < b < 5$ cm. La corrélation linéaire entre a et b définit une droite correspondant à une ellipticité moyenne de l'ordre de 5. Ce modèle linéaire perd de sa validité vers les grandes tailles, pour lesquelles la dispersion augmente.

L'histogramme des classes d'orientation du grand axe des enclaves montre une assez forte dispersion d'orientation autour d'un mode faisant un angle de l'ordre de 10° avec la trace de la schistosité (figure 39). Cette obliquité confirme l'hypothèse d'une orientation préférentielle initiale des enclaves, avant la déformation.

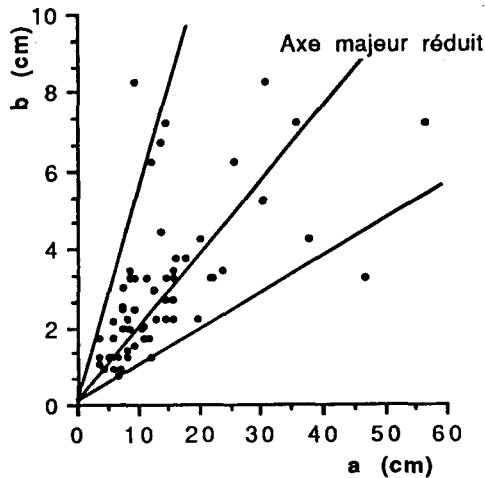


Figure 38 : Relation entre la valeur du grand axe (a) et la valeur du petit axe (b) des sections d'enclaves observées dans le plan P1.

Une excellente corrélation linéaire existe pour les enclaves de taille faible à moyenne. La dispersion augmente pour les plus grandes enclaves. 64 mesures.

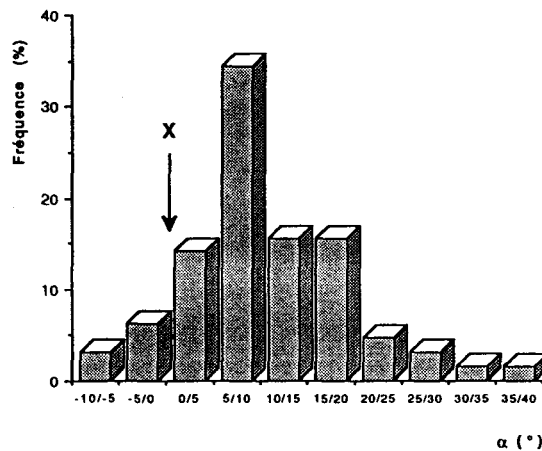


Figure 39 : Fréquences des classes d'orientation du grand axe des enclaves silteuses observées dans le plan P1.

X : pendage de la trace de la schistosité dans P1 (confondue avec l'axe X de la déformation finie).
 α : valeur de l'angle entre l'horizontale et le grand axe de chaque enclave. 64 mesures

Méthodes d'estimation rapide de la déformation finie

La forme et l'orientation de chaque enclave peuvent être décrite par un couple (R_f, \emptyset) (figure 36). Ramsay (1967) a développé les équations décrivant l'évolution d'un objet elliptique depuis une attitude initiale (R_i, θ) jusqu'à une attitude finale (R_f, \emptyset) sous l'action d'un aplatissement pur $(R_s, 0)$ (figure 36). La plupart des méthodes d'estimation de la déformation finie dérivent de cette formulation mathématique.

L'ordre de grandeur du rapport axial R_s de l'ellipse de déformation finie peut être estimé en calculant des statistiques simples à partir des couples (R_f, \emptyset) mesurés. J'en ai retenu trois :

- La moyenne géométrique $[\max(R_f) \cdot \min(R_f)]^{-1/2}$ des valeurs extrêmes de R_f pour lesquelles $\emptyset=0$ (Ramsay, 1967). On obtient $R_s=3,74$. Cet estimateur est *a priori* peu fiable car il ne repose que sur les deux valeurs extrêmes de l'échantillonnage et ne prend pas en compte la distribution de R_i .

- la moyenne harmonique $m/\sum(R_f)^{-1}$ des m points de coordonnées $(R_f, 0)$. (Lisle, 1977). Cette méthode a été améliorée par Meilliez (1983) en retenant les couples peu dispersés autour de $\emptyset=0$ pour diminuer le biais dû à un faible nombre de marqueurs. J'ai choisi de retenir les couples tels que $-7^\circ < \emptyset < +7^\circ$, soit environ le quart des mesures. On obtient $R_s=3,94$.

- La moyenne harmonique $H=n/\sum(R_f)^{-1}$ de tous les couples (Lisle, 1977). Cette méthode donne $R_s=3,72$.

Ces estimateurs, rapides à calculer, donnent des valeurs de R_s très voisines les unes des autres. Ces statistiques ont toutefois le défaut de ne prendre en compte que la variable R_f pour tout les marqueurs elliptiques ou une partie d'entre eux sélectionnée en fonction de \emptyset . D'autres méthodes prenant en compte l'ensemble des couples (R_f, \emptyset) permettent d'estimer plus précisément R_s , mais aussi de reconstituer la fabrique initiale.

La méthode graphique de Dunnet

Dunnet (1969) a construit, à partir des équations de Ramsay (1967), un ensemble d'abaques qui décrivent graphiquement l'évolution d'un objet elliptique sous l'action d'un aplatissement pur en milieu viscoplastique (Gay, 1968 a et b). En pratique, R_s est estimé en recherchant l'abaque qui se superpose de façon optimale au nuage de points (R_f, \emptyset) expérimentaux. 50 mesures environ sont nécessaires pour obtenir une estimation correcte de R_s . Dunnet (1969) a montré qu'en général, le meilleur abaque est celui qui est centré sur le minimum de la courbe médiane du nuage. Ce minimum est le point ayant pour coordonnées la moyenne arithmétique des \emptyset et la moyenne logarithmique des R_f . Dans le cas présent, la superposition optimale est obtenue avec l'abaque construite pour $R_s=3,80$. (figure 40).

La méthode graphique d'Elliott

La méthode d'Elliott (1970) est, comme celle de Dunnet (1969), une technique statistique et graphique fondée sur les équations de Ramsay (1967). Sa mise en oeuvre est plus longue et plus délicat, mais présente l'avantage de permettre la reconstitution de la fabrique initiale. Elle est plus précise que celle de Dunnet pour les faibles déformations.

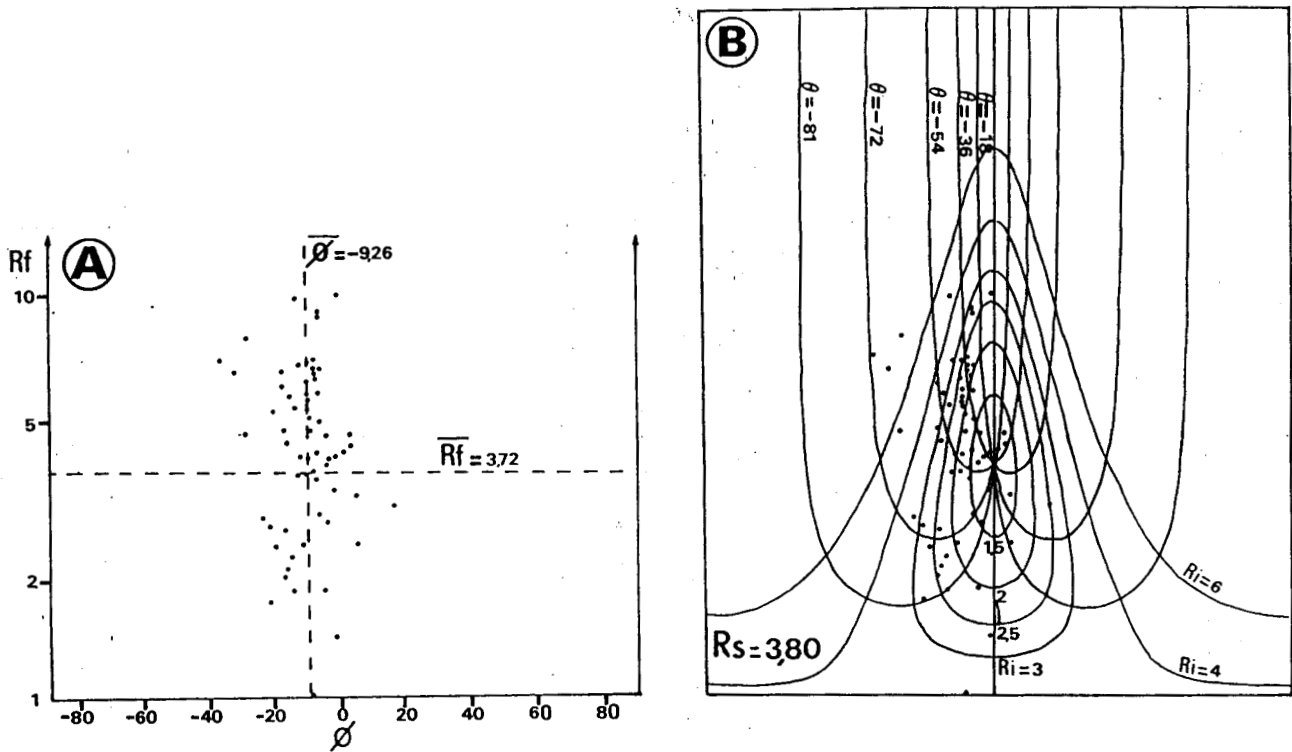


Figure 40 : Estimation de la déformation finie dans le plan P1 par la méthode de Dunnet (1969).

A : Chaque section d'enclave est représentée par un point de coordonnées (Rf, \varnothing) . B : L'intensité Rs de la déformation finie est obtenue en recherchant parmi une série d'abaques, celui qui se superpose de façon optimale au nuage de points (64 mesures). On obtient $Rs=3,8$.

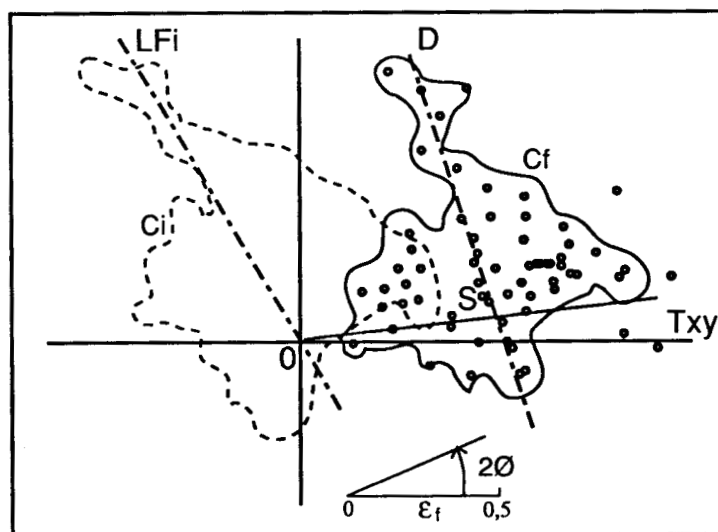


Figure 41 : Estimation de la déformation finie et de la fabrique initiale des enclaves dans le plan P1 par la méthode d'Elliott (1970).

64 mesures. Voir les explications dans le texte.

Les couples (R_f, \emptyset) sont reportés dans un diagramme polaire de telle manière que le point figuratif de chaque couple corresponde à l'extrémité d'un segment radial faisant un angle $2\emptyset$ avec l'axe X et de longueur $\varepsilon_f = 1/2 \ln(R_f)$. Le nuage de points ainsi obtenu est ensuite contouré par la méthode de Mellis (figure 41).

Le contour définit une forme en triangle dont la base coïncide à quelques degrés près avec la trace du plan XY de la déformation finie (Txy). La hauteur de ce triangle détermine un axe de symétrie binaire D. Cette géométrie est caractéristique d'une fabrique initiale unimodale déformée (Elliott, 1970). Le point S d'intersection entre la base du triangle et l'axe D permet d'estimer R_s : S est situé à une distance ε_s de l'origine, telle que $\varepsilon_s = 1/2 \ln(R_s)$. La valeur obtenue $R_s=4,0$ est du même ordre que les valeurs estimées avec les méthodes précédentes.

En utilisant le réseau d'abaques construit par Elliott (1970), il est possible de reconstituer la fabrique initiale, illustrée par le contour Ci (figure 41). On retrouve une forme en triangle dont l'axe de symétrie LFi détermine l'orientation préférentielle initiale des enclaves dans le plan P1. Cet axe est oblique d'environ 55° par rapport à la trace de la schistosité (axe Txy). Cela revient à admettre qu'après la consolidation du magma et avant la schistogénèse, les enclaves étaient peu dispersées autour d'un plan subhorizontal. En admettant qu'elles aient fossilisé la fluidalité primaire du filon, celle-ci était donc subhorizontale avant la schistogénèse. Les enclaves possédant les plus fortes ellipticités ($R_i > 4$) sont peu dispersées de part et d'autre de l'axe (pointe du triangle). En revanche, les autres enclaves sont fortement dispersées (base du triangle).

Discussion des résultats

Les résultats obtenus à partir des diverses méthodes utilisées sont peu éloignés les uns des autres : les valeurs extrêmes ne diffèrent que de 10%. Compte-tenu des incertitudes de mesure et du caractère statistique des techniques employées, l'intervalle $3,7 < R_s < 4,0$ peut être retenu comme ordre de grandeur de l'intensité de la composante d'aplatissement pur de la déformation finie. Ces résultats confirment l'intérêt des estimateurs rapides pour le géologue de terrain (Meilliez, 1983).

La morphologie des ombres de pression autour des phénocristaux de quartz et de feldspath du microgranite montre que la composante rotationnelle de la déformation finie est minime et peut être négligée à l'échelle de l'observation (figure 31).

L'analyse a été conduite en supposant qu'il n'existe pas de contraste de viscosité entre les enclaves et leur matrice. Cette condition n'est pas *a priori* respectée puisque les enclaves sont de nature pétrographique différente du microgranite. L'absence d'ombres de pression autour des enclaves (contrairement aux phénocristaux) suggère que les enclaves ont une viscosité voisine ou inférieure à celle du microgranite. Par conséquent, elles peuvent être raisonnablement assimilées à des marqueurs passifs.

La reconstitution, par la méthode d'Elliott, de la fabrique initiale des enclaves a mis en évidence une orientation préférentielle subhorizontale. Cette attitude n'est pas forcément l'attitude initiale réelle. En effet, si la déformation finie est homogène à l'échelle du filon étudié, elle ne l'est pas nécessairement homogène à plus petite échelle. En particulier, les déformations discontinues ont pu entraîner une rotation d'ensemble du volume rocheux étudié.

β) Analyse qualitative de la morphologie des enclaves

On a vu que les enclaves silteuses peuvent être en première approximation assimilées à des ellipsoïdes. Dans le détail, 42 sections d'enclaves observées dans le plan P1, soit 40% de l'échantillonnage, présentent une forme dissymétrique caractérisée par une extrémité arrondie toujours orientée vers le bas et vers le Sud, et l'extrémité opposée effilée comme une queue de comète (figures 37 et A, 42). En revanche, toutes les enclaves sont symétriques dans le plan P2.

L'observation de phénocristaux de quartz et de feldspath ayant pénétré partiellement dans certaines enclaves (A, figure 42) montre que les enclaves se sont déformées plastiquement à un stade donné de l'intrusion magmatique. De plus, il est fréquent d'observer des phénocristaux de quartz et de feldspath de même habitus que ceux du microgranite, tant au centre qu'en bordure des enclaves silteuses. On peut alors supposer que les enclaves ont subi un "malaxage" au cours de la mise en place du magma, entraînant l'incorporation de cristaux magmatiques. La forme en queue de comète d'une partie des enclaves serait donc un profil hydrodynamique ayant conféré aux enclaves une résistance minimale à l'écoulement, lors de l'intrusion.

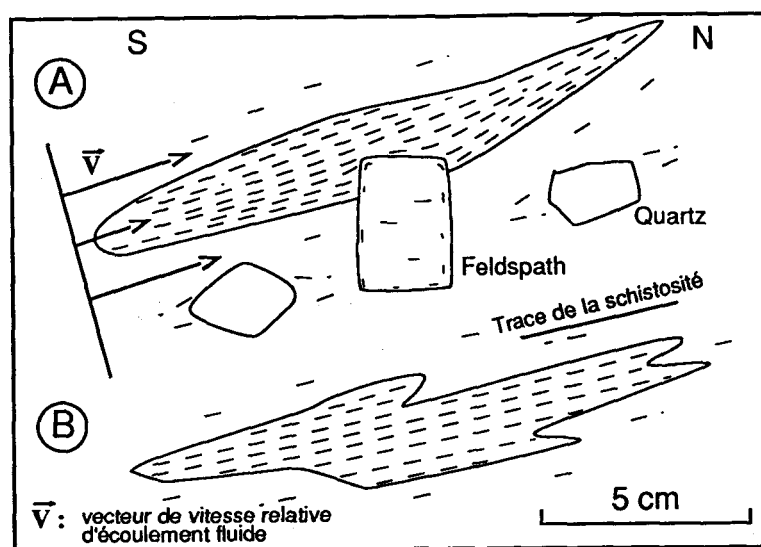


Figure 42 : Observations de détail de sections d'enclaves dans le plan P1.

A : Phénocristal de feldspath ayant en partie pénétré dans une enclave en forme de queue de comète. L'enclave avait un comportement plastique lors de la mise en place du microgranite.

B : Figures en lobes. Ces deux exemples indiquent un même sens de mouvement relatif entre le magma et ses enclaves, symbolisé par le profil de vitesse d'écoulement fluide.

La polarité du profil hydrodynamique suggère un sens de mouvement relatif entre les enclaves et le magma au cours de l'intrusion. L'observation de quelques enclaves dont la forme présente des figures en lobes (B, figure 42) confirme cette hypothèse. La densité du magma est estimée à 2,45 à partir d'analyses chimiques (Beugnies, 1963) en supposant une température de 650 à 700°C pour une pression de l'ordre de 200 MPa, selon le mode de calcul développé par Bottinga et Weil (1970). Comme les enclaves sont plus denses (environ 2,7) que le magma, le sens de mouvement relatif résulterait d'une résistance des enclaves à l'écoulement du magma sous l'effet de la gravité. Dans ce cas, le sens d'intrusion serait du Sud vers le Nord. Comme le filon de microgranite D présente un pendage vers le Sud, il serait par conséquent en situation normale.

γ) Conclusion

Au cours de cette analyse, l'expression "déformation finie" a été employée pour désigner le changement de géométrie entre un stade initial et le stade final actuellement observable, sans se référer au chemin de déformation. Si la définition du stade final est triviale, celle du stade initial peut être équivoque. En effet, les enclaves ont subi successivement des déformations consécutives à la mise en place du magma, puis des déformations liées à l'acquisition de la schistosité. En fait, les techniques (Rf, Ø) utilisées ont permis de reconstituer la fabrique des enclaves acquise à la suite de la mise en place et de la consolidation du magma. *Le stade initial des techniques (Rf, Ø) est donc en réalité le stade fini-magmatique.* Dans ces conditions, il me paraît nécessaire de distinguer la déformation finie primaire qui s'achève avec la consolidation du magma, de la déformation finie secondaire conduisant à la structure actuellement observée.

En résumé, les enclaves silteuses constituent à la fois un marqueur des déformations primaires et secondaires. L'analyse de la morphologie et de la fabrique des enclaves a montré que :

- Lors de l'intrusion, qui s'est produite selon un vecteur de mise en place dirigé du Sud vers le Nord, les enclaves se sont orientées préférentiellement suivant le flux. Leur comportement plastique a permis l'acquisition d'un profil hydrodynamique et l'incorporation de cristaux magmatiques.

- Après la consolidation du magma, les enclaves ont subi avec le microgranite les effets d'une déformation modérée par aplatissement pur, se traduisant par le développement d'une schistosité fruste. Comme le filon est d'âge dévonien moyen à supérieur, cette dernière déformation doit être rapportée au raccourcissement varisque.

4) Conclusions

Les filons de microgranite du Ravin de Mairut se sont mis en place au Dévonien moyen à supérieur dans un encaissant déjà plissé. Ils ont subi avec leur encaissant les effets du raccourcissement varisque qui se traduit par :

- L'acquisition d'une schistosité pénétrative dans l'encaissant et fruste dans le microgranite. Dans ce dernier, l'analyse de la déformation montre que l'aplatissement associé au développement de la schistosité peut être décrit par une ellipse de déformation finie de rapport axial R_s voisin de 3,8.

- Le jeu inverse et décrochant senestre de failles, après le développement de la schistosité.

B) Le filon de diabase de la Grande Commune

1) Géométrie du filon à l'échelle du site

Situé entre Deville et Laifour, le filon de diabase de la Grande Commune (figure 27) affleure sur les deux rives de la Meuse. Sa continuité cartographique peut être précisée grâce à de nombreux affleurements naturels et grâce à d'anciennes carrières étagées le long du versant de la rive droite (A, figure 43).

Comme le filon de microgranite D de Mairut, le filon de diabase de la Grande Commune peut être assimilé en première approximation à un plan dont le pendage général, environ 35° vers le SSE, est oblique par rapport à l'attitude moyenne de la stratification de l'encaissant (B, figure 43). Le filon recoupe un domaine inverse très plissé de l'encaissant (voir p. 93). Dans le détail, on constate que le filon se compose de segments longs de pendage SSE, reliés par des segments courts (crans) de pendage SE. Les observations de détail (voir ci-après) suggèrent que ces crans sont d'origine primaire.

En rive droite de la Meuse, le filon de diabase est voisin d'un filon de microgranite qui lui est parallèle et distant d'environ 100 m vers le Sud. Sur la rive gauche, un filon de diabase est voisin d'un filon de microgranite qui lui est distant de 10 m vers le Sud. Dans la tranchée de la voie ferrée, les deux filons et leur encaissant sont localement rebroussés par une faille Fd de direction $N40^\circ$ (C, figure 43). Le rebroussement indique un rejet décrochant senestre. Comme il affecte également la schistosité, la faille Fd est donc post-schisteuse. Les observations ne permettent pas de discuter la nature des relations structurales entre les filons de la rive gauche et ceux de la rive droite de la Meuse.

En résumé, le site de la Grande Commune permet de retrouver un dispositif géométrique du même type que celui qui a été reconnu à Mairut. Le filon de diabase de la rive

doite s'inscrit selon un plan affecté par des irrégularités mineures et d'origine primaire. Le filon est oblique par rapport à la stratification de l'encaissant. Les filons de la rive gauche ont subi avec leur encaissant le jeu décrochant senestre d'une faille post-schisteuse Fd.

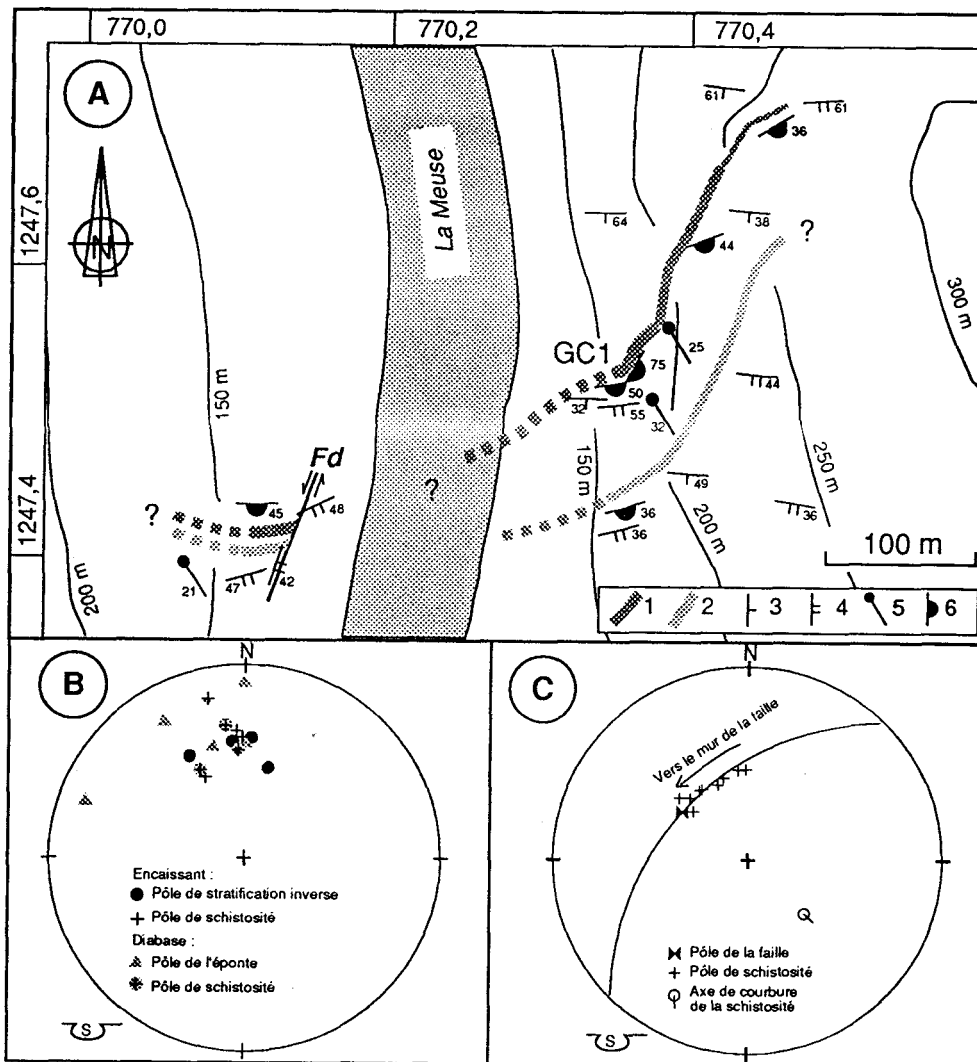


Figure 43 : Contexte structural du filon de diabase de la Grande Commune.

Voir la localisation du site sur la figure 27. A : Carte 1 : filon de diabase ; 2 : filon de microgranite ; 3 : stratification ; 4 : schistosité ; 5 : charnière de pli métrique ; 6 : éponte de filon.

Les filons sont intrusifs dans les Couches de Revin.

B : Stéréogramme : canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

Le filon de diabase se compose de segments plans de pendage sud relayés par des crans, de pendage SE. L'attitude générale du filon est oblique d'environ 20 à 30° par rapport à l'attitude moyenne de la stratification de l'encaissant, et recoupe un domaine inverse intensément plissé.

C : Décrochement en rive gauche de la Meuse. Les épontes des filons, la stratification et la schistosité de l'encaissant sont localement parallèles entre elles. A proximité de la faille, ces surfaces dessinent une courbure qui indique un rejet décrochant senestre. Par commodité, seules les attitudes de la schistosité sont reportées sur la figure.

2) Géométrie du filon et relations avec l'encaissant dans la carrière GC1

La carrière GC1, située au bas du versant de la rive droite, est l'excavation principale. Elle permet d'observer le filon à l'échelle décimétrique et en trois dimensions.

Le trait géométrique principal du filon est l'irrégularité de ses épontes (figure 44). Au SW de la carrière, les deux épontes présentent un pendage d'environ 50 à 70° vers le Sud. Le filon est peu épais (environ 5 m). Dans la partie centrale de la carrière, les deux épontes présentent un pendage d'environ 70° vers l'ESE. L'épaisseur la plus importante est de l'ordre de 13 m. Vers le NE, les épontes présentent à nouveau un pendage vers le Sud.

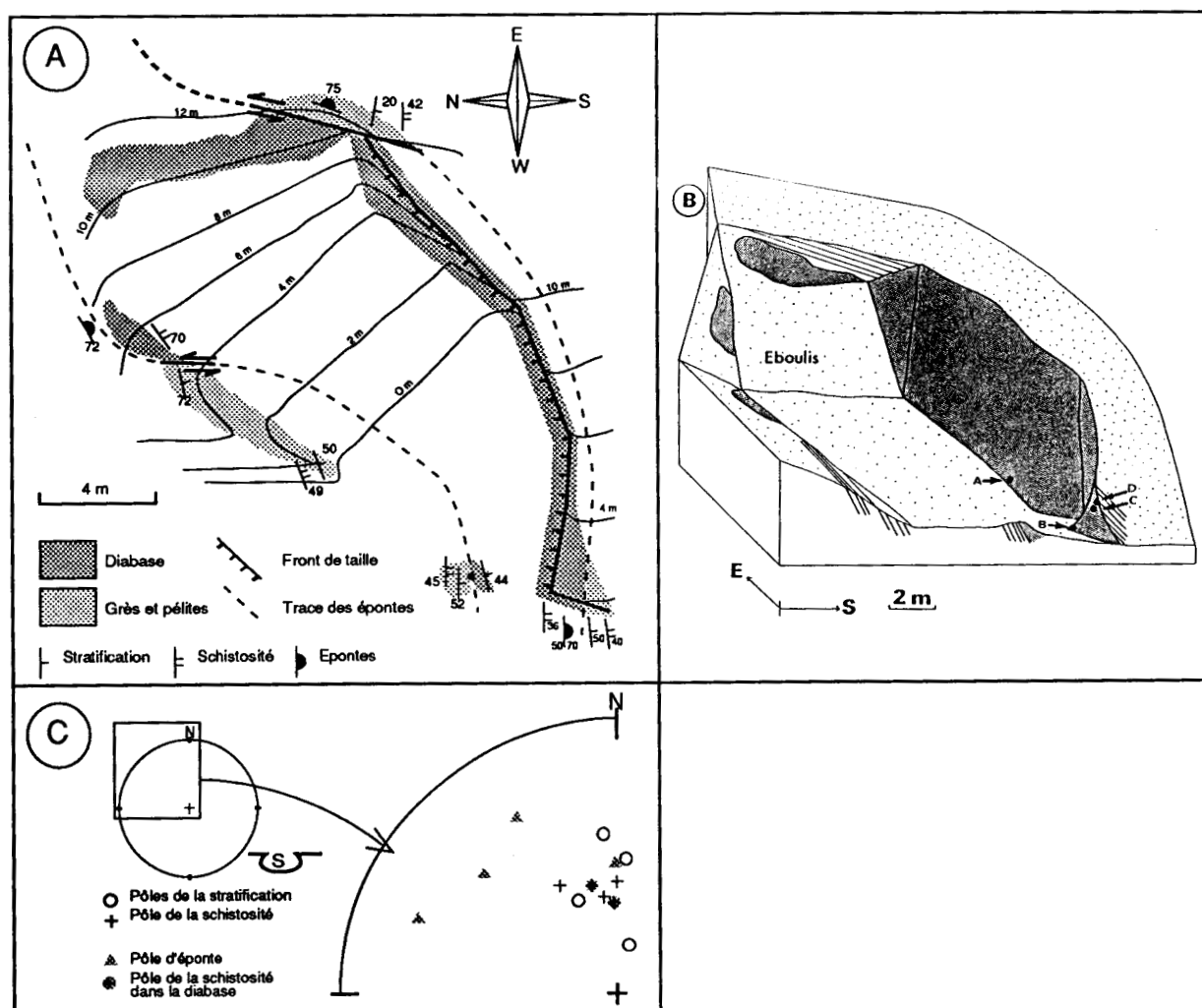


Figure 44 : Le filon de diabase de la Grande Commune, dans la carrière GC1

A : Plan de la carrière ($X=770,40$; $Y=1247,55$; $Z=150$) En grisé : diabase. B : vue en perspective ; les lettres A à D se réfèrent aux échantillons dont la texture a été étudiée (voir la figure 47). C : stéréogramme, canevas de Schmidt, hémisphère inférieur. La carrière a exploité la diabase au niveau d'un renflement de la caisse filonienne. Au Sud et au Nord de la carrière, le filon est peu épais et les épontes sont parallèles à la stratification de l'encaissant; la diabase est affectée par une schistosité pénétrative. Dans la partie centrale, les épontes dessinent un cran dont l'obliquité par rapport à la stratification atteint 40 à 50° . Au niveau du cran, les épontes ont joué en cisaillement senestre ; la diabase n'est pas schistosée.

Le raccordement des portions observées d'épentes donne l'image de deux surfaces courbes équivalentes à une translation près (figure 45). L'axe de courbure plonge fortement vers le Sud.

Les grès et pélites gris foncé à noir qui constituent l'encaissant du filon présentent une structure monoclinale avec un fort pendage, de l'ordre de 50 à 60° vers le Sud. Dans plusieurs bancs de grès, des stratifications entrecroisées indiquent une polarité sédimentaire inverse.

La courbure dessinée par le filon ne se retrouve pas dans l'encaissant monoclinale. Cette courbure est donc nécessairement primaire. La fracture dans laquelle s'est immiscé le matériel magmatique et dont les lèvres constituent désormais les épentes du filon, dessine donc un cran au passage dans la carrière.

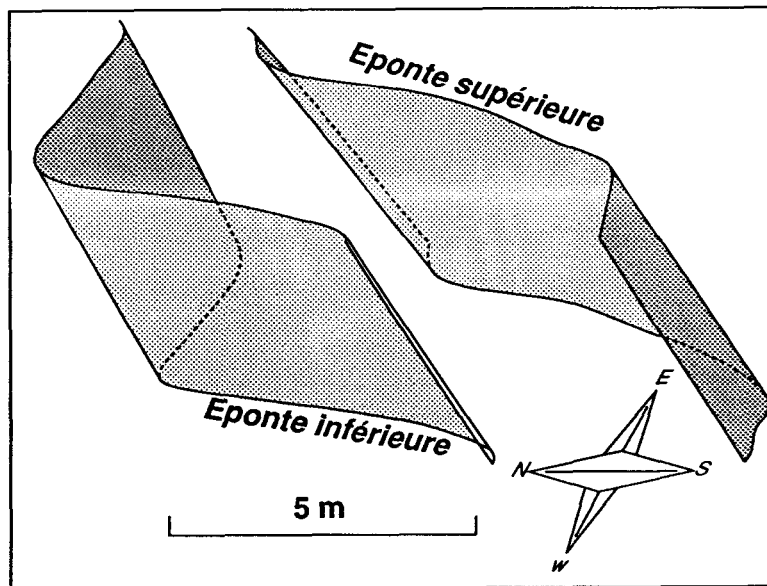


Figure 45 : Représentation en perspective des épentes inférieure et supérieure du filon de diabase dans la carrière GC1. Construction géométrique établie par calcul à partir des mesures de terrains.

Deux types de *scenarii* peuvent être envisagés pour reconstituer la cinématique de l'ouverture de la fracture au moment de l'intrusion :

- 1 : une extension perpendiculaire aux segments principaux de la fracture, c'est-à-dire suivant une direction N-S ;

- 2 : une extension perpendiculaire au cran de la fracture, c'est-à-dire suivant une direction SE-NW.

Dans le premier cas, l'épaisseur mesurée du filon dans les segments principaux implique une ouverture de l'ordre de 5 m (A, figure 46). Au niveau du cran, un calcul simple montre que l'épaisseur du filon devrait alors être de l'ordre de 3 m. Or, l'épaisseur mesurée est d'environ 13 m. L'hypothèse d'une extension N-S n'est donc pas recevable.

Dans le second cas, l'épaisseur mesurée du filon au niveau du cran implique une ouverture SE-NW de 13 m. L'épaisseur calculée du filon au niveau des segments E-W de la fracture doit alors être environ 5 m (B, figure 46). Cette valeur coïncide avec l'épaisseur effectivement observée. Le scénario d'une extension locale SE-NW est donc capable de rendre compte de la géométrie observée du filon.

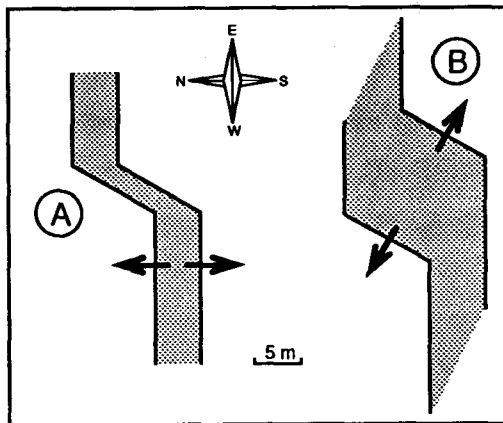


Figure 46 : Cinématique de l'ouverture de la caisse filonienne.

A : Hypothèse d'une extension perpendiculaire aux segments principaux de la caisse filonienne. Ce schéma ne permet pas de rendre compte du renflement observé au niveau du cran.

B : Hypothèse d'une extension perpendiculaire au cran qui relie les segments principaux. Ce modèle s'accorde parfaitement avec la géométrie observée de la caisse filonienne.

3) Etat de déformation du filon dans la carrière GC1

a) Détermination qualitative des modalités de la déformation finie

La schistosité observée dans les pélites de l'encaissant présente un pendage de 45 à 50° vers le Sud. Elle passe en continuité dans la diabase. La schistogenèse est donc un événement postérieur à l'intrusion, donc varisque.

La schistosité affecte inégalement le filon de diabase :

- Au niveau des segments E-W du filon, elle est particulièrement bien marquée au voisinage des épontes et devient progressivement plus fruste vers le coeur.
- Au niveau du cran, la diabase est massive, la schistosité est très mal exprimée, voire absente. Le raccourcissement est localement accommodé par un mouvement décrochant senestre le long des épontes (A, figure 44).

Ces observations macroscopiques montrent donc que le raccourcissement varisque est accommodé de façon hétérogène dans le filon.

Les observations réalisées à l'échelle microscopique précisent ce premier aperçu. Au coeur du filon, les cristaux d'albite sont statistiquement orientés de manière isotrope, quelle que soit la section d'observation. Ils soulignent la texture doléritique originelle qui est préservée (A, figure 47). Au niveau du tronçon E-W du filon, en se rapprochant des épontes, on constate une réorientation de plus en plus marquée des cristaux d'albite dans le plan de schistosité (B, figure 47). La préservation de la forme propre des cristaux montre le comportement rigide des lattes d'albite au cours de la déformation. En bordure du filon, la déformation plus intense se marque

par une schistosité pénétrative (C et D, figure 47) : les agrégats polycristallins de quartz, de calcite et de néoblastes d'albite qui pseudomorphosent les cristaux de feldspath originels (voir la troisième partie, II) sont aplatis avec leur matrice chloriteuse selon les plans de schistosité.

L'ensemble des observations justifie l'utilisation du plan local de schistosité comme plan XY de la déformation finie, c'est-à-dire le plan qui contient le grand axe et l'axe moyen de l'ellipsoïde de déformation finie (Borradaile, 1974). Dans le plan de schistosité, la réorientation des cristaux d'albite définit une linéation orientée N-S, qui matérialise l'axe X. L'axe Z, c'est-à-dire le petit axe de l'ellipsoïde est perpendiculaire au plan de schistosité.

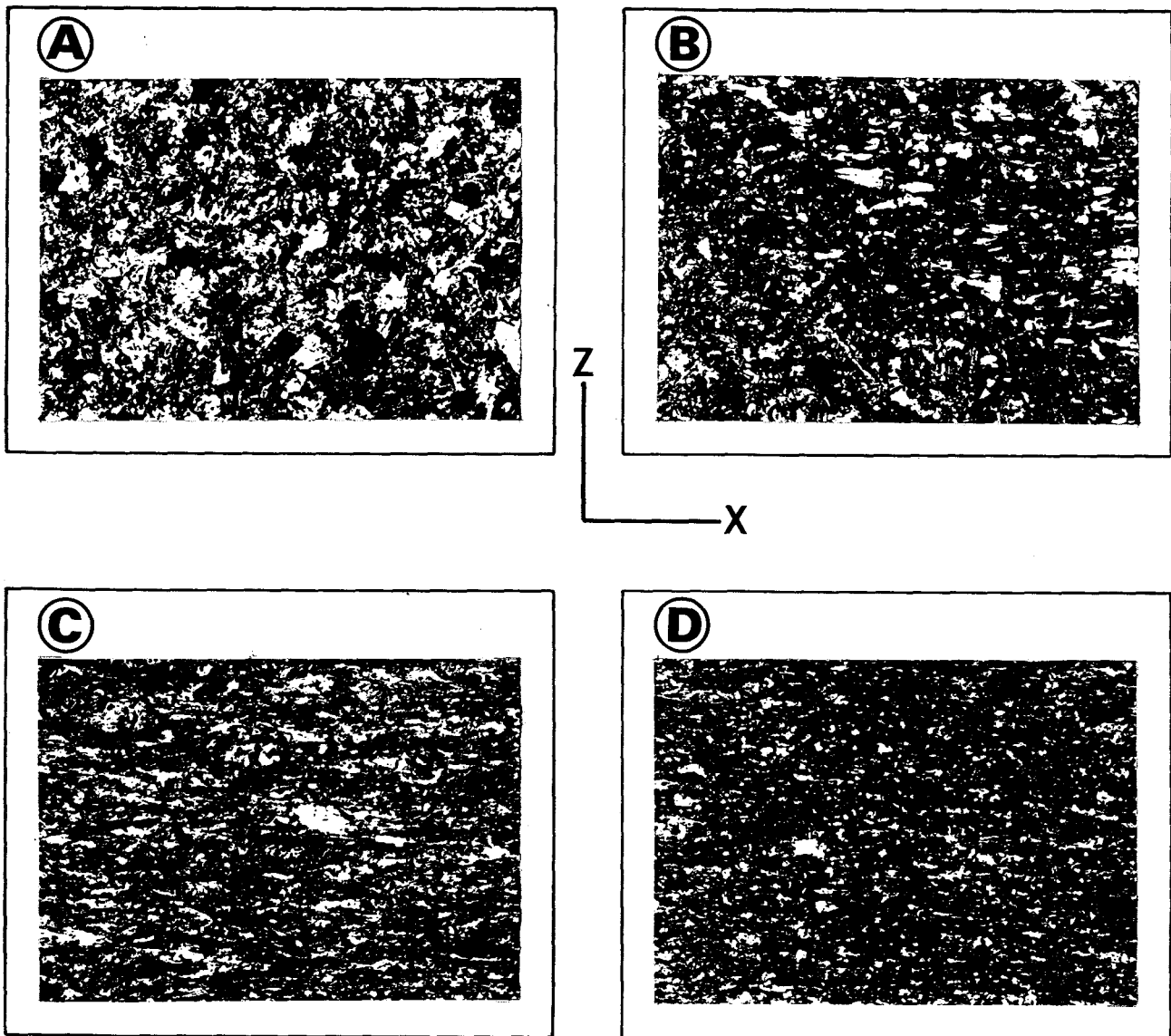


Figure 47 : Etat de déformation de la texture doléritique dans le filon de diabase de la Grande Commune

Sections subméridiennes verticales parallèles au plan XZ de la déformation finie. Voir la localisation des échantillons sur la figure 44. A : Texture doléritique isotrope non déformée au coeur du filon. B : Texture doléritique faiblement aplatie à 2 m de l'éponte. C et D : Schistosité pénétrative respectivement à 25 cm et au contact de l'éponte.

L'observation de figures d'imbrications entre les cristaux d'albite permet de déterminer le régime de déformation subi par la roche (Blumenfeld, 1983). Au cours de la déformation, les cristaux tournent autour de leur centre et tendent à s'orienter dans le plan d'aplatissement maximal. Si la concentration en cristaux est suffisamment grande, la rotation des cristaux conduit à leur superposition partielle et l'on observe alors des figures dites de "tuilage". Pour une section donnée, on peut distinguer deux sens possibles de tuilage, l'un dextre et l'autre senestre, selon le sens de rotation des cristaux. Si la déformation est rotationnelle, alors il existe une prédominance plus ou moins marquée de l'un des deux sens de tuilage : le sens prédominant indique le sens de cisaillement. Si par contre la déformation n'est pas rotationnelle (aplatissement pur), les deux sens de tuilage présentent la même fréquence. Ce critère a été appliqué aux échantillons du filon de la Grande Commune, pour lesquels la déformation a été accommodée par réorientation des cristaux d'albite. Les sections d'échantillons réalisées perpendiculairement au plan de schistosité montrent une équipartition des deux sens de tuilage (B, figure 47). La déformation finie est donc pour l'essentiel non-rotationnelle.

En bordure du filon, l'observation de plans de cisaillement qui déforment la schistosité et les agrégats polycristallins (figure 48) montre qu'une composante de déformation rotationnelle s'ajoute à la composante d'aplatissement.

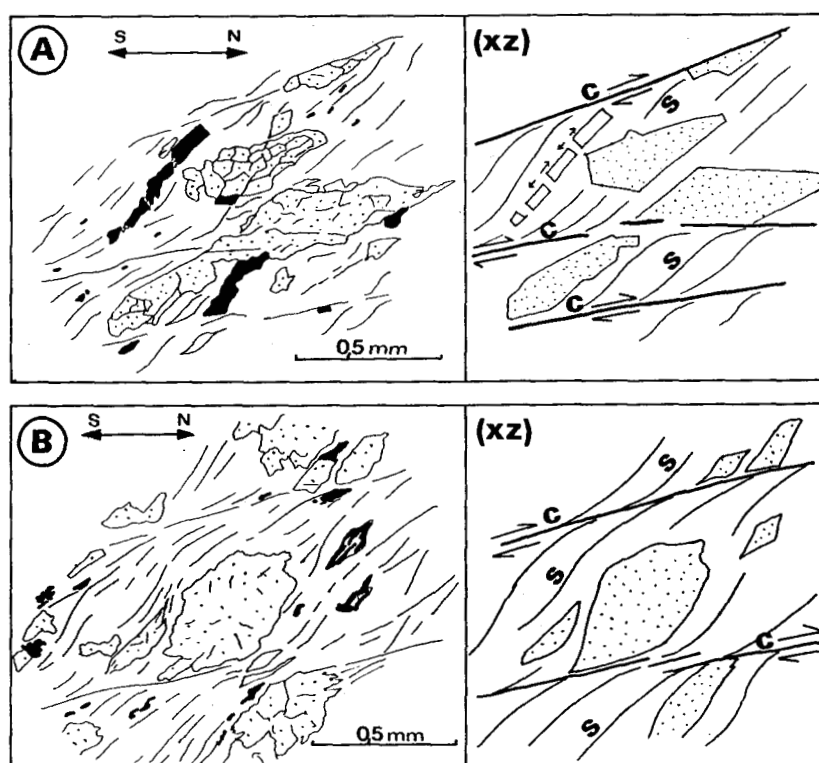


Figure 48 : Structures C-S (Berthé et al., 1979) en bordure du filon de diabase de la Grande commune

A et B : échantillons prélevés respectivement à 25 cm et au contact de l'éponte supérieure. Sections méridiennes verticales. A gauche : observation microscopique ; à droite : schéma interprétatif. Les cristaux d'opacques (en noir) et les agrégats de calcite, quartz et de néoblastes d'albite (plages en pointillé) sont fortement déformés avec leur matrice chloriteuse. Les plans de schistosité (S) présentent un pendage moyen de 40° vers le Sud. Ils sont affectés par une famille de plans de cisaillement (C) à vergence nord.

Nulle part dans le filon, n'existe la trace d'une organisation texturale pouvant matérialiser une fluidalité magmatique plus ou moins oblitérée par la schistosité. Là où la déformation est nulle à modérée, c'est à dire dans la partie centrale du filon, on peut conclure à l'absence d'une fluidalité primaire. Toutefois, près des épontes, la déformation très intense a pu oblitérer totalement une éventuelle fluidalité initiale de bordure.

En première approximation, je considère que la texture doléritique isotrope, telle qu'elle est observée au coeur du filon, représente la texture originelle de l'ensemble du filon. En conséquence, la comparaison entre la fabrique des lattes d'albite localement observée dans le filon d'une part, et la texture initiale isotrope d'autre part, est susceptible de permettre la quantification de la déformation finie. J'ai tenté de construire l'ellipsoïde de déformation finie en plusieurs points du filon, où la déformation n'a pas atteint le stade de fracturation des cristaux d'albite.

b) Estimation quantitative de la déformation finie

α) Choix d'une méthodologie

Le type de déformation et l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie étant déterminés, il importe désormais de reconstituer la forme de ce dernier. Cela revient à calculer la valeur du rapport $R_s = (\text{longueur du grand axe} / \text{longueur du petit axe})$ pour les trois sections principales de l'ellipsoïde de déformation finie (c'est-à-dire les plans XY, XZ et YZ).

De nombreuses méthodes ont été proposées pour résoudre ce type de problème. On peut les classer en trois familles, selon la nature du marqueur utilisé :

1 - Les méthodes statistiques utilisant une population de marqueurs initialement circulaires, elliptiques ou encore linéaires, avec ou sans fabrique initiale (oolithes, galets, fossiles...). Ces techniques peuvent être soit graphiques (voir par exemple Dunnet, 1969 ; Elliott, 1970 ; Sanderson, 1977 ; Fry, 1979), soit numériques (Shinamoto et Ikeda, 1976).

2 - Les méthodes utilisant des marqueurs angulaires : elles concernent des objets dont on connaît la forme initiale, celle-ci pouvant être caractérisée par un ensemble de droites formant entre elles des angles connus. Ce type de méthode s'applique généralement aux fossiles (crinoïdes, coraux, ammonites, plantes) (voir par exemple Breddin, 1956 ; Tan, 1973).

3 - Les méthodes utilisant des marqueurs linéaires fracturés (cristaux, rostrés de bélemnites). Elles s'appliquent à des objets rigides allongés, fracturés au cours de la déformation.

Je dispose d'une population de cristaux allongés d'albite, dont la fabrique initialement isotrope, dépend de l'intensité de la déformation. La méthode développée par

Sanderson (1977), qui détermine la déformation finie à partir d'une population d'objets linéaires passifs ayant une orientation initiale isotrope, semble la mieux adaptée au cas présent.

β) La méthode de Sanderson

Soit une population d'objets allongés, dispersés dans une matrice, et observés dans un plan P. Les objets sont passifs, c'est-à-dire qu'ils présentent la même viscosité que leur matrice. A l'état initial, l'orientation des objets est distribuée uniformément dans le plan P (figure 49)

A chacun de ces objets, on associe un segment de droite correspondant à sa plus grande dimension. Chaque segment est décrit par sa longueur et par la valeur de l'angle θ ($\pi/2 > \theta > -\pi/2$) dans un référentiel où l'axe X marque l'axe d'étirement maximal d'une déformation potentielle. A l'état initial, la fréquence F de distribution des segments dans un secteur $d\theta$ est donnée par la relation :

$$dF/d\theta = n/\pi = \text{constante} \quad (1)$$

n est le nombre total de segments.

Une déformation finie caractérisée par son R_s est appliquée à la population. Après déformation, l'angle θ d'un segment devient θ' (figure 49). La relation entre θ et θ' est donnée par la relation :

$$\tan \theta' = \tan \theta / R_s \quad (2)$$

La fréquence F de distribution devient alors :

$$dF/d\theta = n/\pi (R_s \sin^2\theta + R_s^{-1} \cos^2\theta)^{-1} \quad (3)$$

Après intégration, la fréquence de distribution des segments dans un secteur angulaire de bornes θ'_1 et θ'_2 est donnée par la relation suivante :

$$F = n/\pi [\tan^{-1}(R_s \tan \theta'_2) - \tan^{-1}(R_s \tan \theta'_1)] \quad (4)$$

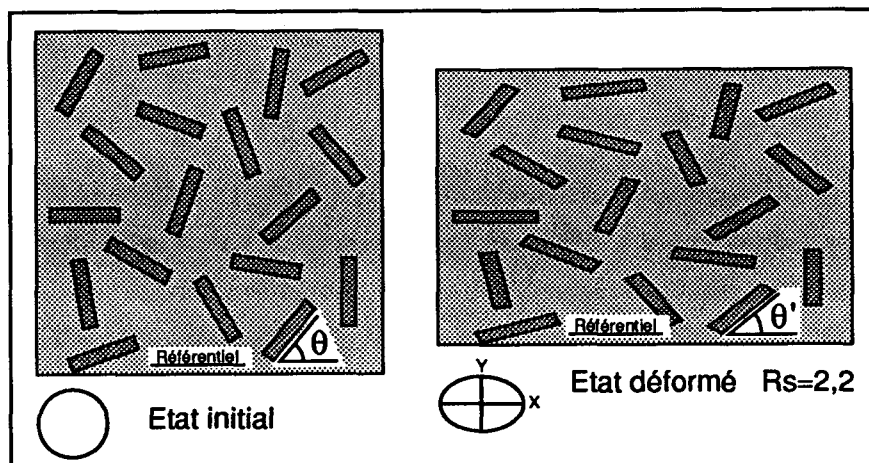


Figure 49 : Déformation homogène de marqueurs linéaires passifs.

Etat initial : distribution isotrope. L'orientation de chaque objet est décrite par la valeur de l'angle θ entre le grand axe et un référentiel (ici la trace de l'axe d'allongement maximal de la déformation potentielle).

Etat déformé tel que $R_s = 2,2$. Les marqueurs sont passifs, c'est-à-dire qu'ils ont même viscosité que leur matrice. L'angle θ devient θ' tel que $\tan \theta = \tan \theta' / R_s$.

A partir de la relation (4), il est possible de construire un ensemble d'histogrammes des fréquences des classes angulaires pour une série de valeurs de R_s (figure 50). Chaque histogramme est unimodal ; son mode coïncide avec l'axe X de la déformation finie. Plus R_s est élevé, plus la dispersion des objets de part et d'autre de l'axe X est faible.

Cette série d'histogrammes sert de référence pour déterminer graphiquement R_s à partir de mesures d'orientation réalisées sur une section de roche déformée satisfaisant aux conditions évoquées au préalable.

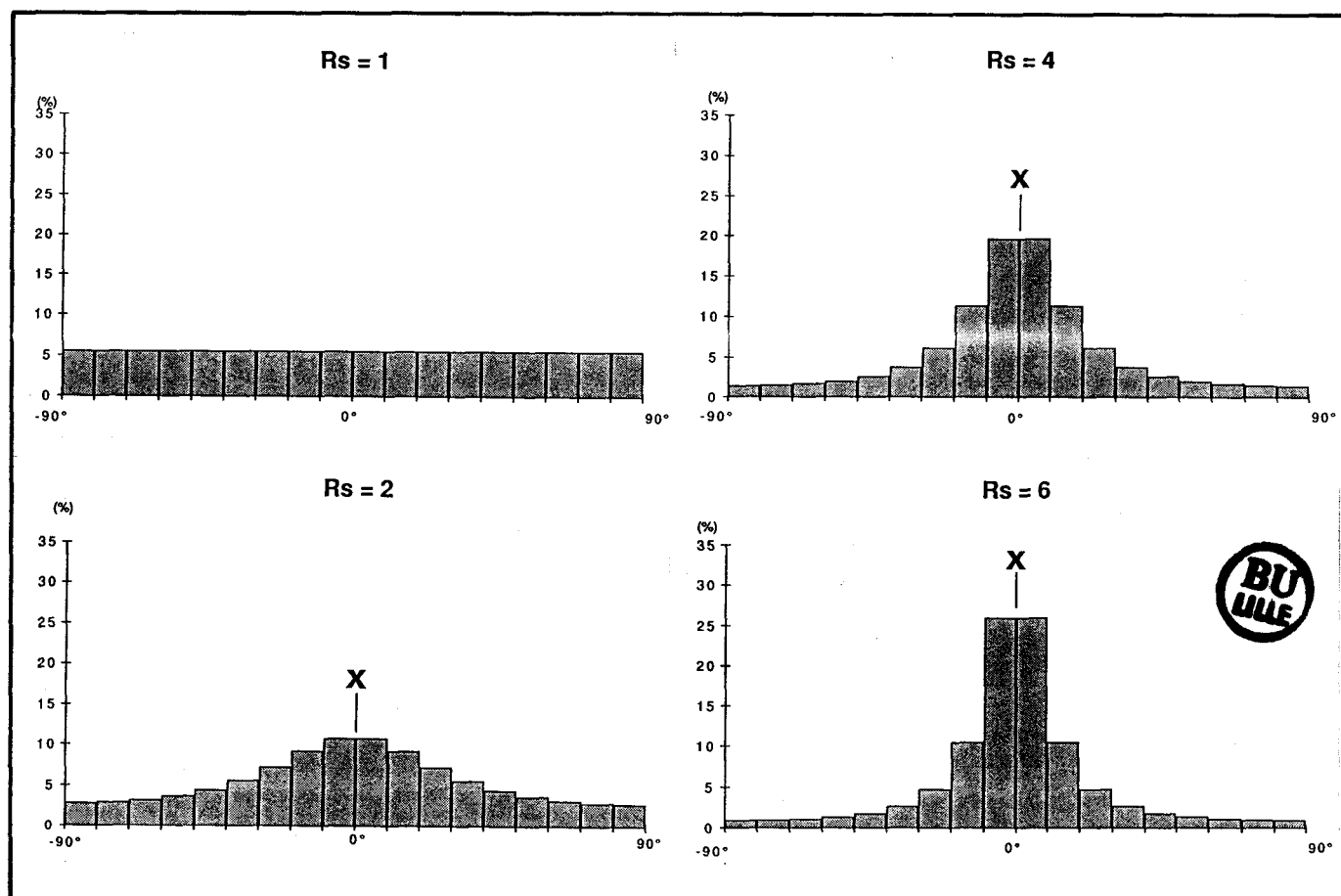


Figure 50 : Histogrammes théoriques des fréquences de distribution angulaires pour différents taux de déformation.

Classes angulaires de 10°. Etat initial ($R_s=1$) : distribution isotrope. Etats déformés pour $R_s=2, 4$ et 6.

Dans un premier temps, un référentiel est choisi. Il peut s'agir de l'axe d'étirement maximum (X) si celui-ci peut être déterminé précisément sur la section, ou d'une direction définie arbitrairement. Les orientations des objets sont ensuite mesurées par rapport à ce référentiel. Les mesures sont ensuite groupées en classes angulaires, dont les fréquences sont calculées puis reportées sur un histogramme. Cet histogramme est l'illustration de la fabrique de la roche pour le section étudiée. S'il n'est pas symétrique ou s'il n'est pas unimodal, alors soit la distribution initiale n'était pas isotrope, soit l'échantillon a subi plusieurs phases de déformation non coaxiales.

Si par contre l'histogramme est bien unimodal et symétrique, alors :

- soit la fabrique initiale était isotrope ;
- soit la fabrique initiale était anisotrope, et la déformation finie est telle que son axe d'étirement maximal coïncide avec la linéation qui marque l'anisotropie initiale.

Si l'on a pu s'assurer à partir de critères complémentaires que la fabrique initiale était bien isotrope, alors le mode de l'histogramme expérimental de fabrique donne l'orientation de l'axe X par rapport au référentiel précédemment choisi. L'histogramme théorique qui s'ajuste le mieux à l'histogramme expérimental fournit une estimation de R_s .

L'estimation graphique de R_s peut être affinée par un calcul direct (Sanderson, 1977). Chaque segment est associé à un vecteur unitaire, dont la direction est donnée par l'angle $2\theta'$ ($-\pi < 2\theta' < \pi$). La somme de tous les vecteurs unitaires, donne un vecteur R dont la direction fournit une estimation de l'axe X, et dont le module r rapporté au nombre de mesures (r/n) est en relation avec R_s (figure 51). L'intervalle de confiance I_c sur la valeur calculée de R_s est donnée par la relation :

$$I_c = \ln(R_s) \pm 2,5n^{-1/2} \quad (5)$$

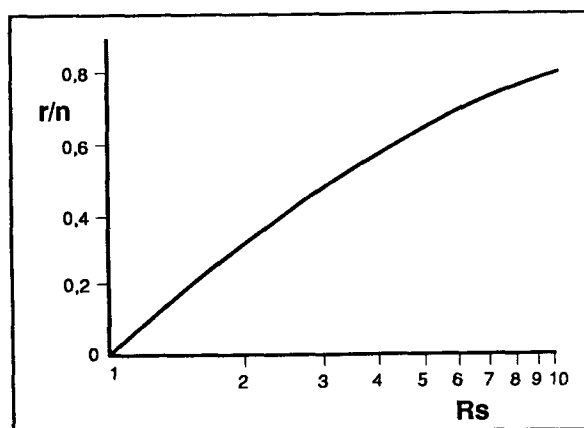


Figure 51 : Relation entre le module r/n du vecteur représentatif de la dispersion des orientations de marqueurs linéaires passifs, et l'intensité R_s de la déformation finie. D'après Sanderson, 1977.

γ) Domaine d'application et généralisation de la méthode de Sanderson

En toute rigueur, la méthode de Sanderson (1977), ne peut s'appliquer qu'à des objets passifs au cours de la déformation, c'est-à-dire qui présentent la même viscosité que leur matrice. S'il existe un contraste de viscosité entre les objets et leur matrice, la déformation accommodée par les objets se répartit entre un changement de forme d'une part, et une rotation des objets d'autre part (Ildefonse et Caron, 1987). Selon la valeur du contraste de viscosité, l'une ou l'autre de ces parts est prépondérante.

Gay (1968 a et b) a montré que le contraste effectif de viscosité entre les objets et leur matrice diminue quand la concentration des objets augmente. La déformation interne des objets

peut être négligée si la viscosité des objets est 10 fois supérieure à celle de la matrice (Gay et Fripp, 1976). Les objets accommodent alors la déformation générale appliquée au système objets+matrice par une rotation rigide. Pour chaque objet, cette réorientation dépend :

- de la forme de l'objet et en particulier de la valeur du rapport grand axe/petit axe ;
- de la position relative initiale de l'objet ;
- de la vitesse de déformation ;
- de l'évolution de la position des axes de l'objet au cours de la déformation ;
- du contraste de viscosité entre l'objet et sa matrice.

Si le rapport axial des objets tend vers l'infini, ils se comportent comme des lignes passives, quel que soit le contraste de viscosité (Gosh et Ramberg, 1976). En pratique, les objets peuvent être considérés comme passifs, dès que la valeur du rapport axial dépasse 5 (Fernandez *et al.*, 1983).

L'ensemble des études théoriques qui viennent d'être évoqués décrivent le comportement d'objets isolés dans une matrice. Si leur concentration est élevée, des interactions entre objets entraînent des perturbations de la déformation des objets, qui gênent la formation d'une orientation générale préférentielle. Dans ce cas, l'analyse d'une population d'objets conduit à fournir une borne minimale de l'intensité de la déformation finie (Ildefonse et Caron, 1987).

En résumé, la méthode de Sanderson peut s'appliquer à des cas géologiques *a priori* hors de son champ d'application initial, si les objets peuvent être assimilés avec un minimum d'erreur à des objets passifs. C'est possible dans les cas suivants :

- 1 - Le contraste effectif de viscosité entre les objets et leur matrice reste faible. Cette condition est réalisée si la concentration en objets est suffisamment élevée.
- 2 - Les objets ont un comportement passif si la valeur du rapport longueur/largeur est grande (>5), quel que soit le contraste de viscosité.

δ) Application au filon de la Grande Commune

La méthode de Sanderson peut être appliquée dans le cas du filon de diabase de la Grande Commune pour les raisons suivantes :

- Au coeur du filon, la déformation finie est pratiquement nulle. L'orientation du grand axe des cristaux d'albite souligne la texture doléritique initiale isotrope. On a vu précédemment que l'hypothèse d'une distribution initiale isotrope peut être admise dans le reste du filon, exception faite des bordures, dont il ne sera plus question dans la suite de l'analyse.

- La déformation finie se traduit par une réorientation des cristaux d'albite qui conservent leur forme initiale. Ils ont donc un comportement rigide indiquant une valeur du

rapport (viscosité des cristaux) / (viscosité de la matrice) supérieure à 10. Toutefois, la concentration élevée en cristaux suggère un rapport de viscosité effectif faible.

- Les cristaux d'albite présentent une forme parallépipédique telle que les valeurs des rapports longueur / épaisseur et largeur / épaisseur sont élevées, généralement supérieures à 5. Ces cristaux peuvent donc être assimilés à des objets passifs au cours de la déformation.

Trois échantillons (GC 4, 5 et 6) respectivement prélevés à 75, 200 et 350 cm sous l'éponte supérieure du filon, ont fait l'objet d'une estimation de la déformation finie. Pour chaque échantillon, trois sections parallèles (à 10° près) aux plans principaux de la déformation finie ont été analysées. L'orientation précise des axes principaux et la valeur du rapport R_s de la déformation finie ont été mesurées sur chacune des sections par comparaison des histogrammes de fabrication (figure 52) avec la série d'histogrammes théoriques d'une part, et par calcul direct d'autre part (A, figure 53). Aux incertitudes près, les résultats coïncident. Ils confirment que les sections sont bien parallèles aux plans principaux de la déformation finie.

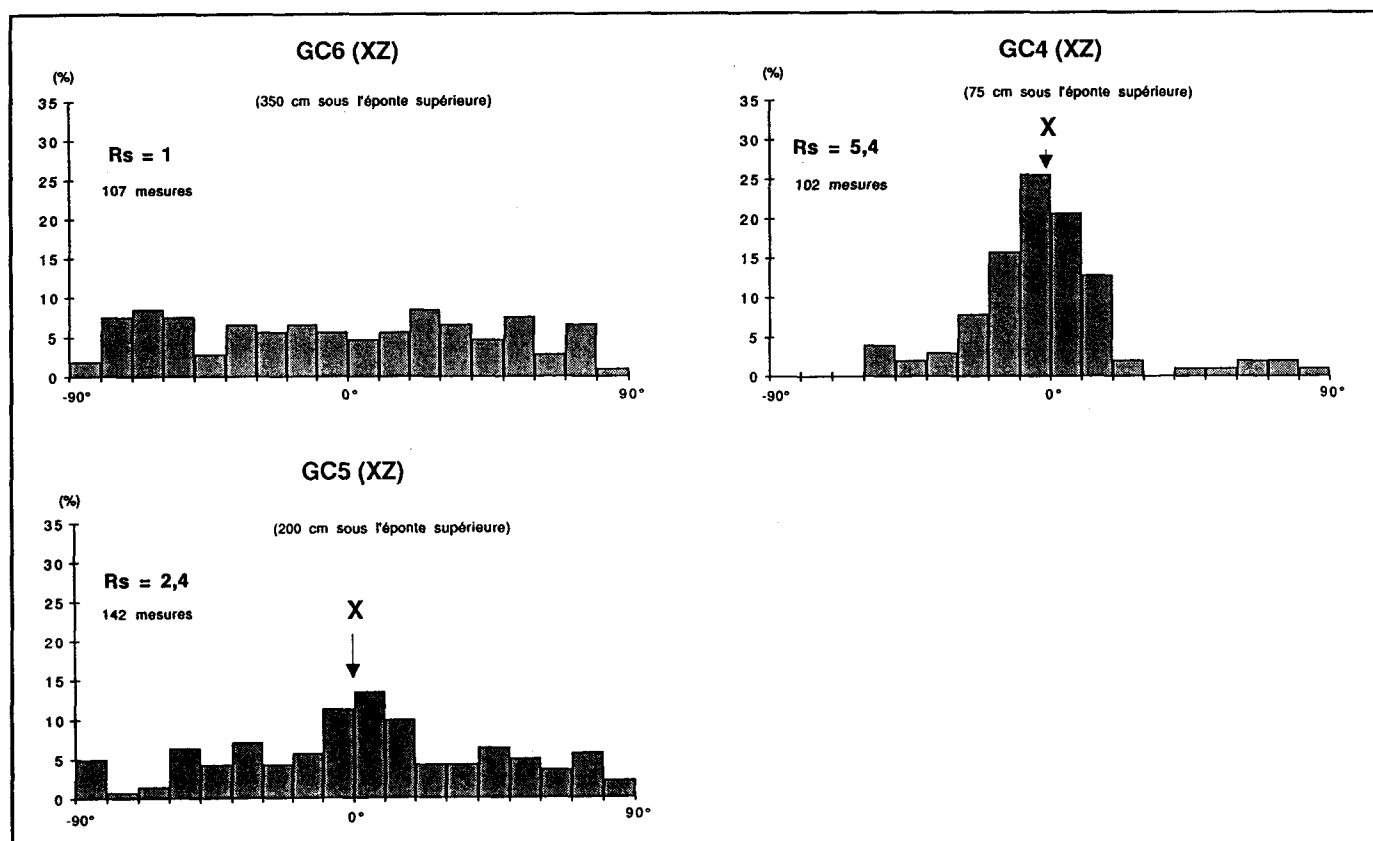


Figure 52 : Exemples d'histogrammes de fabrication.

Echantillons GC6 GC5 et GC4 prélevés respectivement à 350, 200 et 75 cm sous l'éponte supérieure du filon. Sections méridiennes verticales subparallèles au plan XZ de la déformation finie.

Les fréquences de classes d'orientation des cristaux de feldspath sont représentées sous la forme d'histogrammes. L'estimation de R_s pour chaque section analysée est obtenue par comparaison de l'histogramme expérimental correspondant avec la série d'histogrammes théoriques.

La déformation est pratiquement nulle au cœur ; vers la bordure, son intensité augmente et atteint des valeurs très élevées (R_{xz} voisin de 6 ; B, figure 53). Dans le diagramme de Flinn (1962), les points figuratifs des trois ellipsoïdes de déformation finie reconstitués se placent dans le champ de l'aplatissement apparent, caractérisé par un ellipsoïde de type "galette".

Ces résultats seront comparés avec ceux de l'analyse d'un autre filon de diabase situé plus au Nord (Les Ecumonts, figure 27).

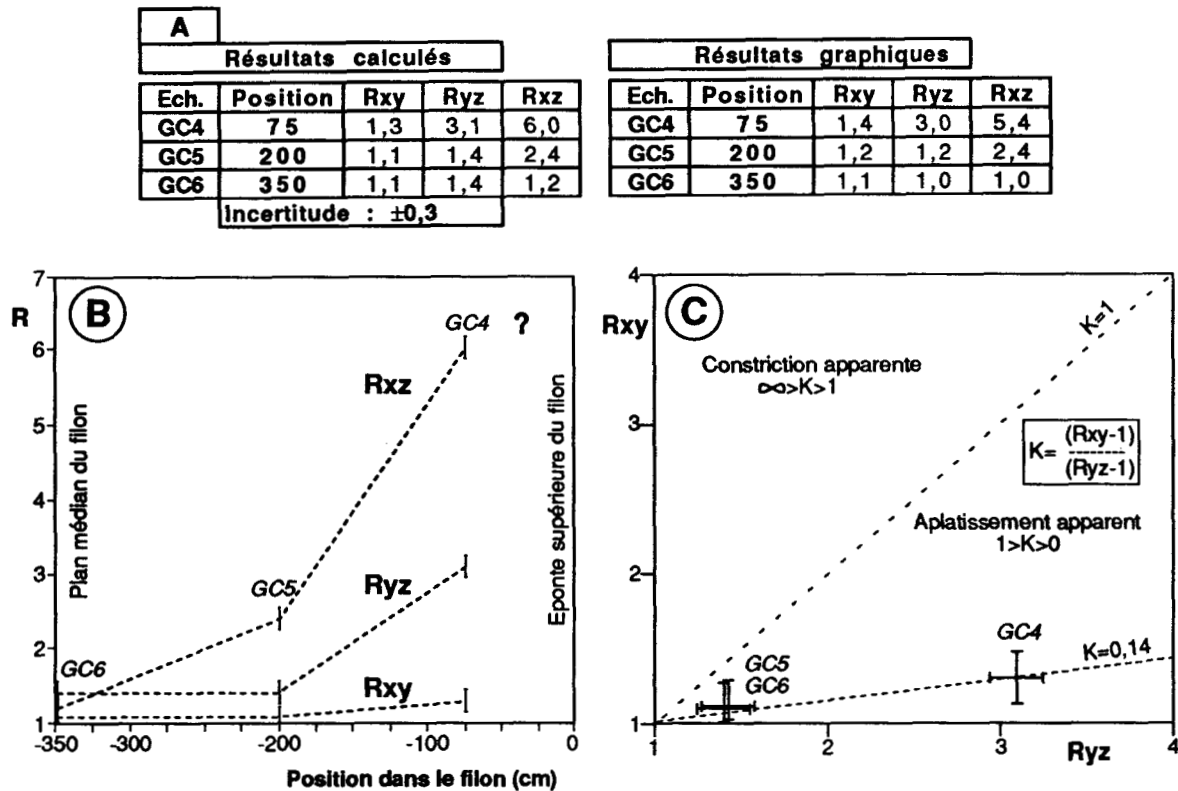


Figure 53 : Estimation de déformation finie dans le filon de la Grande Commune

A : Estimations graphique et calculées de R_s dans les plans XY, YZ et XZ de la déformation finie. B : Evolution de l'intensité de la déformation au sein du filon. Elles est pratiquement nulle au cœur et s'accroît vers la bordure. C : Diagramme de Flinn (1962). Les points figuratifs des ellipsoïdes de déformation finie reconstitués figurent dans le champ de l'aplatissement apparent.

4) Conclusions

Le filon de diabase de la Grande Commune s'inscrit selon un plan de pendage SSE oblique par rapport à la stratification de l'encaissant. Dans le détail, le filon présente des irrégularités (crans) d'origine primaire.

Le raccourcissement varisque est accommodé de façon hétérogène dans le filon. Le cœur est pratiquement exempt de déformation : les lattes d'albite soulignent une texture doléritique isotrope. Vers les bordures, une schistosité de plus en plus pénétrative s'est

développée. Jusqu'à environ 75 cm de l'éponte supérieure, elle résulte pour l'essentiel d'un aplatissement pur de type "galette" marqué par la réorientation des lattes d'albite. A proximité de l'éponte, une déformation rotationnelle marquée par des cisaillement à vergence nord s'ajoute à la composante d'aplatissement.

Localement, le raccourcissement peut être accommodé par un glissement le long des épontes, là où elles présentent un pendage vers le SE (crans).

Après l'acquisition de la schistosité, le filon et son encaissant ont été affectés par un décrochement senestre orienté N40°.

C) Les filons composites de Laifour

1) Le filon composite de Devant Laifour

a) Organisation générale du filon

Dans une ancienne carrière située en bord de Meuse (figure 27), le filon composite de Laifour montre une association complexe microgranite-diabase dans une même caisse filonienne (figure 54). L'éponte inférieure est masquée par des éboulis.

Ce type de filon, dont l'occurrence pourrait sembler à première vue hautement improbable, n'est pas exceptionnel dans le Massif de Rocroi. Gosselet, dans son inventaire des filons (1880) en signale trois, l'un à Mairut, le second à Devant Laifour (filon n°13) et le dernier aux Dames de Meuse (filon n°10). J'ai pu en retrouver deux nouveaux, l'un dans le secteur des Dames de Meuse et le second au Sud des Mazures, à la faveur des nouvelles tranchées de la voie de contournement (Voisin, 1987) (voir localisation précise en annexe 1). Parmi ceux-ci, le filon de Devant Laifour et le filon des Dames de Meuse sont plus particulièrement adaptés à l'étude de la succession des épisodes d'intrusion, grâce à de bonnes conditions d'affleurement.

Le filon composite de Devant Laifour s'est mis en place dans un encaissant localement formé de pélites plus ou moins gréseuses qui présentent un pendage général de 40° vers le Sud. L'éponte supérieure, la seule visible, est parallèle à la stratification et la schistosité de l'encaissant. Du Sud vers le Nord de la carrière, la caisse filonienne montre la succession lithologique suivante (figure 54) :

- une première unité de diabase épaisse de 1,4 m ;
- une première unité de microgranite (3,1 m) ;
- une deuxième unité de diabase (1,8 m) ;
- une deuxième unité de microgranite (>2,6 m).

Waterlot (*inédit*) a observé une troisième unité de diabase formant la bordure nord du filon, actuellement masquée par des éboulis. Chaque unité est limitée par des surfaces planes

parallèles à l'éponte supérieure. La caisse filonienne présente donc une organisation symétrique ; la deuxième unité de diabase occupe le coeur du filon.

Le filon peut être suivi le long du versant sur environ 150 m. La caisse filonienne conserve la même organisation géométrique. Vers le haut, les épaisseurs des différents unités diminuent progressivement (figure 54). A titre d'exemple, l'épaisseur de la diabase centrale n'est plus que de 0,4 m en haut du versant contre 1,4 m dans la carrière du bord de Meuse.

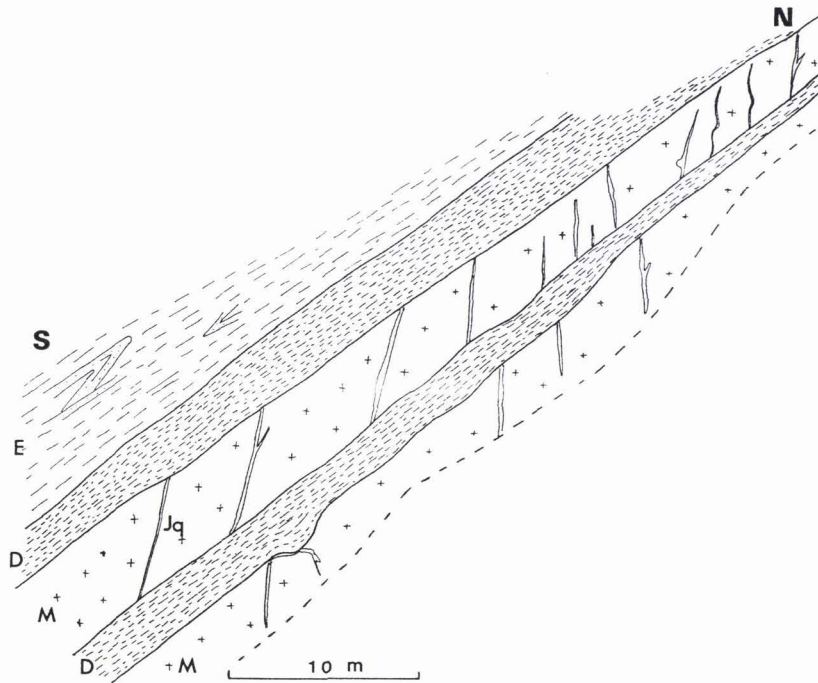


Figure 54 : Le filon composite de Devant Laifour.

Le filon présente comme son encaissant (E) un pendage général de 40° vers le Sud.

la caisse filonienne se compose d'une alternance d'unités de diabase (D) avec des unités de microgranite (M). La diabase est affectée par la même schistosité pénétrative que son encaissant. Le microgranite ne présente qu'une schistosité fruste. Il est affecté par une famille de fractures remplies de quartz qui pendent d'environ 70 à 80° vers le Sud.

b) Observations de détail

Etapas de mise en place

L'observation macroscopique des variations texturales montre une symétrie des deux unités de microgranite par rapport à la diabase centrale : la taille moyenne et le pourcentage de phénocristaux de quartz et de feldspath augmentent depuis les interfaces externes pour atteindre leurs maxima aux interfaces microgranite-diabase.

Chacune des deux unités de microgranite présente donc l'organisation texturale d'un demi-filon, avec une zone riche en phénocristaux au voisinage de l'interface microgranite-diabase et une frange de Bagnold. Réunies, les deux unités de microgranite forment donc un

seul et même premier filon, dont la diabase occupe le plan de symétrie. La mise en place de la diabase centrale serait donc ici postérieure à celle du microgranite et se serait faite suivant le plan médian de ce dernier. L'incertitude demeure au sujet de la mise en place de la diabase supérieure.

Les contacts nets et plans entre les différentes unités suggèrent une consolidation du magma entre les différents épisodes d'intrusion.

Etat de déformation du filon

Les deux unités de diabase ont accommodé le raccourcissement varisque par l'acquisition d'une schistosité pénétrative plongeant de 40° vers le Sud. En revanche, les unités de microgranite sont affectées par une schistosité fruste qui ne devient pénétrative qu'au niveau des franges de Bagnold. Les deux unités de microgranite sont traversées par une famille de fractures planes remplies de quartz (Jq). Leur pendage est de 70 à 80° vers le SSE (figure 54). Les fibres de croissance du quartz sont strictement perpendiculaires aux plans des fractures. L'orientation de ces fractures en extension n'est pas compatible avec le raccourcissement dont témoigne la schistosité. Ces deux structures ne peuvent donc pas être contemporaines. Comme les joints en échelon Jq sont relativement plans et parallèles entre eux, il est peu probable qu'elles résultent de la rétraction du magma lors de sa consolidation. Il est plus vraisemblable que les fractures marquent une extension NNW-SSE, qui serait l'expression locale de l'extension régionale liée à la construction de la marge ardennaise.

De telles fractures ne sont pas observées dans les unités de diabase. Si la diabase avait subi l'extension avec le microgranite, alors elle aurait dû l'accorder de la même manière. En effet, avant déformation, la diabase est une roche massive compétente à l'instar du microgranite. Comme la mise en place de la diabase centrale est postérieure à celle du microgranite, il me semble probable que l'extension subie par le microgranite s'est produite avant la mise en place de la diabase centrale.

2) Le filon composite des Dames de Meuse

Situé au Nord des Dames de Meuse (figure 27), le filon composite n°13 (Gosselet, 1880, 1888) a été exploité dans une ancienne carrière en bordure de Meuse. Cette carrière ainsi qu'une série d'affleurements de qualités inégales permettent de suivre le filon depuis le niveau de la Meuse jusqu'en haut du versant (figure 55).

Dans la carrière du bas du versant, le filon se compose de trois unités : une unité centrale de microgranite, dont l'épaisseur diminue fortement vers le haut de la carrière, est

encadrée par deux unités de diabase. Les épontes ne sont pas observables. Comme à Devant Laifour, les différentes unités sont séparées par des contacts plans et nets.

L'observation des variations texturales dans l'unité de microgranite conduit à reconnaître deux franges aphyriques ("franges de Bagnold") encadrant une zone à phénocristaux. Cette organisation est celle d'un filon de microgranite complet dans lequel l'effet Bagnold a joué au cours de la mise en place.

Le suivi pratiquement continu du filon depuis la carrière jusqu'en haut du versant, permet de constater des variations des positions relatives des différentes unités magmatiques au sein de la caisse filonienne. L'organisation diabase supérieure-microgranite-diabase inférieure de la carrière passe vers le haut à un dispositif microgranite surmontant la diabase, puis à nouveau microgranite entre deux unités de diabase, et enfin diabase surmontant le microgranite (figure 55).

L'interprétation la plus simple de cette géométrie consiste à admettre que l'on est en présence d'un filon de microgranite occupant une position variable au sein d'un filon de diabase. Le caractère sécant du microgranite par rapport à la diabase montre qu'il s'est mis en place postérieurement à la diabase.

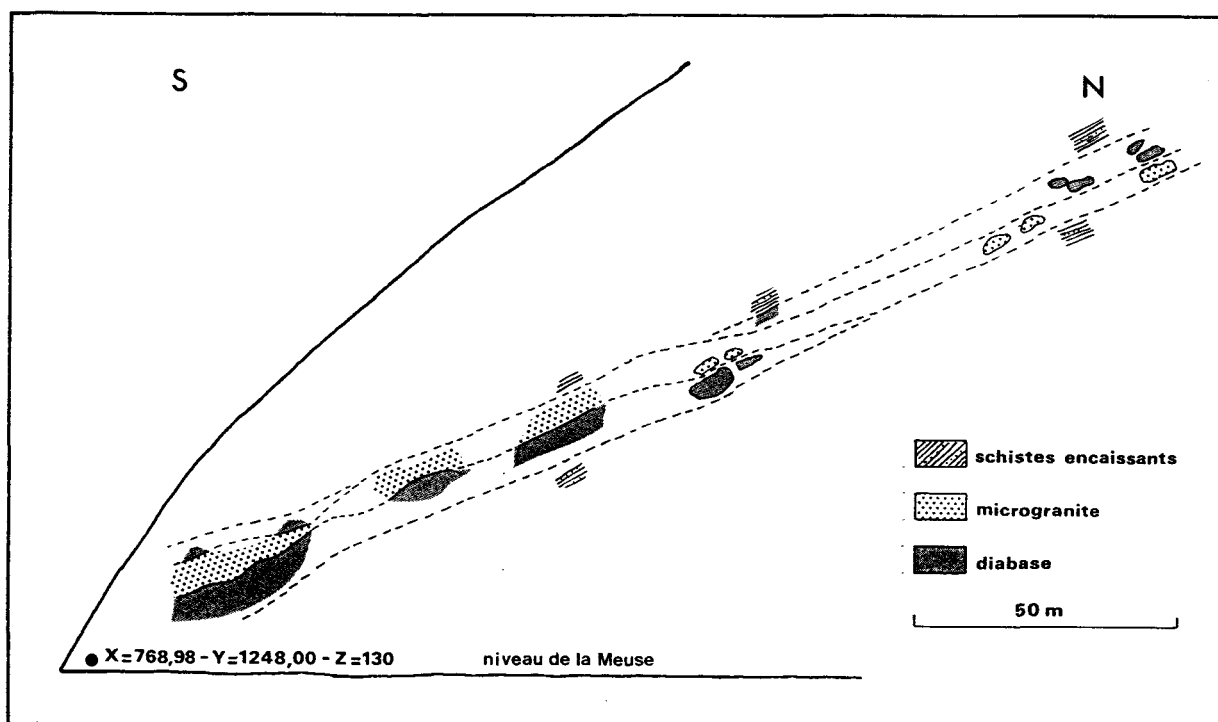


Figure 55 : Le filon composite des Dames de Meuse.

D'un affleurement à l'autre, l'organisation de la caisse filonienne change : le microgranite occupe une position variable dans le filon et paraît recouper la diabase. La mise en place du microgranite serait alors postérieure à celle de la diabase.

3) Conclusion

Deux types de critères ont pu être utilisés pour déterminer la succession des étapes de mise en place dans les filons composites.

La première méthode correspond à la recherche d'organisations texturales résultant de l'effet Bagnold, à l'échelle de l'affleurement. Ce type d'analyse a pu être appliquée au microgranite, riche en phénocristaux, et permet de déterminer si une unité de microgranite correspond à un filon complet (les Dames de Meuse) ou seulement à une partie de filon (Devant Laifour). Dans ce dernier cas, il faut alors admettre qu'au moins un épisode d'intrusion s'est produit après la mise en place d'un premier filon de microgranite.

La seconde méthode est purement géométrique et s'applique cartographiquement. Elle consiste à reconnaître longitudinalement dans un même filon composite, les éventuelles variations des positions relatives des différentes unités. Il est raisonnable d'admettre qu'une unité sécante sur une autre lui est postérieure.

Ces deux approches sont complémentaires comme le révèle l'exemple du filon des Dames de Meuse. L'analyse texturale montre que le microgranite constitue un filon complet et l'analyse géométrique révèle le caractère sécant de ce filon par rapport à la diabase.

Les deux exemples de filons composites étudiés conduisent à des résultats apparemment contradictoires. A Devant Laifour, la diabase s'est mise en place après le microgranite ; c'est le contraire aux Dames de Meuse. Ces résultats peuvent toutefois être conciliés en admettant que les deux types de magmas, diabase et microgranite, se sont mis en place progressivement tout au long d'un même événement magmatique, d'expression bimodale (*). Je montrerai à la fin de la deuxième partie que l'événement filonien est de durée très courte à l'échelle des temps géologiques. Comme le microgranite de Mairut est d'âge dévonien moyen à supérieur, je conclus que cet âge représente celui du système filonien du Massif de Rocroi.

Dans la suite, les filons de microgranite et de diabase pourront donc être utilisés en tant que marqueur chronologique unique. Cette propriété me permettra de dresser une chronologie relative des déformations à partir de l'observation, en différents sites, des rapports structuraux entre les filons et leur encaissant.

(*) : J'emploie ici le qualificatif "*bimodal*" selon son sens premier, c'est-à-dire statistique : l'événement magmatique, qui a conduit à la formation du système filonien, est représenté par deux types pétrographiques sans termes intermédiaires au niveau structural correspondant à la surface d'érosion actuelle. *Je ne confère aucune conotation d'ordre génétique au qualificatif "bimodal"*.

D) Les filons de diabase de Revin

1) Le filon de diabase du Mont Malgré Tout

a) Présentation du site

Situé à l'Est de Revin (figure 27) le filon de diabase du Mont Malgré Tout a été anciennement exploité en carrière. Il peut être suivi longitudinalement grâce à une coupe continue depuis le bord de Meuse jusqu'au mémorial des Manises où il semble s'interrompre brutalement (figure 56). Pour déterminer la nature de cette interruption, ce site a été l'objet d'observations structurales détaillées.

Le front de taille de l'ancienne carrière orienté N-S est long de 250 m environ. Il permet de suivre en continu l'éponte supérieure du filon qui présente un pendage de 30 à 35° vers le Sud, parallèle à la schistosité et la stratification de l'encaissant. L'éponte inférieure est partout masquée par les déchets d'exploitation. L'épaisseur du filon est au minimum de 6m.

Vers le Nord, l'extraction de la diabase s'est arrêtée à une dizaine de mètres de la tranchée de la route Revin-Hauts-Buttés, après avoir butté sur l'encaissant. L'affleurement permet l'analyse en trois dimensions de l'interruption du filon (figure 57).

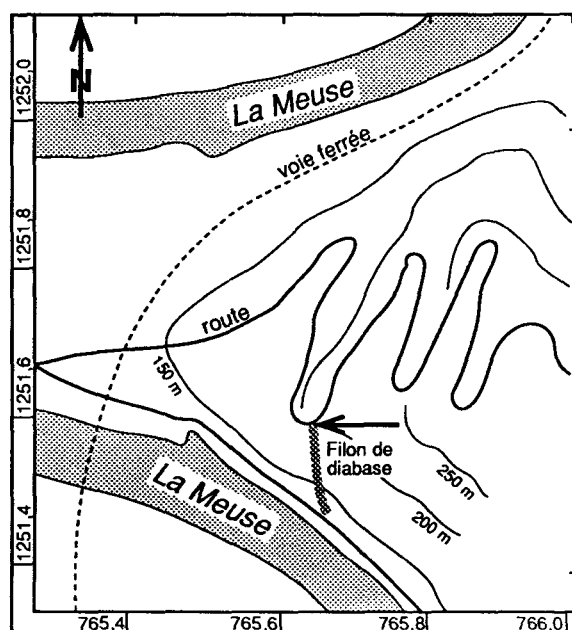


Figure 56 : Localisation du filon de diabase du Mont Malgré-Tout.

Le filon (en grisé) peut être suivi en continuité sur environ 150 m depuis le niveau de la Meuse jusqu'à un lacet de la route (indiqué par la flèche) où il s'interrompt brutalement. La nature de cette terminaison fait l'objet de la discussion.

b) Rapports structuraux entre le filon et son encaissant

Structure de l'encaissant au Nord du filon

Au Nord du filon, l'encaissant est constitué de fins niveaux pélitiques contenant de nombreuses lentilles gréseuses, alternant avec quelques bancs de grès d'épaisseur décimétrique. Les stratifications entrecroisées observées dans ces derniers indiquent une polarité sédimentaire inverse. Le pendage général est de l'ordre de 50° vers le Sud (figures 57 et 58). Un pli décimétrique de type "Z" est compatible avec une situation de flanc inverse (dressant) dans un pli d'ordre inférieur. La schistosité est dans l'ensemble parallèle à la stratification. Dans un banc gréseux, son pendage plus faible que celui de la stratification suggère une polarité tectonique inverse.

Dans le détail, l'attitude de la stratification et de la schistosité évolue progressivement depuis une orientation N 100° jusqu'à N 60° au niveau de la surface qui met en contact les pélites avec la diabase. Cette surface, orientée N 60° - 55° S, contient des stries de glissement plongeant vers le SSE : il s'agit donc d'une surface de glissement. Cette surface de glissement est interprétée comme une faille normale grâce aux cisaillements mineurs qui sont faiblement obliques sur son mur. Ces cisaillements décalent le litage So selon un rejet vertical apparent normal (figure 57). Le rejet de la faille est au minimum plurimétrique car le filon n'a pas pu être retrouvé dans les environs proches du site étudié, en dépit de bonnes conditions d'affleurement.

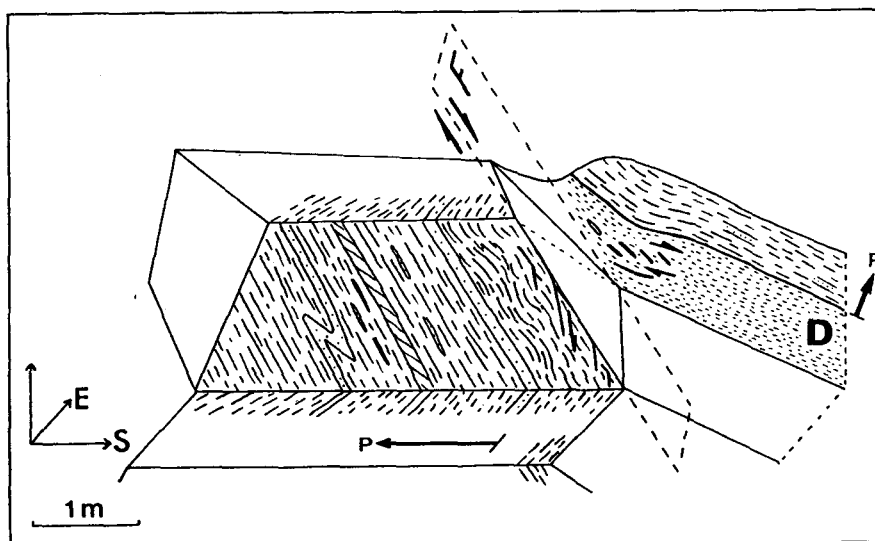


Figure 57 : La terminaison nord du filon de diabase du Mont Malgré-Tout.

Une faille normale orientée N 60° - 55° S a affecté le filon de diabase (D) et son encaissant. A son toit, l'encaissant est en situation normale (P : polarité sédimentaire) et présente un pendage de 30 à 35° vers le Sud (plateur). Dans la diabase, des joints en échelons remplis de quartz indiquent également un cisaillement normal. Au mur de la faille, les grès et les pélites sont en situation inverse avec un pendage de 50° vers le Sud (dressant). Au contact de la faille, les lamines des pélites sont affectées par une série de cisaillements normaux synthétiques.

Structure du filon et de son encaissant, au toit de la faille

Le filon de diabase est parallèle à la stratification de l'encaissant, dont le pendage est de 30 à 35° vers le Sud. Les figures sédimentaires indiquent une position normale (plateur).

La diabase contient de nombreux joints remplis de quartz. A proximité de la faille, des joints en échelon indiquent un mouvement normal vers le SSE (figures 57 et 58). La formation des joints est donc très probablement liée au jeu normal de la faille.

Au voisinage de la faille, les observations macro- et microscopiques montrent que la schistosité n'est pas affectée par les petits cisaillements normaux. Elle s'est donc imprimée après le jeu normal de la faille.

La schistosité dessine une flexure au voisinage de la faille qui pourrait résulter d'un aplatissement de la diabase et de son encaissant contre la faille, le mur de celle-ci ayant pu jouer le rôle de môle résistant.

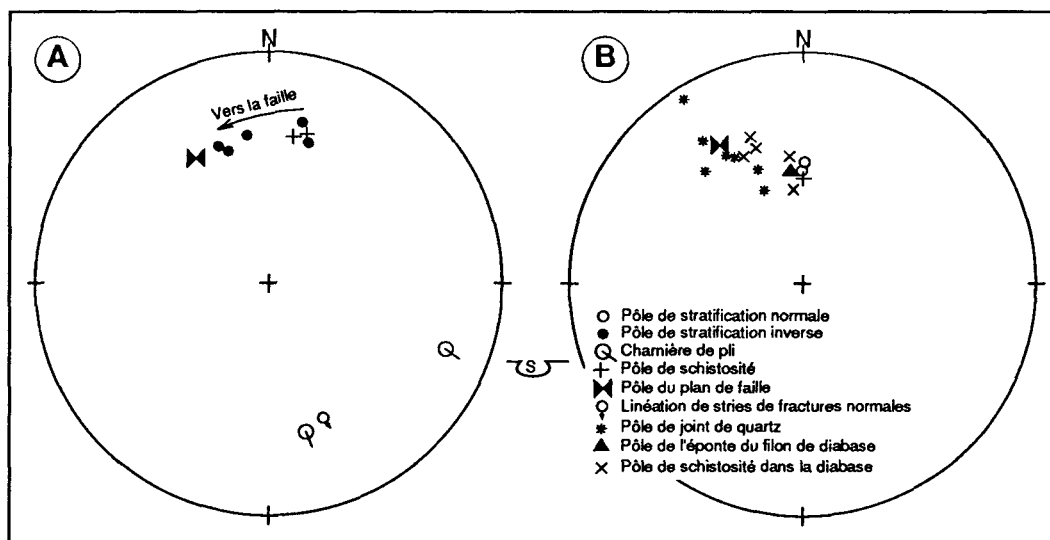


Figure 58 : relations structurales entre le filon de diabase du Mont Malgré-Tout et son encaissant.

Stéréogrammes, canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

A : Mur de la faille. A proximité de la faille, la stratification (inverse) lui devient parallèle.

B : Toit de la faille. Les joints de quartz en échelon de la diabase, qui indiquent un mouvement normal (figure 57), présentent le même azimut SSE que la faille normale. Ils peuvent donc lui être associés.

En résumé, le filon de diabase et son encaissant ont été affectés par une faille orientée NNE-SSW, dont le rejet normal plurimétrique est antérieur à la schistogenèse. La faille révèle une extension locale qui pourrait être liée soit à l'extension, soit au raccourcissement varisques. L'orientation N60°-55°S et le jeu normal de la faille ne sont pas compatibles avec le raccourcissement varisque qui est caractérisé à l'échelle régionale par une cinématique de cisaillement simple, c'est-à-dire de déformation plane et rotationnelle, dans un plan vertical dirigé NNW-SSE (Meilliez, 1989a). Pour cette raison, il me paraît raisonnable d'attribuer la faille du Mont Malgré Tout à l'extension varisque.

2) Le filon de diabase du ravin de la Pile

Un filon de diabase affleure le long d'un talus de la route conduisant de Revin à Anchamps (figure 27), 100 m au Nord du débouché du ravin de la Pile.

Le filon est épais d'environ trois mètres. Les épontes sont parallèles à la stratification de l'encaissant pélitique, qui présente une pendage de l'ordre de 30° vers le Sud (figure 59). Vers le Nord, le filon dessine une terminaison en forme de coin, qui évoque le filon B de Mairut (voir p. 77-79). Le contact qui forme cette terminaison est une surface plane inclinée de 55° vers le Sud. Elle contient une famille de joints de quartz en échelon (Jq) qui indiquent un mouvement inverse. Il s'agit donc d'une faille inverse postérieure à la mise en place du filon. De part et d'autre de la faille, la schistosité ne semble pas affectée. La faille serait donc antérieure à la schistogénèse. Cette faille est elle-même affectée par une autre faille inverse faiblement inclinée qui déforme la schistosité. Cette seconde faille est donc post-schisteuse.

En résumé, il est possible de rendre compte des observations réalisées sur l'affleurement du filon de diabase du ravin de la Pile par la chronologie relative suivante :

- 1 : mise en place de la diabase
- 2 : faille inverse F1 ;
- 3 : schistogénèse ;
- 4 ; faille inverse F2.

Les trois derniers termes de la chronologie peuvent être associés au raccourcissement varisque.

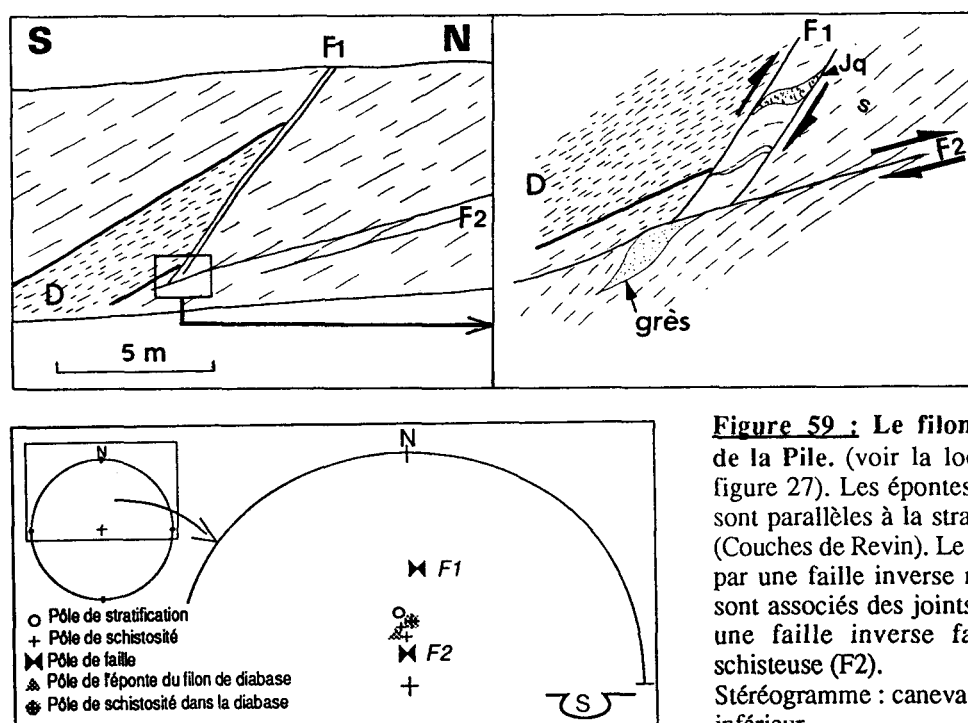


Figure 59 : Le filon de diabase du ravin de la Pile. (voir la localisation du site sur la figure 27). Les épontes du filon de diabase (D) sont parallèles à la stratification de l'encaissant (Couches de Revin). Le filon a été affecté d'abord par une faille inverse redressée (F1) à laquelle sont associés des joints de quartz (Jq), puis par une faille inverse faiblement pentée post-schisteuse (F2).

Séréogramme : canevas de Schmidt, hémisphère inférieure.

3) Le chevelu filonien du Bois des Marquisades

Les travaux d'aménagement routier au SE de Revin (Bois des Marquisades, RN 388) (figure 27) réalisés en 1980 ont dégagé une coupe de qualité exceptionnelle pour la région. Dans sa partie méridionale, la coupe a fait apparaître un chevelu filonien nettement sécant sur la stratification. Les relations géométriques entre les filonnets et les structures environnantes ont été analysées par Meilliez (1981). Je résumerai les principaux résultats de cette étude.

La série sédimentaire observée est constituée par une alternance de grès et de pélites sombres (Couches de Revin). La stratification dessine des plis serrés d'amplitude décamétrique déversés vers le Nord. Les flancs normaux, généralement courts, et les flancs inverses, longs, appartiennent au flanc inverse (dressant) d'un pli d'amplitude kilométrique (A, figure 60). Les surfaces axiales de ces plis, parallèles à la schistosité, présentent un pendage de 30 à 45° vers le SE. Les filons de diabase, d'épaisseur décimétrique sont eux-mêmes traversés par la schistosité. On pourrait donc en déduire que l'intrusion magmatique a été suivie par une phase de plissement synschisteux. Or, l'observation des relations géométriques entre les filons et les plis, réalisées dans deux sites privilégiés, montre qu'il n'en n'est rien.

Dans un premier site S1 (B et C, figure 60), un filon traverse selon un parcours en baïonnette le coeur puis le flanc inverse d'un anticlinal décamétrique. Chacun des tronçons du filon est d'allure plane. Dans les tronçons extrêmes du parcours, le filon est très nettement sécant sur la stratification tandis qu'au niveau du tronçon médian, le filon lui est parallèle. Les trois tronçons du filon sont en zone autour d'un axe d'attitude 165-35, proche de l'axe d'un pli métrique recoupé.

Le raccordement des strates observées de part et d'autre du filon montre que la fracture dans laquelle s'est immiscé le magma résulte d'une extension pure. Dans le détail, on constate que là où la fracture est sécante sur la stratification, sa propagation s'est faite en dents de scie : l'obliquité par rapport à la stratification est plus faible dans les bancs de pélites que dans les bancs de grès.

Le second site S2 (environ 30 m au NE du précédent) montre un filon dichotomique traversant un couple synclinal-anticlinal marqué par de fins niveaux de grès (B et C, figure 60). Du Sud vers le Nord, le parcours du filon se compose de trois tronçons successifs : Le filon initialement parallèle à la surface axiale du synclinal en recoupe le coeur, devient parallèle à la stratification puis traverse le coeur de l'anticlinal voisin en suivant la surface axiale.

La coupe du Bois des Marquisades montre donc de manière spectaculaire le caractère sécant des filonnets de diabase sur la stratification et les plis décamétriques. Ces plis sont donc antérieurs à l'intrusion magmatique et doivent par conséquent être rapportés au raccourcissement calédonien. La schistosité, qui affecte de manière pénétrative l'ensemble

encaissant-filons, est donc postérieure à l'intrusion magmatique. Elle résulte donc du raccourcissement varisque.

A l'échelle métrique, le parcours en dents de scie des filons est fortement influencé par la nature de la séquence lithologique traversée : l'obliquité des filons sur la stratification est plus forte dans les grès et plus faible dans les pélites. En conséquence, là où ils traversent des pélites, les filons tendent à suivre la surface axiale des plis métriques tandis qu'à la traversée des grès, ils passent d'un pli au suivant. A l'échelle hectométrique, les filons semblent recouper le dressant fortement plissé d'un pli d'amplitude kilométrique. Le pendage général des filons est plus faible que celui du dressant.

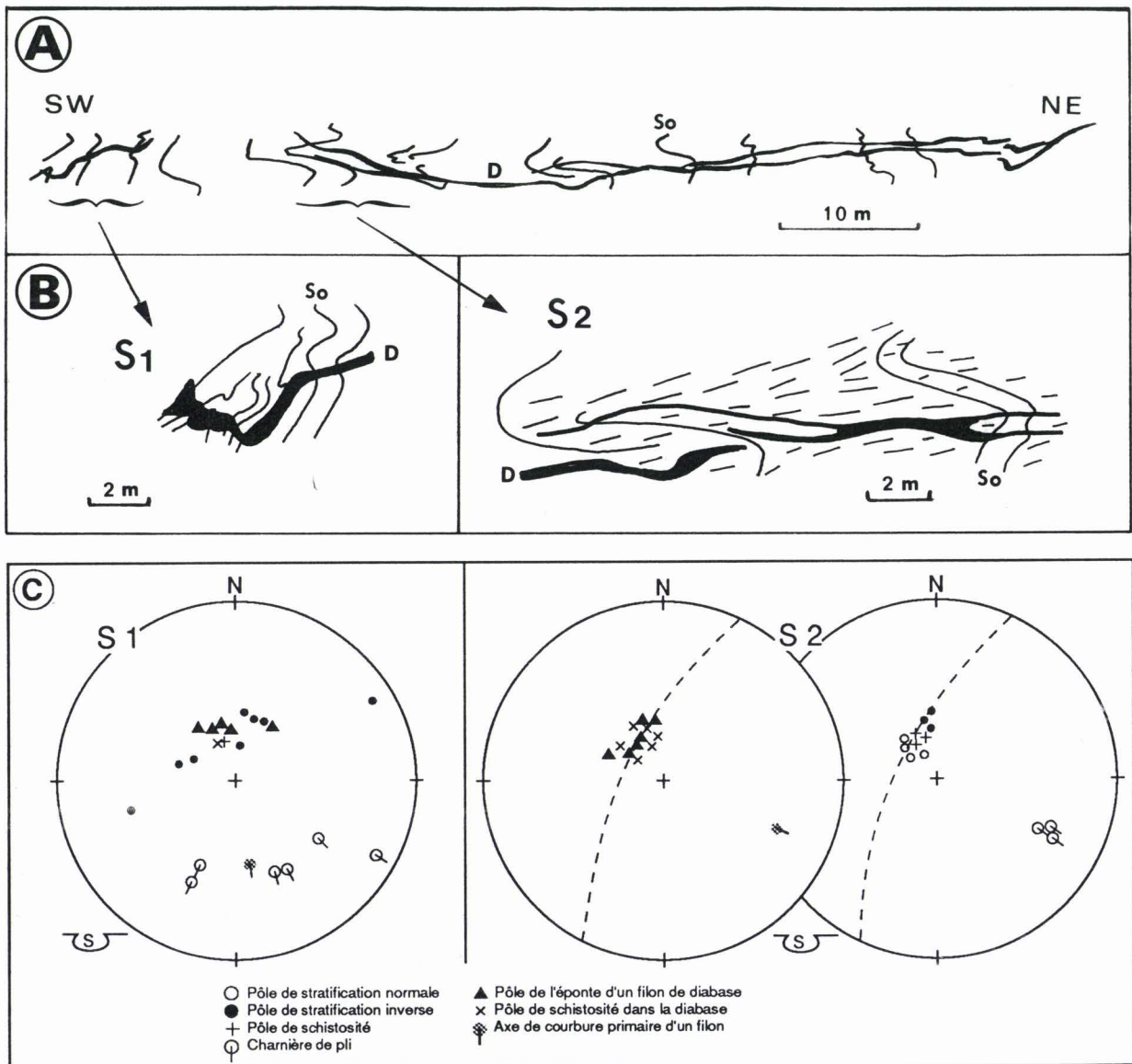


Figure 60 : Les filonnets de diabase du Bois des Marquisades.

Relations géométriques entre les filons et l'encaissant (d'après Meilliez, 1981).

A : Schéma du talus routier en projection dans le plan vertical. Les filons de diabase (D) recoupent des plis décimétriques de l'encaissant, soulignés par la stratification (S0) de bancs gréseux.

B : Détail de deux sites étudiés (S1 et S2).

C : Stéréogrammes relatifs aux deux sites. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

4) Le filon de diabase des Ecumonts

Le filon de diabase des Ecumonts est situé rive gauche de la Meuse, à l'Ouest de Revin, près du barrage de Saint-Nicolas (figure 27). C'est l'un des filons les plus septentrionaux du Massif de Rocroi.

Ce filon a été exploité pour l'empierrement au siècle dernier. Le front de taille de la carrière suit le filon sur près de 200 m. Seule l'éponte supérieure est visible à l'affleurement. L'épaisseur dégagée du filon est de l'ordre de 5 m.

L'éponte présente un pendage de 35° vers le Sud, elle est parallèle à la stratification et à la schistosité des pélites et grès noirs (Couches de Revin) qui constituent l'encaissant. Dans la diabase, la schistosité présente la même attitude que dans l'encaissant. Comme dans tous les autres filons, elle est très pénétrative près de l'éponte et de moins en moins dense au fur et à mesure que l'on se rapproche du coeur du filon.

J'ai retenu ce filon comme cible pour effectuer une analyse de la déformation finie selon la méthode de Sanderson (1977). L'organisation texturale étant similaire à celle observée dans le filon de diabase de la Grande-Commune, je renvoie le lecteur à la section correspondante pour la discussion sur la possibilité d'application de la méthode de Sanderson.

Sept échantillons (LE1 à 7) ont été prélevés dans le filon, respectivement à 20, 45, 55, 80, 160, 200 et 220 cm sous l'éponte supérieure. Dans les deux premiers échantillons, la déformation a entraîné une fracturation des cristaux de feldspath. La méthode de Sanderson ne leur est pas applicable. Le quatrième échantillon, trop altéré, a dû être éliminé.

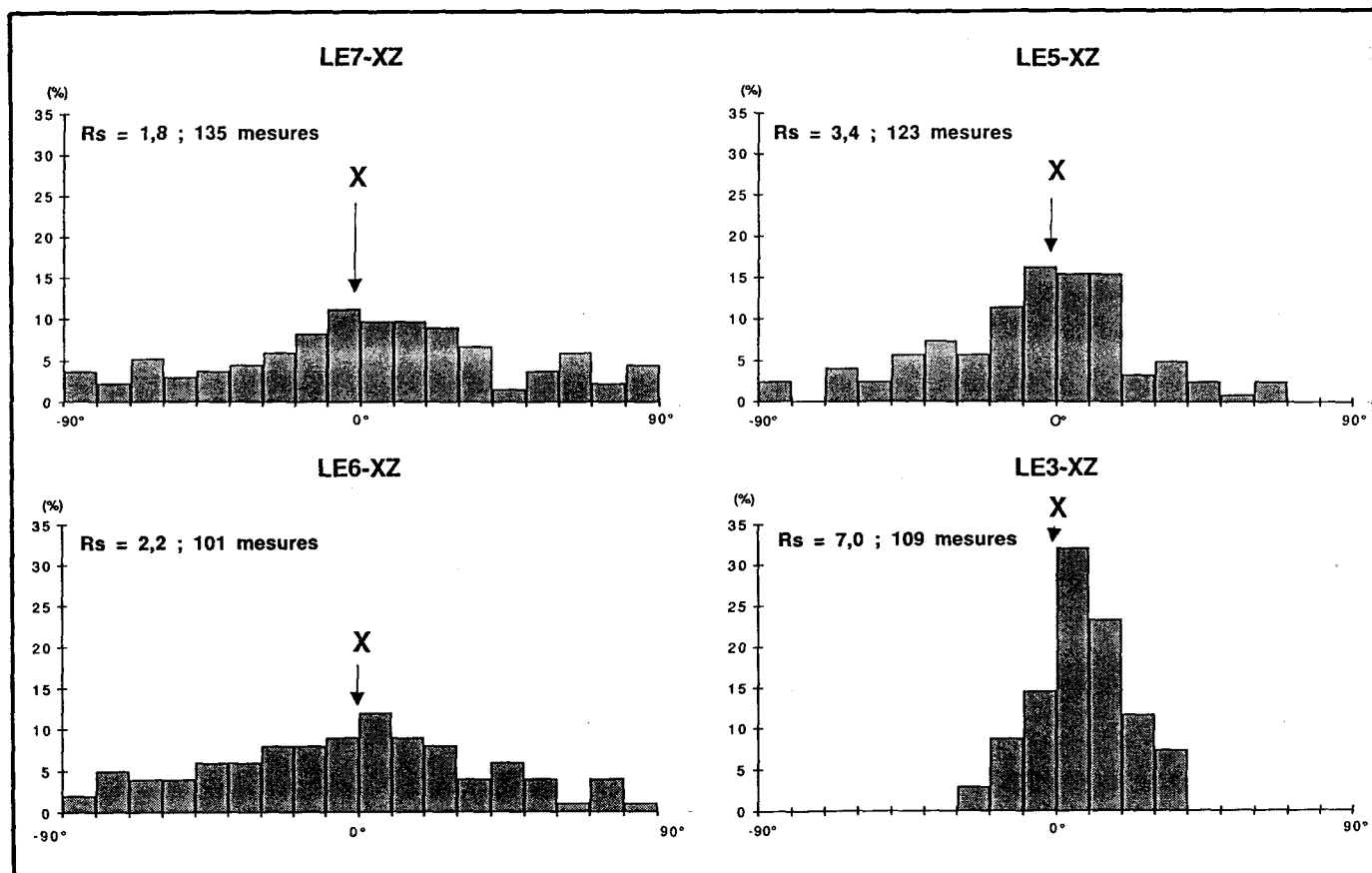
Comme dans le cas du filon de la Grande Commune, trois sections parallèles (à 10° près) aux plans principaux de la déformation finie ont été analysées sur chacun des quatre échantillons restant. L'observation des figures d'interférences entre les cristaux (figures de tuilage, Blumenfeld, 1983) montre que la déformation finie est non-rotationnelle (aplatissement). 100 à 150 mesures d'orientation ont été effectuées sur chacune des sections.

L'orientation des axes principaux et la valeur du rapport R_s de l'ellipse de déformation finie ont été déterminés sur chacune des sections par comparaison des histogrammes expérimentaux avec la série d'histogrammes théoriques d'une part, et par calcul direct d'autre part (figure 61). Dans l'ensemble, les valeurs obtenus à partir des deux techniques coïncident aux incertitudes près (de l'ordre de $\pm 0,3$ en moyenne). Les résultats confirment également que les sections sont subparallèles aux plans principaux de la déformation finie.

Dans le diagramme de Flinn (1962) (figure 62), les points figuratifs des quatre ellipsoïdes de déformation finie se placent dans le champ de l'aplatissement apparent, caractérisé par des ellipsoïdes de type "galette", comme dans le cas du filon de diabase de la Grande Commune (figure 53). L'alignement des points sur une droite de pente $K=0,45$ montre que les quatre ellipsoïdes ont même forme. Le régime de déformation est donc le même dans la partie étudiée du filon, seule son intensité varie (figure 63). A 55 cm de l'éponte supérieure, la

valeur estimée de R_s est de l'ordre de 7 dans le plan XZ. Cette valeur est voisine de celle obtenue à 75 cm de l'éponte supérieure du filon de la Grande Commune. Vers le coeur, l'intensité de la déformation finie diminue progressivement et devient pratiquement nulle.

En résumé, l'estimation de l'intensité et des variations de la déformation finie a été effectuée dans les moitiés supérieures de deux filons de diabase. Les résultats coïncident et montrent que l'acquisition de la schistosité résulte d'un aplatissement pur de type "galette".



B		Résultats calculés				Résultats graphiques			
Ech.	Position	R_{xy}	R_{yz}	R_{xz}	Ech.	Position	R_{xy}	R_{yz}	R_{xz}
LE3	55	2,1	3,5	6,5	LE3	55	2,0	4,0	7,0
LE5	160	1,4	1,8	3,3	LE5	160	1,6	2,0	3,4
LE6	200	1,3	1,4	2,2	LE6	200	1,4	1,8	2,2
LE7	220	1,2	1,7	1,8	LE7	220	1,2	1,6	1,8

Incertitude : $\pm 0,3$

Figure 61 : Analyse de la déformation finie dans le filon de diabase des Ecumonts : résultats expérimentaux.

A : Exemples d'histogrammes de fabrique. Sections méridiennes verticales, subparallèles au plan XZ de la déformation finie. L'axe X, matérialisé par la trace de la schistosité, plonge d'environ 35° vers le Sud.

B : Résultats expérimentaux. La position des échantillons est déterminée par la distance (en cm) de l'éponte supérieure du filon. Pour chaque échantillon, la valeur de R_s est estimée dans les plans XY, YZ et XZ de la déformation finie, par calcul direct d'une part, par comparaison entre les histogrammes expérimentaux (100 à 150 mesures par section) et les histogrammes théoriques d'autre part. Noter la concordance des résultats obtenus par ces deux techniques.

L'aplatissement est très intense en bordure et diminue progressivement vers le coeur où il est nul. Les conditions d'affleurement des filons sont telles que je n'ai pas pu réaliser ce type d'analyse sur un filon complet. L'incertitude demeure quant à l'évaluation quantitative de la distribution de la déformation dans les moitiés inférieures de filons. Toutefois, les observations macroscopiques suggèrent que la déformation est distribuée quasi symétriquement dans les filons. En effet les bordures inférieures de filons sont comme les bordures supérieures, affectées par une schistosité pénétrative ; le passage à la texture massive du coeur paraît également progressif.

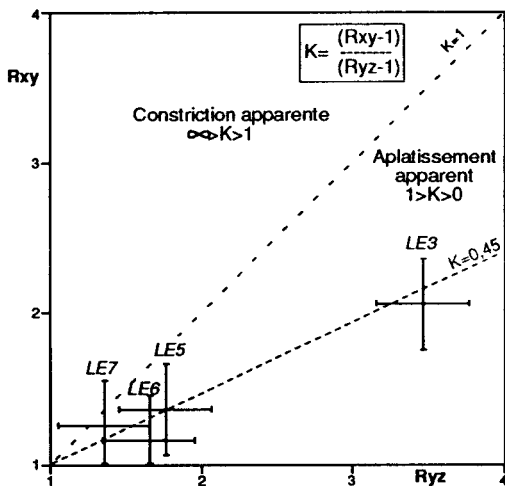


Figure 62 : Forme des ellipsoïdes de déformation finie dans le filon de diabase des Ecumonts.

Diagramme de Flinn (1962). Les points figuratifs des ellipsoïdes de déformation finie se placent dans le champ de l'aplatissement apparent (ellipsoïdes en forme de "galettes"). L'alignement des points montre que les ellipsoïdes présentent la même forme, qui peut être décrite par la valeur du paramètre $K = 0,45$.

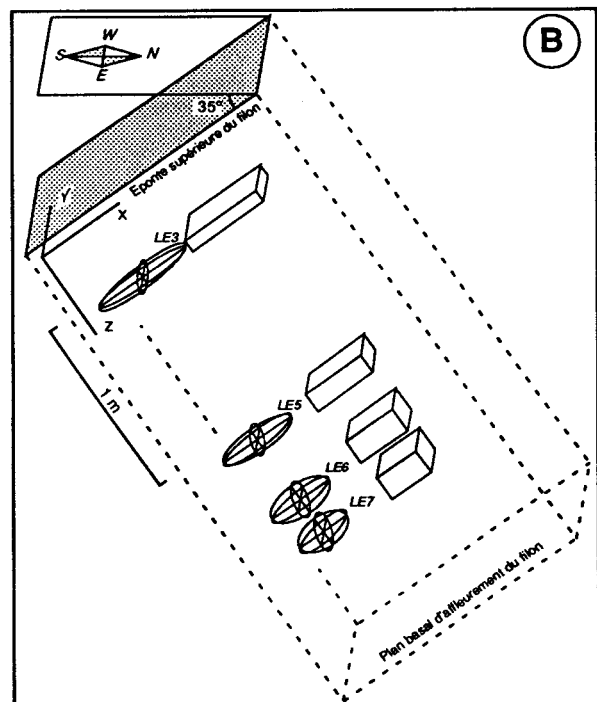
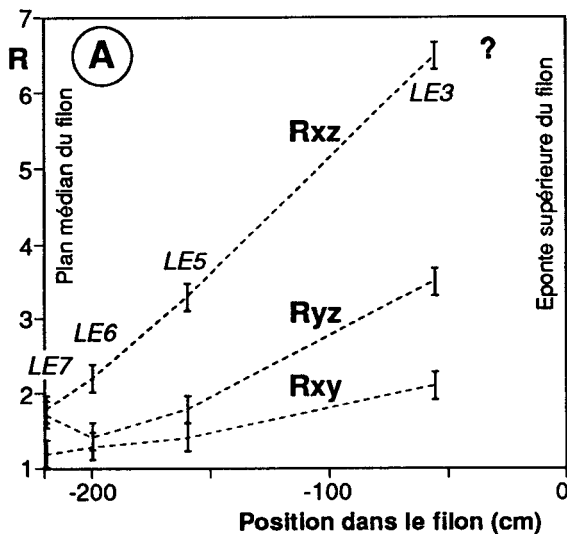


Figure 63 : Variation de l'intensité de la déformation finie dans le filon de diabase des Ecumonts.

A : Evolution du rapport axial R de l'ellipse de déformation finie dans les trois plans principaux XY, YZ et XZ, en fonction de la position dans le filon. B : Bloc-diagramme synthétique montrant l'évolution de la déformation finie à l'intérieur du filon. La déformation finie est représentée par l'ellipsoïde correspondant à la transformée d'une sphère initiale d'une part, le parallépipède rectangle correspondant à la transformée d'un cube initial d'autre part.

E) Conclusions

L'analyse réalisée en plusieurs sites de la structure des filons et de leurs rapports géométriques avec l'encaissant proche apporte une série de résultats dont je dresse le bilan suivant.

1 - *Les filons de diabase et de microgranite se sont mis en place au cours d'un même événement magmatique.* Comme la durée de cet événement est courte à l'échelle des temps géologiques (IV, deuxième partie), j'en déduis que l'âge dévonien moyen à supérieur, obtenu par la datation U-Pb sur zircon du filon D de Mairut, représente l'âge du système filonien. Les filons ont donc valeur de marqueur chronologique unique.

2 - Les filons présentent toujours un pendage sud à sud-est et sont souvent parallèles à la stratification de l'encaissant. Cette observation avait conduit Waterlot (1937 a et b, 1945) puis Beugnies (1963) à les considérer comme des sills. *Toutefois, certains filons ont localement une géométrie de dyke et traversent des plis métriques de l'encaissant.* Ces plis sont donc antérieurs à l'événement magmatique. *Ils doivent être rapportés au raccourcissement calédonien.*

3 - Les filons se sont mis en place dans des fractures ouvertes par extension pure. Ils sont affectés par des déformations extensives (failles normales, fractures), dont certaines se sont produites entre divers épisodes d'intrusion. *J'attribue l'ensemble des figures d'extension à l'événement extensif varisque, qui se traduit à l'échelle régionale par le développement de la marge ardennaise. En corollaire, cet événement, qui débute au passage Silurien-Dévonien, s'est poursuivi en Ardenne méridionale au moins jusqu'au Dévonien moyen à supérieur.*

4 - *Les filons ont subi le raccourcissement varisque par aplatissement, dont l'expression la plus marquée est l'acquisition de la schistosité.* Comme la schistosité de l'encaissant est strictement parallèle à la schistosité observée dans les filons, elle est également varisque. L'allure synschisteuse des plis calédoniens pourrait résulter de leur aplatissement au cours du raccourcissement varisque.

Les deux termes magmatiques ont enregistré de façon différente la schistosité. Dans le microgranite, la schistosité reste fruste. Une analyse de la déformation finie sur échantillons a montré que la schistosité résulte d'un aplatissement pur modéré (Rs de l'ordre de 3,8). Dans les filons épais de diabase, la schistosité est pénétrative en bordure et devient progressivement plus fruste vers le coeur qui reste massif. L'analyse en deux sites de la déformation finie montre que la schistosité résulte d'un aplatissement pur de type "galette", particulièrement intense en bordure de filon (Rs de l'ordre de 7). Les épontes ont pu localement accommoder une déformation rotationnelle faible, à vergence nord.

7 : Les filons et leur encaissant ont été affectés par des failles inverses et/ou décrochantes. Certaines sont antérieures à la schistogenèse, d'autres lui sont postérieures. *L'observation en divers sites de décrochements senestres post-schisteux orientés N40° semble être un trait important d'un stade tardif du raccourcissement varisque.*

Ces conclusions de l'analyse structurale à l'échelle du site seront enrichies à partir de l'analyse structurale réalisée à des échelles plus petites.

III) GEOMETRIE DES FILONS ET RAPPORTS STRUCTURAUX AVEC L'ENCAISSANT : ETUDE A L'ECHELLE D'UNE PARTIE DE L'ESSAIM FILONNIEN

L'analyse structurale à l'échelle régionale des filons du substratum et de leur encaissant s'inscrit en complément de l'analyse à l'échelle du site. Les objectifs sont les suivants :

- décrire la géométrie du système filonien et ses rapports structuraux avec l'encaissant ;
- en déduire l'état de déformation du substratum avant l'intrusion magmatique ;
- caractériser les déformations postérieures à l'intrusion.

Cette analyse suppose la connaissance de la géométrie et de l'état de déformation des filons d'une part, et de l'encaissant d'autre part.

A) Modèles structuraux antérieurs

Depuis longtemps, les filons, étudiés dans leur contexte structural, ont été utilisés comme marqueurs permettant d'établir une chronologie relative des déformations du Massif de Rocroi (Waterlot, 1937a, 1945 ; Beugnies, 1963).

A partir de nombreuses observations locales de filons parallèles à la stratification, Waterlot (1937 a et b) a décrit des sills et leur a conféré la valeur de bancs-marqueurs. En appliquant ce principe et en supposant que la continuité latérale des filons est au minimum d'ordre kilométrique, l'observation à l'échelle kilométrique de récurrences de type diabase-microgranite puis microgranite-diabase, lui ont permis de reconstituer de grandes structures plicatives dans lesquelles les filons sont engagés (figure 64). Ces plis sont nécessairement postérieurs à l'intrusion magmatique. Le modèle géométrique proposé était caractérisé par des plis déversés vers le Nord, dont les flancs normaux présentent un pendage modéré et ne sont que faiblement plissotés, tandis que les flancs inverses, très redressés, sont très plissotés et souvent affectés par des chevauchements.

Beugnies (1963) a proposé une image de la structure du Massif de Rocroi en se fondant sur le principe des filons-bancs marqueurs et sur les cinq unités lithostratigraphiques du Cambrien qu'il avait préalablement définies (Beugnies, 1960b) (figure 65). Les cartes géologiques à 1 : 50000 de Rocroi et de Fumay sont le résultat de cette approche commune à Waterlot et Beugnies. Dans le détail les coupes de Beugnies (1963, 1968) (figure 65) suggèrent que la structuration du Massif de Rocroi est essentiellement plicative. Seuls deux chevauchements majeurs, la Faille de la Grande Commune et la Faille de la Carbonnière, auraient affecté la bordure sud du Massif de Rocroi.

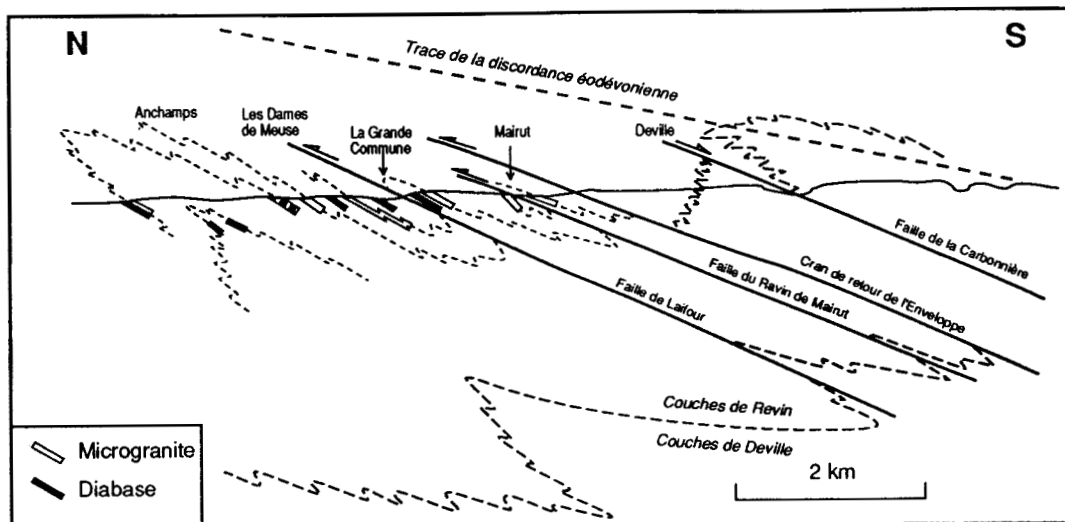


Figure 64 : Modèle structural de Waterlot (1937a)

Coupe le long de la Vallée de la Meuse, entre Anchamps au Nord et Deville au Sud. Les filons magmatiques et les veines ardoisières présentes dans les Couches de Deville sont utilisés comme niveaux repères pour reconstituer des plis de longueur d'onde kilométrique et mettre en évidence des cisaillements majeurs, tous de vergence nord. Le modèle souligne l'importance de la structuration tangentielle. Les premiers dépôts discordants du Dévonien inférieur n'étant pas affectés par les plis et les cisaillements, la structuration du Massif de Rocroi serait donc pour l'essentiel calédonienne.

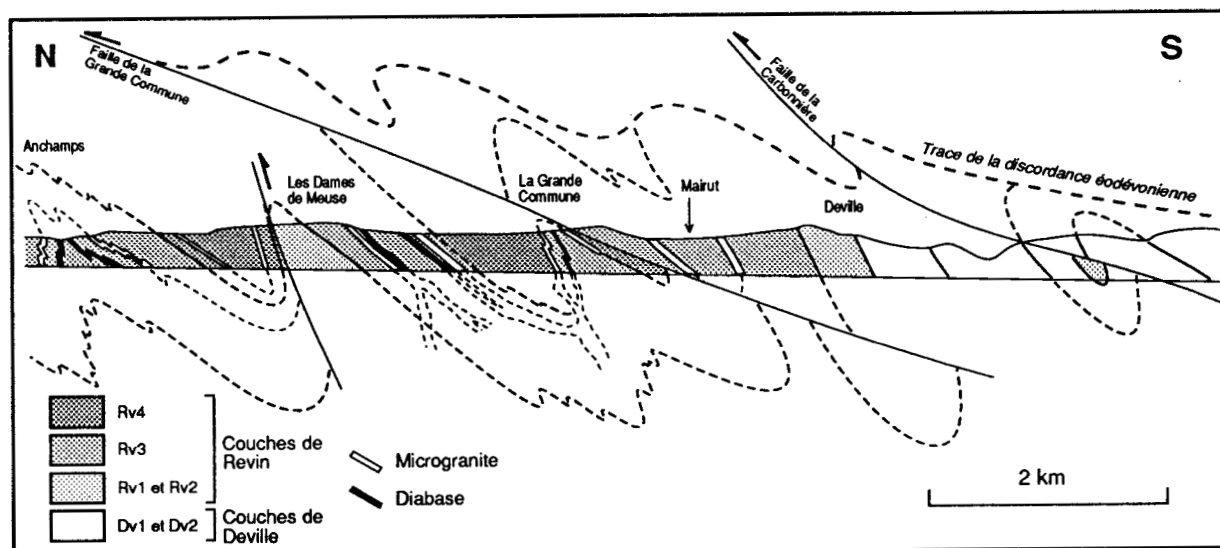


Figure 65 : Modèle structural de Beugnies (1968)

Coupe le long de la Vallée de la Meuse, entre Anchamps au Nord et Deville au Sud. Les filons magmatiques sont utilisés comme niveaux-repères pour décrypter la structure du Massif de Rocroi et pour définir la lithostratigraphie des Couches de Deville et de Revin. La coupe suggère que la déformation plicative accommode une plus forte part du raccourcissement total que la déformation tangentielle, représentée ici par deux cisaillements majeurs, les failles de la Carbonnière et de la Grande-Commune. Comme les plis kilométriques reconstitués dans le substratum se retrouvent, quoique moins serrés, dans la couverture dévonienne, le plissement du substratum serait donc pour l'essentiel varisque. De même, les deux cisaillements majeurs se poursuivent vers l'Est à travers la couverture. Le raccourcissement calédonien serait alors mineur, sans signification orogénique.

Si les modèles géométriques de Beugnies et Waterlot s'accordent pour admettre l'antériorité des filons à toute structuration du Massif de Rocroi, en revanche leurs conclusions diffèrent largement quant à l'âge de cette structuration.

Waterlot, remarquant la discordance du Dévonien inférieur sur des plis du Cambrien a conclu que la structure du Massif de Rocroi est essentiellement calédonienne. Par voie de conséquence, les filons sont donc antérieurs au raccourcissement calédonien.

Beugnies (1963, 1969) a décrit à partir d'une étude géochimique des filons (éléments majeurs), novatrice pour l'époque mais insuffisante au regard des progrès analytiques réalisés depuis, une parenté entre les filons internes au Massif de Rocroi et les roches volcano-détritiques présentes dans les premiers niveaux du Dévonien à Willerzie (bordure NE du Massif de Rocroi). Admettant que cette parenté magmatique est un critère de synchronisme de mise en place, Beugnies en a conclu que les filons sont d'âge dévonien inférieur, et que les plis sont varisques.

Waterlot et Beugnies sont donc d'accord sur l'antériorité des filons par rapport à une unique phase de plissement mais s'opposent sur l'âge du plissement, calédonien pour le premier et varisque pour le second. En conséquence, Waterlot attribue une signification orogénique à la discordance éodévonienne tandis que Beugnies considère cette dernière comme résultant d'un simple "événement paléogéographique".

Le débat en est resté à ce stade jusqu'à ce que Meilliez (1981) décrive, à la faveur de travaux routiers réalisés au Sud de Revin, un chevelu filonien sécant sur des plis décimétriques de l'encaissant (voir p. 113-114). Admettant l'âge dévonien inférieur des filons, il relance le problème de la discrimination des parts respectives des déformations calédonienne et varisque dans la structuration du Massif de Rocroi.

Si les modèles de Waterlot et de Beugnies, illustrés par les cartes géologiques à 1:50000 de Fumay et de Revin, sont cohérents à cette échelle, ils me paraissent insuffisants compte-tenu des faits suivants.

1 - Les observations du Bois des Marquisades (Meilliez, 1981) et l'analyse des structures observables de part et d'autre de la discordance éodévonienne (Meilliez, 1989a) ont montré la signification orogénique de la déformation calédonienne, et l'importance de l'extension varisque.

2 - Les filons magmatiques sont d'âge dévonien moyen à supérieur (Goffette, Liégeois et André, 1991).

3 - L'analyse en divers sites de la structure des filons m'a permis de montrer que le raccourcissement varisque est enregistré dans le substratum et les filons qu'il contient par un aplatissement général synschisteux et par un écaillage. La structuration du Massif de Rocroi est donc polyphasée.

4 - Le fait que les filons recoupent localement des plis, qu'ils sont par endroits obliques par rapport à la stratification, montre qu'en toute rigueur, ils ne peuvent pas servir de

bancs-repères. De plus, l'ordre de grandeur de la continuité latérale des filons n'est pas *a priori* connu. Enfin, comme les filons sont affectés par des failles normales ou inverses, les corrélations possibles de différents affleurements filoniens sont à envisager avec prudence.

Il m'est donc apparu nécessaire de définir, par une approche cartographique différente, la nature des rapports structuraux entre les filons magmatiques et leur encaissant afin de proposer une image actualisée des effets structuraux des trois épisodes principaux de structuration : le raccourcissement calédonien, l'extension puis le raccourcissement varisques.

Il convient tout d'abord de définir une méthodologie de travail adaptée aux difficultés régionales : conditions d'affleurement médiocres, substratum dont la lithologie est peu différenciée.

Le Massif de Rocroi est un pays couvert. En dehors des vallées où les affleurements sont relativement nombreux mais discontinus, le sous-sol n'affleure que de manière sporadique. Les observations sont le plus souvent ponctuelles. De plus, en l'absence d'une litho- et/ou d'une biostratigraphie fiable et précise, une cartographie classique est impossible. Les données ponctuelles ne peuvent pas être reliées, par une simple approche *déterministe*. J'ai donc choisi d'adopter, à titre d'essai, une approche *statistique*, dont l'objectif principal consiste à dégager un modèle structural à partir de l'étude statistique d'observations réalisées sur un nombre limité d'affleurements.

B) Méthodologie : vers une approche statistique de l'analyse structurale

L'analyse statistique a pour objet la description des relations entre des individus et des variables. Un *individu* est un objet naturel : un affleurement dans la présente étude. L'individu est l'objet sur lequel sont effectuées des mesures, soit par simple observation, soit à la suite d'une expérience. Une *variable* est une grandeur mesurable. Elle peut être qualitative (exemple : polarité sédimentaire) ou quantitative (exemple : angle de pendage). Une variable peut être simple (direction *ou* pendage) ou composée (orientation = azimuth *et* pendage). Une variable peut être mesurée plusieurs fois ; chaque mesure est appelée "réalisation de la variable".

L'analyse statistique des valeurs consiste à étudier la distribution d'une suite (un échantillon) de réalisations de la variable. Graphiquement, cette description s'exprime par une courbe de fréquence : les diverses réalisations possibles sont portées sur l'axe des abscisses, dans l'intervalle de définition choisi ou imposé par l'étude (exemple : angle de 0 à 90° pour le pendage) ; la fréquence de chaque réalisation est évaluée suivant l'axe des ordonnées. Une

courbe de fréquence peut présenter un, plusieurs ou aucun pic. La valeur que prend la variable à l'abscisse d'un pic est appelée *mode* ; c'est une valeur caractérisée par un maximum de fréquence. Une distribution caractérisée par une courbe à un pic est dite unimodale (A, figure 66) ; une courbe à deux pics est dite bimodale (B et C, figure 66). Si plusieurs séries de mesures de la variable (plusieurs échantillons) sont effectuées dans le même domaine spatial, la position des modes sur la courbe de fréquence peut varier quelque peu. Les relations entre les paramètres statistiques d'un échantillon et ceux de la population-source constituent l'estimation statistique.

Une distribution dont la courbe de fréquence ne présente aucun pic est dite aléatoire (ou amodale). Une telle distribution traduit souvent un constat d'ignorance :

- la variable choisie n'est pas la mieux appropriée pour illustrer le phénomène étudié ;
- l'échelle d'observation n'est pas adaptée à l'étude du phénomène : par exemple une dispersion régionale trop intense peut masquer d'éventuelles tendances locales.

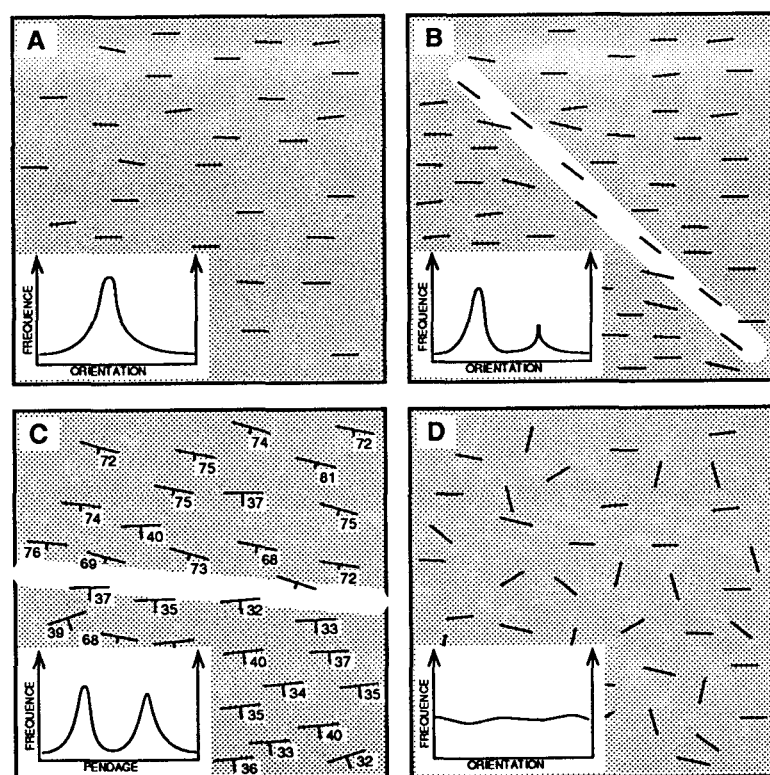


Figure 66 : Représentation cartographique d'une variable structurale : identification de domaines structuraux.

Les valeurs prises par une variable structurale (qualitative ou quantitative) dans une suite de sites sont figurées sur carte par des symboles graphiques ou alphanumériques.

A : Distribution structurale unimodale (exemple de directions de plans de schistosité), les variations sont jugées non significatives. On obtient une partition triviale en un seul domaine.

B : Distribution structurale bimodale, avec un mode principal et un mode subordonné. les orientations relatives au mode subordonné s'organisent suivant un couloir séparant deux domaines structuraux caractérisés par une même direction (mode principal). Ce type de figure se rencontre dans le cas des zones de cisaillements ductiles.

C : Distribution structurale bimodale avec deux modes de fréquences voisines. Exemple de mesures de stratification. Les mesures relatives aux deux modes s'organisent statistiquement en deux domaines distincts et homogènes, pouvant correspondre aux flancs normaux et inverses d'un pli majeur.

D : Distribution amodale. Les valeurs, ici des mesures d'orientation, ne permettent pas l'identification de domaines homogènes.

Ce dernier fait souligne la nécessité d'analyser la distribution des valeurs de la variable en fonction de la localisation des individus sur lesquels a été évaluée la variable. Dans la situation idéale, les points d'observation sont répartis de façon homogène dans l'espace étudié. Si les valeurs enregistrées sont distribuées de façon unimodale, celles qui sont proches du mode ont une forte probabilité d'être réparties de façon homogène dans l'espace. Ce dernier est alors caractérisé par une fabrique homogène (A, figure 66).

En cas de distribution bimodale des valeurs, il importe d'observer la répartition spatiale des deux modes :

- l'un des deux ne caractérise qu'un domaine restreint qui se différencie du champ régional homogène (B, figure 66) ;
- l'espace étudié est partitionné en deux domaines distincts, chacun d'eux étant caractérisé par un mode (C, figure 66).

Le but de l'*analyse structurale statistique* consiste à effectuer une telle partition spatiale à partir d'une partition des réalisations possibles de la variable.

L'analyse préalable de la courbe de fréquence conduit à définir les modalités (sous-ensembles de réalisations de la variable) que peut prendre la variable. La définition de ces modalités s'effectue avec les techniques de l'inférence statistique, mais aussi à partir d'une démarche pragmatique de la part du géologue structuraliste. Dans chacun des exemples B et C de la figure 66, deux modalités sont retenues, chacune centrée sur un mode, mais leur intervalle de définition peut différer si le structuraliste l'estime utile. Lorsque la variable est qualitative, les modalités sont aisément définies : "inverse" ou "normale" dans le cas de la polarité sédimentaire. L'espace étudié est ainsi partitionné en *domaines structuraux*, c'est-à-dire en sous-espaces jointifs à l'intérieur desquels une modalité de la variable est répartie de façon homogène.

Une courbe de fréquence amodale (D, figure 66) n'implique pas nécessairement une absence de structure spatiale. C'est pourquoi la visualisation de la répartition cartographique est indispensable. Si l'échelle de l'étude est inadaptée, un échantillonnage peut ne pas révéler un trop grand nombre de modalités (distribution *quasi* plate), réparties selon un trop grand nombre de petits domaines structuraux. Il est alors nécessaire de changer l'échelle de l'étude.

Enfin, lorsque deux variables conduisent à la même partition spatiale, elles seront dites équivalentes au regard de l'étude menée (figure 67). Il reste alors à déterminer si cette relation d'équivalence reflète une relation de dépendance, et le cas échéant à en distinguer la cause de l'effet. Par exemple un pendage fort et une polarité structurale inverse peuvent être deux effets d'une même cause : le degré d'évolution d'un plissement et/ou d'une déformation progressive.

Dans le cadre de cette thèse, mon but n'est pas de discuter l'aspect théorique de l'approche que je viens de présenter, ni de définir son aptitude à décrire les relations entre

variables structurales dans le cadre d'une structuration polyphasée ou d'une déformation progressive. Je me bornerai à l'appliquer à un secteur du Massif de Rocroi, pour identifier des domaines structuraux à partir de différentes variables, dont certaines peuvent s'avérer équivalentes.

En résumé, l'analyse structurale statistique se compose de trois étapes successives :

- L'analyse statistique de la distribution d'une série de variables. Chacune d'elles est caractérisée par une courbe de fréquence définissant ses modalités spécifiques.
- Pour chaque variable, la partition spatiale des diverses modalités conduit à identifier des domaines structuraux.
- La discussion des causes géologiques probables pouvant rendre compte des éventuelles équivalences entre variables.

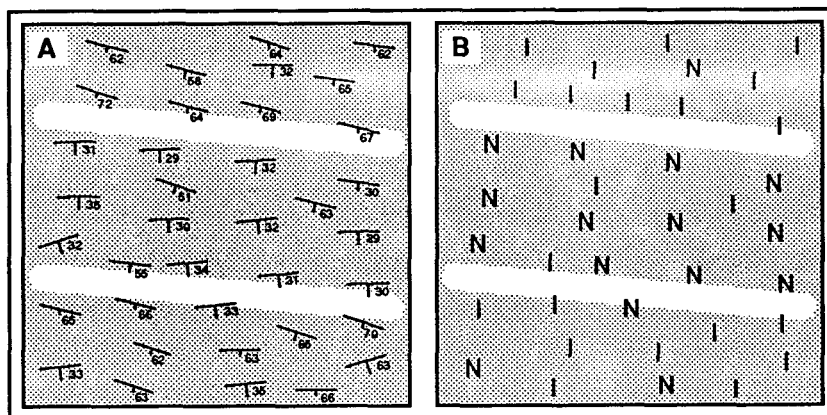


Figure 67 : Relations entre les variables de partition structurale.

Variables structurales équivalentes. L'analyse des variables structurales "orientation de la stratification" (A) d'une part et "polarité sédimentaire" (B) d'autre part, conduisent à l'identification de domaines structuraux qui coïncident. Ces deux variables de partition sont alors équivalentes.

C) Exemple du secteur Deville-Anchamps

La méthode, dont les principes généraux viennent d'être décrits a été mise au point et appliquée dans un secteur du Massif de Rocroi, situé dans la Vallée de la Meuse entre Deville au Sud et Anchamps au Nord (figure 68). La zone retenue couvre environ 35 km².

L'intérêt de ce secteur est triple. Tout d'abord, les conditions d'affleurement sont relativement bonnes grâce à de nombreuses petites falaises et à d'anciennes carrières étagées sur les versants de la vallée de la Meuse et de ses affluents. Le deuxième intérêt est magmatique : ce secteur est situé à l'intérieur de la zone à filons magmatiques du Massif de Rocroi (figure 68). Les principaux filons décrits en détail au début de la deuxième partie sont presque tous localisés dans ce secteur. Le troisième intérêt est tectonique : selon Beugnies (1963), le secteur est traversé par la Faille de la Grande-Commune, qui se prolonge vers l'Est dans la couverture

dévonienne. Cette zone faillée aurait été mobile durant les épisodes calédonien et varisque de la déformation (Meilliez, 1989a) (figures 64 et 65) Enfin, il est à noter que le secteur est situé au Nord de la zone métamorphique épizonale varisque qui affecte le Sud du Massif de Rocroi et sa couverture.

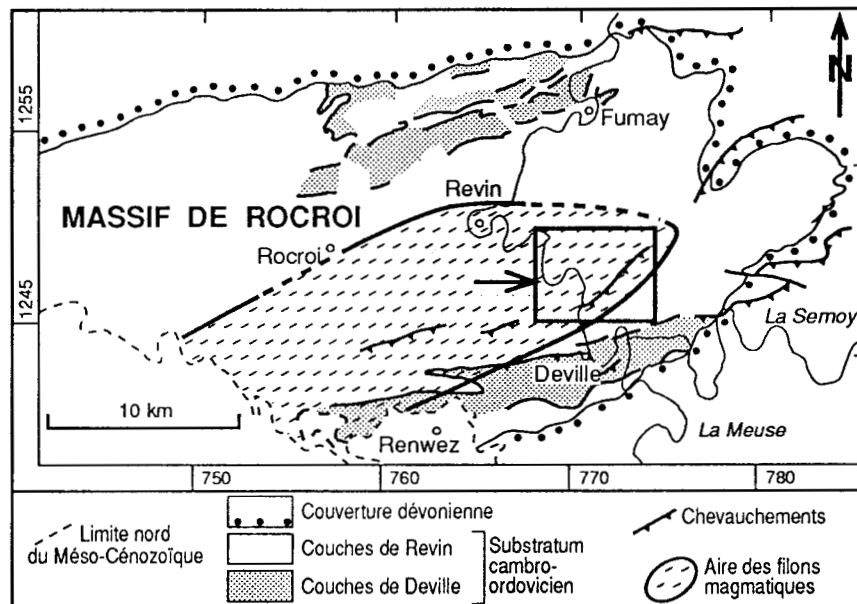


Figure 68 : Contexte structural du secteur Deville-Anchamps
le secteur étudié en détail (rectangle indiqué par la flèche) se situe dans la partie sud du Massif de Rocroi, et au cœur de l'aire des filons magmatiques.

1) Affleurements et observations

Pour obtenir un échantillon le plus représentatif possible de la structure de ce secteur, presque tous les affleurements ont été visités. La densité moyenne d'affleurements ($15/\text{km}^2$) paraît suffisante pour justifier l'application de la méthode. Les observations réalisées systématiquement sur tous les affleurements disponibles sont de deux types :

- Observations sédimentologiques : sur la plupart des affleurements, la polarité sédimentaire peut être déduite à partir de figures sédimentologiques telles que les stratifications entrecroisées, les figures de ravinement ou de charge.

- Observations tectoniques : mesure de la stratification et de la schistosité, à partir desquelles une polarité tectonique peut être déduite dans l'hypothèse d'un plissement synschisteux, mesure des intersections entre la stratification et la schistosité, caractérisation géométrique des plis (morphologie, attitude des surfaces axiales et des charnières), des plans de cisaillements.

Les observations relatives aux filons magmatiques s'ajoutent en complément des informations structurales relatives à l'encaissant. La nature pétrographique des filons, leur épaisseur et leur continuité latérale ont été déterminées ainsi que leurs relations géométriques avec l'encaissant (attitude générale des épontes par rapport à la stratification, à la schistosité, aux plis et aux cisaillements).

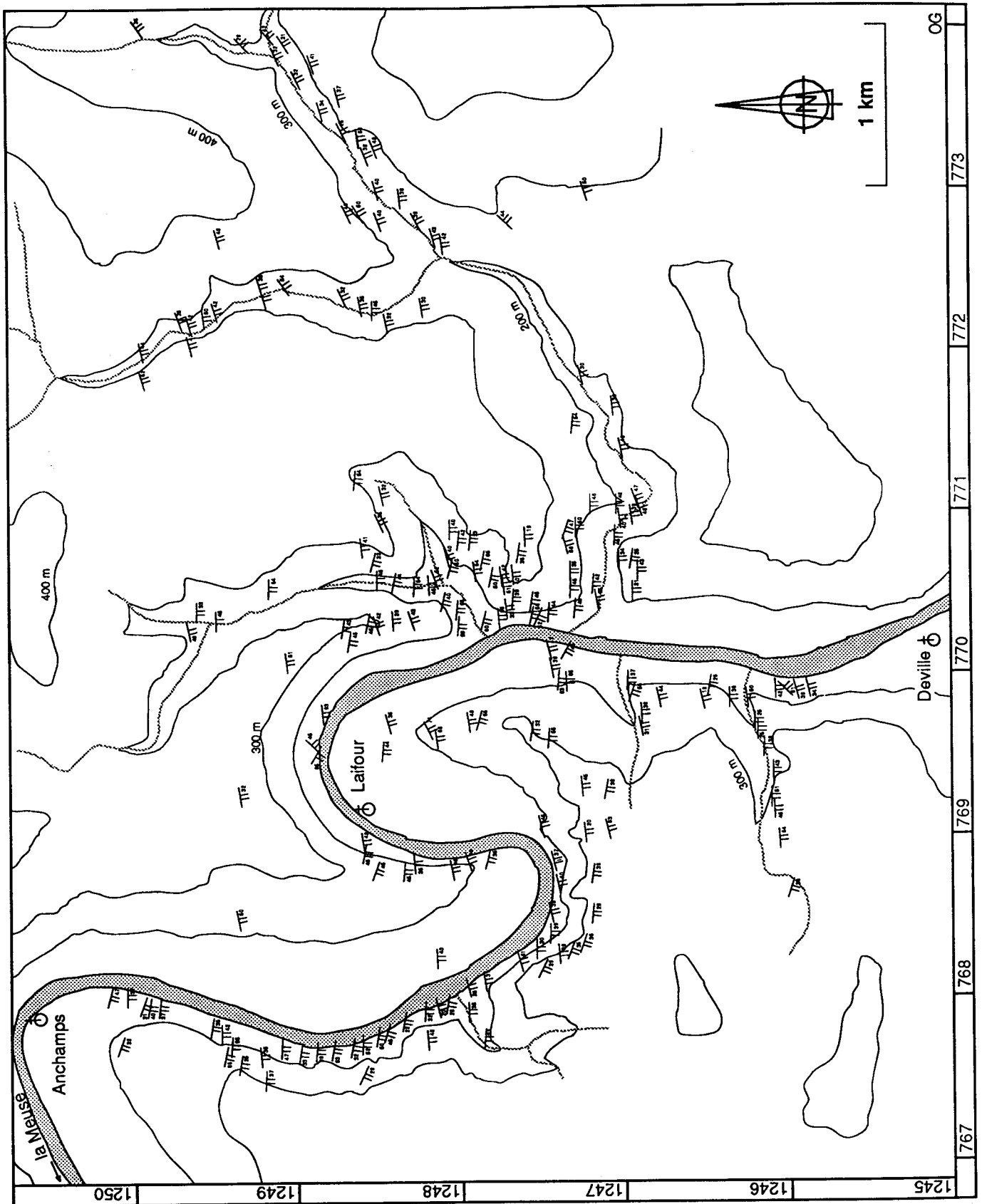


Figure 69 : Mesures de l'attitude de la schistosité dans le secteur Deville-Anchamps. Dans la partie ouest du secteur, le pendage de la schistosité est sud à sud-sud-ouest. Vers l'Est, il évolue vers un pendage sud-est dominant.

2) La schistosité

Reportés sur carte, les symboles des plans locaux de schistosité montrent une variabilité nette de part et d'autre d'une direction approximative Est-Ouest (figure 69). Une observation plus attentive de la carte suggère que dans la partie orientale, cette direction s'infléchisse vers le NE. Le report sur stéréogramme des pôles de schistosité confirme cette observation (figure 70). L'ensemble des points détermine un nuage centré autour d'un mode qui correspond à un plan incliné de 42° dans l'azimut 172° (A, figure 70). La dispersion en azimut autour de ce mode est large : 65° (entre les azimuts 140° et 205°) sur l'ensemble du secteur. En fait, cette situation masque une différenciation spatiale. La partie occidentale ($X < 769$) est caractérisée par une dispersion de 50° entre les azimuts 155° et 205° (B, figure 70), tandis que la partie orientale est caractérisée par une dispersion de 50° entre les azimuts 140° et 190° (C, figure 70). Cette situation peut s'expliquer par une différenciation géographique de la fluctuation autour du mode.

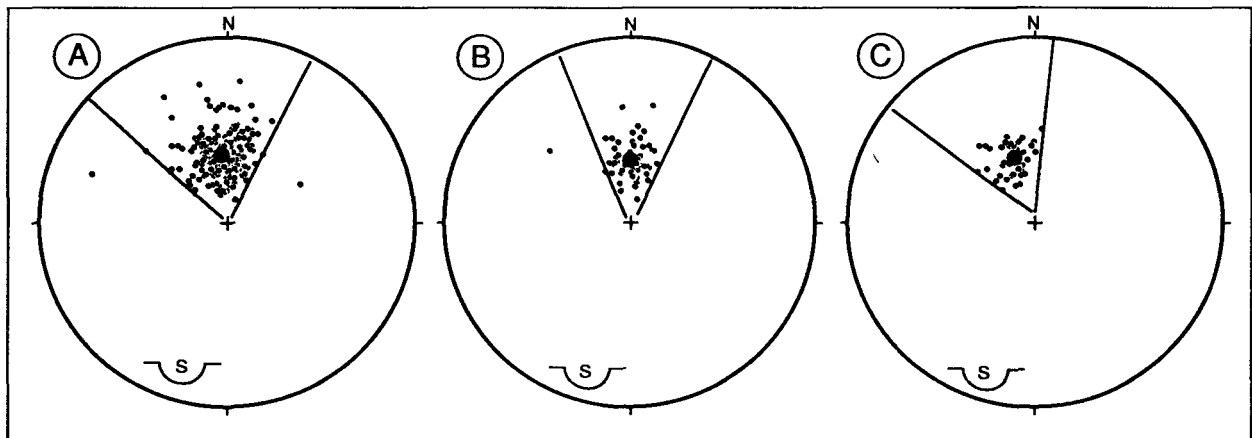


Figure 70 : Variations de l'attitude de la schistosité dans le secteur Deville-Anchamps.

A : L'attitude modale de la schistosité (pôle figuré par le gros cercle noir) est $N175^\circ-41^\circ S$. L'azimut fluctue entre $N140^\circ$ et $N205^\circ$. 242 mesures. B : Partie occidentale du secteur ($X < 769$). L'attitude modale de la schistosité reste la même. En revanche, l'azimut varie dans un secteur angulaire plus restreint, compris entre $N155^\circ$ et $N205^\circ$. 66 mesures. C : Partie orientale ($X > 771$). L'azimut varie dans un secteur angulaire restreint, compris entre $N140^\circ$ et $N190^\circ$. 55 mesures. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieure, pôles des plans de schistosité.

Cette différenciation est mise en évidence par la construction des trajectoires de schistosité (figure 71). Ces courbes d'interpolation entre affleurements matérialisent les lignes de champ de la direction de la schistosité. Elles mettent en évidence des domaines structuraux larges, caractérisés par une direction constante, et des domaines structuraux étroits, caractérisés par une inflexion nette et constante de la direction par rapport aux domaines larges voisins. Certaines des failles observées sur le terrain (Fa et Fd, voir p. 76 et 92) Mairut et la Grande Commune) se superposent à ces couloirs d'inflexion. Ceci justifie l'assimilation de ces couloirs d'inflexion à des bandes de cisaillement post-schisteuses. Les couloirs témoignent d'une progression de la déformation après la schistogenèse.

Les inflexions des trajectoires suggèrent que les couloirs SW-NE et NW-SE représentent les traces de décrochements post-schisteux, respectivement senestres et dextres. En l'absence de marqueurs, il n'est pas possible d'évaluer le rejet décrochant. Dans la partie occidentale du secteur, les décrochements N120°-130° dextres dominent, tandis que les décrochements N40-60° senestres sont localisés dans les parties centrale et orientale du secteur.

Ni l'analyse cartographique, ni les observations de terrain ne permettent d'établir les relations géométriques entre les deux familles de décrochements. Toutefois, il me semble probable que ces deux familles sont liées à un épisode de raccourcissement post-schisteux, de direction NNW-SSE. Cette direction est précisément celle du raccourcissement varisque (Meilliez, 1989 ; Meilliez et Mansy, 1990). Les décrochements pourraient donc être les témoins d'un stade post-schistogénèse de la déformation progressive liée au raccourcissement varisque. Je montrerai à la fin de la deuxième partie (V) que ce motif de structuration post-schisteuse peut être généralisé à l'ensemble du Massif de Rocroi et sa couverture.

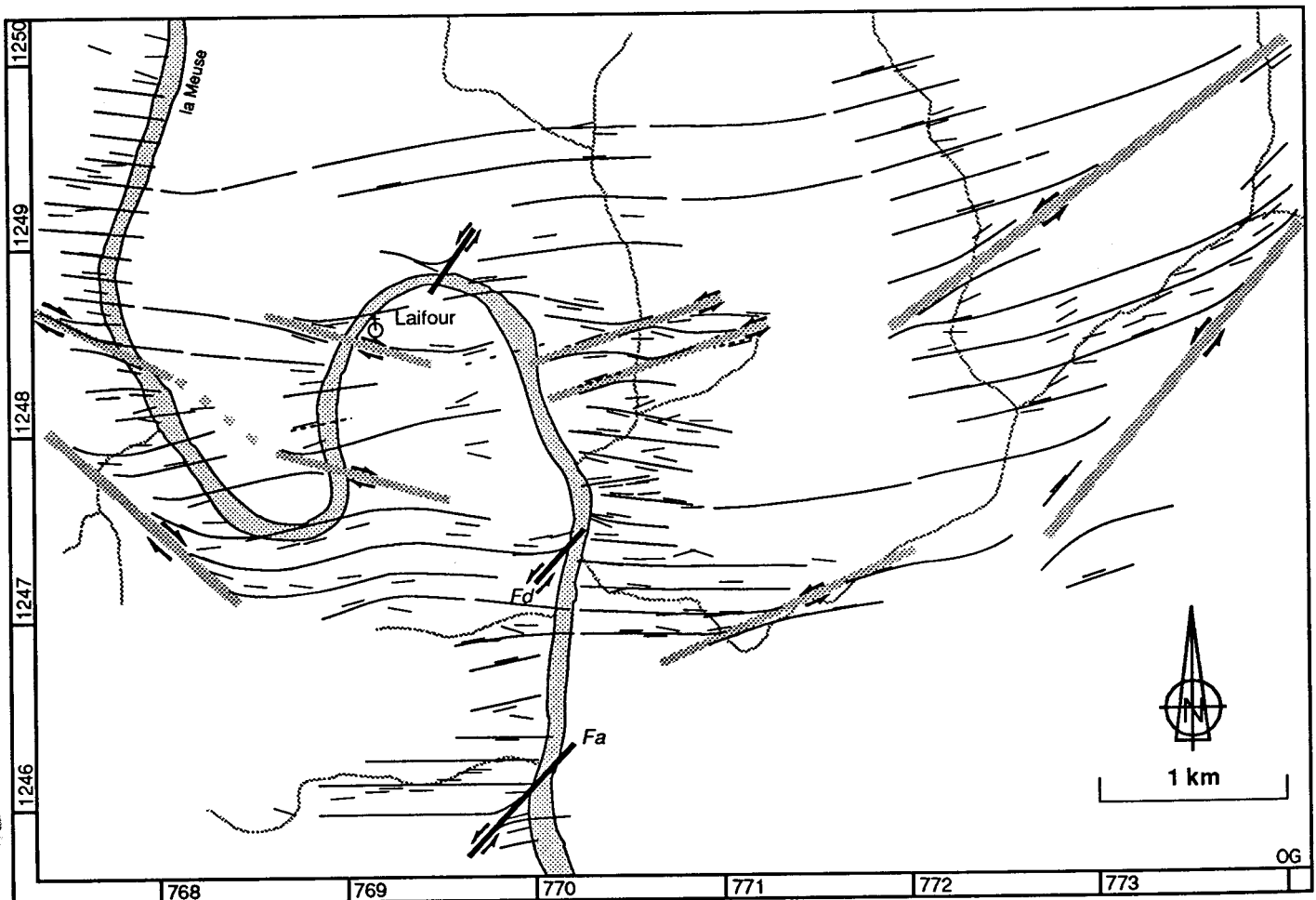


Figure 71 : Trajectoires des directions de la schistosité dans le secteur Deville-Anchamps. Des couloirs d'inflexion de la trace de la schistosité (en grisé) limitent des domaines où la schistosité présente une direction E-W constante. Les inflexions indiquent que les couloirs orientés NW-SE et SW-NE représentent des décrochements dextres et senestres respectivement. Les premiers se cantonnent dans la partie W du secteur ; les seconds sont localisés dans la partie E. Certains des décrochements (en noir) ont été observés sur le terrain.

3) Les filons magmatiques

Compte-tenu des conditions d'affleurement qui ne sont correctes que dans les vallées, les filons paraissent régulièrement répartis dans le secteur (figure 72). La plupart des filons n'affleurent que ponctuellement. En l'absence de critères suffisants, il est difficile de proposer des corrélations. Quelques filons peuvent être suivis sur des distances voisines du kilomètre (Mairut, Sud de la Grande Commune, Les Roches de Laifour, Les Dames de Meuse). L'ordre de grandeur de la continuité latérale des filons est donc au moins kilométrique.

Les attitudes mesurées ou construites des épontes des filons montrent, qu'en première approximation, *les filons sont des objets plans inclinés vers le SSE* (figure 73). Il n'existe aucun indice de filons engagés dans des charnières de plis.

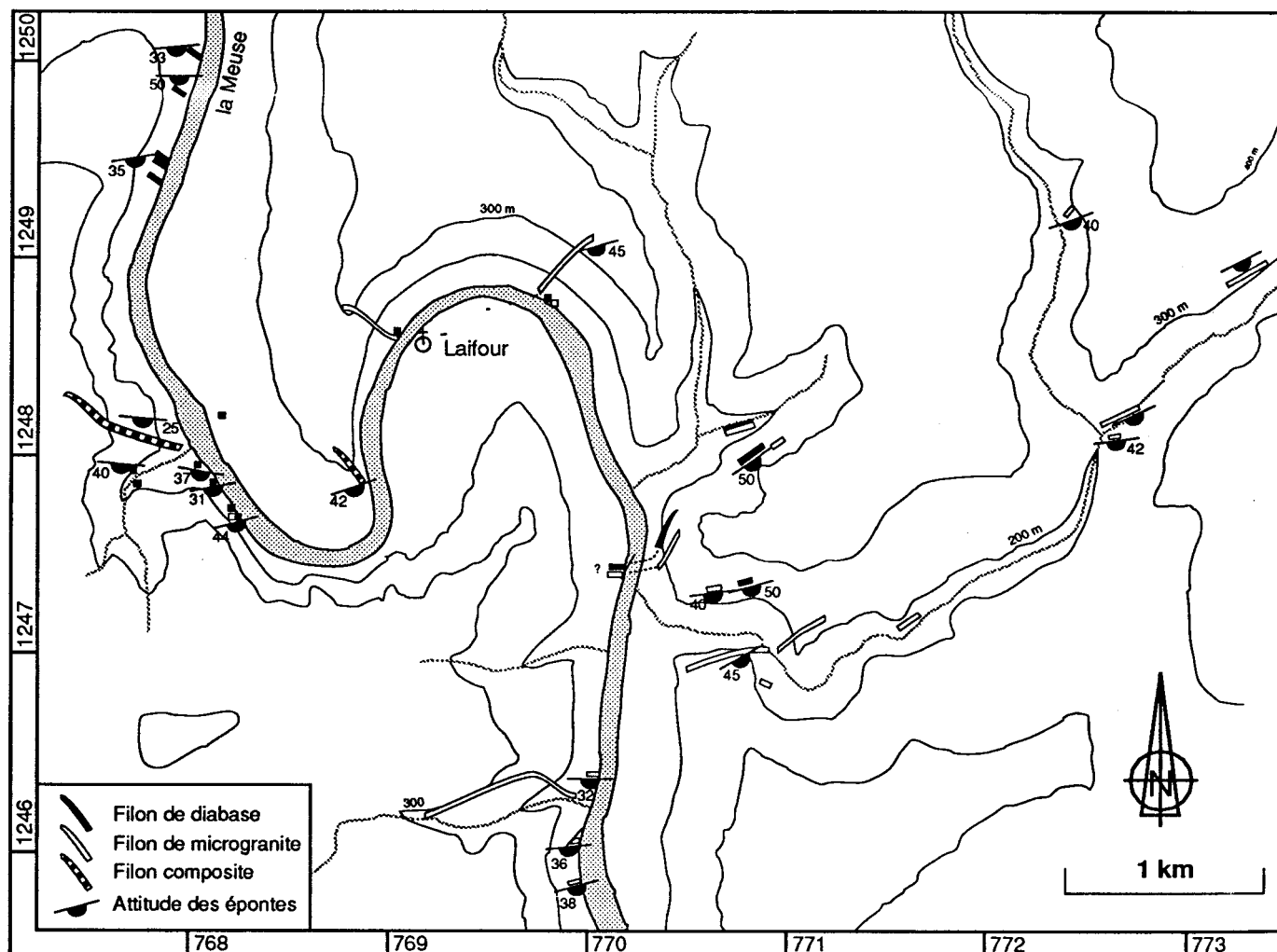


Figure 72 : Cartographie des filons magmatiques dans le secteur Deville-Anchamps. La plupart des filons ne sont observés que ponctuellement. Seuls quelques-uns peuvent être suivis sur une distance supérieure au kilomètre. Leur trace horizontale suit la virgation générale de la trace de la schistosité (figure 71).

Dans le détail, l'attitude générale des filons évolue depuis un pendage sud à l'Ouest du secteur jusqu'à un pendage SE à l'Est du secteur. On retrouve la même virgation que celle qui a été mise en évidence pour la schistosité. Comme les filons sont affectés par les décrochements post-schisteux (voir p.79 et 92), il est probable que la virgation des traces des filons est aussi due aux déformations post-schisteuses.

La relation entre les filons et les plis de l'encaissant sera décrite dans ce qui suit.

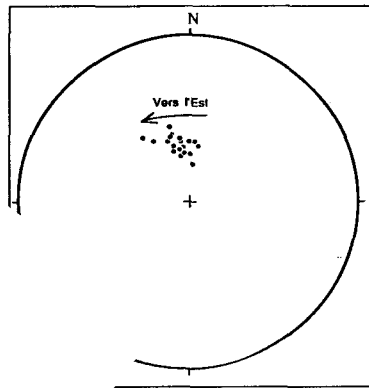


Figure 73 : Attitude des filons magmatiques du secteur Deville-Anchamps.

Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, 21 mesures. Les épontes des filons présentent un pendage général vers le S ou vers le SSE. Vers l'Est du secteur (sens indiqué par la flèche), le pendage devient SE.

4) La stratification

a) Attitude générale de la stratification

La stratification présente, comme la schistosité, un azimut qui fluctue entre N140° et N205° autour d'un mode N177° (figures 74 et 75). On retrouve la virgation générale qui a pu être imputée aux déformations post-schisteuses.

Toutefois, à la différence de la schistosité, la valeur du pendage est beaucoup plus variable. Les plans de stratification en position normale présentent un pendage dont la valeur angulaire est comprise entre 10 et 45°. Le pendage des plans de stratification inverse varie entre 40 et 80°.

b) Les plis métriques à décamétriques

Les plis observés à l'affleurement, d'amplitude métrique à décamétrique, sont de type isoclinal à subisoclinal et présentent un déversement systématiquement dirigé vers le Nord. Sauf exception, les surfaces axiales sont statistiquement parallèles à la schistosité.

Les charnières présentent une attitude très variable dans le secteur (figure 76). Elles sont dispersées dans le plan moyen de la schistosité. Les orientations ESE et SE et dans une moindre mesure SW sont les plus représentées (figure 77).

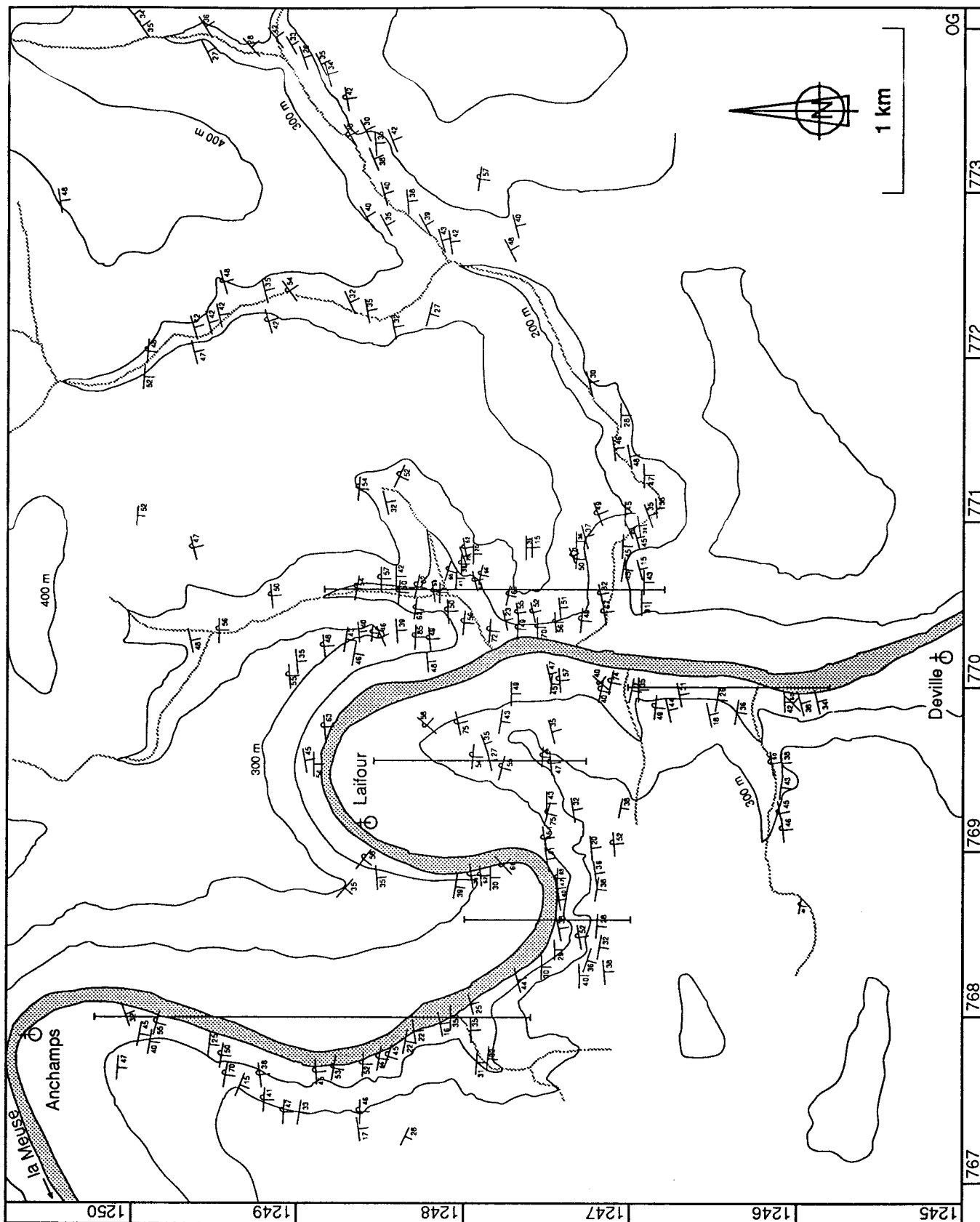


Figure 74 : Carte de l'attitude de la stratification dans le secteur Deville-Anchamps. Dans les parties ouest et centrale du secteur, la stratification pend vers le Sud. Vers l'Est, le pendage devient progressivement sud-est. Les cinq segments de droite correspondent aux coupes de la figure 81 (p. 141)

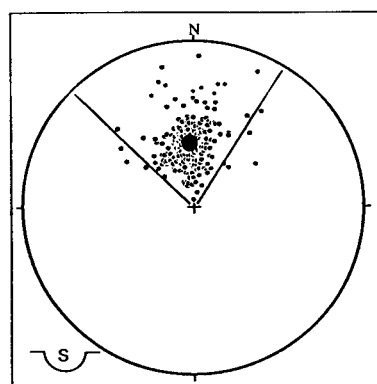


Figure 75 : Variations de l'attitude de la stratification dans le secteur Deville-Anchamps.

Les pôles de stratification déterminent un pôle modal (figuré par le gros cercle noir), N177°-42°S, identique à celui de la schistosité. L'azimut varie entre N140° et N205°. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, 272 mesures.

Un mécanisme de réorientation par une cinématique de cisaillement simple régional varisque a été proposé pour rendre compte de cette géométrie (Hugon, 1983). Ce schéma ne me paraît pas pouvoir être retenu pour les raisons suivantes.

1 - Les différentes orientations de charnières sont retrouvées au niveau des plis recoupés par les filons (Les Marquisades, deuxième partie, II). Or les filons ont gardé la même attitude au cours du raccourcissement varisque (exception faite de la faible réorientation due aux décrochements post-schisteux). Une réorientation par cisaillement simple varisque aurait dû affecter les filons dans la même proportion que les plis préexistants.

2 - Les différentes orientations de charnières sont observées au niveau de plis tronqués par la discordance eodévonienne (Meilliez, 1989a). Comme la discordance n'est pas un niveau de décollement, les charnières, nécessairement calédoniennes, n'ont pas pu être réorientées par un cisaillement simple varisque.

3 - Si le mécanisme de cisaillement simple peut rendre compte de la dispersion des charnières dans le plan moyen de la schistosité, il ne peut pas expliquer leur concentration selon deux directions dominantes SE et SSE, et une direction subordonnée SW (figure 77).

L'organisation géométrique des charnières de plis métriques à décamétriques me semble donc être pour l'essentiel due au raccourcissement calédonien.

L'analyse de la répartition cartographique des orientations des charnières permet de mettre en évidence trois domaines à l'intérieur desquels les charnières présentent une orientation commune (A, figure 78). Les domaines I et II, qui correspondent respectivement à la partie NW et à la partie centrale et SE du secteur, sont caractérisés par l'orientation SE dominantes. Ils ont été séparés par le domaine III qui forme une bande d'allongement SW-NE et qui contient des charnières plongeant vers le SW. Les limites des trois domaines ainsi définies sont totalement indépendantes des décrochements post-schisteux (figure 71). Dans les trois domaines, les filons présentent toujours, en première approximation, un pendage S à SSE.

En conséquence, la partition en trois domaines selon le critère "orientation des charnières de plis" me semble devoir être associée au raccourcissement calédonien, repris par

l'aplatissement engendré par le raccourcissement varisque. Le domaine III pourrait représenter une zone de décrochement ductile senestre, ayant fonctionné vers la fin de l'événement calédonien (B, figure 78).

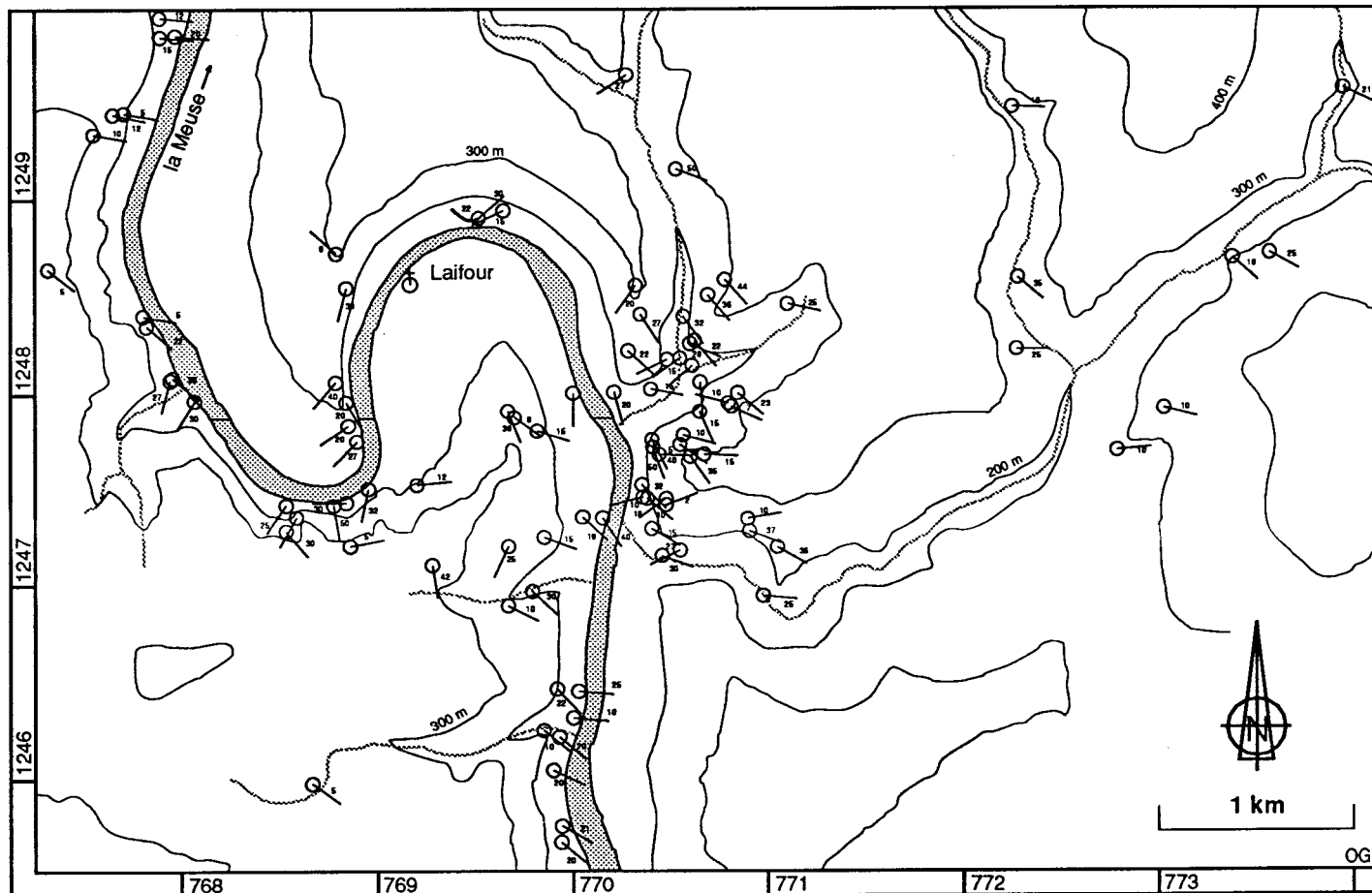


Figure 76 : Carte de l'attitude des charnières de plis observées à l'affleurement dans le secteur Deville-Anchamps.

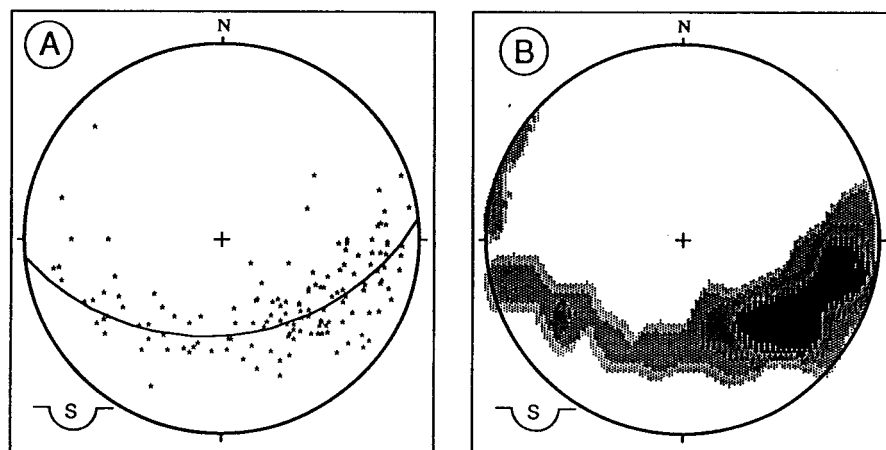


Figure 77 : Variations de l'attitude des charnières de plis dans le secteur Deville-Anchamps.

A : Les mesures de charnières de plis métriques à décamétriques sont dispersées dans le plan modal de la schistosité (grand cercle en tireté). B : Les orientations de charnières se concentrent selon deux directions principales, ESE et SE, et une direction SW subordonnée (contours de 2 en 2%). Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, 148 mesures.

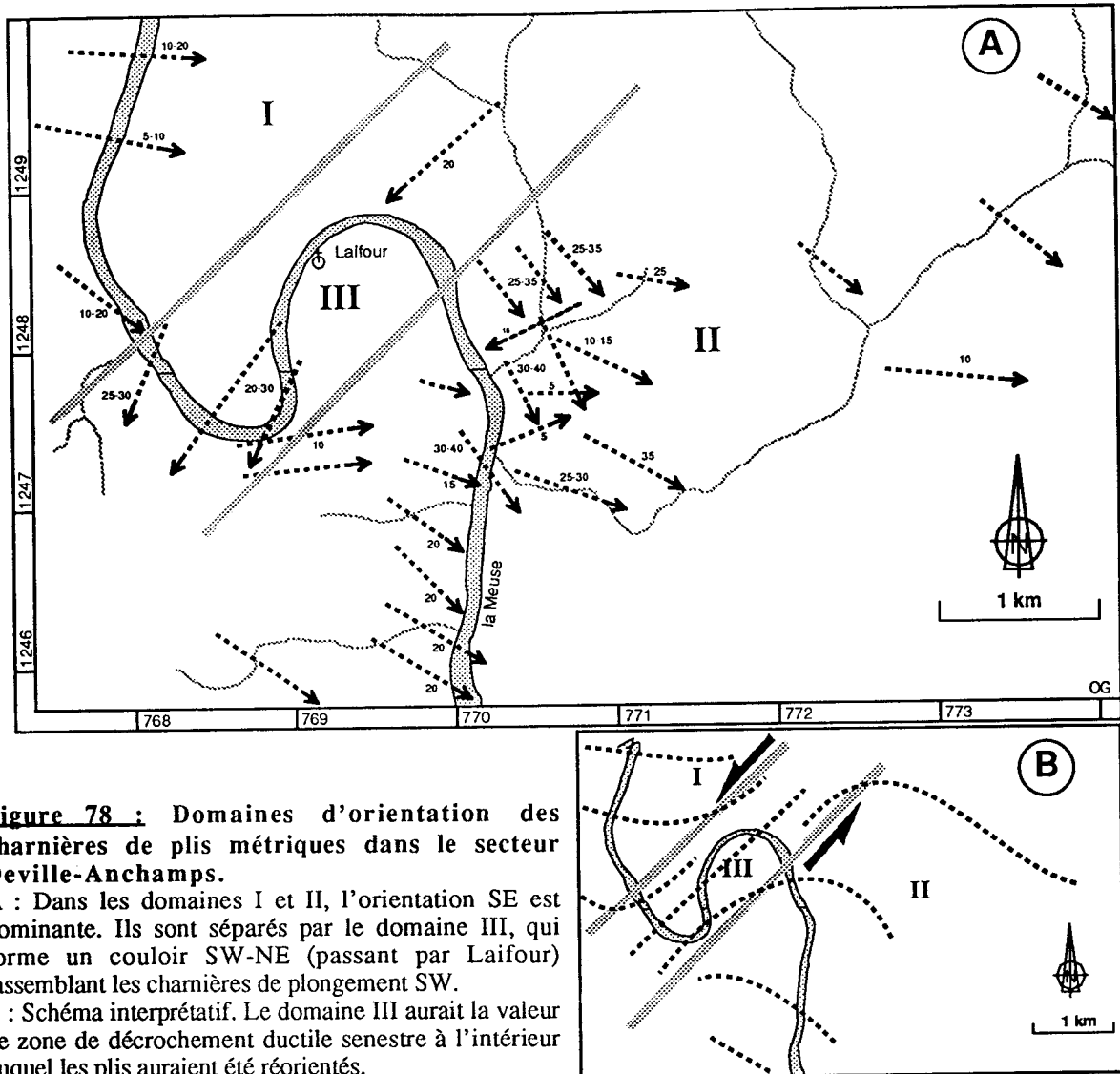


Figure 78 : Domaines d'orientation des charnières de plis métriques dans le secteur Deville-Anchamps.

A : Dans les domaines I et II, l'orientation SE est dominante. Ils sont séparés par le domaine III, qui forme un couloir SW-NE (passant par Laifour) rassemblant les charnières de plongement SW.

B : Schéma interprétatif. Le domaine III aurait la valeur de zone de décrochement ductile senestre à l'intérieur duquel les plis auraient été réorientés.

5) Proposition d'un motif structural

Pour discuter plus avant les rapports structuraux entre les filons et leur encaissant, j'ai élaboré une série de coupes à travers le secteur Deville-Anchamps.

a) Méthodologie

Le choix de la direction générale des traits de coupe est à l'évidence une décision critique. Dans le cas présent, l'orientation Nord-Sud, subperpendiculaire à la direction de la schistosité, de la stratification, des surfaces axiales des plis métriques, ainsi que des filons magmatiques, me semble optimale. J'ai retenu cinq coupes parallèles, traversant chacune des zones à forte densité de mesure (figure 74).

Pour chacune des coupes, il est nécessaire de fixer un couloir de projection, c'est-à-dire une bande dont l'axe est confondu avec le trait de coupe ; toutes les informations

disponibles dans ce couloir sont projetées sur la coupe (A, figure 79). La largeur de la bande est fixée en fonction de la densité de mesures - si la densité est élevée, alors une faible largeur suffit - et de la complexité supposée de la structure à reconstituer ; une distance de projection trop grande diminue le degré de fiabilité de l'interprétation.

Les mesures d'orientation de la stratification sont projetées sur la coupe (B, figure 79) suivant la direction de la stratification, en utilisant la méthode des horizontales. A chaque mesure projetée est attribué un degré de confiance qualitatif qui diminue quand la distance de projection augmente. Des informations complémentaires sont ensuite ajoutées à la coupe ; il s'agit par exemple :

- des polarités sédimentaires ;
- du dessin des plis métriques à décamétriques observés à l'affleurement, en figurant notamment leur morphologie (style, déversement, allure en Z ou S...);
- du report des cisaillements directement observés ;
- de la projection des affleurements de filons magmatiques.

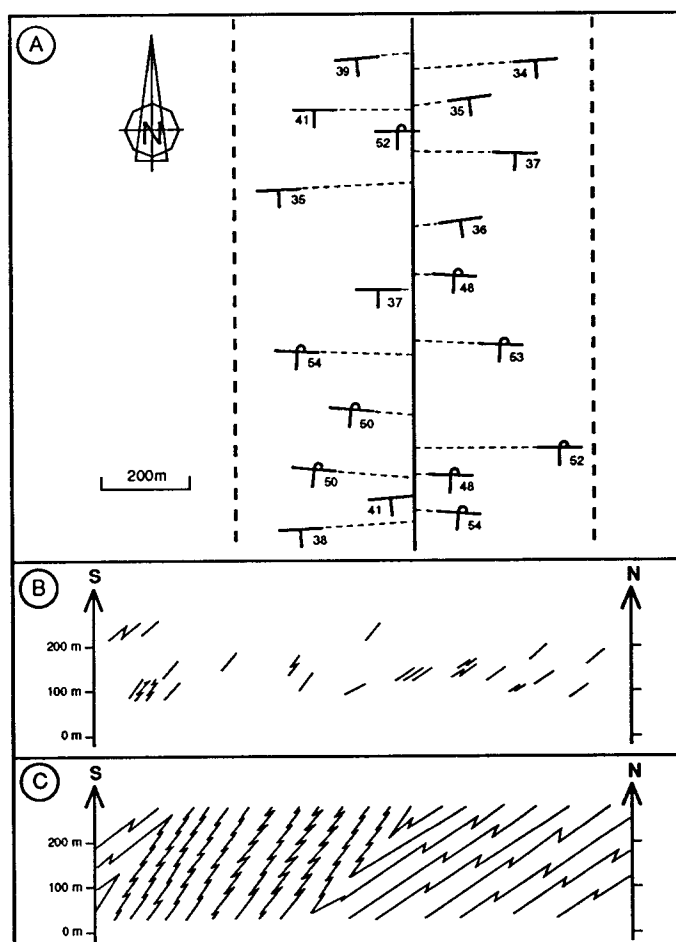


Figure 79 : Technique d'élaboration d'une coupe structurale en l'absence de niveaux marqueurs.

A : Les mesures réalisées dans un couloir (limites en tireté) situé de part et d'autre du trait de coupe (trait noir), sont projetées sur ce dernier. La largeur du couloir est fixée selon la densité de mesures disponibles et suivant l'incertitude tolérée. B : Trame obtenue par la projection des mesures sur la coupe, et l'ajout d'informations complémentaires (plis observés, cisaillements, filons...). C : Interprétation, restitution d'une image structurale contrainte par la trame (B).

L'ensemble des informations reportées constitue une trame qui contraint la reconstitution de la structure générale. La trame doit permettre l'identification des domaines homogènes préalablement définis sur carte. Un domaine peut se caractériser par la constance du pendage, des polarités sédimentaires et de la morphologie des plis. Les domaines structuraux étant identifiés, il importe alors de définir la nature de leurs relations. Deux domaines peuvent correspondre à chacun des flancs d'un pli d'amplitude hecto- ou kilométrique (continuité structurale) ou être séparés par une zone faillée majeure (discontinuité structurale). Le choix d'une solution, qui conditionne la suite de l'interprétation, est fondé avant tout sur les observations de terrain.

La coupe interprétative restitue la structure générale des domaines identifiés et représente la nature de leurs relations (C, figure 79). Le dessin peut être difficile dans le cas de domaines fortement plissotés ayant valeur de flanc normal ou de flanc inverse de pli d'amplitude kilométrique. En effet, les pendages mesurés sur les flancs normaux ou inverses de plis métriques à décamétriques diffèrent du pendage général du flanc de pli d'ordre inférieur auquel ils appartiennent. Ce pendage général est celui de la surface enveloppe d'une strate plissotée quelconque. Il peut être estimé à partir d'une analyse géométrique simple réalisée sur des sites montrant une succession de plusieurs plis d'ordre supérieur. J'ai choisi d'illustrer cette technique à partir de l'exemple théorique d'un flanc inverse associé à des plis asymétriques d'allure en "Z" (figure 80).

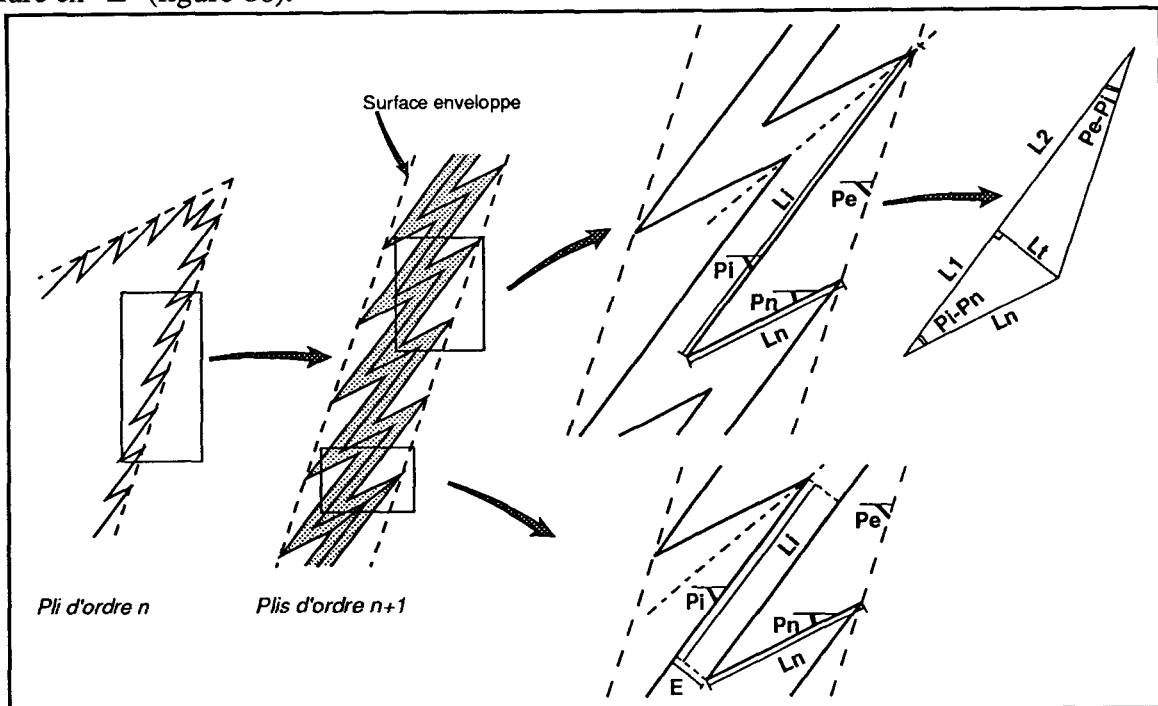


Figure 80 : Méthode d'estimation du pendage de la surface enveloppe d'un flanc de pli majeur.

L'estimation est fondée sur une série de mesures géométriques réalisée sur des plis mineurs. Voir les explications dans le texte.

Si l'on dispose d'un affleurement où une surface de stratification dessine un flanc normal et un flanc inverse complets (2 charnières anticlinales séparées par une charnière synclinale sont observables ; figure 80), on peut mesurer la longueur L et le pendage P du flanc normal (L_n, P_n) et du flanc inverse (L_i, P_i). Le pendage P_e de la surface enveloppe de la stratification est calculé de la façon suivante.

Le flanc inverse et le flanc normal constituent deux côtés d'un triangle ; le troisième côté est un segment de la surface enveloppe du pli d'ordre inférieur. On scinde le triangle en deux triangles rectangles dont le côté commun (de longueur L_t) est perpendiculaire au flanc inverse. Celui-ci est alors décomposé en deux sous-segments (figure 80) :

- le premier, de longueur L_1 constitue l'un des côtés du triangle rectangle qui contient le flanc normal et forme avec celui-ci un angle dont la mesure est égale à $(P_i - P_n)$;
- le second, de longueur L_2 constitue l'un des côtés du triangle rectangle qui contient le segment de la surface-enveloppe et forme avec celui-ci un angle dont la mesure est égale à $(P_e - P_i)$.

$$\text{On a alors : } L_1 = L_n \cos (P_i - P_n) \text{ et } L_t = L_n \sin (P_i - P_n)$$

$$\text{Or : } \operatorname{tg} (P_e - P_i) = L_t / L_2$$

A partir des trois relations, on obtient l'expression de P_e :

$$P_e = P_i + \operatorname{tg}^{-1} [(L_n \sin (P_i - P_n)) / (L_i - L_n \cos (P_i - P_n))] \quad (1)$$

Ce mode de calcul peut être adapté au cas moins favorable d'un affleurement (figure 80) tel que :

- Une première surface de stratification dessine une charnière anticlinale et une charnière synclinale ; le flanc normal est intégralement observé alors que le flanc inverse est incomplet.

- Une autre surface de stratification soulignant le même flanc inverse est observée au moins jusqu'à la charnière anticlinale suivante.

On peut mesurer directement L_n, P_n, P_i ainsi que la longueur L_i de la portion de flanc inverse comprise entre les deux charnières relatives aux deux surfaces de stratification. L'épaisseur E de la série comprise entre les deux surfaces est également mesurée.

$$\text{On a alors : } L_i = L_1 + E / \operatorname{tg} [(P_i - P_n) / 2] \quad (2)$$

$$\text{D'où : } P_e = P_i + \operatorname{tg}^{-1} [(L_n \sin (P_i - P_n)) / (L_1 + E / \operatorname{tg} [(P_i - P_n) / 2]) - L_n \cos (P_i - P_n)] \quad (3)$$

Ces relations peuvent être facilement adaptées au cas d'un flanc normal plissé.

Pour un flanc d'un pli majeur supposé, ce calcul est à effectuer pour différents sites d'observation. Si les valeurs obtenues concordent, l'hypothèse du flanc de pli majeur peut être conservée. son pendage général correspond alors aux valeurs calculées. Si les valeurs obtenues diffèrent largement, il est nécessaire de tester un autre modèle structural en distinguant plusieurs sous-domaines dont les relations sont à discuter (contact anormal, disharmonie...).

b) Coupes structurales

Les plis

Dans son ensemble, la structure se caractérise par une série de plis majeurs d'amplitude hecto- à kilométrique, déversés vers le Nord (figure 81). Les flancs normaux présentent un pendage modéré de l'ordre de 30° vers le Sud, et sont affectés par quelques plis mineurs de type "Z". Les flancs inverses sont très redressés et contiennent de très nombreux plis mineurs de type "S". Ce type de pli constitue le motif structural élémentaire du secteur. Les correspondances d'une coupe à l'autre entre les plis reconstitués sont difficiles à établir en l'absence de critères fiables de corrélation. En effet, la dispersion des attitudes des charnières de plis mineurs suggère que la structure n'est pas cylindrique.

D'une manière générale, la partie sud du secteur (Dames de Meuse, Mairut) semble former un domaine normal de taille plurikilométrique, alors que la partie centrale du secteur (environs de la Grande Commune) paraît constituer un vaste domaine inverse. Plus au Nord, on retrouverait à nouveau un domaine normal (figure 81). Ce constat implique que l'on devrait observer des séries plus récentes au Nord et plus anciennes au Sud. Ceci est en accord avec le fait que les Couches de Deville, dont la position stratigraphique est sous-jacente aux Couches de Revin, affleurent 2 km au Sud du secteur (à Deville même). Le secteur de la Grande Commune aurait alors la valeur de charnière synclinale majeure.

Les cisaillements

Le motif structural est compliqué par l'existence de grands cisaillements. Dans le secteur de la Grande Commune, les Couches de Revin, sont affectées par une série de cisaillements dont la surface enveloppe détermine une large zone faillée (ZFGC). Les filons magmatiques présents dans la zone faillée voient leur continuité interrompue par les cisaillements (figure 81). L'écaillage, postérieur à la mise en place des filons, est donc varisque. En l'absence de critères, la continuité vers l'Ouest de la zone faillée reste à caractériser. Comme les cisaillements n'entraînent pas de virgation des trajectoires de schistosité, il ne s'agit donc pas de décrochements post-schisteux à l'instar ceux qui ont pu être mis en évidence dans le secteur.

Les coupes établies sous-estiment le rôle des contacts anormaux. En effet, seuls les cisaillements observés sur le terrain ont été figurés. La technique utilisée pour construire les coupes ne permet pas de contraindre le tracé de failles ; c'est une de ses limites. Il est vraisemblable que les dressants sont beaucoup plus cisillés que ne le suggèrent les coupes.

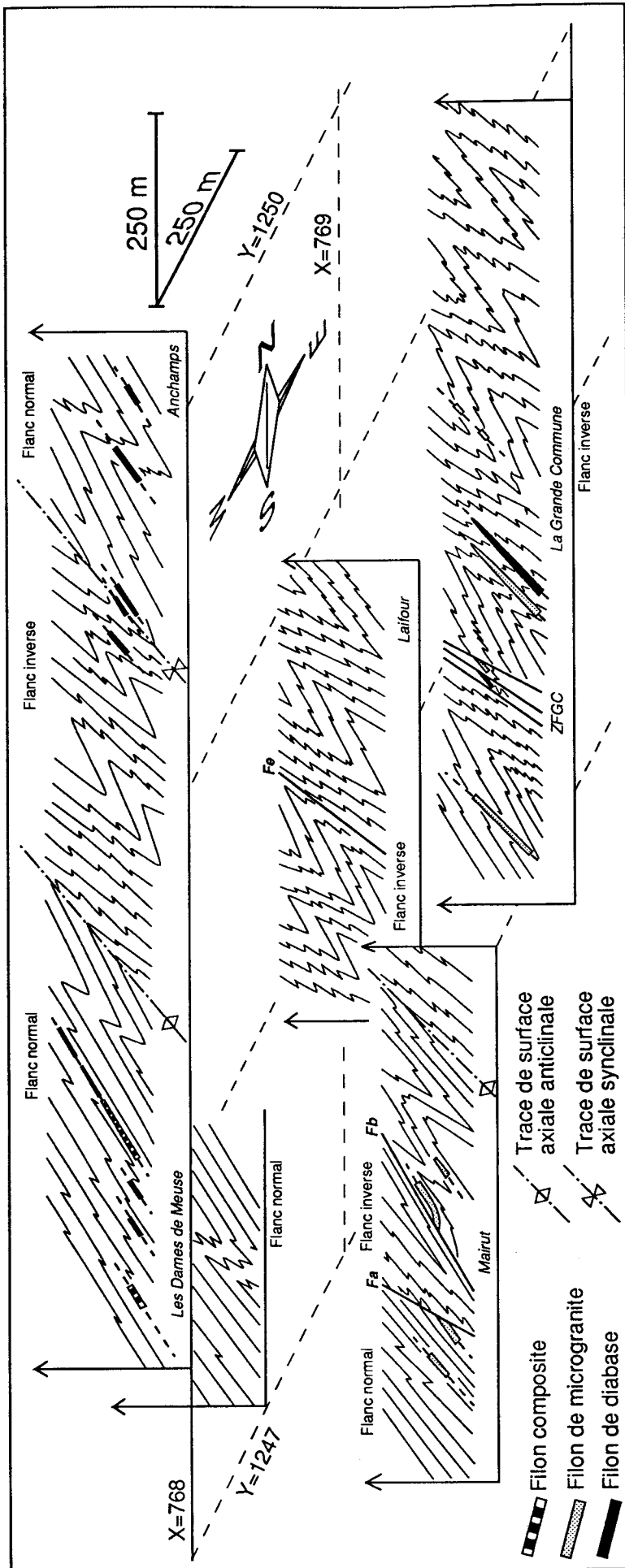


Figure 81 : Coupes structurales dans le secteur Deville-Anchamps.

Cinq coupes méridiennes ont été réalisées dans le secteur (voir leur localisation précise sur la figure 74, p. 133). La structure de l'encaissant est caractérisée par une série de plis d'amplitude hectométrique déversés vers le Nord. Les filons sont des objets plans de pendage sud qui recoupent les plis de l'encaissant. L'encaissant et les filons sont affectés par des cisaillements. ZFGC : zone faillée de la Grande Commune.

Vue en perspective, soulignée par les tiretés (quadrillage Lambert) qui n'ont pas de signification géologique.

Les filons magmatiques

Les filons sont des objets plans. Ils sont observés tant dans les flancs normaux que dans les flancs inverses. Leur pendage moyen, de 35 à 40° vers le SSE est plus faible ou égal au pendage général des domaines normaux et plus élevé que celui des domaines inverses. Ils ne sont pas affectés par les plis mineurs.

L'indépendance entre la géométrie et la distribution cartographique des filons d'une part, et l'organisation de l'encaissant en plateaux et dressants d'autre part, montre que *l'intrusion magmatique est postérieure à la formation des plis hecto- à kilométriques. Ces plis sont donc calédoniens*. Le quasi-parallélisme entre l'attitude moyenne des filons et la surface axiale des grands plis suggère un guidage de l'intrusion par les structures calédoniennes. Ceci n'est pas incompatible avec l'aplatissement varisque, matérialisé par la schistosité (voir p. 81-88 et p. 115-117). Cet aplatissement a d'ailleurs contribué, dans une proportion qui reste à estimer, à exacerber le parallélisme entre filons et surfaces axiales des plis majeurs.

c) Interprétation générale

Le secteur Deville-Anchamps est traversé par une zone faillée qui forme une bande orientée SW-NE, large d'environ 1,5 km (figure 82). Elle traverse la Meuse entre La Grande Commune au Sud et la Petite Commune au Nord. Par commodité, je la nommerai "*Zone faillée des Communes*".

La Zone faillée des Communes rassemble une série de chevauchements dont certains au moins sont associés à une composante décrochante senestre post-schisteuse. La zone faillée de la Grande Commune (ZFGC), les divers décrochements post-schisteux qui ont été observés dans la Vallée de la Meuse entre la Grande Commune et Mairut (figure 71) constituent des éléments de la zone faillée des Communes.

Au Sud de Laifour, les affleurements sont suffisamment denses et continus pour admettre que la Zone faillée des Communes recoupe un ensemble de cisaillements inclinés au Sud, associés à une composante décrochante dextre post-schisteuse (figure 82).

Les décro-chevauchements dextres et senestres découpent les plis d'amplitude hecto- à kilométriques que traversent les filons et que j'ai donc attribués au raccourcissement calédonien : ils décalent les surfaces axiales et mettent en contact des domaines normaux avec des domaines inverses (figure 82).

L'aplatissement synschisteux et les cisaillements post-schisteux dont les filons sont seulement affectés, représentent de ce fait l'essentiel de la contribution varisque à la déformation finie de la région étudiée.

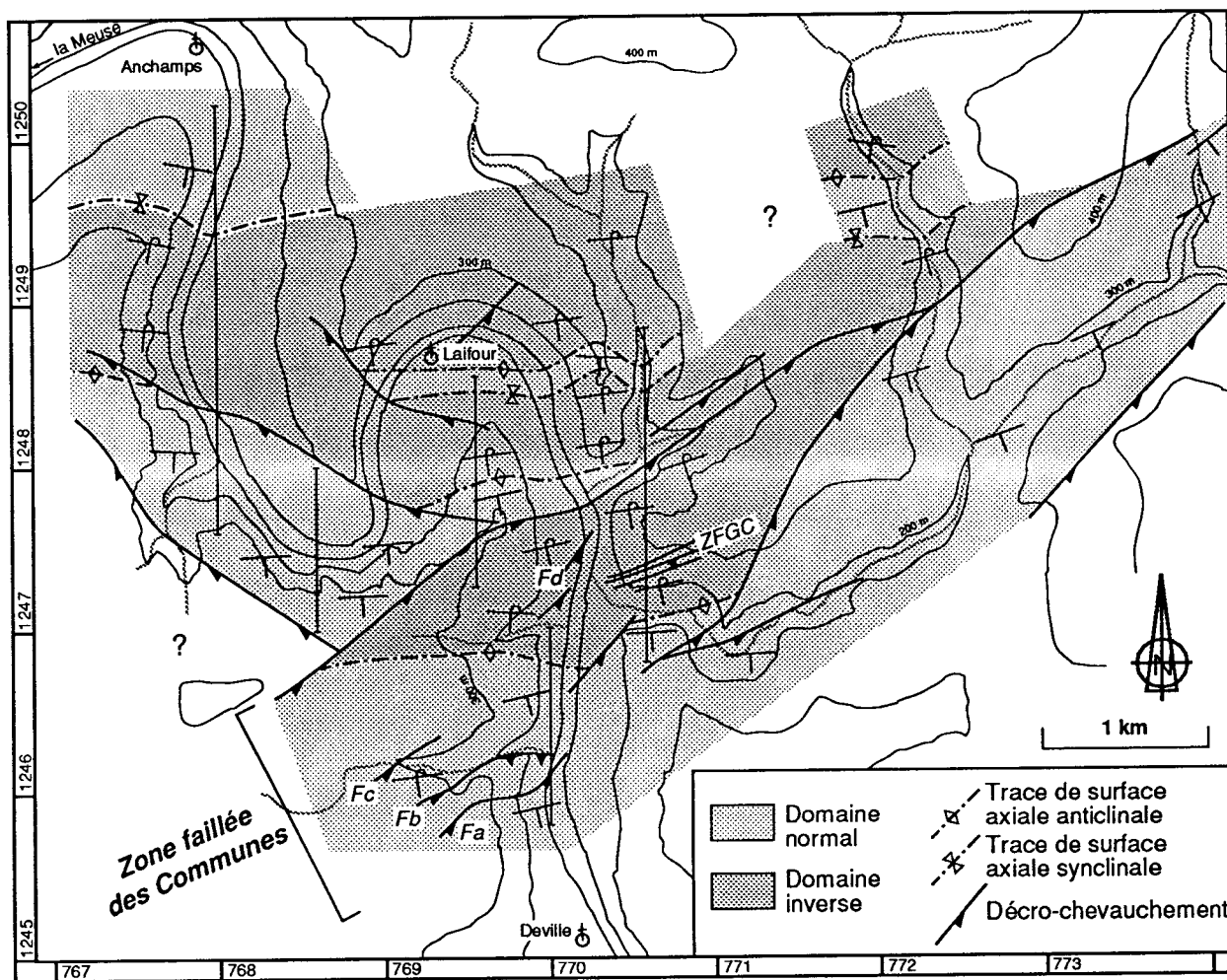


Figure 82 : Carte interprétative de la structuration varisque du secteur Deville-Anchamps. La Zone faillée des Communes rassemble une série de chevauchements, associés à une composante décrochante senestre post-schisteuse. A l'Ouest de la Meuse, elle recoupe un ensemble de cisaillements inclinés vers le Sud associés à une composante décrochante dextre post-schisteuse. Les décro-chevauchements décalent les plis d'amplitude hecto- à kilométriques calédoniens (plis recoupés par les filons). Le raccourcissement varisque ne s'est pas exprimé par la formation de plis d'amplitude hecto- à kilométrique.

D) Conclusions

La méthode d'analyse structurale adaptée à l'étude de séries lithologiques indifférenciées a pu être mise au point et utilisée dans le secteur Deville-Anchamps. Elle a conduit à la proposition d'un modèle géométrique, dont la discussion me permet de tirer les conclusions suivantes.

1 - *Les déformations calédoniennes conduisent à une structuration caractérisée par de grands plis d'amplitude hecto- à kilométrique déversés vers le Nord et un intense plissement. Ce plissement ne semble pas associé à une schistosité visible à l'affleurement.*

2 - La mise en place des filons, qui se produit au Dévonien moyen à supérieur, est guidée par ces structures calédoniennes. *Les filons sont des objets plans, parallèles entre eux.*

3 - *Le raccourcissement varisque se caractérise par un écaillage de l'ensemble encaissant-filons et par un aplatissement général des structures, qui se traduit par l'acquisition de la schistosité et le serrage des plis antérieurs. Ce serrage conduit à un quasi parallélisme entre la schistosité et les surfaces axiales des plis. Comme les filons sont restés plans, le raccourcissement varisque ne s'est pas exprimé par la formation de plis de taille hecto- à kilométrique.*

IV) ESTIMATION DES CONDITIONS DYNAMIQUES ET CINÉMATIQUES DE LA MISE EN PLACE DU SYSTÈME FILONNIEN

Pour mieux situer l'événement magmatique dans l'histoire de la marge ardennaise, il est utile de circonscrire les conditions de mise en place du système filonien du Massif de Rocroi dans le temps et dans l'espace. En effet, les dimensions des filons, leur orientation et leur localisation dans la croûte sont contrôlées par l'état de contrainte et les caractères mécaniques de la croûte d'une part, et par la viscosité et la pression du magma d'autre part. Au cours de la dernière décennie, de nombreux modèles mécaniques du phénomène filonien ont été développés. Ils permettent d'évaluer l'ordre de grandeur des conditions dynamiques et cinématiques de la mise en place, à partir d'observations et de mesures directement accessibles au géologue.

A) Résultats acquis sur la mise en place de filons magmatiques

1) Les intrusions magmatiques dans la croûte

Il est admis que la croûte continentale se compose, en première approximation, d'une couche supérieure à comportement rhéologique de type fragile et d'une couche inférieure essentiellement ductile (Faugère et Brun, 1984 ; Davy, 1986). Un corps magmatique qui se différencie dans la lithosphère inférieure peut migrer *per ascensum* à travers la couche ductile par un processus d'amollissement voire de fusion de la croûte environnante, jusqu'à épuisement du stock de chaleur du magma. Ces deux types de mécanismes ne peuvent intervenir qu'exceptionnellement au sein de la croûte supérieure, en raison du comportement fragile et de la température plus basse de celle-ci. Seule une mise en place rapide dans des fractures préexistantes ou nouvelles, est susceptible de permettre la migration d'un magma vers une profondeur modérée (5 à 15 km), avant que la solidification n'intervienne (Delaney et Pollard, 1982).

Les dykes sont des formations éruptives de forme aplatie. Leur épaisseur est généralement métrique à décamétrique, tandis que leur persistance latérale est le plus souvent de l'ordre de quelques hectomètres à quelques kilomètres. Ils représentent des fractures ouvertes, remplies par du magma. L'expérience industrielle de la fracturation hydraulique force à reconnaître l'efficacité de ce mécanisme et à admettre sa vraisemblance pour rendre compte d'une mise en place très rapide d'un magma dans une fracture qui se propage plus vite que lui. L'analyse qui suit montre la cohérence de cette hypothèse.

2) Rupture et contraintes

La capacité de fracturation est une propriété intrinsèque des matériaux fragiles. Soumis à un système de contraintes, ils réagissent tout d'abord par une déformation élastique (réversible) puis, au delà d'un seuil spécifique, apparaissent des discontinuités appelées fractures. La propagation d'une fracture n'est possible que dans le cas de matériaux cohérents. C'est un événement catastrophique qui peut s'opérer suivant trois modes fondamentaux (figure 83) : en traction (mode I), en cisaillement (mode II) ou en torsion (mode III).

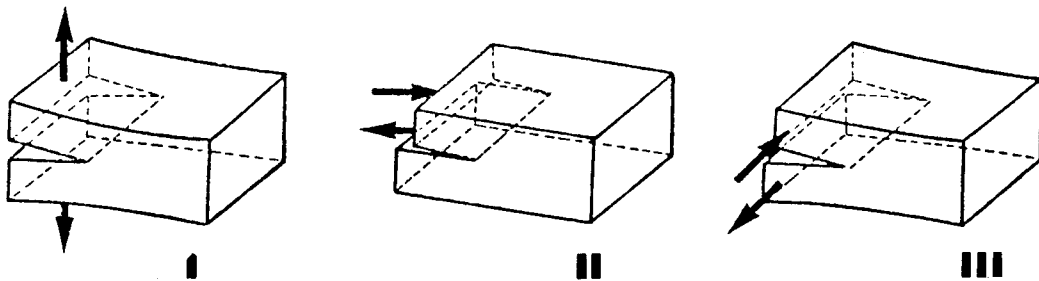


Figure 83 : Les trois modes fondamentaux de propagation d'une fracture. I : en traction ; II : en cisaillement ; III : en torsion (*in Henry, 1978*).

L'état de contraintes effectif d'un système rocheux résulte de la combinaison de trois composantes :

- la charge lithostatique ;
- la contrainte d'origine externe imposée au système (contexte géodynamique) ;
- la pression des fluides, notée u .

Les deux premières composantes déterminent un tenseur de contraintes dont les valeurs principales sont notées σ_1 , σ_2 et σ_3 (figure 84). L'état de contrainte effectif est décrit par le tenseur σ'_1 , σ'_2 et σ'_3 avec :

$$\sigma' = \sigma - u . \text{ Le déviateur } q \text{ est défini par } q = \sigma_1 - \sigma_3 = \sigma'_1 - \sigma'_3 .$$

Un critère de rupture est la relation d'équilibre entre les composantes normale (σ_n) et tangentielle (τ) du système de contraintes qui s'applique à la surface selon laquelle se produit la rupture dès que la condition est satisfaite. Cette relation prend en compte l'état de contrainte effectif et les propriétés intrinsèques du matériau.

Le critère le plus simple est le critère de Coulomb (résumé dans Nicolas, 1984) :

$$\tau = \mu_i \sigma_n + c \quad (6)$$

où μ_i est le coefficient de frottement interne tel que $\mu_i = \text{tg } \varphi$ (angle de frottement interne) ; c (en Pa) est la cohésion du matériau, liée à la résistance à la tension σ_t par la relation : $c = \sigma_t \mu_i$.

Le critère de Coulomb se représente par une droite dans le plan de Mohr (A, figure 85). Ce graphe montre que dans un système de contraintes (σ_1, σ_3) donné, une augmentation de la pression des fluides (u) s'exprime par un glissement du cercle vers la gauche, c'est-à-dire vers un état de rupture. Celle-ci est atteinte lorsque le cercle devient tangent à la droite représentant le critère de Coulomb. Le mode de rupture est cisailant (mode II ou III). Dans le domaine de la traction ($\tau = 0$), le critère de Coulomb n'est plus linéaire ; il est approché par une parabole (*in* Henry, 1978). Dans ces conditions, une rupture en traction pure (mode I) peut être réalisée si le cercle de Mohr devient tangent à cette parabole sur l'axe des abscisses (B, figure 85 ; $\sigma_3 = \sigma_1$). Le déviateur est alors nécessairement faible (Sibson, 1981)

Le critère de Griffith est un autre critère de rupture qui prend en compte l'énergie consommée par la propagation d'une fracture dans un milieu élastique. Un facteur d'intensité de contraintes est défini selon le mode de propagation et la forme de la fissure. L'influence de ce facteur sur la propagation de la fracture est mineure comparée à celle de la viscosité d'un magma (Spence et Turcotte, 1985). En conséquence, seul le critère de Coulomb sera pris en compte dans la suite

NOTATIONS ET UNITES	
(Système international)	
Dykes	
ρ_m (kg.m^{-3}) :	masse volumique du magma
η (Pa.s) :	viscosité du magma
T_i ($^{\circ}\text{C}$) :	température du magma à la fin de sa mise en place
Δp (Pa) :	pression d'intrusion du magma
w (m) :	demi-épaisseur d'un dyke
L (m) :	demi-longueur d'un dyke
t_m (s) :	temps de mise en place d'un dyke
t_i (s) :	temps moyen séparant la mise en place de deux dykes
t_f (s) :	temps de mise en place d'un système filonien
L_z (m) :	largeur de la zone contenant les dykes
Encaissant	
σ_1 (σ'_1) (Pa) :	contrainte principale maximale (effective)
σ_3 (σ'_3) (Pa) :	contrainte principale minimale (effective)
ρ_r (kg.m^{-3}) :	masse volumique
T_e ($^{\circ}\text{C}$) :	température
κ ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) :	conductivité thermique
E (Pa) :	module d'Young
ν :	coefficient de Poisson
σ_t (Pa) :	résistance à la tension
v (m.s^{-1}) :	vitesse d'extension de la croûte

Figure 84 : Principales notations utilisées dans l'étude des conditions de mise en place du système filonien. Les unités sont celles du système international.

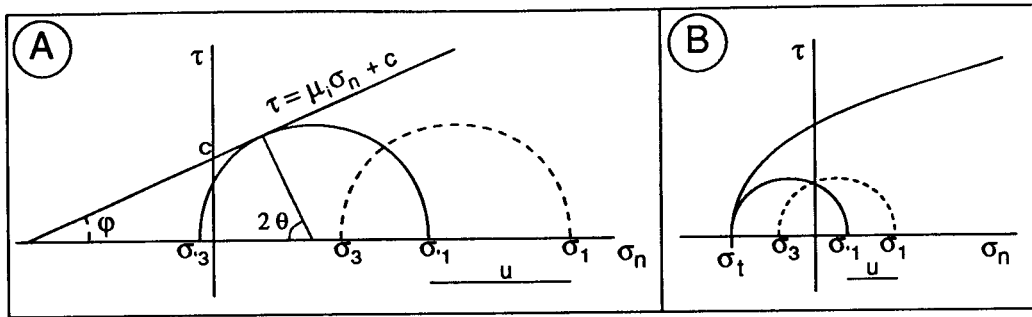


Figure 85 : Représentation de la condition de rupture dans le plan de Mohr.

A : Les contraintes principales maximale (σ_1) et minimale (σ_3) définissent un demi-cercle (en pointillé). Le critère de Coulomb s'exprime par une droite dont la pente et l'ordonnée à l'origine sont respectivement le coefficient de frottement interne (μ_i) et la cohésion du matériau (c). La rupture (en mode II ou III) est atteinte quand le demi-cercle devient tangent à la droite. Le critère est plus facilement réalisé en présence de fluides sous pression (u) qui entraînent un décalage du demi-cercle (en trait plein) vers la gauche du diagramme.

B : Dans le domaine de la traction, le critère de Coulomb est approché par une parabole. La rupture en mode I est atteinte si le cercle de Mohr tangente cette parabole sur l'axe des abscisses. Le déviateur est nécessairement faible.

3) Les dykes : des fractures ouvertes en mode I dans un milieu élastique

L'analyse géométrique des structures recoupées par les dykes montre que la plupart d'entre eux emplissent une fissure ouverte en extension pure, sans composante de glissement. C'est en particulier le cas des filons du Massif de Rocroi (Meilliez, 1981). Ces dykes représentent donc des fractures ouvertes en mode I.

Le niveau d'érosion actuel correspond à une profondeur de mise en place de l'ordre de 7-8 km, estimée à partir de l'épaisseur probable de la couverture sus-jacente (Meilliez, 1989a). Cette valeur est en accord avec l'estimation barométrique ($P < 300$ MPa) de l'épisode de métamorphisme statique ayant affecté les diabases (voir p. 181). Cette profondeur situe les filons largement au dessus de la transition fragile-ductile (environ 12 à 15 km). Les filons se sont donc mis en place dans un encaissant à comportement fragile.

Or, les études seismologiques et les tests mécaniques (voir par exemple Birch, 1966) ont montré que, dans ces conditions, les roches ont un comportement élastique quand elles sont soumises à de faibles déformations pendant une courte durée. Lors de la mise en place d'un dyke, la déformation subie par l'encaissant, mesurée par le rapport épaisseur / persistance latérale du filon, est de l'ordre de 1/1000. La durée de mise en place est de quelques heures à quelques jours (Delaney et Pollard, 1982). Par conséquent, la réponse de l'encaissant à l'intrusion peut être, en première approximation, considérée comme élastique.

4) Géométrie des dykes

a) Forme générale

On a vu que les dykes sont des objets de forme aplatie. Dans le cas de dykes anciens, la forme précise est difficile à déterminer car on ne dispose en général que d'observations dans une section horizontale (le niveau d'érosion). Faute d'informations suffisantes, on est alors contraint de modéliser les dykes par des géométries idéales, dont les trois plus simples (figure 86) sont :

- Les dykes en forme de "penny", c'est-à-dire à géométrie d'ellipsoïde de révolution très aplati. Cette forme est toutefois plus appropriée pour décrire les sills plutôt que les dykes (Gudmundsson, 1990).

- Les dykes en forme de lame à section elliptique, allongée horizontalement (Rubin et Pollard, 1987). Le principal défaut de ce modèle réside dans le fait que la hauteur du dyke est faible par rapport à sa longueur, si bien que la propagation est supposée essentiellement latérale.

- Les dykes "through the thickness" ("à travers l'épaisseur") pour lesquels la plus grande dimension est mesurée verticalement. Dans un plan horizontal, la section est elliptique ; les mesures du grand axe et du petit axe varient en fonction de la profondeur. Ce modèle est le plus approprié pour traiter le cas de filons d'alimentation de chambres magmatiques. Il peut également s'appliquer aux dykes mis en place à profondeur modérée (Gudmundsson, 1990). C'est ce modèle géométrique qui sera retenu dans la suite.

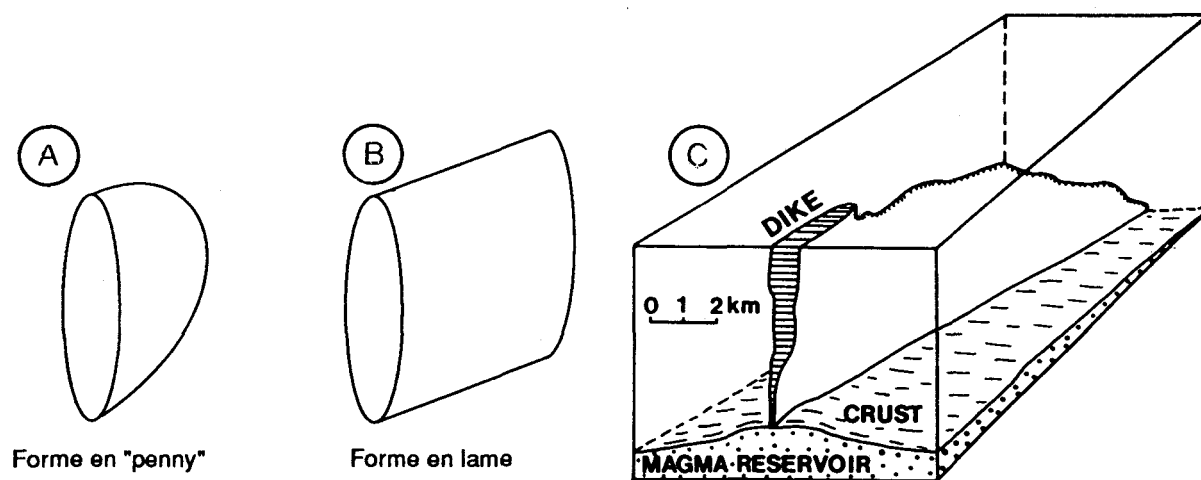


Figure 86 : Géométries idéales des dykes

Faute d'informations suffisantes, le géologue est contraint à décrire les filons magmatiques par des géométries idéales. La forme en "penny" (A) s'applique préférentiellement aux sills, tandis que les dykes ont plutôt une forme en lame (B) (Pollard, 1987). Le modèle de type "through the thickness" (in Gudmundsson, 1990) (C), plus complexe, tient compte du fait que la propagation d'un dyke est pour l'essentiel verticale.

L'encaissant peut être considéré comme étant un corps infini si ses dimensions sont largement supérieures à celles des dykes. Cette condition est remplie quand la structure de l'encaissant est homogène (lithologie constante), et quand les dykes se sont mis en place en

profondeur. Dans le cas des filons du Massif de Rocroi, on peut raisonnablement supposer que l'encaissant a valeur de corps infini car :

- sa lithologie est statistiquement homogène (fines alternances de grès et pélites) ;
- les filons observés se sont mis en place à une profondeur de l'ordre de 7 km, alors que la persistance latérale des filons excède rarement 3 km au niveau d'érosion actuel.

b) Irrégularités de taille mineure

Dans le détail, un filon présente des irrégularités de tailles mineures par rapport à ses dimensions. Il s'agit d'étranglements ou de renflements, de marches ou encore de segments échelonnés (figure 87). La direction principale de propagation du dyke est parallèle à l'axe de ces structures. Les marches indiquent la coalescence de segments plans en échelons, alors que les associations de renflements et d'étranglements caractérisent la coalescence de segments en formes de digitations (Pollard *et al.*, 1975).

Les filonnets des Marquisades qui traversent obliquement les alternances grès-schistes ont un parcours en escalier dû à la réfraction du plan de fracture lors de la propagation de celle-ci. Le raccord de ces irrégularités de part et d'autre des filonnets a permis de mettre en évidence le mode I de propagation de la fracture (Meilliez, 1981).

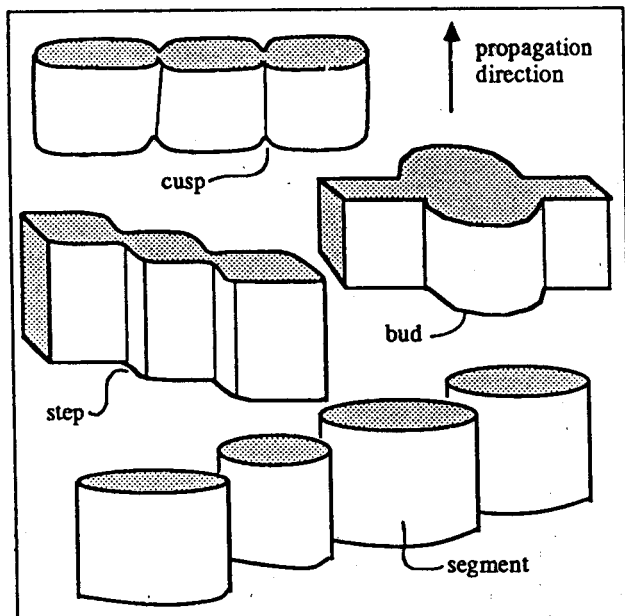


Figure 87 : Irrégularités des épontes de dykes communément observées.

Il peut s'agir d'étranglements (cusps), de renflements (buds), de marches (steps), ou de segments échelonnés. Ces figures sont de taille mineure par rapport à la forme générale des dykes. Généralement, la direction de propagation des dykes est parallèle à l'axe de ces structures.

c) Orientation des dykes

L'orientation des dykes qui composent un essaim filonien dépend étroitement de l'état de contraintes auquel la croûte est soumise quand les intrusions se produisent (Shaw, 1980). Si la propagation et l'ouverture d'un dyke s'effectuent en mode I, alors le dyke s'est mis en place perpendiculairement à la contrainte principale minimale (σ_3) (Suppe, 1985). En régime

distensif, celle-ci est quasi horizontale, si bien que la propagation est quasi-verticale. Toutefois, on pourrait imaginer que si le déviateur mesuré dans un plan horizontal ($\sigma_2 - \sigma_3$ en régime distensif) était très faible, alors la direction des dykes devrait être aléatoire. Emerman et Marett (1990) ont montré que cette condition n'est jamais remplie pour les magmas basiques et la plupart des magmas acides.

Si l'orientation de la contrainte principale minimale varie dans une région donnée, alors l'intrusion subit une réorientation au cours de sa propagation, tout en conservant la géométrie de type dyke, qui est la plus stable (Emerman et Marett, 1990). La réorientation confère au dyke une forme soit courbe, soit en segments échelonnés (Pollard, 1987). Les courbures fossilisent la trajectoire du plan $\sigma_2 - \sigma_3$ dans l'épaisseur de la croûte traversée, au moment de la fracturation.

Actuellement, les dykes du Massif de Rocroi sont plans, parallèles entre eux, et de direction générale WSW-ENE. Cette observation implique deux conditions majeures pour toute reconstitution historique régionale.

1 - *Le champ de contraintes régnant lors de la mise en place était homogène à l'échelle de l'essaim filonien, σ_3 étant vraisemblablement subhorizontale et de direction approximative NNW-SSE.*

2 - *Le champ de déplacement lors du raccourcissement varisque était lui aussi homogène.*

Le caractère peu vraisemblable d'une réorientation plane des filons lors du raccourcissement justifie la seconde condition. Des courbures à grand rayon sont visibles sur certains filons et sont imputables à une déformation locale inhomogène post-schistogène (voir P. 81-82 et 131-132). Le pendage de 35 à 50° des filons peut être imputé au raccourcissement varisque, selon des modalités qui restent à préciser dans le détail. A l'échelle régionale, Hugon (1983) a proposé un cisaillement simple dans le plan de mouvement de direction NNW-SSE (subparallèle à la direction des filons) qui pourrait au moins partiellement rendre compte de l'inclinaison moyenne des filons et des plis.

B) Modèle dynamique de la mise en place de dykes

1) Conditions pour que se produise une intrusion à partir d'un réservoir magmatique

Soit une portion de croûte continentale subissant un régime en tension, caractérisé par un système de contraintes tel que $\sigma_h = \sigma_3$ et $\sigma_v = \sigma_1$. L'amincissement crustal qui en résulte favorise la fusion partielle du manteau supérieur et le développement graduel de chambres magmatiques en base de croûte (couche ductile) à partir desquelles peuvent se produire des intrusions (dykes) dans la croûte fragile sus-jacente.

Soit l'une de ces chambres magmatiques à l'intérieur de laquelle le magma est soumis à une pression p_e .

Dans la chambre, les contraintes effectives sont donc :

$$\begin{aligned}\sigma'_v &= \sigma_v - p_e \\ \sigma'_h &= \sigma_h - p_e\end{aligned}\quad (7)$$

Pour qu'à partir de la chambre puissent se produire des fractures en extension pure donnant naissance à des dykes, il faut que l'égalité suivante soit réalisée (Jaeger et Cook, 1979) :

$$\sigma'_h = \sigma_h - p_e = -\sigma_t \quad (8)$$

où σ_t est la résistance à la tension de la croûte.

Pour des chambres magmatiques peu profondes, l'intrusion se produit en général quand la surpression p_e du magma de la chambre a suffisamment augmenté pour que l'égalité (8) soit réalisée. Dans le cas de chambres magmatiques relativement profondes (en partie inférieure de croûte), c'est plutôt la réduction de σ_h qui permet l'intrusion.

2) Fréquence d'intrusion des dykes

On admettra que les dykes occupent des fractures en extension pure formées par fracturation hydraulique d'un encaissant élastique soumis à un régime en tension. La loi de Hooke permet de relier la contrainte σ à la déformation ϵ :

$$\sigma = E \epsilon \quad (9)$$

où E est le module d'Young de la croûte traversée par les dykes (en Pa) ;

Soit une zone de largeur L_z (en m) s'élargissant à la vitesse v (en m.s⁻¹). Le taux de croissance de la contrainte d'extension σ° (en Pa.s⁻¹) est alors :

$$\sigma^\circ = E v / L_z \quad (10)$$

Le temps t_i (en s) nécessaire pour que la contrainte σ atteigne la résistance à la traction σ_t de l'encaissant est donné par :

$$t_i = (\sigma_t L_z) / (E v) \quad (11)$$

Si à chacune des fractures correspond effectivement un dyke, c'est-à-dire si les intrusions accommodent l'intégralité de l'extension, alors t_i représente la durée moyenne s'écoulant entre deux intrusions. Le temps t_f nécessaire pour que se mette en place n filons est alors :

$$t_f = n (\sigma_t L_z) / (E v) \quad (12)$$

Or, l'épaisseur totale des n filons de la zone considérée dépend de v et t_f :

$$\sum_n 2w = v t_f \quad (13)$$

A partir de (12) et (13) on peut obtenir l'expression de la résistance à la traction de l'encaissant σ_t :

$$\sigma_t = (E \sum_n 2w) / (n L_z) \quad (14)$$

La largeur L_z de l'aire des filons est environ de 8 km et contient au minimum $n = 42$ filons reconnus dans la transversale de la vallée de la Meuse, dont l'épaisseur cumulée $\Sigma_n 2w$ est de 180 m.

Le module d'Young E de l'encaissant grésopélique est estimé à 80 GPa, à partir de mesures réalisées sur des lithologies comparables (Birch, 1966).

On obtient ainsi $\sigma_1 = 40$ MPa. Ce résultat est de l'ordre des valeurs rassemblées par Birch (1966), de l'ordre de 25 MPa pour des lithologies comparables.

Avec (11) on obtient alors : $t_i = 5 / v$

Le temps t_f nécessaire pour que se mette en place l'ensemble du système filonien est donc environ :

$$t_f = 200 / v$$

Pour une vitesse d'extension de l'ordre de 1 mm/an (borne supérieure), la durée t_f est alors 200 000 ans. Pour 0,5 mm/an (borne inférieure), on trouve 400 000 ans.

Il faut toutefois tenir compte du raccourcissement varisque dans l'évaluation de la largeur de la bande des filons. Si l'on prend une valeur maximale du taux de raccourcissement, soit 50%, la largeur L_z est alors majorée à $1,5 L_z$, de même que les valeurs de t_i et t_f . Le temps de mise en place de l'essaim filonien reste cependant largement inférieur à 1 Ma.

En conclusion, la durée probable de mise en place du système filonien, largement inférieure à 1 Ma est faible par rapport à la durée de construction de la marge ardennaise, de l'ordre de 40 Ma (Meilliez, 1989a). *La formation du système filonien peut donc être considérée comme un événement de courte durée, témoignant vraisemblablement d'une crise d'extension au Dévonien moyen à supérieur.*

3) Relation entre la géométrie des dykes et la pression d'intrusion

Dans une section horizontale, les dimensions d'un dyke de type "trough the thickness", c'est-à-dire son épaisseur et sa longueur, dépendent de la pression du magma et des caractères mécaniques de l'encaissant. Au moment où le magma arrête sa progression, sa pression notée Δp tend à devenir hydrostatique. La forme des épontes s'ajuste alors à ces nouvelles conditions. Si l'on néglige les effets de la contraction thermique, très faible à ce moment, on peut considérer que cette forme est préservée lors de la solidification. La relation suivante relie la forme finale du dyke à la pression d'intrusion et aux caractères mécaniques de l'encaissant (Sneddon, 1951 ; Gudmundsson, 1983, 1990) :

$$w / L = 2 (1 - \nu^2) \Delta p / E \quad (15)$$

avec : w est la demi-épaisseur maximale du dyke (en m) ;

L est la demi-longueur horizontale du dyke (en m) ;

Δp (en Pa) est la pression d'intrusion (c'est-à-dire la surpression du magma) ;

E est le module d'Young de l'encaissant (en Pa) ;

ν est le coefficient de Poisson de l'encaissant (sans unité).

En prenant l'expression de Δp à partir de (10) on obtient :

$$\Delta p = E w / [2 L (1 - \nu^2)] \quad (16)$$

On retiendra comme dimensions moyennes des filons : $2L = 2000$ m et $2w = 3$ m.

On connaît $E = 80$ GPa, $\nu = 0,12$ (Birch, 1966). On trouve alors $\Delta p = 60$ MPa. Ce résultat est compatible avec l'ordre de grandeur des pressions d'intrusion filonienne fournies par Pollard (1987).

C) Cinétique de la mise en place des dykes

Le modèle de Spence et Turcotte (1985) décrit l'évolution au cours du temps de la géométrie d'un filon magmatique créé par fracturation hydraulique, en tenant compte des caractères mécaniques de l'encaissant et de l'alimentation en magma. Ce modèle applique et adapte les modèles de fracturation hydraulique développés antérieurement par Geertsma et De Klerk (1969) et Geertsma et Haafkens (1979).

Le modèle, bidimensionnel, décrit la propagation d'une fracture (longueur et épaisseur) dans un plan (x,y) perpendiculaire à la direction d'alimentation en magma (figure 88). La fracture affecte un milieu élastique isotrope caractérisé par son module d'Young E (en Pa) et son coefficient de Poisson ν . On supposera que le taux d'alimentation en magma est constant, que la vitesse du magma est suffisamment petite et que la viscosité du magma est suffisamment grande pour que le flux soit laminaire. On supposera enfin que la résistance à la fracturation du milieu environnant l'extrémité de la fracture est faible comparativement à la résistance du magma au flux (viscosité élevée). Selon Spence et Turcotte (1985), cette condition est remplie pour un milieu environnant formé de grès et de pélites ; c'est le cas pour les filons du Massif de Rocroi.

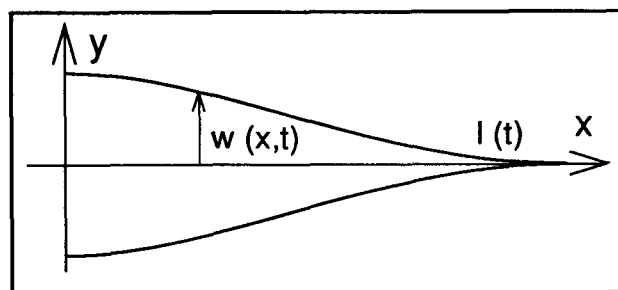


Figure 88 : Modèle bi-dimensionnel de la propagation d'une fracture créée par fracturation hydraulique (in Spence et Turcotte, 1985). Le fluide est injecté le long de la droite $x=y=0$. La demi-longueur (l) et la demi-épaisseur maximale ($w(0)$) de la fracture dépendent du temps écoulée depuis le début de la fracturation, des caractères mécaniques du milieu environnant, et de la viscosité du fluide.

Les trois relations suivantes relient les dimensions de la fracture, les caractères mécaniques du milieu environnant et les conditions dynamiques de l'intrusion au temps :

$$L = 0,7756 A^{1/2} [E / 2\eta (1 - \nu^2)]^{1/6} t^{2/3} \quad (17)$$

$$w = 0,6156 A^{1/2} [2\eta (1 - \nu^2) / E]^{1/6} t^{1/3} \quad (18)$$

$$p^{1/2} = 1,398 [E / 2(1 - \nu^2)]^{3/4} \eta^{1/4} A^{1/4} \quad (19)$$

avec : L (en m) : longueur de la fracture ;

w (en m) : épaisseur de la fracture mesurée en son centre ;

E (en Pa) : module d'Young du milieu environnant ;

ν : coefficient de Poisson du milieu ;

η (en Pa.s) : viscosité du magma ;

p (en Pa) : pression d'intrusion au centre de la fracture ;

A (en m².s⁻¹) : taux d'alimentation de la fracture en magma ;

t (en s) : durée écoulée depuis l'initiation de la fracture.

En divisant (17) par (18), on obtient l'expression du rapport L/w en fonction du temps et des caractères mécaniques du magma et de son environnement :

$$L / w = 0,63 [E / 2\eta (1 - \nu^2)]^{1/3} t^{1/3} \quad (20)$$

La valeur de ce rapport est indépendante de l'alimentation de la fracture en magma ; elle ne dépend que des caractères mécaniques de l'encaissant, de la viscosité du magma et du temps. En conséquence, si un même magma se met en place dans une série de dykes traversant un même milieu, alors, tous les dykes doivent statistiquement présenter la même valeur du rapport longueur / épaisseur.

Les caractères mécaniques retenus pour l'encaissant des filons du Massif de Rocroi sont les mêmes que précédemment : E = 80 GPa ; $\nu = 0,12$.

La viscosité d'un magma dépend de sa température, de sa composition chimique et du pourcentage et de la forme des cristaux en suspension. En connaissant la valeur de ces trois variables, il est possible de calculer directement la valeur de la viscosité selon le mode de calcul développé par Bottinga et Veill (1972) et par Shaw (1972). En se fondant sur les analyses de diabases les moins transformées (coeurs des filons les plus épais), on trouve, pour une teneur en cristaux déjà formés comprise entre 30 et 50%, des valeurs de viscosité comprises entre 2500 et 10000 Pa.s. Cependant, Murase et Mac Birney (1973) ont montré que les valeurs expérimentales diffèrent des valeurs calculées de plusieurs ordres de magnitude. Comme de faibles variations de chimisme n'entraînent que de très petites différences de viscosité, il est donc préférable de se référer à des mesures expérimentales réalisées sur des roches de chimisme voisin de celui des diabases du Massif de Rocroi. Pour des basaltes tholéïtiques intracontinentaux (Columbia River Basalts) à 1100 °C et contenant 20 à 30% de cristaux, la

viscosité est de l'ordre de 10^5 à 10^6 Pa.s (Murase et Mac Birney, 1973). On considérera que ces valeurs définissent l'intervalle probable des valeurs de viscosité des diabases.

Il est alors possible de tracer le graphe décrivant l'évolution du rapport longueur / épaisseur au cours du temps, pour différentes valeurs de viscosités (figure 89). La valeur de ce rapport est une fonction non linéaire du temps, dont la pente diminue quand la viscosité augmente. Le rapport longueur / épaisseur est d'autant plus élevé que la durée écoulée depuis le début d'une intrusion est faible.

La direction principale de propagation du magma étant quasi-verticale, le modèle peut être testé pour les dykes de diabase, dont on connaît la forme en section horizontale (déterminée en carte). Les données recueillies sur le terrain indiquent que la valeur du rapport longueur / épaisseur est de l'ordre de 750 à 1000 ; les filons les plus épais sont ceux qui ont la persistance latérale la plus grande. Cette observation est conforme aux implications théoriques de la relation (20). En retenant $L/w = 750$ à 1000 et en tenant compte de la fourchette de valeurs de viscosité estimée précédemment, le temps de mise en place des filons de diabase doit être compris entre 1 et 30 heures. Ces valeurs ne fournissent toutefois qu'un ordre de grandeur pour estimer la durée de mise en place des filons. En effet, le modèle de Spence et Turcotte (1985) est bi-dimensionnel alors que la mise en place d'un filon est par définition en 3D. De plus, la propagation d'un dyke est essentiellement verticale et non latérale. Enfin, la gravité, qui entraîne un gradient de pression interne du magma, exerce une influence sur les conditions dynamiques, et donc sur la cinématique de l'intrusion.

De l'application du modèle de Spence et Turcotte, *je retiens que la mise en place d'un dyke de diabase est un événement catastrophique, dont la durée est de l'ordre de la journée.*

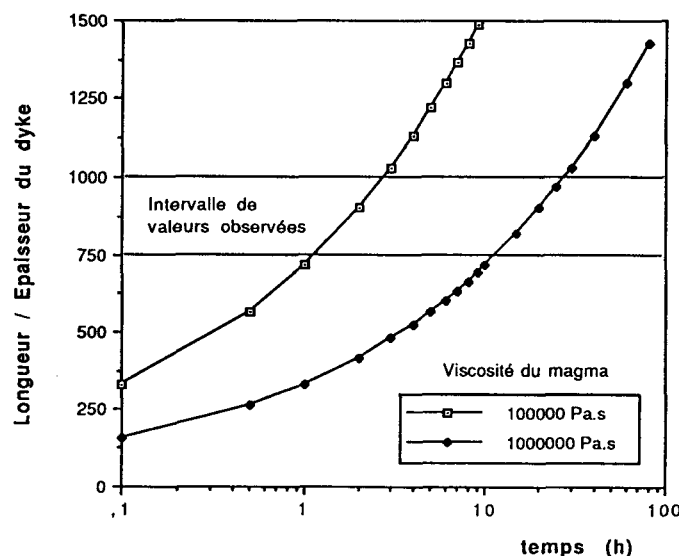


Figure 89 : Evolution de la valeur du rapport longueur / épaisseur d'un dyke en fonction du temps et de la viscosité du magma.

A partir des courbes relatives aux valeurs minimale et maximale de la viscosité des diabases d'une part, de l'intervalle des valeurs du rapport longueur / épaisseur des dykes observés à l'affleurement d'autre part, on obtient une estimation des bornes minimale (1 heure) et maximale (30 heures) de la durée de mise en place d'un dyke.

D) Cinétique du refroidissement d'un dyke

La formation d'un dyke est un événement quasi instantané à l'échelle des temps géologiques, si bien qu'à l'issue de l'intrusion, le magma (corps chaud) est en déséquilibre thermique avec son encaissant (corps froid). Le retour à l'équilibre s'effectue par échange de chaleur entre le filon et son encaissant.

1) Modèle de calcul retenu

Comme les filons du Massif de Rocroi ne représentent qu'une très faible fraction du volume rocheux total (de l'ordre de 1 à 2%), l'équilibre thermique d'un système encaissant-filon est atteint quand la température du filon est devenue égale à celle de l'encaissant.

On supposera que le transfert de chaleur ne s'effectue que par conduction. Les effets éventuels de transferts de chaleur par circulation de fluides, susceptibles de s'ajouter à la conduction, ne seront pas pris en compte. La durée de l'équilibrage thermique d'un filon avec son encaissant sera donc un ordre de grandeur *maximal*.

Soit un filon de diabase d'épaisseur $2w$ (en m), séparé de son encaissant par des contacts plans et parallèles. Le magma s'est mis en place à la température T_i (en °C) dans un encaissant à la température T_e . La température T à un instant t (en s) et à une distance x (en m) du plan médian du filon est donnée par la relation suivante (Jaeger, 1968) :

$$T = T_e + \frac{1}{2} (T_i - T_e) \left[\operatorname{erf}\left(\frac{w-x}{2(\kappa t)^{1/2}}\right) + \operatorname{erf}\left(\frac{w+x}{2(\kappa t)^{1/2}}\right) \right] \quad (21)$$

où erf est la fonction erreur définie par : $\operatorname{erf}(u) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u e^{-z^2} dz$

et κ la diffusivité thermique (en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), supposée identique dans le filon et son encaissant.

On retiendra $\kappa = 8 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, valeur généralement proposée pour les gabbros (Jaeger, 1968) et pour les basaltes (Gudmundsson, 1990).

La température T_i de mise en place de la diabase peut être estimée à 900°C , la température de l'encaissant étant vraisemblablement voisine de 450°C (Potdevin et Goffette, 1991).

Plus l'épaisseur du filon est grande, plus la durée nécessaire à l'équilibrage thermique est grande. Pour obtenir une estimation des durées maximales de refroidissement des filons de diabase, la loi de refroidissement (16) doit être appliquée aux filons les plus épais connus à l'affleurement. On retiendra $2w = 7 \text{ m}$ (filon de diabase de la Grande commune).

2) Evolution de la température du système encaissant-filon au cours du temps

A partir de l'équation (21), il est possible d'établir une série de courbes décrivant l'évolution de la température dans le filon et son encaissant proche, chacune d'elles correspondant à une durée écoulée depuis la mise en place du filon (A, figure 90). L'essentiel du refroidissement se produit en quelques années ; au bout de 10 ans, le profil de température est devenu plat : le filon est pratiquement à la même température que son encaissant proche.

A 10 m du coeur du filon, la température maximale atteinte au bout de 2 ans, est de l'ordre de 520°C, soit 70°C de plus qu'avant l'intrusion. Après 50 ans, la température est déjà redescendue à 470°C. L'effet thermique du filon sur son encaissant proche a donc une durée de l'ordre de quelques décennies. Cette durée est beaucoup trop faible pour que puissent se développer des assemblages minéralogiques enregistrant l'effet thermique (voir par exemple Fisher, 1978).

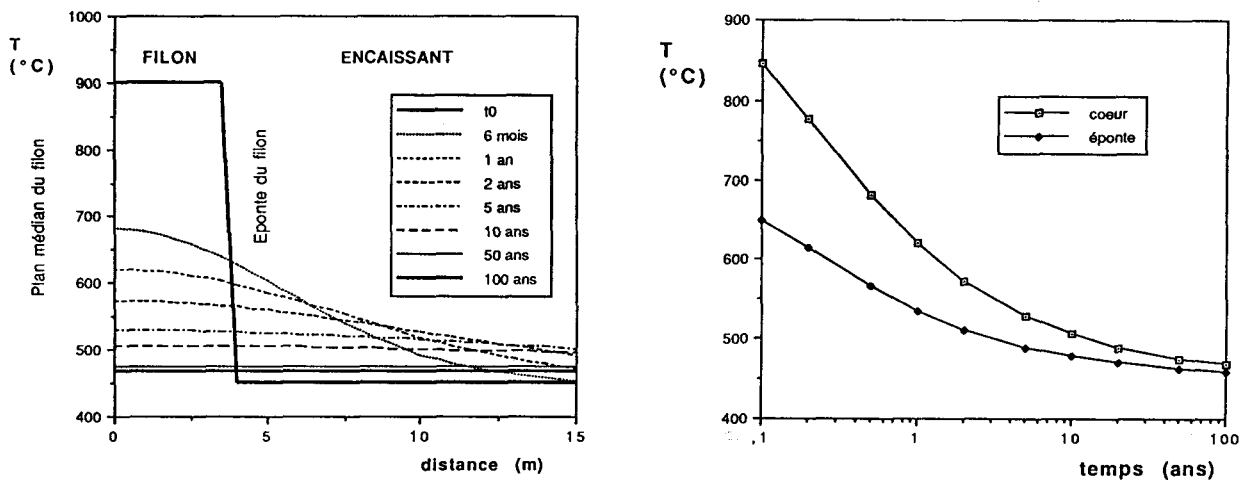


Figure 90 : Le refroidissement d'un filon après sa mise en place.

A : Profils de température dans le filon et son encaissant proche en fonction du temps. Au bout de 50 ans, le profil est plat, l'équilibre thermique est atteint.

B : Evolution de la température au coeur du filon et à l'éponge au cours du temps.

Epaisseur du filon : 7m ; température initiale du magma : 900°C, température de l'encaissant : 450°C.

3) Evolution de la température au coeur du filon et à l'éponge

A partir de la relation (21) on obtient pour $x=0$ (coeur du filon) :

$$T = T_e + (T_i - T_e) \operatorname{erf}\left(\frac{w}{2}(\kappa t)^{1/2}\right) \quad (22)$$

Pour $x=w$ (éponge du filon) :

$$T = T_e + 1/2 (T_i - T_e) \operatorname{erf}\left(\frac{w}{2}(\kappa t)^{1/2}\right) \quad (23)$$

Immédiatement après la mise en place du magma ($t=0$), $w/2(\kappa t)^{1/2} = \infty$ d'où :

$T = 1/2 (T_i + T_e) = 475^\circ\text{C}$. C'est la température maximale atteinte à l'éponge.

Tant au coeur qu'à l'éponte l'essentiel de la diminution de température a lieu au cours des premières années qui suivent l'intrusion (B, figure 90).

On postulera que le filon peut être considéré comme thermiquement équilibré avec son encaissant quand la différence de température entre le coeur et l'encaissant n'est plus que le vingtième de sa valeur initiale: $T_{\text{coeur}} = T_e + 0,05(T_i - T_e) = 473 \text{ }^\circ\text{C}$

A partir de l'équation (21), on obtient : $t = 60 \text{ ans}$

Ce calcul ne tient toutefois pas compte de la chaleur latente dégagée lors de la cristallisation du magma. Le temps t_s (en années) nécessaire pour la dissiper est donnée par la relation suivante (Carslaw et Jaeger, 1959) :

$$t_s = w^2 / 4\kappa\lambda^2 \quad (24)$$

λ étant la racine de l'équation :

$$\lambda (1 + \text{erf}(\lambda) e^{\lambda^2}) = c T_m / (L_a \pi^{1/2}) \quad (25)$$

c étant la capacité calorifique spécifique de l'encaissant (J kg^{-1}), T_m la température de cristallisation du magma (en $^\circ\text{C}$), et L_a sa chaleur latente (J kg^{-1}).

D'après Jaeger (1968), une valeur de 0,35 peut être raisonnablement attribuée à λ .

On obtient alors : $t_s = 0,0825 w^2$ Pour $w = 3,5 \text{ m}$: $t_s = 1 \text{ an}$.

Cette valeur de 1 an, largement inférieure à la durée estimée pour l'équilibrage thermique filon-encaissant (60 ans), montre que l'influence de la chaleur latente peut être considérée comme négligeable.

4) Conclusion

L'estimation de la durée d'équilibrage thermique par conduction, entre les filons de diabase les plus épais et leur encaissant, donne une valeur de l'ordre de 50 ans : *l'équilibrage peut être considéré comme instantané à l'échelle des temps géologiques*. L'évacuation de la chaleur latente peut être négligée. L'influence thermique du filon vis-à-vis de son encaissant opère sur une faible distance et sur une durée trop courte pour que puissent se développer dans l'encaissant des paragenèses du type métamorphisme de contact.

E) Les racines du système filonien

On a vu que la formation de chambres magmatiques au sein de la croûte supérieure est très peu probable en raison de son caractère fragile et de sa température trop basse. Les réservoirs magmatiques dont sont issus les filons sont donc à rechercher sous la transition fragile-ductile (12 à 15 km de profondeur).

La révision des données gravimétriques et magnétiques (Debeglia et Meilliez, 1991 ; *travaux en cours*) a permis de montrer que la croûte située sous le Massif de Rocroi est relativement peu dense et très peu magnétique (figure 91). Il n'est donc pas possible

d'envisager, à la verticale du Massif de Rocroi, la présence de formations magmatiques qui pourraient représenter les racines du système filonien.

Par contre, les mêmes données géophysiques indiquent une forte anomalie située à forte profondeur (environ 15 km) au Sud du Massif de Givonne, qui résulte très probablement de la présence de corps magmatiques. Compte-tenu de l'allochtonie du Massif de Rocroi, qui résulte du raccourcissement varisque (Khatir *et al.*, 1991), il est possible d'envisager, à titre d'hypothèse de travail, que ces corps magmatiques représentent les racines du système filonien, en situation parautochtone. Dans ce cas, le Massif de Rocroi aurait subi un déplacement relatif vers le Nord de l'ordre de 35 à 40 km au cours du raccourcissement varisque.

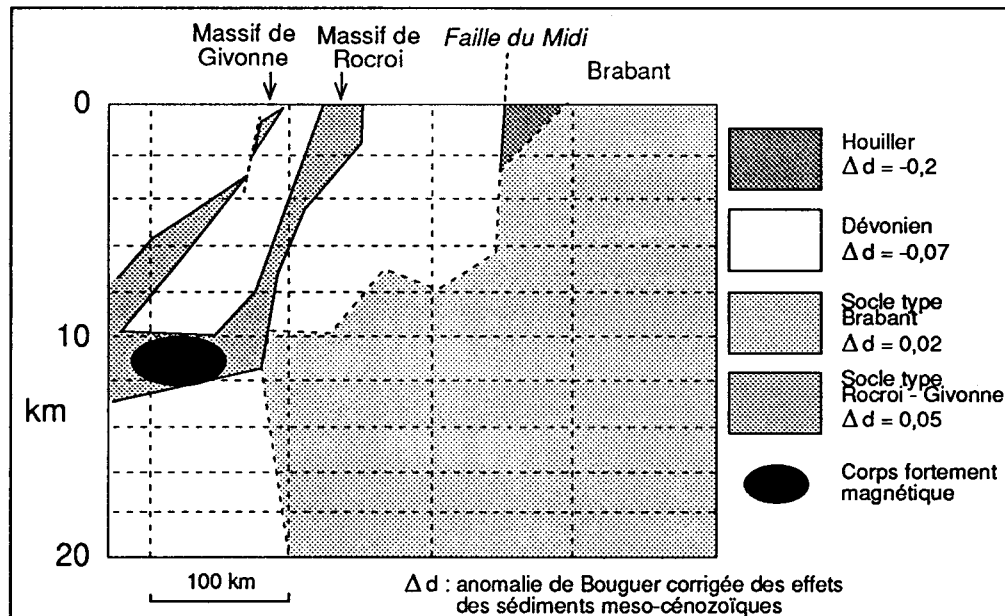


Figure 91: Coupe interprétative N-S de l'Ardenne méridionale (Debeglia et Meilliez, *inédit*). L'interprétation se fonde sur les données géophysiques (sismiques, gravimétriques et magnétiques) et sur les observations de terrain. Au Sud de l'actuel Massif de Givonne, un corps dense et fortement magnétique pourrait représenter les racines du système filonien du Massif de Rocroi, en situation parautochtone.

F) Conclusions

Les filons magmatiques du Massif de Rocroi représentent des fractures ouvertes en extension pure, créées par fracturation hydraulique. Les filons se sont mis en place en contexte distensif. Le système de contrainte était homogène dans la région étudiée, σ_3 étant subhorizontale et d'azimut NNW-SSE.

Le niveau d'érosion actuel aurait été situé à une profondeur de l'ordre de 7 km au moment de l'intrusion. L'application de modèles dynamiques et cinématiques permet de donner un ordre de grandeur des conditions de mise en place. La formation du système filonien s'est effectuée vraisemblablement en moins de 0,5 Ma, chaque filon se mettant en place en moins d'une journée. Après l'intrusion, l'équilibre thermique est atteint en moins de 50 ans.

Bien qu'approximatifs, ces résultats soulignent le fait que le phénomène filonien est par nature un événement de durée très courte si bien qu'il peut être considéré comme quasi-instantané à l'échelle des temps géologiques. La répartition, la géométrie des filons reflètent donc la dynamique de la croûte à un instant donné.

V) RAPPORTS STRUCTURAUX ENTRE LES FILONS MAGMATIQUES ET LEUR ENCAISSANT : ETUDE A L'ECHELLE DU MASSIF DE ROCROI

L'analyse des rapports structuraux entre les filons magmatiques et leur encaissant, réalisée à l'échelle du secteur Deville-Anchamps et dans une série de sites m'a conduit à proposer une chronologie relative des déformations calédoniennes et varisques. Par ailleurs, j'ai pu donner une estimation des conditions dynamiques et cinématiques de la mise en place des filons. Il reste à intégrer ces résultats dans le cadre plus large de l'évolution structurale du Massif de Rocroi au cours du Paléozoïque.

A) Cinématique des déformations post-schistosité

1) Variabilité de l'attitude de la schistosité

Dans le Massif de Rocroi, la schistosité présente un pendage modal de 40° vers le Sud (figure 92). Dans le détail, l'azimut varie dans un secteur angulaire compris entre $N140^\circ$ et $N240^\circ$. On retrouve la même dispersion des orientations tant dans le secteur Deville-Anchamps, où elle a pu être attribuée à des décrochements post-schisteux, qu'à l'extérieur du Massif de Rocroi, dans la base de la couverture dévonienne (Hugon, 1983 ; Delvaux de Fenffe et Laduron, 1984, Meilliez, 1984).

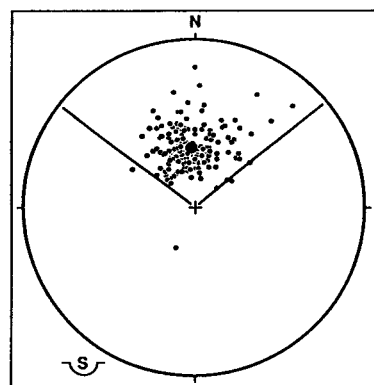


Figure 92 : Variations de l'attitude de la schistosité dans le Massif de Rocroi.

La schistosité présente un pendage modal de 40° vers le Sud pour un azimut variant entre $N140^\circ$ et $N220^\circ$. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, 193 mesures.

2) Trajectoires directionnelles de la schistosité

Les trajectoires directionnelles de la schistosité dessinent des virgations le long de couloirs orientés SW-NE ou NW-SE (figure 93). Les virgations le long des couloirs orientés N120°-140° suggèrent des décrochements dextres post-schisteux. Ils sont localisés dans les parties centrale et occidentale du Massif de Rocroi. Les couloirs orientés N30°-40° suggèrent un mouvement décrochant senestre ; ils sont observés dans la partie orientale du massif. On retrouve donc, à une échelle plus petite, les deux familles de décrochements qui ont été mises en évidence dans le secteur Deville-Anchamps (figure 71).

Les deux familles de couloirs décrochants post-schisteux pourraient représenter des bandes de déformation ductile-fragile (Gapais *et al.*, 1987). Leurs directions et leur sens de décrochement, N110°-120° dextre et N40° senestre, sont compatibles avec le raccourcissement varisque, dont l'azimut N165°-170° est estimée par l'analyse des plis et des chevauchements de la couverture dévono-carbonifère (Meilliez, 1989a ; Meilliez et Mansy, 1990). J'attribue donc le dispositif cinématique de structuration syn- à post-schisteuse au raccourcissement varisque. La répartition des bandes est vraisemblablement contrôlée par l'empilement d'écailles qui a précédé leur formation, dans le cadre de la déformation progressive varisque.

La zonéographie des lithofaciès transgressifs sur la discordance éodévoniennne a montré que l'extension dévoniennne s'est traduite par une structuration en blocs basculés, limités par des failles normales SW-NE et NW-SE (Meilliez, 1989a) (figure 8). Les orientations des deux familles de failles normales, SW-NE et NW-SE, sont presque parallèles à celles des deux familles de couloirs décrochants post-schisteux, respectivement N40° et N110-120°. De plus, deux des blocs majeurs de la marge ardennaise sont limités par une zones faillée normale orientée N60°, localisée dans la région de Willerzie (Meilliez, 1989a) (figure 8). Or, cette même région est affectée par une série de couloirs décrochements post-schisteux N40° (figure 93).

Il semble alors probable que la localisation et l'orientation des couloirs décrochants post-schisteux (figure 93) est contrôlée par les structures extensives dévoniennes. Les bandes de cisaillement post-schisteuses, qui paraissent disposées de façon légèrement oblique par rapport aux zones faillées normales SW-NE et NW-SE, pourraient résulter de l'inversion tectonique de ces dernières.

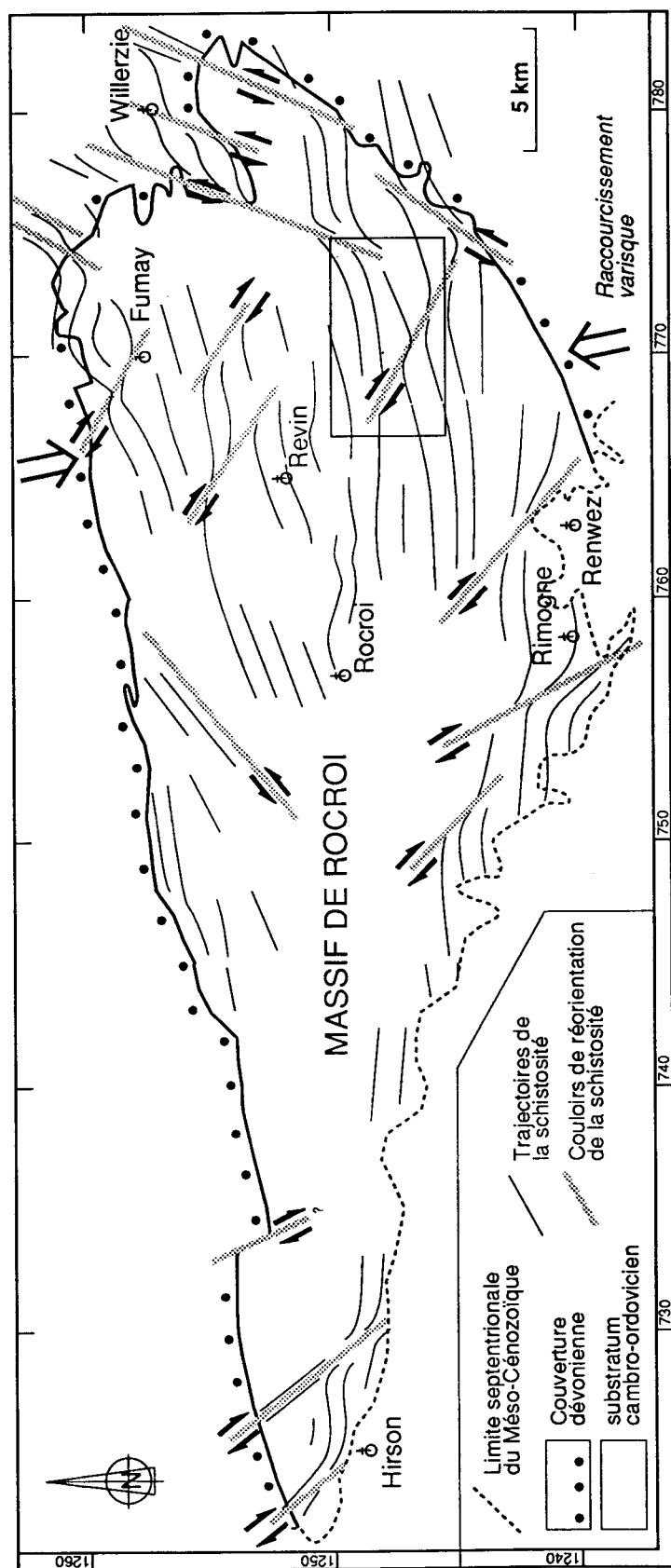


Figure 93 : Trajectoires directionnelles de la schistosité dans le Massif de Rocroi.

La schistosité est réorientée le long de couloirs de direction SW-NE ou NW-SE. Les trajectoires de schistosité suggèrent que les couloirs SW-NE, localisés dans la partie orientale du massif, soient des décrochements senestres post-schisteux. Les couloirs NW-SE, qui sont observés dans les parties occidentale et centrale, seraient des décrochements dextres. Cette structuration post-schisteuse représenterait l'un des stades de la progression du raccourcissement varisque.

Le rectangle situé au SE de Revin correspond au secteur Deville-Anchamps où une étude plus détaillée a été réalisée (figures 71 et 82).

B) Relations structurales entre le système filonien et la structuration varisque du substratum

1) Relations cartographiques entre les filons et les cisaillements du substratum

Il a été montré dans la première partie que l'aire des filons constitue, en première approximation, une bande orientée SW-NE localisée dans la partie méridionale du Massif de Rocroi (figure 94). Dans le détail, on peut constater que cette bande présente actuellement une forme en losange allongé dont les limites nord, sud et est coïncident avec les systèmes décrochants post-schisteux.

En particulier, la terminaison nord-est se compose de deux segments linéaires, dont le tracé est assez bien contraint grâce à de bonnes conditions locales d'affleurement. Le segment oriental, orienté N30°E, coïncide avec la trace de la zone faillée décrochante senestre qui affecte la bordure NE du massif. Ce tracé correspond approximativement à celui qu'avait adopté Beugnies (1963) pour la Faille de la Grande Commune.

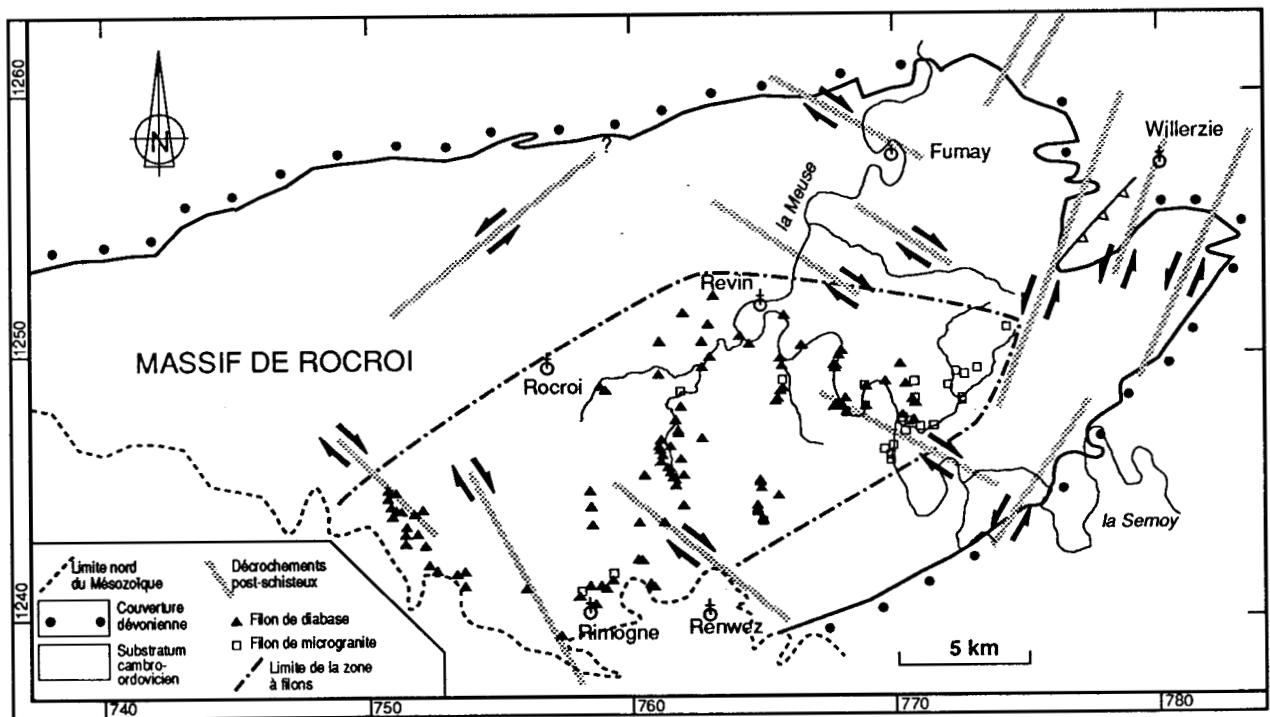


Figure 94 : Rapports cartographiques entre l'aire des filons magmatiques et les décrochements post-schisteux.

Les filons magmatiques se cantonnent dans une zone en forme de losange bordée au Nord, au Sud et à l'Est par des systèmes de décrochements post-schisteux.

L'analyse sédimentologique et structurale des sédiments dévoniens de la région de Willerzie a montré que la zone faillée du NE du Massif résulte de l'inversion tectonique d'une zone de failles normales limitant deux blocs basculés de la marge ardennaise (Meilliez, 1989a). Lors du raccourcissement varisque, la zone faillée a accommodé un déplacement en chevauchement auquel j'ajoute, comme on l'a vu, une composante décrochante senestre post-schisteuse (figure 94). Dans ces conditions, le segment oriental qui limite l'aire des filons, pourrait marquer la limite entre deux unités structurales majeures :

- à l'Ouest, une unité chevauchée qui contient l'aire aux filons ;
- à l'Est, une unité chevauchante dépourvue de filons.

Le segment E-W qui limite au Nord l'aire des filons (figure 94) coïncide avec la trace du système de décro-chevauchements dextres échelonnés situé au Nord de Revin. Les segments qui limitent l'aire des filons au NW et au SE, sont parallèles entre eux et de direction SW-NE. Ils ne se superposent à aucun grand accident chevauchant ou décrochant connu, pouvant être attribué au raccourcissement varisque. Ces deux segments pourraient représenter des limites de l'aire des filons invariantes lors du raccourcissement.

2) Modèle cinématique de l'extension varisque dans le Massif de Rocroi

De l'analyse structurale à diverses échelles qui a été exposée dans ce qui précède, les résultats suivants me semblent devoir être soulignés :

- 1 : Les filons remplissent des fractures en extension pure et marquent une extension régionale NNW-SSE. Cette direction est celle qui contrôle l'évolution de la marge ardennaise lors de l'extension varisque (Meilliez, 1989a).

- 2 : Les filons se cantonnent dans une aire dont les limites sont nettes (dans l'état actuel des affleurements). Cette aire pourrait représenter une zone au sein de laquelle la fracturation liée à l'extension dévonienne aurait été plus intense que dans les domaines qui la bordent.

- 3 : L'aire des filons présente une forme en losange. Les segments orientés SW-NE qui limitent l'aire des filons au NW et au SE pourraient être des limites réelles du domaine filonien car elles auraient été peu affectées lors de l'inversion tectonique. En revanche, le segment qui limite l'aire des filons en bordure NE du Massif de Rocroi a la valeur de zone faillée inversée qui a fonctionné en décrochement au cours du raccourcissement.

L'analyse de la structuration varisque à l'échelle de la marge ardennaise a montré que les structures majeures du raccourcissement résultent de l'inversion tectonique de zones faillées orientées N110°-120° et N50-60° qui limitent des blocs basculés de substratum, et qui ont contrôlé la sédimentation dévono-carbonifère (Meilliez, 1989a et b) (figure 8). Le modèle que je propose rend compte des faits qui viennent d'être rappelés, et précise ce modèle en Ardenne méridionale.

Les filons magmatiques se sont mis en place dans un contexte d'extension de direction N150°-160°. L'aire des intrusions pourrait représenter un domaine transitionnel de la marge ardennaise, limitant deux blocs majeurs de substratum (figure 95). L'extension dévonienne aurait conduit à une fracturation plus intense dans ce domaine transitionnel que dans les domaines environnants, favorisant et contrôlant ainsi la mise en place de l'essaim filonien. Ce domaine serait limité au Nord-Ouest et au Sud-Est par des failles normales orientées N60°-70° à l'instar des failles de Willerzie et de Bogny (Meilliez, 1989a), et au Nord par une faille orientée N110°-120° ayant fonctionné en transtension senestre. En l'absence de critères précis, il ne m'est pas possible de discuter les relations d'obliquité entre ces failles hypothétiques.

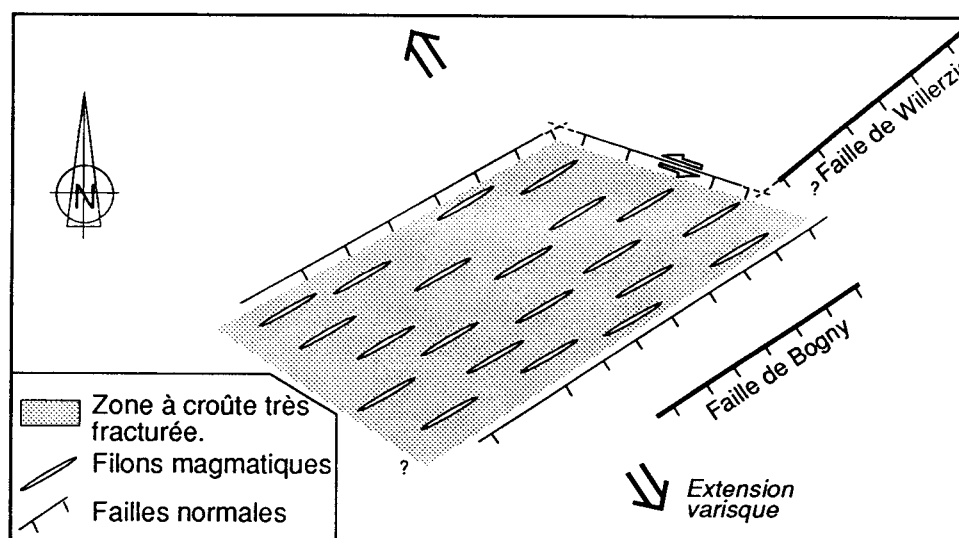


Figure 95 : Modèle cinématique de l'extension varisque dans le Massif de Rocroi.

Dans un contexte général d'extension de direction N150°-160°, dont témoignent les filons, l'aire des intrusions représenterait un domaine transitionnel fortement fracturé, limitant deux blocs majeurs de substratum. Les limites NW et SE de l'aire des filons, orientées N60°-70°, seraient des failles normales, comme les failles de Willerzie et de Bogny (Meilliez, 1989a). La limite nord pourrait être une faille orientée N110°-120° ayant fonctionné en transtension senestre. L'ensemble du dispositif a été inversé lors du raccourcissement ultérieur.

Au cours du raccourcissement varique, dont la direction est environ N165-170°, ce dispositif aurait été inversé (figure 96). Les zones faillées N110°-120°, qui avaient fonctionné en transtension senestre, auraient alors été inversées en transpression dextre. La déformation progressant, seraient apparus les décrochements dextres N120°-140° post-schisteux. *De façon symétrique*, les failles normales N60°-70° auraient été inversées en chevauchements, associés à des décrochements senestres post-schisteux N40°-50° (bordure NE du Massif de Rocroi).

Ce modèle cinématique d'inversion est possible grâce à la faible obliquité entre la direction du raccourcissement varisque (environ N165-170°) et celle de l'extension antérieure (N150°-160°). En effet, le raccourcissement a pu s'effectuer avec une consommation d'énergie minimale en inversant les fractures antérieures et en déterminant des décrochements ductiles post-schisteux symétriques par rapport aux fractures antérieures (figure 96).

Il reste désormais à déterminer la nature des structures profondes qui ont guidé la formation des fractures du substratum lors de l'extension varisque.

Il pourrait s'agir de structures calédoniennes. Un indice est fourni par la mise en évidence, dans la région de Laifour, d'un couloir décrochant senestre calédonien, dont l'orientation SW-NE coïncide avec celle des fractures qui ont fonctionné en transtension senestre lors de l'extension varisque.

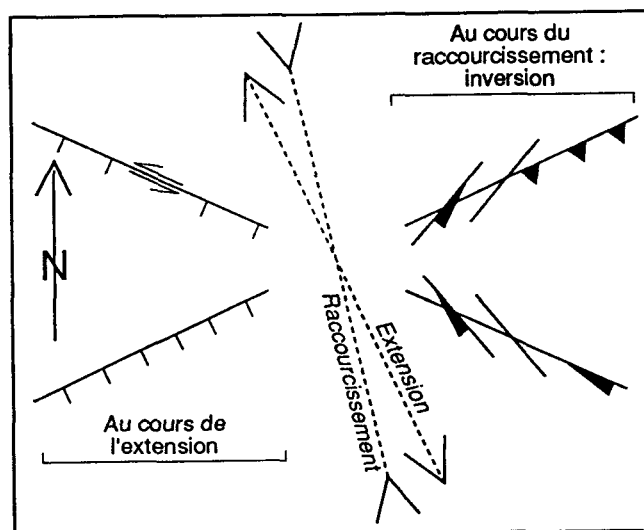


Figure 96 : Cinématique de l'inversion tectonique dans le Massif de Rocroi.

Les deux familles de fractures qui ont fonctionné lors de l'extension varisque ont été inversées pendant le raccourcissement. Noter la faible obliquité entre la direction de l'extension et celle du raccourcissement.

VI) CONCLUSIONS

L'analyse des rapports structuraux entre les filons magmatiques et leur encaissant cambro-ordovicien a été conduite à trois échelles différentes : à l'échelle d'une série d'affleurements, dans une portion de l'essaim filonien et enfin à l'échelle du Massif de Rocroi. L'ensemble des résultats acquis me permettent de proposer une chronologie relative des épisodes successifs de déformation et d'en caractériser certains des effets structuraux.

1 - Le raccourcissement calédonien.

Le raccourcissement calédonien précède la mise en place des filons. Il se marque par la formation de plis d'amplitude kilométrique déversés vers le Nord, associés à des plis de taille métrique à décamétrique, dont les charnières plongent statistiquement vers le SE. Il n'existe pas de trace de schistosité visible à l'affleurement, pouvant être attribuée à ce plissement. Dans la région de Laifour, les charnières de plis métriques auraient été réorientées dans un couloir décrochant senestre orienté SW-NE.

2 - L'extension varisque.

Les filons de diabase et de microgranite sont le produit d'un événement magmatique unique, vraisemblablement de faible durée (< 0,5 Ma) et d'âge dévonien moyen à supérieur.

Les filons sont restés des objets plans, parallèles entre eux, et de pendage SSE. Ils recoupent des plis métriques de l'encaissant. Les filons représentent des fractures ouvertes en extension pure, créées par fracturation hydraulique. Les intrusions se sont produites en contexte distensif ; le système de contrainte régional était homogène à l'échelle de l'essaim filonien, σ_3 étant subhorizontale et orientée NNW-SSE. Le niveau d'érosion actuel correspond à une profondeur de mise en place de l'ordre de 7 km. Les filons sont affectés par des déformations extensives dont certaines se sont produites entre différents stades de mise en place. En conséquence, j'attribue la mise en place des filons, et les déformations extensives qui les accompagnent, à l'extension varisque qui se traduit à l'échelle régionale par le développement de la marge ardennaise. En corollaire, cet événement, qui débute en Ardenne méridionale au passage Silurien-Dévonien, s'est poursuivi au moins jusqu'au Dévonien moyen à supérieur.

L'essaim filonien s'inscrit dans une zone en forme de losange, dont les côtés présentent les mêmes directions que les fractures qui ont contrôlé la sédimentation de la marge. L'aire des filons pourrait représenter un domaine transitionnel à croûte relativement amincie, limitant deux blocs majeurs de substratum. Ce domaine serait limité au NW et au SE par des failles normales orientées N60°-70° et au N par une faille orientée N110°-120° fonctionnant en transtension senestre.

3 - *Le raccourcissement varisque*

Durant le Carbonifère, la marge ardennaise est inversée.

Le raccourcissement, dont le plan de mouvement est orienté N165°-170°, se traduit par un aplatissement de l'ensemble filons-encaissant. Son expression la plus marquée est l'acquisition de la schistosité. Une analyse de la déformation finie des filons a montré que la schistosité résulte d'un aplatissement pur. Dans les filons de microgranite, l'aplatissement est modéré (R_s voisin de 3,8 dans le plan XZ). Dans les filons épais de diabase, l'aplatissement pur, de type "galette", est nul au coeur et augmente progressivement vers les épontes (R_s de l'ordre de 7 dans le plan XZ). En bordure, une composante rotationnelle de vergence nord s'ajoute à l'aplatissement.

Dans l'encaissant, le serrage des plis calédoniens conduit à un quasi parallélisme entre les surfaces axiales et la schistosité varisque. Comme les filons sont restés plans, le raccourcissement ne s'est pas exprimé par la formation de plis de taille hecto- à kilométrique.

Le raccourcissement s'exprime également par un écaillage de l'ensemble encaissant-filons. Cet écaillage est contrôlé par la structuration extensive dévonienne. Ainsi, les zones faillées N110°-120° auraient été inversées en transpression dextre. La déformation progressant, seraient apparus des décrochements dextres N120-140° post-schisteux. De façon symétrique, les zones faillées normales N 60°-70° auraient été inversées en chevauchements, associés à des décrochements senestres N40°-50° post-schisteux. A l'intérieur de l'aire des filons, la zone faillée des Communes résulterait d'une telle cinématique.

TROISIEME PARTIE :

**MINERALOGIE ET GEOCHIMIE
DES FILONS DE DIABASE**

Plan détaillé de la troisième partie :

MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES FILONS DE DIABASE

I) Objectifs

II) Analyse des assemblages minéralogiques du filon de diabase de la Grande Commune

- A) Description pétrologique et minéralogique
- B) Les conditions thermo-barométriques du métamorphisme
- C) Interprétations

II) Analyse statistique de la variabilité du chimisme des diabases

- A) Echantillonnage
- B) Analyse statistique
 - 1) Variabilité des éléments chimiques
 - 2) Analyse en composantes principales
 - a) Principe de l'analyse en composantes principales
 - b) Relations entre éléments chimiques
 - c) Relations entre échantillons

III) Les variations chimiques internes aux filons de diabase : une origine magmatique ?

- A) Phénomènes en magma dynamique
- B) Phénomènes en magma statique
- C) Conclusion

IV) Caractérisation des transformations secondaires : bilan et mécanisme des transferts de matière et des phénomènes rédox

- A) Méthodologie
- B) Les transferts de matière : mise en évidence et bilans
 - 1) Généralités sur la méthode de Gresens
 - 2) Le filon de diabase de la Grande-Commune
 - 3) Généralisation à l'ensemble des filons

C) Phénomènes redox : analyse en spectrométrie Mössbauer

- 1) Principe de la spectrométrie Mössbauer
- 2) Caractères Mössbauer des environnements du fer dans les filons de diabase
- 3) Variations de la distribution et de l'état d'oxydation du fer dans le filon de diabase de la Grande Commune

D) Nature des fluides impliqués dans les transferts de matière**E) Relations entre transferts de matière, métamorphisme et déformation****F) Mécanisme des phénomènes de transformations secondaires****G) Conclusions****V) Contexte géodynamique du métamorphisme ardennais****A) Bilan des données antérieures**

- 1) Zonéographie du métamorphisme
- 2) Conditions thermo-barométriques du métamorphisme
- 3) Relations entre métamorphisme et déformation
- 4) Insuffisances des interprétations antérieures

B) Contexte géodynamique du stade statique de l'évolution métamorphique

- 1) Le stade statique, un effet de l'enfouissement sédimentaire
- 2) Le stade statique, un effet de l'amincissement crustal
- 3) Discussion

C) Contexte géodynamique du stade synschisteux de l'évolution métamorphique**VI) Conclusions**

I) OBJECTIFS

Les diabases du Massif de Rocroi ont à l'évidence subi des transformations chimiques, minéralogiques et structurales postérieurement à leur consolidation. On a vu précédemment que les filons ont subi les effets du raccourcissement varisque, caractérisée par un aplatissement fortement marqué à proximité des épontes. Par ailleurs, la bande WSW-ENE dans laquelle se situent les filons est incluse dans la zone métamorphique épizonale varisque : dans les filons de diabase, le métamorphisme s'est traduit par la formation d'assemblages minéralogiques contenant en proportions variables l'albite, l'épidote, la chlorite, l'actinote, le sphène et la calcite.

La connaissance des processus physico-chimiques à l'origine de ces transformations est susceptible d'apporter des informations permettant de mieux contraindre les schémas d'évolution géodynamique de l'Ardenne méridionale. Pour atteindre cet objectif, il importe d'évaluer les effets minéralogiques, géochimiques et structuraux d'éventuels phénomènes contemporains ou pénécotemporains de la mise en place des filons.

Par convention, je qualifierai de "primaires" tous les phénomènes chimiques, minéralogiques et structuraux résultant de la genèse, de la mise en place et de la consolidation d'un magma. Par contre, les processus postérieurs à la consolidation du magma et conduisant à des modifications chimiques, minéralogiques ou structurales, seront dits "secondaires".

L'analyse, dont les résultats sont exposés dans ce qui suit, comprend deux volets :

- L'estimation de l'évolution thermobarométrique et des réactions minéralogiques associées au métamorphisme à partir de l'étude des assemblages minéralogiques d'un filon de diabase.
- La caractérisation du(des) mécanisme(s) responsable(s) des modifications de chimisme et d'état redox au cours des transformations.

Les conséquences géodynamiques des résultats acquis sont discutées à la fin de cette troisième partie.

Ce travail est le fruit d'une collaboration avec J.L. Potdevin. La plupart des résultats exposés ont fait l'objet de publications parues ou soumises (Goffette *et al.*, 1990 ; Goffette, Grenèche et Meilliez, 1991 ; Potdevin et Goffette, 1991 ; Goffette, Potdevin et Santallier, *note soumise* ; Potdevin et Goffette, *note soumise*).

II) ANALYSE DES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DU FILON DE DIABASE DE LA GRANDE COMMUNE

A) Description pétrologique et minéralogique

Le filon de la Grande Commune, épais d'environ 7 mètres dans une carrière située en bord de Meuse, est constitué au coeur d'une roche verte finement grenue et à l'aspect massif. Les bordures, formées par une roche de teinte gris clair, sont intensément schistosées comme l'encaissant grésopélique.

L'évolution de la composition minéralogique du coeur vers la bordure du filon a été étudiée à partir de six échantillons. Les minéraux suivants ont été reconnus : actinote, plagioclase, chlorite, ilménite, sphène, épidote, quartz, albite, calcite, rutile, pyrite. Au sein du filon, ces minéraux ne sont pas ubiquistes ; les divers assemblages qu'ils constituent reflètent des conditions d'équilibre thermodynamiques et chimiques ayant prévalu durant une durée suffisante pour que les cristaux se forment ou se déstabilisent. Je vais m'attacher à montrer que la succession de ces assemblages le long d'une traverse du demi-filon témoigne d'un gradient d'évolution d'une roche initialement homogène sous les effets conjugués de divers mécanismes (figure 97).

Au coeur du filon une texture ophitique est préservée. Elle est considérée comme primaire, et constitue la texture initiale de référence. Vers la bordure, cette texture devient de plus en plus oblitérée par la schistosité de plus en plus pénétrative. De même, la composition minéralogique change du coeur vers les bordures. En bordure, la roche montre des agrégats de quartz et de calcite ainsi que des néoblastes d'albite moulés par la schistosité dans une matrice principalement constituée de chlorite. Cet assemblage succède progressivement à l'assemblage à actinote, plagioclase, ilménite, sphène, épidote et chlorite observé au coeur.

L'actinote. - Présente uniquement au coeur (figure 97), elle est partiellement pseudomorphosée par de la chlorite et de la calcite et plus rarement par de l'épidote. Les analyses montrent une variation de composition entre un pôle peu alumineux et un pôle plus alumineux. L'appauvrissement en aluminium s'accompagne d'une diminution de la teneur en fer et en sodium (figure 98).

L'épidote. - Elle pousse à l'emporte-pièce sur la structure ophitique et remplace le coeur plus calcique des plagioclases. Sa composition, de type pistachite, est constante et présente une teneur élevée en fer (figure 98). Stable au coeur du filon, l'épidote voit sa proportion décroître rapidement pour disparaître complètement près de l'éponte (figure 97).

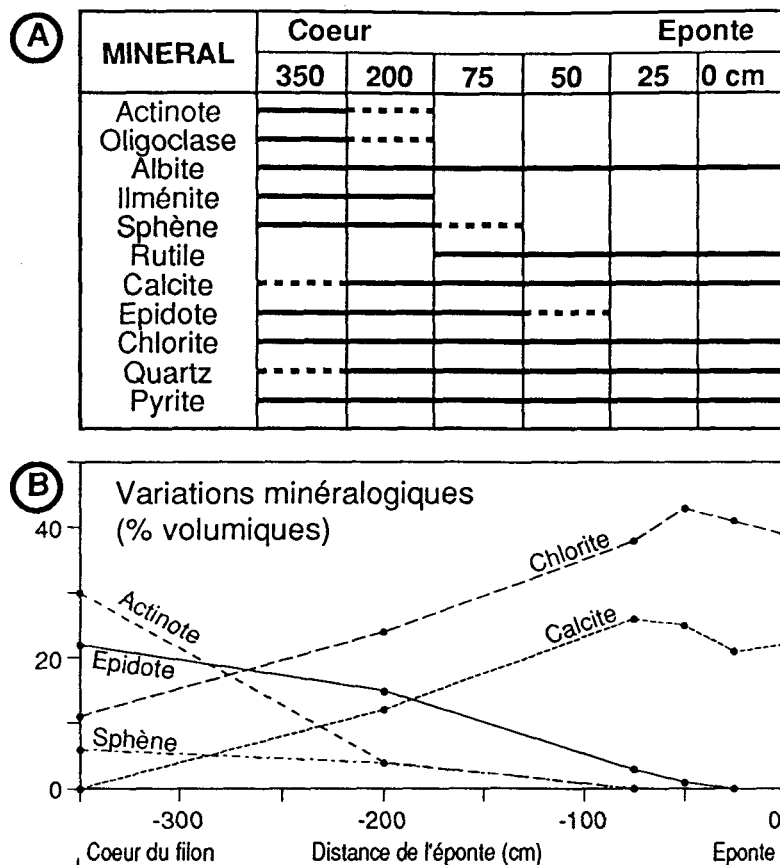


Figure 97 : Evolution des assemblages minéralogiques au travers du filon de diabase de la Grande Commune.

A : Nature des assemblages minéralogiques observés dans le filon. Six échantillons sont présentés avec leur distance par rapport au bord du filon. Trait plein : minéral présent en abondance. Trait pointillé : minéral rare. B : Evolution des proportions volumiques des principales espèces minérales. Mesures effectuées au compteur à points.

	Act	Act	Olg	Alb	Ilm	Sph	Cc	Ep	Chl1	Chl2
SiO ₂	50,56	54,03	64,25	67,88	0,05	30,51	0,06	37,24	26,00	23,90
Al ₂ O ₃	2,98	0,99	22,63	19,96	0,00	0,81	0,01	22,41	19,24	21,88
Fe ₂ O ₃	-	1,48	-	-	-	-	-	14,04	-	-
FeO	16,58	12,60	0,21	0,14	42,35	0,65	2,03	0,00	24,92	29,52
MnO	0,36	0,39	0,00	0,00	4,16	0,08	1,25	0,11	0,44	0,21
MgO	11,30	14,98	0,02	0,00	0,13	0,00	0,54	0,01	14,54	10,51
CaO	12,43	12,45	3,49	0,72	0,14	28,87	56,92	23,27	0,06	0,06
Na ₂ O	0,45	0,13	9,90	11,45	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03
TiO ₂	0,03	0,07	0,00	0,00	52,74	38,93	0,02	0,04	0,05	0,06
Cr ₂ O ₃	0,31	0,00	0,00	0,04	0,17	0,00	0,04	0,11	0,06	0,05
Total	95,0	95,6	100,5	100,2	99,8	99,9	60,9	83,2	85,3	86,2
Si	7,672	7,857	2,823	2,966	0,002	1,000	0,001	2,880	5,638	5,259
AlIV	0,328	0,143	1,171	1,027	0,000	0,031	0,000	0,000	2,362	2,741
AlVI	0,205	0,026	-	-	-	-	-	2,040	2,550	2,928
Fe ₃	-	0,139	-	-	-	-	-	0,816	-	-
Fe ₂	2,104	1,556	0,008	0,005	1,787	0,018	0,026	-	4,519	5,432
Mn	0,046	0,047	0,000	0,000	0,178	0,002	0,016	0,007	0,081	0,038
Mg	2,554	3,246	0,001	0,000	0,010	0,000	0,012	0,001	4,698	3,445
Ca	2,021	1,940	0,164	0,034	0,008	1,014	0,942	1,928	0,013	0,013
Na	0,132	0,036	0,844	0,970	0,002	0,002	0,001	0,001	0,007	0,012
Ti	0,004	0,008	0,000	0,000	2,001	0,959	0,000	0,002	0,008	0,010
Cr	0,037	0,000	0,000	0,001	0,007	0,000	0,000	0,007	0,010	0,008
Total	15,10	15,00	5,01	5,00	3,99	3,03	1,00	7,68	19,89	19,89

Figure 98 : Analyses à la microsonde des principaux minéraux rencontrés dans le filon de diabase de la Grande Commune.

Act : Actinote. Olg : Oligoclase. Alb : Albite. Ilm : Ilménite. Sph : Sphène. Cc : Calcite. Ep : Epidote. Chl1 : Chlorite du coeur. Chl2 : Chlorite de la bordure.

Le plagioclase et le quartz. - Au coeur, l'oligoclase (An₁₆) et l'albite (An₀₃) coexistent et montrent des variations de composition qui suggèrent l'existence d'une lacune de miscibilité entre l'albite et le plagioclase (Maruyama, Liou et Suzuki, 1983 ; Maruyama, Suzuki et Liou, 1983). En bordure, seule une albite à très faible teneur en anorthite (An₀₃) est présente (figure 98). Le quartz apparaît au coeur du filon en inclusion dans l'actinote. Plus vers l'éponte, il est associé à l'albite et à la chlorite dans les domaines schistosés. Il cristallise aussi en zone abritée autour de la pyrite.

L'ilménite, le sphène, le rutile et la pyrite. - L'ilménite est parfois préservée en inclusion dans l'actinote. Ailleurs, elle est entourée d'une couronne de sphène qui envahit totalement les cristaux les plus grands. Des pseudomorphoses identiques ont été décrites dans le Massif de Stavelot (Schreyer et Abraham, 1978). L'ilménite montre une analyse très proche de la composition théorique.

La présence d'aluminium dans le sphène (figure 98) traduit l'intervention de l'amphibole ou du plagioclase dans sa réaction de déstabilisation. Le sphène se déstabilise à son tour vers deux mètres de l'éponte en rutile, calcite et quartz.

Une première génération de pyrite apparaît à un mètre du bord sous forme de cristaux allongés entre les grains de calcite et disposés parallèlement au plan de schistosité. Elle résulterait de la déstabilisation de l'ilménite. La seconde génération forme des cristaux isolés automorphes. Au coeur, ils recourent la schistosité et incluent les minéraux présents. Plus au bord, la pyrite contient encore des inclusions d'épidote alors que ce minéral a disparu de la matrice. Elle présente des queues de cristallisation à chlorite et à quartz.

La calcite. - Elle apparaît en faible quantité au coeur du filon. Puis sa proportion augmente brutalement pour atteindre plus de 15% de la roche en bordure où elle reste la seule phase calcique. Elle forme des agrégats disposés dans la schistosité et montre des évidences d'une déformation plastique associée à de la recristallisation dynamique.

La chlorite. - Présente dans tout le filon, sa proportion passe de 10% au coeur à 40 % en bordure (figure 97). Au centre, elle remplace en partie l'actinote et le coeur calcique des plagioclases. Plus au bord, elle se développe en association avec la calcite, le quartz et l'albite dans la schistosité. Enfin, elle est présente autour des cristaux de pyrite en zone abritée. Du coeur vers la bordure, les teneurs en aluminium et en fer augmentent progressivement.

B) Les conditions thermo-barométriques du métamorphisme

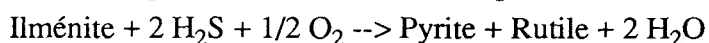
Dans le Massif de Rocroi, l'épaisseur estimée de la couverture dévono-carbonifère sus-jacente, estimée à 8-9 km (Meilliez, 1989a), limite la pression à des valeurs comprises entre 200 et 300 MPa.

Au coeur du filon, l'actinote, l'oligoclase et l'ilménite constituent un assemblage relique. Il pourrait témoigner :

- soit de la minéralogie initiale du filon, c'est-à-dire directement issue de la cristallisation du magma ;
- soit d'un stade précoce de l'évolution métamorphique.

Il est pour l'instant difficile de retenir l'une des deux hypothèses.

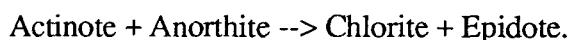
L'ilménite présente sous forme de reliques s'est déstabilisée selon la réaction :



Cette réaction implique une température minimale comprise entre 450° et 500° C (Moody, Meyer et Jenkins, 1983). La teneur en aluminium de l'actinote indique une température de l'ordre de 420° à 450° C et une pression comprise entre 200 et 300 MPa (Maruyama, Suzuki et Liou, 1983 ; Plyusnina, 1982). La coexistence d'oligoclase et d'albite marque des températures supérieures à 420° C (Maruyama, Liou et Suzuki, 1983).

L'apparition dans le filon de minéraux hydroxylés et de calcite aux dépends de l'assemblage antérieur implique un apport de fluides à H₂O et CO₂ dont la composition a participé au contrôle de la nature des assemblages minéralogiques (Liou, Maruyama et Cho, 1987 ; Cho et Liou, 1987 ; Will *et al.*, 1990). Ceci est visible dans un diagramme T-X_{CO₂} (figure 99).

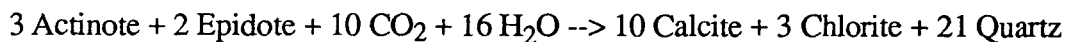
Le développement de l'épidote et de la chlorite résulte de la transformation de l'oligoclase en albite et de la déstabilisation de l'actinote d'après la réaction :



Elle se déroule entre 420° et 430° C à 200 MPa pour une faible valeur en X_{CO₂} (<0,1)

(Will *et al.*, 1990).

L'apparition de la calcite résulte de la réaction :



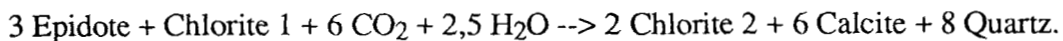
Elle marque le passage du faciès schiste vert au faciès à calcite-chlorite du métamorphisme de très faible degré (Liou, Maruyama et Cho, 1987 ; Cho et Liou, 1987).

La déstabilisation du sphène suit l'apparition de la calcite suivant la réaction :



A 200 MPa ces deux réactions, qui dépendent fortement de X_{CO₂}, se déroulent entre 350° et 420° C. Si la présence d'épidote tamponne la teneur en CO₂ des fluides, la calcite apparaît après la disparition du plagioclase vers 420°C et le sphène se déstabilise entre 350° et 380° C (Hunt et Kerrich, 1977).

Le filon de la Grande Commune est situé dans la zone où les roches alumineuses de l'encaissant contiennent encore de la pyrophyllite (Beugnies, 1986). L'encaissant y est totalement rééquilibré lors du dernier épisode métamorphique associé au développement de la schistosité varisque. La limite de stabilité de la pyrophyllite est de 380°C vers 200 MPa (Frey, 1987). Néanmoins, la présence de CO₂ abaisse fortement cette valeur. Comme la cartographie des zones métamorphiques montre que la limite de disparition de la pyrophyllite est assez éloignée du filon (Beugnies, 1986), la température qui régnait lors de la schistogenèse devait donc être notablement inférieure à 380°C. La préhnite devrait donc apparaître (Liou, Maruyama et Cho, 1987, Cho et Liou, 1987) (figure 99). Ce n'est pas le cas car la teneur en CO₂ du fluide doit rester trop élevée. Par contre, l'épidote disparaît suivant la réaction continue :



La chlorite s'enrichit en aluminium près de l'éponte. Cela traduit une baisse de température (Will *et al.*, 1990) difficile à quantifier car le champ du faciès à calcite-chlorite s'étend jusqu'à 250°C (Liou, Maruyama et Cho, 1987). Par analogie avec d'autres travaux, une température de l'ordre de 300° C pour une pression de l'ordre de 200 MPa peut être proposée (Cho et Liou, 1987).

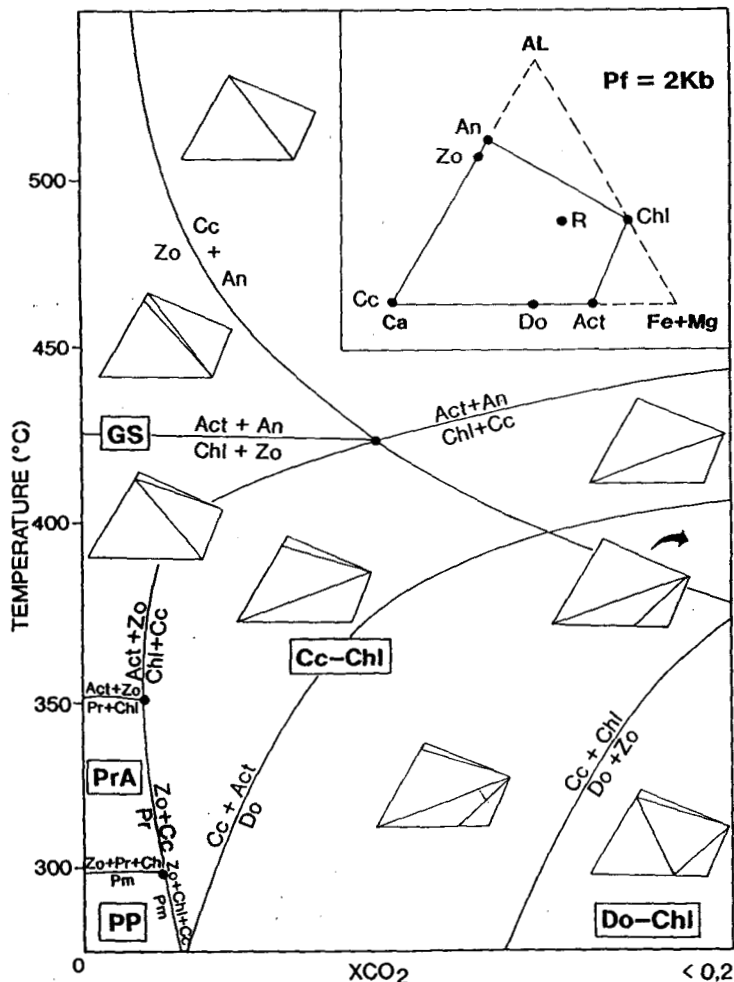


Figure 99 : Diagramme schématique T-XCO₂ à P= 200 MPa du système CaO-(FeO,MgO)-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O avec le quartz supposé en excès.

Adapté et simplifié d'après Liou, Maruyama et Cho, 1987 ; Will *et al.*, 1990 ; Hunt et Kerrich, 1977. Le diagramme est qualitatif pour XCO₂.
Faciès métamorphiques : GS: schiste vert; PrA : préhnite-actinote; PP : préhnite-pumpellyite; Cc-Chl : calcite-chlorite; Do-Chl : dolomite-chlorite. Phases minérales: An : anorthite; Zo : zoïzite; Cc : calcite; Do : dolomite; Act : actinote; Chl : chlorite. R : roche.

C) Interprétations

Le filon de diabase de la Grande Commune montre une évolution minéralogique progressive au travers de la caisse filonienne (figure 97). Du coeur vers l'éponte, la succession d'assemblages définit une succession spatiale des conditions thermodynamiques d'équilibre :

- la température évolue depuis 500-450°C jusqu'à 350-300°C :
- X_{CO_2} tend à augmenter tout en restant inférieur à la valeur 0,1 ;
- la pression reste comprise entre 300 et 200 MPa.

Cette évolution spatiale peut être corrélée à une évolution temporelle. En effet, l'assemblage du coeur est apparu en contexte statique, anté-schistogénèse, alors que la succession d'assemblages observée en progressant vers l'éponte est génétiquement liée à la progression de la déformation syn-schisteuse.

Il me semble donc nécessaire d'admettre que l'évolution minéralogique observée dans le filon traduit une évolution métamorphique rétrograde depuis la limite supérieure du faciès schiste vert jusqu'à sa limite inférieure et le passage aux conditions du métamorphisme de très faible degré (figure 99) (Potdevin et Goffette, 1991).

La nature des assemblages est en partie contrôlée par la composition des fluides introduits dans le filon et plus particulièrement par la teneur en CO_2 . X_{CO_2} est resté limité à des valeurs inférieures à 0,1.

L'évolution thermique serait décroissante de 500-450° C à 350-300° C, sous une pression de l'ordre de 300 à 200 MPa. Cette évolution débute par un rééquilibrage statique de la roche magmatique avec son encaissant. Ce rééquilibrage a conduit à la *quasi* disparition d'un assemblage antérieur, magmatique ou déjà métamorphique, qui n'est plus présent qu'à l'état de reliques. *Ce stade précoce et statique de l'évolution métamorphique s'effectue sous un gradient géothermique élevé (>50°C/km)*. Il sera montré en fin de troisième partie que les caractères de ce stade sont compatibles avec un contexte géodynamique d'amincissement crustal, comme en a connu la marge ardennaise pendant le Dévonien. *L'évolution thermique décroissante s'est poursuivie durant le raccourcissement varisque*, comme en témoignent les assemblages minéralogiques synschisteux.

III) ANALYSE STATISTIQUE DE LA VARIABILITE DU CHIMISME DES DIABASES

A) Echantillonnage

L'échantillonnage a été conduit de telle manière qu'il permette la description de la variabilité spatiale des diabases à l'échelle du Massif de Rocroi d'une part, et à l'intérieur des caisses filoniennes d'autre part.

Seuls les filons relativement préservés des effets de l'altération météorique ont été retenus. 45 échantillons de diabase ont été prélevés (figure 100) dont 40 dans la Vallée de la Meuse : ils constituent ainsi une transversale Nord-Sud de la bande des filons. Les 5 autres échantillons correspondent à des filons situés plus à l'Ouest (Vallées de la Faux, de la Misère).

Les 45 échantillons ont été prélevés dans 23 filons différents. Là où les conditions d'affleurement le permettent, 3 échantillons ont été collectés dans un même filon : le premier au coeur de la caisse filonienne, le second près des épontes et le troisième dans une situation intermédiaire. La localisation précise des filons sélectionnés ainsi que la position des échantillons dans ces derniers sont détaillées en annexe 2.

Seuls 40 échantillons ont fait l'objet d'analyses chimiques, les 5 autres n'ayant pas été retenus car trop altérés. Les éléments majeurs, le perte au feu ainsi que quelques traces (Rb, Sr, Zr, Y et Nb) ont été dosés par fluorescence X à Lyon. Le détail des analyses figure en annexe 2.

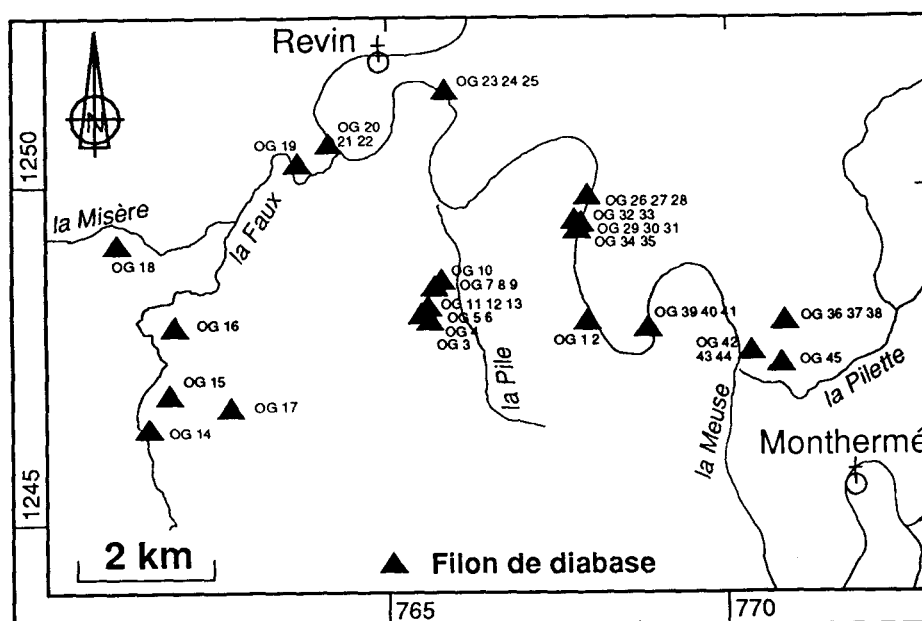


Figure 100 : Carte d'échantillonnage des filons de diabase.

Les filons échantillonnés dans la Vallée de la Meuse constituent une transversale perpendiculaire à l'allongement de la bande des filons. La localisation précise des échantillons est détaillée dans l'annexe 2.

B) Analyse statistique

Le nombre élevé des analyses (40) autorise la réalisation d'une analyse statistique pour décrire la variabilité des éléments chimiques dosés. Comme ces variables sont de type quantitatif, la méthode statistique la plus adaptée est l'analyse factorielle en composantes principales (ACP).

1) Variabilité des éléments chimiques

La figure 101 présente les statistiques (bornes inférieure et supérieure, moyenne, écart-type) relatives à chacun des éléments chimiques dosés. En première approximation, il apparaît que ces derniers peuvent être classés en deux catégories :

- les éléments très variables : MnO, CaO, Na₂O, K₂O, Rb, Sr et la perte au feu ;
- les éléments assez ou peu variables : SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂, P₂O₅, Zr, Y et Nb.

On retrouve dans la première catégorie les éléments réputés mobiles et dans la seconde les éléments réputés immobiles au cours des processus de transformations secondaires.

A																
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Rb	Sr	Zr	Y	Nb
Borne inf.	42,6	12,3	12,4	0,1	3,7	0,2	0,1	0,0	1,9	0,2	2,1	1	17	116	23	6
Borne sup.	53,2	17,4	19,2	1,9	8,5	10,3	3,9	1,5	2,9	0,4	11,7	84	369	219	52	15
Moyenne	47,4	13,6	14,3	0,3	5,8	6,6	1,5	0,2	2,3	0,3	7,0	9	173	161	39	11
Ecart-type	2,9	1,3	1,4	0,3	1,1	3,5	1,0	0,3	0,3	0,0	2,5	18	97	34	7	2

B																
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Rb	Sr	Zr	Y	Nb
SiO ₂	1,00															
Al ₂ O ₃	0,58	1,00														
Fe ₂ O ₃	0,40	0,41	1,00													
MnO	-0,21	0,12	0,56	1,00												
MgO	0,14	0,78	0,11	0,04	1,00											
CaO	-0,72	-0,78	-0,62	-0,25	-0,39	1,00										
Na ₂ O	-0,04	-0,55	-0,30	-0,31	-0,75	0,44	1,00									
K ₂ O	-0,02	0,37	0,36	0,54	0,23	-0,38	-0,56	1,00								
TiO ₂	0,43	-0,25	0,18	-0,31	-0,69	-0,03	0,60	-0,23	1,00							
P ₂ O ₅	0,23	-0,41	0,18	-0,13	-0,73	0,07	0,43	-0,06	0,83	1,00						
P.F.	-0,70	-0,42	-0,40	0,19	-0,11	0,27	-0,16	0,15	-0,41	-0,19	1,00					
Rb	-0,11	0,24	0,29	0,50	0,13	-0,22	-0,45	0,96	-0,19	-0,01	0,14	1,00				
Sr	-0,06	-0,36	-0,26	-0,40	-0,34	0,54	0,63	-0,51	0,35	0,23	-0,36	-0,39	1,00			
Zr	0,40	-0,32	0,15	-0,28	-0,74	-0,01	0,62	-0,25	0,97	0,89	-0,33	-0,19	0,32	1,00		
Y	0,27	-0,37	0,14	-0,25	-0,71	0,13	0,58	-0,20	0,93	0,81	-0,34	-0,11	0,32	0,93	1,00	
Nb	0,25	-0,42	0,11	-0,21	-0,75	0,11	0,57	-0,20	0,88	0,88	-0,25	-0,13	0,29	0,93	0,92	1,00

Figure 101 : Variabilité du chimisme des diabases.

A : statistiques (bornes inférieure et supérieure, moyenne, écart-type) relatives à chacun des éléments chimiques.
 B : matrice des coefficients de corrélations entre éléments chimiques.

2) Analyse en composantes principales

a) Principe de l'analyse en composantes principales

Le tableau des mesures d'abondance chimique constitue une matrice au sens mathématique du terme, de dimensions (n,p) , où n et p sont respectivement le nombre d'individus (échantillons de roches) et de variables (éléments chimiques dosés). La représentation géométrique d'un tel tableau est un faisceau de n vecteurs associés chacun à un individu, dans un espace de dimension p . Les p composantes d'un vecteur sont égales aux valeurs des p variables.

Le produit scalaire entre deux vecteurs mesure leur écartement. En prémultipliant la matrice par sa transposée, on obtient une matrice carrée (p,p) symétrique, constituée des produits scalaires de tous les vecteurs-lignes pris deux à deux. En particulier, la diagonale principale contient la norme de chaque vecteur-colonne de la matrice de départ. En fait, dans cette dernière, on a substitué au préalable à chaque mesure son écart à la moyenne calculée pour chaque variable. Chaque produit scalaire a donc la structure d'une variance sur la diagonale principale, d'une covariance ailleurs. Autrement dit, la matrice carrée symétrique mesure la dispersion du nuage de points qui constituent les extrémités des vecteurs.

Mathématiquement, si aucune des variables (vecteurs-colonnes) n'est proportionnelle à une autre, une telle matrice est une forme bilinéaire symétrique définie positive qui peut être diagonalisée. Par cette opération, le nombre d'axes du système de représentation géométrique est le même qu'auparavant, mais ces axes sont ordonnés par ordre décroissant des valeurs propres de la matrice diagonalisée. Les valeurs propres mesurent la proportion de dispersion (variance) due à chacun des nouveaux axes de référence. Par rapport au système initial, ces nouveaux axes sont orientés de telle sorte que la dispersion du nuage de points représentatifs est minimale, selon le critère des moindres carrés. Pour les distinguer du système initial, ces nouveaux axes sont appelés axes factoriels, ou plus simplement facteurs. Leur signification physique est à discuter en fonction des variables et des individus auxquels ils sont les plus étroitement corrélés.

Le nombre de facteurs ne peut excéder la plus petite dimension du tableau numérique initial, p le plus souvent. Lorsque le calcul est effectué sur la matrice carrée (p,p) , le nuage représente p points-variables dans un espace à p -dimensions ; lorsque le calcul est effectué sur la matrice carrée (n,n) , le nuage représente n points-individus dans le même espace à p -dimensions. Il est donc possible d'évaluer le jeu de coefficients permettant de représenter à la fois les variables (éléments chimiques) et les individus (échantillons analysés) dans le même système d'axes factoriels.

Le traitement mathématique permet de limiter à 3 ou 4 le nombre d'axes factoriels nécessaire pour rendre compte de la presque totalité de la dispersion statistique du nuage. Les

distances entre points voisins d'une part, entre points et axes d'autre part, mesurent l'intensité de la corrélation entre variables ou individus d'une part, et entre chacun d'eux et l'extrémité positive ou négative des facteurs d'autre part.

Dans le cas présent, le système est défini par une matrice de 40 échantillons et 16 éléments chimiques (espace de dimension 16). Les calculs permettent de se ramener à un espace de dimension 2 ou 3.

L'ACP a été réalisée sur micro-ordinateur Macintosh avec un programme en langage basic réalisé par moi-même.

Les trois premiers facteurs propres (F1, F2 et F3) calculés par l'ACP rendent compte respectivement 41, 23 et 15%, soit 80% de la variance totale du système. La représentation des éléments chimiques et des échantillons dans les plans factoriels F1-F2 et F1-F3 est donc satisfaisante pour décrire les relations entre éléments et entre les échantillons.

b) Relations entre éléments chimiques

La projection des éléments chimiques dans le plan factoriel F1-F2 (décrivant 65% de la variance totale) (A, figure 102) permet de retrouver des associations classiques d'éléments :

- TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Y et Nb constituent une association d'éléments considérés comme étant incompatibles ; ils se concentrent dans les liquides au cours de la différenciation magmatique. Ils sont réputés être immobiles au cours des phénomènes de transformation secondaires.

- K_2O et Rb d'une part et Na_2O et Sr d'autre part. Les éléments qui forment chacun de ces couples ont des comportements chimiques très voisins.

Le facteur F1 décrit la corrélation négative entre le groupe des éléments incompatibles, Na_2O et Sr d'une part, et MgO , MnO , Al_2O_3 , K_2O et Rb d'autre part. L'opposition entre les éléments incompatibles et un élément compatible comme MgO donnerait à F1 la valeur d'indicateur de différenciation magmatique. Toutefois, F1 exprime également l'opposition entre les couples K_2O -Rb et Na_2O -Sr. Cette observation est fréquente dans les roches qui ont subi des transformations chimiques en contexte métamorphique. Il sera montré dans la suite que l'opposition résulte du comportement antagoniste des ces deux couples lors de transferts de matière par les fluides au cours du métamorphisme varisque. La signification de F1 est donc certainement composite, ce facteur décrivant une superposition de phénomènes primaires et secondaires. Toutefois, la contribution importante des éléments incompatibles et de MgO à la définition de F1 suggère que ce dernier soit plus influencé par les processus magmatiques que par les processus liés au métamorphisme.

Le facteur F2 exprime l'opposition entre SiO_2 , Fe_2O_3 et Al_2O_3 d'une part, CaO et la perte au feu d'autre part. La valeur de la perte au feu traduit l'intensité des transformations métamorphiques alors que SiO_2 , Fe_2O_3 et Al_2O_3 sont a priori peu mobiles (Gresens, 1967). F2 marquerait donc l'intensité des transformations liées au métamorphisme.

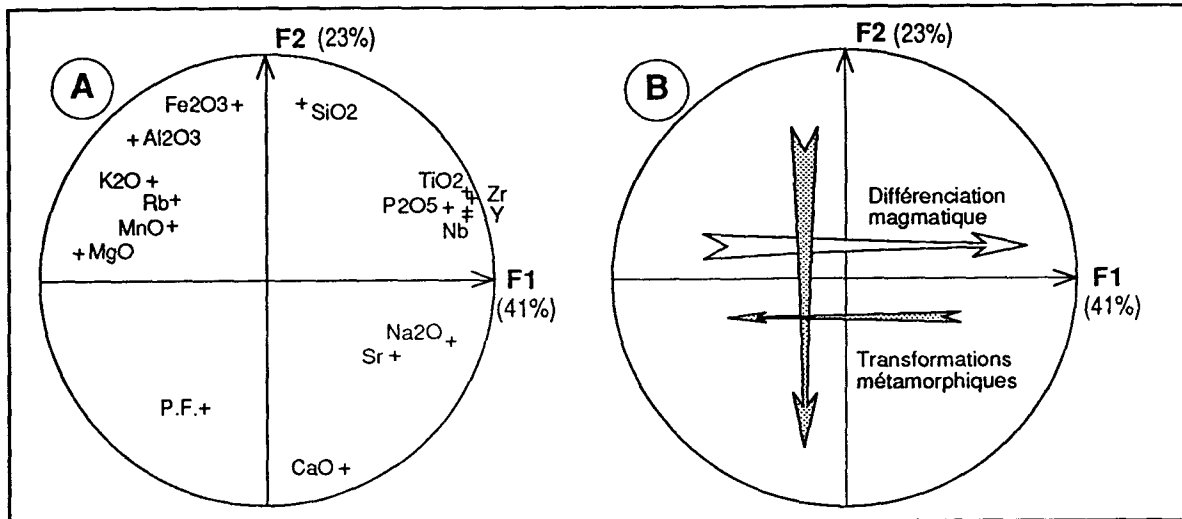


Figure 102 : Analyse statistique en composantes principales du chimisme des diabases : relations entre les éléments chimiques.

A : représentation des éléments chimiques dans le plan factoriel F1-F2. Remarquer la corrélation négative suivant F1 entre le groupe des éléments incompatibles (TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Y, Nb) et MgO d'une part, et entre les couples Na2O-Sr et K2O-Rb d'autre part. F2 souligne la corrélation négative entre la perte au feu (P.F.) et CaO d'une part, et SiO_2 , Fe_2O_3 et Al_2O_3 d'autre part. B : signification probable de F1 et F2.

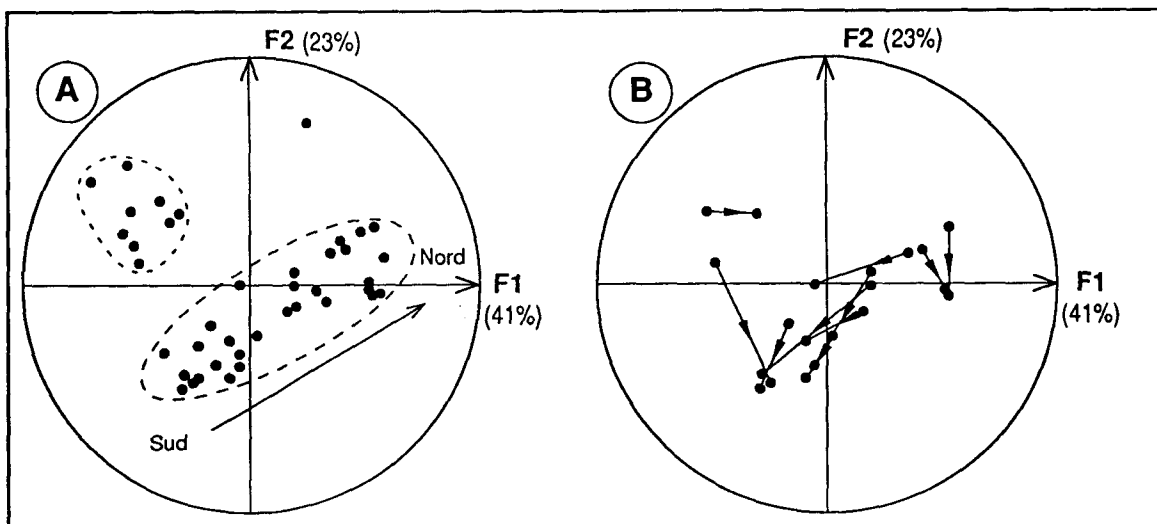


Figure 103 : Analyse statistique en composantes principales du chimisme des diabases : relations entre les échantillons dans le plan factoriel F1-F2.

La plupart des points forment un nuage dont l'allongement traduit la répartition Nord-Sud des échantillons (A). Les échantillons du Sud apparaissent comme étant plus magnésiens, plus potassiques, moins sodiques et moins riches en éléments incompatibles que ceux du Nord. Les flèches indiquent l'évolution du chimisme du coeur à l'éponte d'un même filon (B). Une tendance générale montre une augmentation de la perte au feu au détriment des autres éléments chimiques depuis le coeur jusqu'aux épontes.

c) Relations entre échantillons

La disposition des analyses dans le diagramme F1-F2 peut être examinée d'après deux critères : la répartition des échantillons dans le Massif de Rocroi et leur position dans le filon.

F1 et F2 différencient les analyses du Nord de celles du Sud (A, figure 103). Les analyses des filonnets du Bois des Marquisades (Sud-Ouest de Revin, figure 100), plus riches en Al_2O_3 et en K_2O , forment un groupe particulier isolé des précédents. Les filons du Nord sont plus riches en éléments incompatibles, plus sodiques, moins magnésiens et moins potassiques que ceux du Sud. D'après la signification proposée pour F1, les échantillons du Nord peuvent être plus différenciés et moins transformés que ceux du Sud. Il faut à ce propos rappeler que les conditions du métamorphisme sont plus sévères au Sud qu'au Nord (Beugnies, 1986).

D'autre part, l'essentiel des analyses détermine un nuage de points dont l'axe d'allongement voit s'opposer les éléments incompatibles et la perte au feu. La tendance est identique si l'on considère les variations chimiques au sein de chaque filon (B, figure 103). Globalement le bord des filons montre, par rapport au coeur, un appauvrissement en éléments incompatibles, en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et une augmentation de la teneur en perte au feu. Ces modifications s'accompagnent d'une plus forte intensité des transformations métamorphiques et semblent donc en dépendre.

En résumé, si les variations de chimisme des diabases semblent pour partie résulter d'une différenciation magmatique, *une part importante des variations observées à l'échelle du Massif de Rocroi et surtout au sein des filons pourrait être liée aux transformations métamorphiques*. Avant d'établir un bilan des transformations chimiques internes et d'en proposer un mécanisme, il est nécessaire de discuter l'existence d'une différenciation interne primaire, c'est-à-dire d'origine magmatique.

III) LES VARIATIONS CHIMIQUES INTERNES AUX FILONS DE DIABASE : UNE ORIGINE MAGMATIQUE ?

Les phénomènes primaires conduisant, dans une caisse filonienne, à une différenciation chimique peuvent être classés en deux catégories, définies par Gagny (1978) : les phénomènes en magma dynamique, c'est à dire liés à son écoulement, et les phénomènes en magma statique, qui sont en relation avec le refroidissement et la consolidation du magma.

A) Phénomènes en magma dynamique

Le magma peut être assimilé en première approximation à un fluide plus ou moins visqueux contenant des particules solides (cristaux, enclaves) en suspension. Trois types de processus peuvent conduire à une migration transversale des particules, entraînant ainsi des variations de chimisme : l'effet Bagnold, l'effet de paroi et l'effet Magnus. Le premier correspond au résultat d'interactions entre particules alors que les deux autres agissent sur les particules indépendamment les unes des autres.

L'effet Bagnold

Dans une caisse filonienne, le magma se déplace généralement en régime laminaire. Au glissement relatif des lamines correspond une contrainte de cisaillement. Cette contrainte est maximale près des épontes et minimale au coeur du filon.

La variation de la vitesse d'écoulement du magma dépend de sa viscosité et de la contrainte de cisaillement. Ces deux paramètres conditionnent donc le profil de vitesse d'écoulement que l'on peut classer en 3 types (figure 104) :

- Magma à viscosité de type Newton (fluide idéal). Le profil de vitesse est parabolique.
- Magma à viscosité de type Bingham. En deçà d'un certain seuil, dit seuil de cohésion, le magma est rigide. Au delà de ce seuil, le magma a un comportement newtonien. Le profil de vitesse est de type parabolique près des épontes, tandis que la vitesse est constante dans la partie centrale du filon.
- Magma à viscosité de type pseudo-plastique. le profil de vitesse est intermédiaire entre les deux cas précédents.

Dans le cas d'un magma de type newtonien ou pseudo-plastique, Bagnold (1954) a mis en évidence l'apparition d'une pression dispersive lors de l'écoulement du magma. Cette pression, qui tend à disperser les cristaux, est fonction de leur concentration et proportionnelle à la contrainte de cisaillement. Le gradient de pression dispersive qui en résulte est équilibré par

la migration des cristaux vers le centre du filon. C'est "l'effet Bagnold" (figure 105). Il en résulte une différenciation mécanique du magma : les cristaux tendent à se concentrer vers le plan médian du filon. A proximité des épontes, la roche en est pratiquement dépourvue (franges aphyriques dites "franges de Bagnold". Ce phénomène conduit par conséquent à une organisation symétrique du filon.

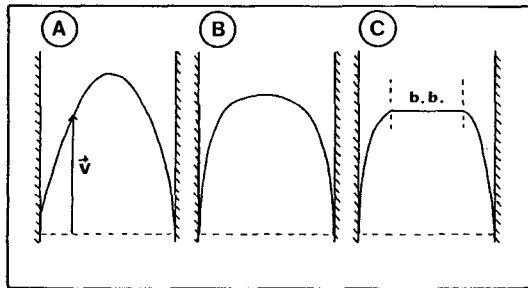


Figure 104 : Profils de vitesse d'écoulement en fonction de la viscosité du magma.

Dans une caisse filonienne limitée par des épontes Se , le magma ne se déplace pas partout à la même vitesse. Les particules placées sur une ligne Co à l'instant t_0 se trouvent sur la courbe Ct à l'instant t . La forme de la courbe dépend de la viscosité du magma.

A : magma à viscosité de type Newtonien ; B : magma à viscosité de type pseudo-plastique ; C : magma à viscosité de type Bingham. b.b. : bouchon de Bingham.

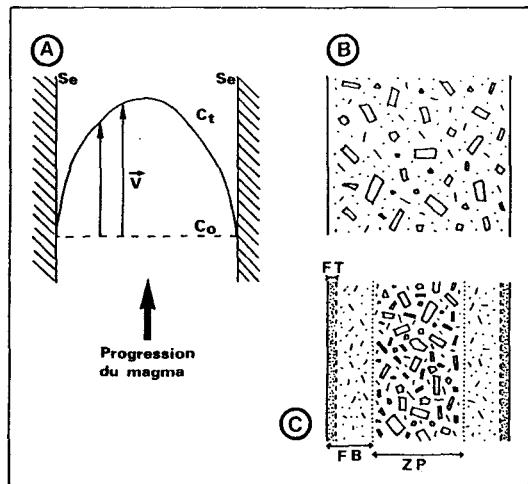


Figure 105 : La différenciation magmatique par effet Bagnold.

A : profils de vitesse d'écoulement dans le cas d'un magma à viscosité de type pseudo-plastique.

B : image théorique d'un magma initial avec une répartition homogène des phénocristaux.

C : organisation de la caisse filonienne après écoulement. Les cristaux tendent à se concentrer vers le coeur du filon. F.T. : frange trempée (quelques millimètres d'épaisseur) ; F.B. : franges de Bagnold, sans phénocristaux ; Z.P. : zone à phénocristaux.

L'effet de paroi

Ce processus correspond à une force de répulsion entre les particules et l'éponte. Cette force agit sur une très faible distance, de l'ordre de plusieurs fois la taille des particules (Komar, 1972). L'effet de paroi ne peut donc agir de manière sensible que dans le cas de filonnets très minces.

L'effet Magnus

En régime laminaire, la variation différentielle de la vitesse de part et d'autre d'une particule, lui confère un mouvement de rotation. L'interaction entre ce mouvement de rotation et le flux général provoque une force transversale conduisant à un mouvement de la particule vers

le centre du filon. Komar (1972) considère que dans le cas de filons d'épaisseur métrique, l'effet Magnus est très modéré, environ 100 fois moins important que l'effet Bagnold.

En résumé, seul l'effet Bagnold peut avoir des conséquences sensibles dans le cas des filons magmatiques d'épaisseur métrique.

C'est le cas des filons de microgranite, pour lesquels les observations macroscopiques suffisent à caractériser une organisation texturale liée à l'effet Bagnold (p. 77-79) : les phénocristaux de quartz et de feldspath, de taille centimétrique, sont généralement concentrés au coeur des filons de microgranite.

En revanche, les diabases sont formées par des cristaux de très faible taille. Les observations microscopiques ont montré (p. 94-97) qu'au coeur des filons les plus épais, la structure magmatique et la forme initiale des cristaux de plagioclase est préservée. Ces cristaux, dont la taille est homogène et ne dépasse pas 1 mm, soulignent une texture doléritique isotrope très bien exprimée. Il n'existe aucune évidence de texture de fluidalité primaire. Vers les bordures, en tenant compte des effets de l'aplatissement qui résulte du raccourcissement varisque, la même texture qu'au coeur peut être reconstituée. La structure magmatique initiale ne disparaît complètement qu'à quelques centimètres des épontes des filons. Même là, des reliques structurales existent et indiquent que la taille des cristaux de feldspath était peu différente.

Deux types d'arguments permettent de préciser si l'effet Bagnold a ou non joué à un stade donné de la mise en place du magma.

Quand l'effet Bagnold se produit, il entraîne non seulement une concentration des cristaux vers le coeur du filon, mais aussi un tri par taille. Ce tri résulte du fait que la migration transversale d'une particule (un cristal) dépend de sa taille, suivant la loi suivante (Barrière, 1976) :

$$\Delta Y = 2 (r^2 / R^2) \lambda^{(3/2)} \Delta X$$

ΔY est le déplacement latéral de la particule, ΔX le déplacement longitudinal, R la largeur du filon, r le diamètre de la particule et λ la concentration linéaire en particules définie par $\lambda = 1 / [(C_0/C)^{(1/3)} - 1]$. C est la concentration volumique en particules et $C_0 = 0,74$ (concentration maximale possible avec un empilement de type hexagonal compact).

Or, on a vu que la taille des cristaux d'albite est statistiquement constante dans les filons, de l'ordre de 1 mm. Par ailleurs, l'estimation de la valeur du déplacement latéral de cristaux de 1 mm donne une valeur inférieure à 4 cm pour une épaisseur de filon supérieure à 1m, un déplacement longitudinal de 1 km et une concentration en particules comprise entre 0,5 et 0,25. Cette valeur serait encore plus faible si l'on tenait compte de l'inertie des particules et des turbulences locales liées aux irrégularités de la caisse filonienne.

Comme les filons étudiés sont d'épaisseur supérieure au mètre, les valeurs obtenues constituent un ordre de grandeur maximum. Le déplacement transversal peut être considéré

comme faible voire négligeable, et donc insuffisant pour entraîner une organisation texturale de type effet Bagnold. D'ailleurs, l'effet Bagnold reste généralement perceptible malgré les transformations métamorphiques, et se marque par des variations très nettes de la taille des grains (Brouxel, 1991).

En conclusion, les variations de chimisme observées dans les filons ne peuvent pas avoir été induites par la dynamique de mise en place du magma.

B) Phénomènes en magma statique

Les phénomènes en magma statique, c'est à dire se produisant après la mise en place du magma et avant qu'il soit totalement consolidé, s'ajoutent aux phénomènes en magma dynamique.

La décantation gravitaire.

Ce processus peut conduire à des litages de minéraux et des structures cumulatives. L'homogénéité texturale (en tenant compte de la déformation) montre que ce type de phénomène ne s'est pas produit dans le cas des filons de diabase.

La convection.

Il s'agit d'un mécanisme cinématique régi par des différences de densité liées à un gradient de température. La stabilité du milieu est décrite par le nombre de Rayleigh (Ra). Au delà d'un seuil de stabilité critique, correspondant à une valeur égale à 1708, la convection apparaît dans le milieu. Il est admis que la valeur critique n'est pas atteinte dans les filons magmatiques d'épaisseur métrique (Gagny, 1978).

C) Conclusion

Les phénomènes mécaniques liés à la mise en place et la consolidation des diabases n'ont pu conduire qu'à une différenciation très limitée des filons. Leurs effets chimiques peuvent donc être considérés comme négligeables. *En conséquence, dans leur état primaire, les filons de diabase peuvent être assimilés à des entités chimiques et structurales homogènes.*

Dans ces conditions, la variabilité interne du chimisme des filons est à rapporter intégralement aux processus de transformations secondaires.

IV) CARACTERISATION DES TRANSFORMATIONS SECONDAIRES : BILAN ET MECANISME DES TRANSFERTS DE MATIERE ET DES PHENOMENES REDOX.

A) Méthodologie

Comme les filons de diabase peuvent être assimilés dans leur état primaire à des objets chimiquement homogènes, un bilan des transformations secondaires peut être tenté en comparant les caractères physiques et chimiques de plusieurs échantillons prélevés à l'intérieur d'un même filon. Dans ce but, j'ai choisi de caractériser deux aspects de ces transformations secondaires :

- le bilan en masse des transferts de matière, à partir d'analyses chimiques ;
- les éventuels phénomènes d'oxydo-réduction à partir d'analyses en spectrométrie Mössbauer. Cette technique permet de décrire la distribution et l'état d'oxydation du fer dans les différentes espèces minérales.

Pour établir le bilan en masse des transferts de matière, la comparaison directe des compositions chimiques pondérales mesurées en divers points d'un même filon est insuffisante. En effet, les transferts de matière peuvent être accompagnés d'une variation de volume et/ou de densité. De plus, il est nécessaire de définir au départ un référentiel caractérisant l'état initial de la roche. Ce référentiel peut être chimique (élément immobile), minéralogique (minéral primaire insoluble) ou structural (estimation du pourcentage de variation volumique de la roche).

Deux approches ont été proposées pour établir un bilan des transferts de matière. Elles supposent toutes deux la comparaison des compositions chimiques ou minérales de la roche initiale et de la roche transformée.

L'approche de Gratier (1984) est adaptée au cas où le choix d'un référentiel chimique ou minéralogique est possible. Cela suppose que le comportement des minéraux, et par conséquent celui des éléments chimiques, puisse être déterminé qualitativement par observation directe de la roche. L'approche de Gratier conduit à quantifier les transferts. Cette méthode est particulièrement adaptée à l'étude des transferts par dissolution-cristallisation dans les roches sédimentaires.

Quand le choix préalable d'une référence chimique ou minéralogique est impossible ou délicate, l'approche de Gresens (1967) est plus adaptée. Cette méthode conduit à déterminer l'ensemble des types de transformations possibles. Les observations, combinées à des informations générales sur le comportement des éléments ou des minéraux, permettent de choisir le type de transformation le plus probable. L'approche de Gresens est particulièrement

adaptée à l'étude des réactions métamorphiques ou métasomatiques. Ces deux méthodes sont exposées en détail par Potdevin et Marquer (1987). Dans le cas des filons de diabase, le choix préalable d'une référence minéralogique est impossible, puisque l'assemblage minéralogique initial n'est pas préservé. Le choix d'une référence chimique est également *a priori* délicate. Par ailleurs, le lien génétique entre la déformation subie par la roche et son chimisme n'étant pour l'instant pas établi, un référentiel structural ne peut donc être fixé. Dans ces conditions, des deux méthodes évoquées précédemment, celle de Gresens est la plus appropriée pour établir le bilan des transferts de matière dans les filons de diabase.

B) Les transferts de matière : mise en évidence et bilans

1) Généralités sur la méthode de Gresens

La méthode de Gresens est fondée sur la relation générale donnant la variation de masse d'un constituant par rapport à la masse d'un volume de roche initiale :

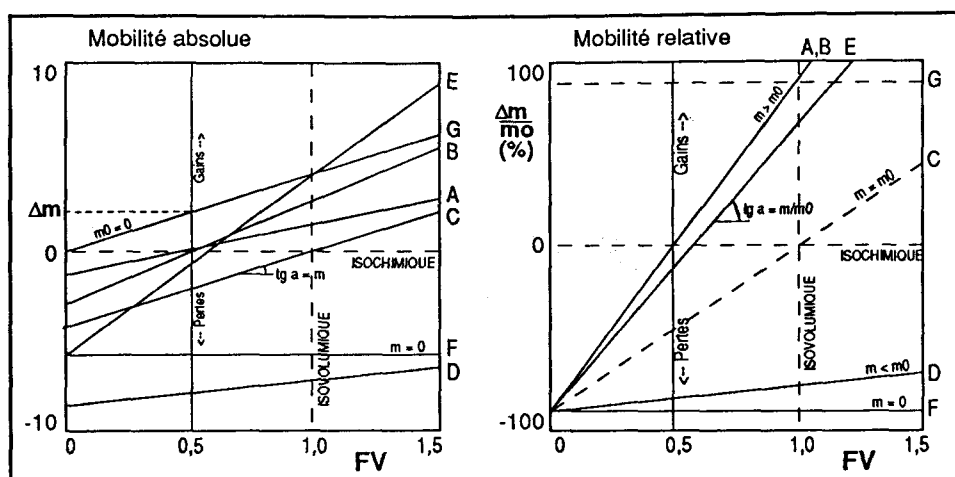
$$\Delta m = m F_v (d/d_0) - m_0 \quad (1)$$

$$\text{avec } F_v = V/V_0 \quad (2)$$

m_0 et m sont les masses du constituant, respectivement dans la roche initiale et dans la roche transformée, d et d_0 sont les densités de ces roches et F_v le facteur de volume, c'est à dire le rapport entre le volume final (V) et le volume initial (V_0).

A partir de la relation (1), et connaissant d et d_0 , il est possible de construire un premier diagramme, dit diagramme de mobilité absolue (Gresens, 1967), où l'on porte la variation de masse Δm en fonction de F_v pour chaque constituant (figure 106). On obtient donc autant de droites que de constituants. Toutes les valeurs de F_v constituent autant de solutions possibles ; seule l'une d'entre elles correspond à la transformation étudiée. La visualisation graphique de l'ensemble des solutions possibles permet de préciser la valeur de F_v et de calculer la mobilité des éléments.

Le choix d'une solution est facilité par la construction d'un diagramme de mobilité relative (Potdevin et Marquer, 1987) où l'on reporte, en fonction de F_v , la variation de masse de chaque constituant par rapport à sa masse dans la roche initiale ($\Delta m/m_0$, figure 106). L'ensemble des droites obtenues concourent au point défini par $F_v=0$ et $\Delta m/m_0=-1$. Leur pente est égale au rapport m/m_0 . Ce diagramme permet de comparer les mobilités de tous les constituants quelles que soient leur teneur dans la roche. Si les droites relatives à deux constituants coïncident, alors ils varient dans les mêmes proportions et montrent le même comportement lors des transformations. En fixant le pourcentage de variation volumique F_v comme dans le cas du diagramme de mobilité absolue, on obtient la mobilité relative de chaque constituant.



Figures 106 : Diagrammes de mobilité (d'après Potdevin et Marquer, 1987).

On compare le chimisme de deux roches, l'une représentant l'état initial et l'autre l'état transformé. Les proportions des différents constituants (A à G) varient d'une roche à l'autre.

Diagramme de mobilité absolue : la variation de masse Δm de chaque constituant est reportée en fonction du facteur de volume $FV = V/V_0$. On obtient une droite dont la pente est égale à la teneur dans la roche finale (m), et dont l'intersection avec l'axe des ordonnées est égale à la teneur dans la roche initiale (m_0).

Diagramme de mobilité relative : la variation relative de masse ($\Delta m/m_0$) de chaque constituant est reportée en fonction du facteur de volume FV . On obtient une droite dont la pente est égale au rapport entre la teneur finale et la teneur initiale (m/m_0). Les droites représentatives de chacun des constituants coucourent toutes au point de coordonnées (0,-1). Dans les deux diagrammes, pour une variation de volume donnée, les intersections entre la verticale correspondante d'une part, et les droites représentatives des différents constituants d'autre part donnent les gains ou les pertes (absolus ou relatifs) pour chacun d'eux.

2) Le filon de diabase de la Grande-Commune

La méthode de Gresens a été appliquée à titre d'essai au filon de diabase de la Grande-Commune (filon OG86-E, X=770,41 - Y=1247,46 - Z=160 ; épaisseur totale : 7 m).

On dispose de trois analyses permettant des comparaisons de chimisme au sein du filon :

- l'échantillon OG42, prélevé au coeur du filon
- l'échantillon OG43 prélevé à 0,90m de l'éponte supérieure ;
- l'échantillon OG44 prélevé à l'éponte supérieure.

Comme dans le cas des autres filons, l'évolution interne de chimisme est marquée par l'augmentation très forte de la perte au feu depuis le coeur (2,4%) vers l'éponte (10,5%). Cette évolution de la perte au feu peut résulter :

- Soit d'échanges chimiques à l'intérieur du filon qui constitue alors un système fermé ; dans ce cas, coeur et épontes correspondent à deux états finaux de roches qui ont échangé certains de leurs éléments chimiques lors des transformations.

- Soit d'échanges chimiques entre le filon et son encaissant ; le filon est alors un système ouvert. Dans ce cas, on compare une roche plus exposée aux transferts (état final) à une roche relativement préservée des transferts (état le plus proche de l'état initial).

Dans le cas présent, l'évolution de la perte au feu peut difficilement s'expliquer par des échanges internes dans le filon en système fermé. En effet, cela reviendrait à supposer que le coeur du filon a subi une déshydratation. Or, les teneurs en perte au feu observées au coeur des filons de diabase sont généralement élevées (3 à 4% en moyenne et 2,4% dans le cas du filon de la Grande-Commune) et sont supérieures aux teneurs communément observées dans les dolérites "fraîches" : par exemple de 1 à 2% dans les dolérites mésozoïques du Maroc (Bertrand *et al.*, 1982).

Les transferts de matière se sont donc effectués dans un volume supérieur à celui du filon. Il faut donc considérer le filon de diabase comme étant un système ouvert lors des transformations chimiques secondaires.

Les observations minéralogiques montrent que H₂O et CO₂ sont fixés par les minéraux secondaires, chlorite et calcite qui sont plus abondants en bordure qu'au coeur. Des analyses des teneurs en carbone et en calcite des échantillons confirment cette observation. Comme la perte au feu est un indicateur de l'intensité des transformations secondaires, celles-ci sont donc minimales au coeur et maximales aux épontes. L'échantillon pris au coeur (OG42) sera donc considéré comme représentant l'état initial de la roche ou du moins l'état qui en est le moins éloigné.

Pour obtenir une estimation des transferts de matière près des épontes, il faut comparer le chimisme des échantillons prélevés en bordure (OG43 et OG44) avec celui du coeur du filon (OG42) en tenant compte de la densité des échantillons étudiés. La densité est maximale au coeur ($d=3,05\pm 0,02$), elle diminue vers l'éponte ($d=2,84$ à un mètre de l'éponte et $d=2,81$ à l'éponte).

Analyses brutes

Echantillons		Oxydes (% pondéraux)												Traces (ppm)		
N°	Distance de l'éponte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Sr	Zr	Y
42	0 m (éponte)	43,54	13,00	12,50	0,38	6,11	9,48	1,68	0,02	1,92	0,20	10,46	99,29	118	122	32
43	0,9 m	43,99	12,88	12,57	0,23	6,02	9,25	1,77	0,02	1,97	0,19	8,84	97,73	176	116	33
44	3,5 m (coeur)	48,03	14,19	13,81	0,22	6,84	10,29	2,02	0,02	2,11	0,19	2,37	100,09	248	125	36

Analyses complémentaires

Fe ₂₊ / Σ Fe		(% pond.)		(% pond.)	
Ech.	$\pm 5\%$	C	S	CaCO ₃	
Ech.		$\pm 0,02$	$\pm 0,04$	Ech. $\pm 0,02$	
42	91%	42	2,02	42 16,80	
43	85%	43	1,78	43 14,50	
44	67%	44	0,12	44 1,30	

Analyses recalculées

Echantillons		Atomes (% pondéraux)															
N°	Distance de l'éponte	Si	Al	Fe ₃₊	Fe ₂₊	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	C	S	H	O	Total
42	0 m (éponte)	20,35	6,88	0,79	7,96	0,29	3,69	6,78	1,25	0,02	1,15	0,09	2,02	0,14	0,16	46,56	98,12
43	0,9 m	20,56	6,82	1,32	7,47	0,18	3,63	6,61	1,31	0,02	1,18	0,08	1,78	0,21	0,12	45,31	96,61
44	3,5 m (coeur)	22,45	7,51	3,19	6,47	0,17	4,13	7,35	1,50	0,02	1,26	0,08	0,12	0,22	0,10	44,54	99,11

Figure 107 : Analyses chimiques du filon de diabase de la Grande Commune.

Dosage des éléments chimiques et des traces par fluorescence X à Lyon. Echantillon 42 : coeur du filon ; 44 : éponte ; 43 : échantillon intermédiaire entre les précédents. Les analyses exprimées en % pondéraux d'oxydes ont été converties en % pondéraux atomiques en tenant compte de mesures du rapport Fe₂₊/ Σ Fe (spectrométrie Mössbauer) et des mesures des teneurs en carbone et soufre (LECO).

Pour pouvoir estimer les apports et les départs des différents éléments chimiques, les analyses brutes exprimées en pourcentages pondéraux d'oxydes ont été recalculées en pourcentages pondéraux atomiques (figure 107). Ce calcul a été effectué en tenant compte des mesures complémentaires des teneurs en carbone et soufre ainsi que des résultats d'analyses en spectrométrie Mössbauer qui fournissent les proportions de fer di- et trivalent (voir discussion plus loin).

Dans le diagramme de mobilité absolue (A, figure 108), la plupart des éléments apparaissent immobiles pour une augmentation de volume de l'ordre de 20% ($F_v=1,2$). Cette solution est celle qui minimise le bilan global des transferts. Dans le diagramme de mobilité relative (B, figure 108) Si, Al, Mg, Ca et Ti présentent le même comportement et sont immobiles pour $F_v = 1,2$. Cette coïncidence de comportement pour tous ces éléments confirme leur caractère immobile et l'augmentation de volume de l'ordre de 20%. Compte tenu des incertitudes analytiques, Zr et Y seraient également immobiles. L'apparente mobilité de K et P (B, figure 108) n'est pas significative car inférieure aux incertitudes analytiques. Les diagrammes montrent un enrichissement très marqué en carbone (+2,1g pour 100 g de roche initiale, soit +1750%), oxygène (+6,7g, soit +15%) et hydrogène (+0,1g soit +90%), qui marquent l'introduction et la fixation de phases fluides par la roche. On constate également un enrichissement relatif important en manganèse (+0,2g, soit +90%). Le bilan montre une perte en fer 3+ (-2,3g) qui est compensée par un gain en fer 2+ (+2,3g) ; cet aspect des transferts de matière sera développé dans la section suivante de l'article. La roche a subi un appauvrissement en sodium (-10%), en strontium (-50%) et en soufre (-30%). L'augmentation de volume subie par la roche (+20%) s'explique principalement par l'enrichissement en carbone et en oxygène (A, figure 108). La comparaison de l'échantillon intermédiaire avec le coeur montre des résultats similaires mais moins marqués. L'augmentation du volume est légèrement plus faible (+18%), les gains et les pertes sont moins élevées.

En résumé, dans le filon de la Grande Commune apparaît un gradient de transformation chimique depuis le coeur jusqu'à l'éponte. Il se caractérise par une augmentation de plus en plus prononcée du volume de la roche liée à un enrichissement en C, O, H, Mn et à un appauvrissement en Na, Sr et S.

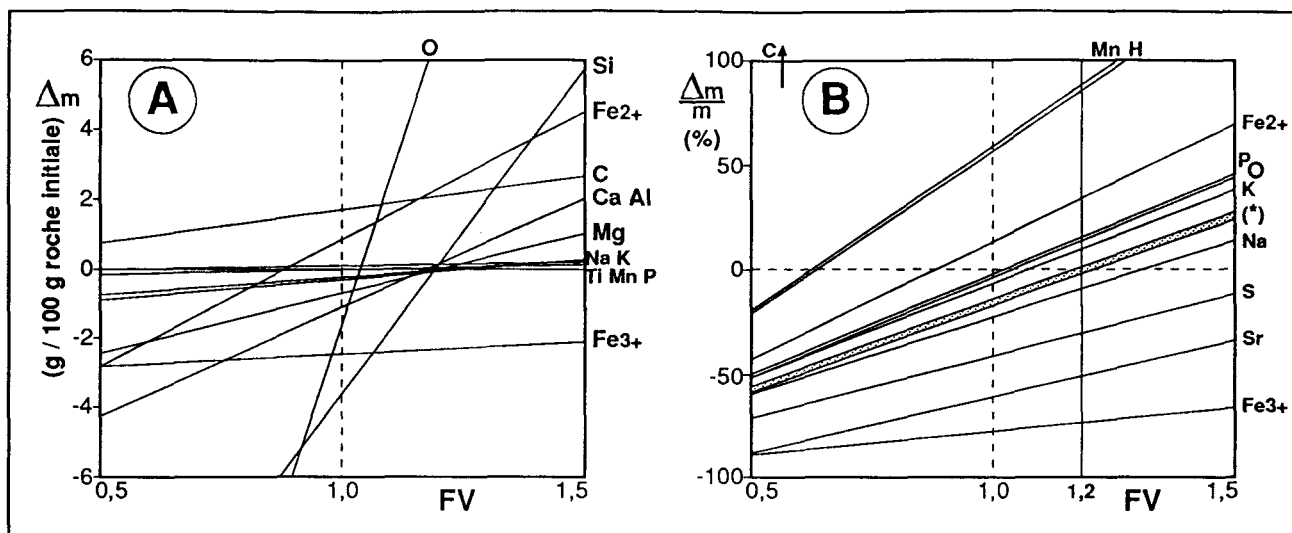


Figure 108 : Mobilité des éléments chimiques dans le filon de diabase de la Grande-Commune.

Comparaison entre deux échantillons, l'un prélevé à l'éponte (OG42) et représentatif de l'état le plus transformé, l'autre au coeur du filon (OG44) correspondant à l'état le moins transformé. A : diagramme de mobilité absolue ; B : diagramme de mobilité relative.

Les transformations chimiques se sont traduites par une augmentation du volume de la roche de l'ordre de 20% (FV=1,20) en bordure. L'enrichissement relatif en carbone est trop important pour pouvoir figurer dans le cadre du diagramme. (*) : éléments immobiles (Si, Al, Mg, Ca, Ti, Zr et Y). Les mobilités de K et P ne sont pas significatives car inférieures aux incertitudes analytiques.

3) Généralisation à l'ensemble des filons

Des bilans de matière ont été réalisés dans tous les filons pour lesquels au moins deux analyses chimiques sont disponibles et tels que le coeur est relativement préservé des transformations (voir analyses et mesures de densité en annexe 3). Les résultats sont voisins de ceux obtenus pour le filon de la Grande Commune (figure 109).

Dans tous les filons, la perte au feu augmente près des épontes et la roche a subi une augmentation de volume de l'ordre de 10%. Là où l'on dispose de trois analyses chimiques, les transferts de matière et la variation de volume sont toujours plus importants à l'éponte. La notion de gradient de transformation chimique est donc généralisable à l'ensemble des filons étudiés.

Le caractère mobile ou immobile d'un élément est observé dans l'ensemble des filons.

On peut ainsi distinguer :

- les éléments pas ou très peu mobiles : Si, Al, Fe, Ti, Zr et Y ;
- les éléments peu ou assez mobiles : Mg, P ;
- les éléments très mobiles : C, O, H, S, Mn, Ca, Na, K, Sr.

Parmi les éléments mobiles, certains présentent globalement le même type de variation dans l'ensemble des filons : on constate un enrichissement relatif nul à modéré en Mg, faible à important en Mn et extrême C, O et H. Inversement, on assiste à un appauvrissement élevé en

Na et Sr. Les autres éléments mobiles (Ca et P) montrent des variations parfois positives et parfois négatives.

Les résultats des bilans de transferts de matière ont permis d'illustrer deux aspects des transformations secondaires :

- les variations de volume et de densité ;
- les variations pondérales des différents éléments chimiques dosés.

En complément de ces résultats, il est utile de caractériser un autre type de modifications physico-chimiques : les phénomènes redox dans les filons. La spectrométrie Mössbauer, qui permet de déterminer la valence du fer et sa distribution dans les minéraux, est une technique adaptée pour mettre en évidence et quantifier ce type de phénomène.

Filons analysés	Echantillons comparés																
		Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	COHS	Sr	Zr	Y	F.V.	
OG86-E	42(e)/44(c)	O	O	O	+++	O	O	-	n.s.	O	n.s.	+++	---	O	O	1,20	
La Grande-Commune	43(i)/44(c)	O	O	O	++	-	O	-	n.s.	O	n.s.	+++	--	O	O	1,18	
OG86-G	36(e)/38(c)	O	O	O	+++	+	O	---	n.s.	-	--	+++	---	O	O	1,20	
La Petite-Commune	37(i)/38(c)	O	O	O	O	+	--	---	n.s.	-	---	+++	---	O	O	1,12	
GOS-11 Dames de Meus	1(e)/2(c)	O	O	O	++	++	+	---	+++	O	n.s.	+++	n.s.	O	O	1,05	
OGTS88-40 Anchamps	34(e)/35(c)	O	O	O	O	O	++	---	n.s.	O	++	+++	---	O	O	1,10	
OGTS88-29 Anchamps	29(e)/30(c)	O	O	O	O	+	+++	+++	n.s.	O	n.s.	+++	---	O	O	1,08	
OGTS88-28 Anchamps	31(i)/30(c)	O	O	O	O	+	++	++	n.s.	O	n.s.	+++	---	O	O	1,08	
OGTS88-28 Anchamps	32(e)/33(c)	O	O	O	+	+	++	---	n.s.	O	++	+++	---	O	O	1,07	
GOS-21	20(e)/22(c)	O	O	O	-	++	---	---	n.s.	O	n.s.	+++	---	O	O	1,05	
Les Ecumonts	21(i)/22(c)	O	O	O	+	O	--	O	n.s.	O	n.s.	+++	-	O	O	1,02	

Figure 109 : Bilan de matière dans les filons de diabase.

Pour chacun des filons analysés (rangés dans la figure par latitude croissante), les échantillons sont comparés deux à deux par la méthode de Gresens. Dans tous les cas, l'échantillon prélevé à l'éponte (e) est comparé à celui du coeur du filon (c), c'est-à-dire le moins transformé. Dans 5 filons, on dispose d'un échantillon intermédiaire (i) qui est comparé à celui du coeur. Les mobilités relatives des différents éléments chimiques sont exprimés qualitativement. n.s. : non significatif ; 0 : variation comprise entre -5 et +5% ; + : de +5 à +10% ; ++ : de +10 à +20% ; +++ : variation supérieure à 20% ; - : de -5 à -10% ; -- : de -10 à -20% ; --- : variation inférieure à -20%.

Noter l'immobilité de Si, Al, Fe, Zr et Y ; la mobilité moyenne de Mg et P et la grande mobilité de C, O, H, S, Mn, Ca, Na, Sr. Dans tous les cas, les transferts conduisent à une augmentation du volume de la roche, de 10% en moyenne au niveau des épontes.

C) Phénomènes redox : analyse en spectrométrie Mössbauer

La spectrométrie Mössbauer du ^{57}Fe est un outil particulièrement efficace pour caractériser la distribution et l'état d'oxydation du fer au sein d'une roche ou d'un minéral. Cette technique n'étant pas d'usage courant en Sciences de la Terre, une présentation succincte de la technique m'a paru utile. Le lecteur intéressé pourra trouver des informations plus détaillées dans l'annexe 3.

1) Principe de la spectrométrie Mössbauer

La spectrométrie Mössbauer est une technique d'analyse physique fondée sur l'absorption de rayons gamma par certains noyaux atomiques, sans recul, c'est à dire sans transformation partielle de l'énergie du rayonnement en énergie cinétique. Le noyau absorbeur passe ainsi de l'état fondamental (stable) à l'état excité (instable). Pour revenir à l'état fondamental, le noyau émet un rayonnement dont l'analyse apporte des informations sur la nature du noyau absorbeur et sur son environnement immédiat (environnement électronique).

Ce phénomène d'absorption sans recul ne concerne qu'un faible nombre de noyaux atomiques. L'isotope 57 du fer est l'un d'eux. La grande abondance de ce dernier (2% en moyenne dans la nature) ouvre le champ à des applications en Sciences de la Terre. Le dispositif expérimental est léger et peu onéreux à l'usage.

La spectrométrie Mössbauer apporte des informations sur :

- la nature des liaisons dans le noyau atomique ;
- l'état électronique et la valence (Fe^{2+} ou Fe^{3+}) ;
- la symétrie du site occupé par le noyau (dans un cristal ou dans une molécule) ;
- la nature du magnétisme.



En pratique, l'analyse du spectre Mössbauer d'un échantillon permet d'identifier les différents environnements occupés par le fer. Chacun d'eux est caractérisé par quatre paramètres dits "hyperfins" qui décrivent les interactions électriques et magnétiques des noyaux de fer résonnants dans leur environnement. En particulier, les paramètres hyperfins précisent la valence du fer et permettent d'évaluer l'abondance relative de chacun des environnements.

Appliquée à un échantillon (roche ou minéral) dans lequel coexistent plusieurs environnements de type Fe^{2+} ou Fe^{3+} , la spectrométrie Mössbauer permet d'évaluer la valeur du rapport $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ à 5% près.

2) Caractères Mössbauer des environnements du fer dans les filons de diabase

26 échantillons, dont 23 de diabase et 3 de l'encaissant proche, ont été analysés au Laboratoire de spectrométrie Mössbauer de l'Université du Maine, en collaboration avec J.M. Grenèche. Les résultats expérimentaux sont consignés dans l'annexe 3. Ces analyses complètent celles effectuées par F. Meilliez (1989a) sur 11 échantillons de sédiments du substratum et de la couverture du Massif de Rocroi.

Le dépouillement des 23 spectres de diabase (figure 110) a permis la caractérisation de huit environnements du fer (figure 111). Leur attribution à des espèces minérales est effectuée par comparaison avec les études Mössbauer spécifiques antérieures (Coey, 1984) et contrôlée par les résultats de l'analyse pétrographique.

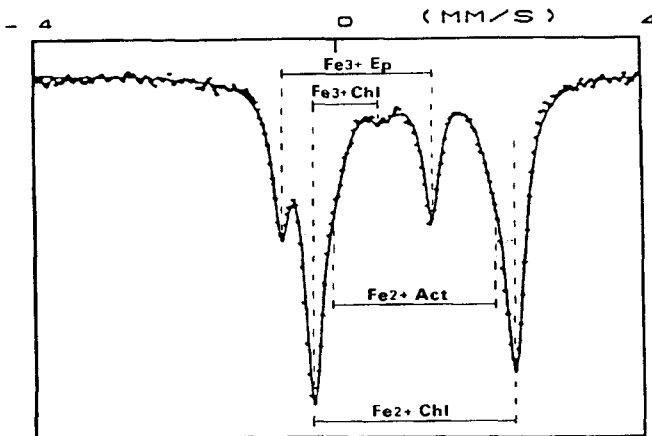


Figure 110 : Interprétation du spectre Mössbauer d'une diabase.

Le spectre d'un échantillon prélevé au coeur du filon de diabase de la Grande Commune montre 4 doublets de pics d'absorption correspondant chacun à un environnement du fer : Fe³⁺ dans l'épidote (Ep) (22% des sites occupés par le fer) et dans un premier site de la chlorite (Chl) (8%), et Fe²⁺ dans l'actinote (Act) (15%) et dans un second site de la chlorite (55%). Au total, le fer de la roche est sous la forme Fe²⁺ pour 67% et sous la forme Fe³⁺ pour 33%. Le spectre a été enregistré à la température de 300 K.

Environnement du fer	Fréquence de présence	Abondance moyenne (%) ±5%	Valence du fer	PARAMETRES HYPERFINS				Espèce minérale
				DI (mm/s) ±0,02 mm/s	GA (mm/s) ±0,02 mm/s	SQ (mm/s) ±0,04 mm/s	CH (kOe) ±5kOe	
n° 1	26/26	75	Fe ²⁺	1,10-1,17 moy=1,14	1,12-1,32 moy=0,19	2,57-2,70 moy=2,63	*	Chlorite
n° 2	21/26	16	Fe ³⁺	0,26-0,43 moy=0,32	0,21-0,70 moy=0,34	0,53-0,87 moy=0,72	*	Chlorite
n° 3	11/26	13	Fe ³⁺	0,32-0,38 moy=0,36	0,09-0,26 moy=0,15	2,02-2,06 moy=2,05	*	Epidote
n° 4	8/26	14	Fe ²⁺	1,05-1,18 moy=1,10	0,20-0,45 moy=0,28	2,04-2,45 moy=2,26	*	Actinote
n° 5	1/26	9	Fe ³⁺	0,64	0,13	ε=0,06	459	Magnétite
n° 6	1/26	6	Fe ²⁺	0,24	0,14	ε=0,01	486	Magnétite
n° 7	1/26	8	Fe ²⁺	1,03	0,11	0,75	*	Ilménite
n° 8	2/26	15	Fe ²⁺	1,21-1,22	0,15-0,16	1,48-1,50	*	Ankérïte
n° 9	3/3	5	Fe ²⁺	1,13	0,28-0,30	2,05	*	Illite
n° 10	3/3	10	Fe ³⁺	0,63	0,34-0,38	1,50-1,56	*	Illite

Figure 111 : Les paramètres hyperfins des environnements du fer identifiés par la spectrométrie Mössbauer.

Les spectres Mössbauer réalisés sur 26 échantillons, 23 de diabase et 3 de pélites encaissantes a permis l'identification de 10 environnements occupés par le fer, attribués à 8 espèces minérales différentes. Les environnements n° 9 et 10 ne sont observés que dans les pélites. Les paramètres hyperfins de chaque site sont donnés à 300 K. Ils décrivent l'état électro-magnétique des noyaux de fer. DI : déplacement isomérique, sa valeur est donnée par rapport au fer métallique à 300K. GA : largeur de raies à mi-hauteur. SQ : séparation quadripolaire. 2ε : déplacement quadripolaire. CH : champ hyperfin. L'abondance d'un environnement correspond à la proportion de fer occupant ce site par rapport à la quantité totale de fer présent dans l'échantillon (incertitude : 5%). Une étude réalisée à 77 K confirme les résultats obtenus.

Les deux environnements observés le plus fréquemment correspondent à la chlorite. Le fer est de type fer^{2+} dans le premier et de type fer^{3+} dans le second. La distribution du fer entre ces deux sites est inégale : la valeur du rapport $Fe^{2+}/\Sigma Fe^{3+}$ varie entre 0,80 et 0,90. Cette présence d'une quantité significative de fer^{3+} (second site) infirme l'idée communément admise, selon laquelle la chlorite ne contient pratiquement que du fer^{2+} (Coey, 1984).

Un environnement de type fer^{3+} , caractérisé dans la plupart des échantillons, est attribué à l'épidote. Dans certains cas, elle n'avait pas été reconnue au préalable par microscopie optique, vraisemblablement en raison d'une trop faible taille des cristaux.

Un quatrième environnement, de type fer^{2+} , est associé à l'actinote. Cette signature apparaît dans 8 échantillons correspondant à deux filons différents : le filon de la Grande-Commune (filon E) et celui de la Petite Commune (filon G) (voir localisation précise en annexe 1).

Les quatre autres environnements sont attribués à l'ankérite, la magnétite et l'ilménite.

L'ankérite est présente dans deux échantillons (OG 24 et OG25) prélevés dans le filon de diabase du Mont Malgré-Tout (filon GOS-19 ; figure 56), à Revin. L'étude des transferts de matière a montré que ce filon est fortement enrichi en calcium, le fer n'étant pas mobile. La formation de l'ankérite pourrait donc s'être effectuée à partir d'un apport externe de calcium, le fer étant prélevé in situ.

La magnétite, avec sa signature très caractéristique, n'est présente que dans un échantillon (OG22), prélevé au coeur du filon de Saint-Nicolas (GOS-33), près de Revin. L'ilménite est également présente dans le même filon (échantillon OG21).

L'apparition de ces minéraux, par déstabilisation de l'hématite et du rutile a été utilisée par Beugnies (1986) comme critère zonéographique permettant définir, en contexte épizonal, le passage d'une zone préexterne à une zone métamorphique externe. A partir de ses observations pétrographiques en microscopie optique, il limite vers le Nord l'extension de la zone externe du domaine métamorphique ardennais à la latitude de la Grande Commune. Le filon de Saint-Nicolas se situe donc en dehors de cette zone. *Dans ces conditions, l'observation de la magnétite et de l'ilménite suggère que la zone métamorphique externe s'étend plus vers le Nord qu'il n'était supposé.*

Le feldspath, pourtant présent dans tous les échantillons, n'apparaît sur aucun des spectres du fait d'une trop faible teneur en fer (Smith, 1974).

Trois échantillons de pélites, prélevés en bordure du filon de diabase de la Grande Commune, ont été également analysés. Les deux sites de la chlorite fixent une importante proportion du fer. Deux autres environnements, qui présentent des caractéristiques proches de ceux de la chlorite, se rapportent à un minéral dont la structure est proche de celle de la chlorite. Comme ces sites fixent une faible proportion du stock de fer, il peut s'agir, soit d'un minéral

présent en faible proportion modale, soit d'un minéral dont l'architecture n'admet qu'une faible proportion de fer. Les pélites étant constituées essentiellement par un assemblage à quartz-chlorite-illite, il est vraisemblable que ces deux environnements correspondent à l'illite.

De façon générale, la mise en évidence de minéraux contenant du fer, non décelables optiquement ou difficilement déterminables (cristaux plus ou moins déstabilisés) montre un premier intérêt de l'utilisation de la spectrométrie Mössbauer, en complément des techniques d'analyse pétrographique classiques.

3) Variations de la distribution et de l'état d'oxydation du fer dans le filon de diabase de la Grande-Commune

Appliquée à un échantillon de diabase, la spectrométrie Mössbauer a permis de préciser la valence du fer et de quantifier son abondance dans les différents environnements qu'il occupe. Cette technique est donc apte à décrire les variations de la distribution du fer au sein d'un même filon de diabase. A titre d'exemple, le filon de la Grande Commune (filon E) a été retenu. Six échantillons, prélevés depuis le coeur jusqu'aux épontes (OG44 et OGGC02 à 06) ont été analysés, ainsi que trois échantillons de l'encaissant proche (OGGCE1 à 3). Ce dernier est constitué de grès et de pélites localement riches en pyrite. Dans les 6 échantillons de diabase, quatre environnements résonnants du fer sont observés. Deux sont caractéristiques de la chlorite, un autre de l'épidote, le dernier est attribué à l'actinote. Les spectres relatifs aux échantillons de l'encaissant montrent les deux environnements de la chlorite, et deux autres attribuables à l'illite. L'essentiel du fer se situe dans la chlorite.

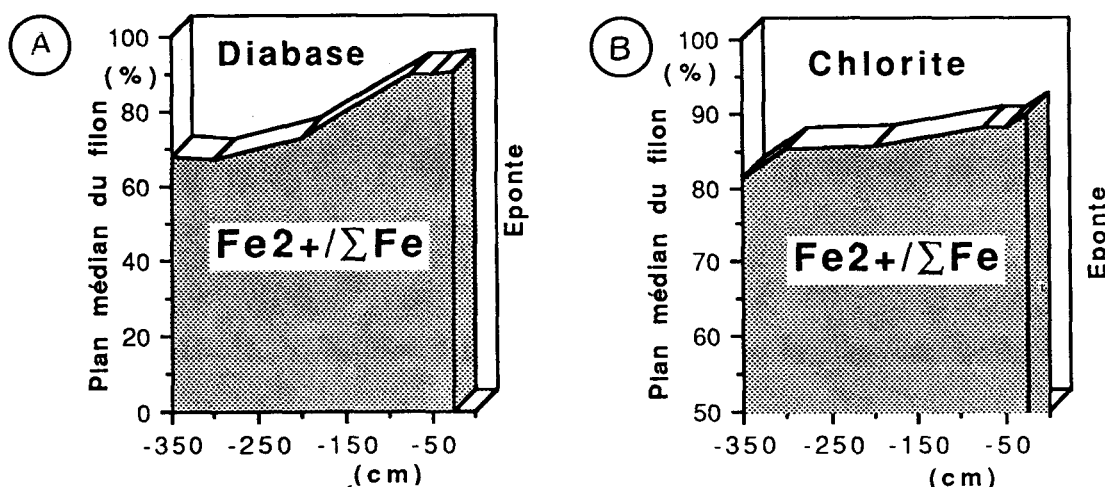


Figure 112 : Variations transversales du rapport $Fe^{2+}/\Sigma Fe$ dans le filon de diabase de la Grande-Commune.

A : profil de la valeur du rapport $Fe^{2+}/\Sigma Fe^{3+}$ de la roche totale. Du coeur vers l'éponte, on constate une réduction croissante de la diabase. Les valeurs observées à l'éponte sont similaires à celles observées dans l'encaissant. B : profil de la valeur du rapport $Fe^{2+}/\Sigma Fe^{3+}$ de la chlorite. On retrouve la même évolution, bien que moins accusée, que pour la roche totale.

Chacun des deux profils est établi à partir de 6 mesures. Incertitude : 5%.

En faisant la somme des abondances du Fe^{2+} , et du Fe^{3+} , dans les différents environnements qu'ils occupent, on obtient une estimation à 5% près du rapport $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ dans chaque échantillon. L'ensemble des valeurs obtenues permet d'établir un profil (A, figure 112) qui caractérise une évolution progressive depuis une valeur minimale au coeur (0,67) jusqu'à une valeur maximale en bordure du filon (0,91). Les valeurs du rapport $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ mesurées dans les trois échantillons de l'encaissant proche du filon (schistes noirs pyriteux) sont légèrement inférieures à la valeur mesurée à l'éponte du filon. Contrairement aux échantillons de diabase qui ont pu être prélevés dans de bonnes conditions de "fraîcheur", ces échantillons de schistes ont subi une altération météorique : dans certains niveaux, cette altération se traduit par une oxydation plus ou moins intense de cristaux de pyrite. Les valeurs du rapport $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ de ces schistes doivent par conséquent être corrigées des effets de l'altération météorique pour pouvoir être comparées à celles du filon de diabase. En première approximation, on peut considérer qu'avant l'altération, ce rapport $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ était dans l'encaissant supérieur, sinon égal à la valeur mesurée en bordure du filon.

La même évolution, quoique moins accusée, est retrouvée en considérant les valeurs du rapport $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ de la chlorite (B, figure 112).

L'origine de cette double évolution peut être soit primaire, soit secondaire. L'homogénéité chimique primaire du filon ayant pu être démontrée par analyse texturale et géochimique, il est donc raisonnable de supposer que Fe^{2+} et Fe^{3+} étaient initialement distribués uniformément dans le filon. Les évolutions observées sont donc nécessairement liées aux transformations secondaires. Elles peuvent résulter :

- soit d'un enrichissement en Fe^{2+} provenant de l'encaissant, cet apport étant maximal en bordure et minimal au coeur du filon ;
- soit d'un appauvrissement en Fe^{3+} particulièrement marqué près des épontes ;
- soit de variations des coefficients d'activité de Fe^{2+} et Fe^{3+} au cours des transformations minéralogiques qui ont affecté inégalement le filon ;
- soit d'une réaction redox affectant inégalement le filon.

Le bilan chimique des transferts de matière a montré qu'en bordure du filon le gain en Fe^{2+} (+2,3g) est compensé par la perte en Fe^{3+} (-2,3g). Il est donc très probable que le fer est resté immobile lors des transformations. Les deux premières hypothèses ne sont donc pas recevables. *Comme le profil du rapport $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ de la chlorite est du même type que celui de la roche totale, il est très vraisemblable que ces évolutions reflètent un gradient redox.*

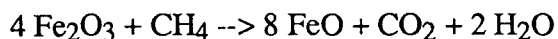
Le rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ est un marqueur de la fugacité d'oxygène (Nordstrom et Munoz, 1986, p.318). Celle-ci est toujours très faible dans les roches métamorphiques et elle est généralement héritée du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ de la roche initiale. Sa valeur reste souvent inchangée lors du métamorphisme car elle est tamponnée par les assemblages de la roche. Néanmoins, elle peut être modifiée par la percolation de fluides issus des réactions métamorphiques (Kerrick *et al.*, 1984) ou par l'oxydation de la matière organique dans les

sédiments (Eugster, 1972). En effet, la capacité des assemblages à tamponner la fugacité d'oxygène peut être insuffisante si la quantité de fluides qui percole la roche est importante (Kerrick *et al.*, 1984). La présence d'épidote et de sphène dans le coeur du filon témoigne d'une forte fugacité d'oxygène initiale (Moody *et al.*, 1983) alors que la disparition de ces minéraux et le développement de la chlorite vers l'éponte traduirait un rééquilibrage vers les faibles fugacités d'oxygène de l'encaissant. D'ailleurs le rapport $Fe^{2+}/\Sigma Fe$ dans l'encaissant, constitué de grès et de pélites noirs, est similaire à celui mesuré à l'éponte. *Ce rééquilibrage s'effectuerait par une percolation importante de fluides réducteurs provenant de l'encaissant. Le rééquilibrage est total en bordure du filon.* Le coeur, relativement protégé de l'influence de l'encaissant, n'a subi qu'un rééquilibrage partiel. Comme le bilan chimique des transferts de matière a montré que le fer n'est pas mobile, il faut admettre que ce rééquilibrage s'est effectué *in situ* sans apport ni départ de fer.

D) Nature des fluides impliqués dans les transferts de matière.

Le bilan des transferts de matière a mis en évidence des apports en C, O et H qui impliquent l'introduction de fluides dans le filon de la Grande Commune. Ces fluides peuvent être composés par H₂O et par une ou plusieurs phases carbonées dont la nature est à déterminer. Dans les conditions du faciès schiste vert, les phases carbonées présentes dans les fluides sont CO₂ et/ou CH₄ (Holloway, 1981).

En raison de la réduction du fer qui accompagne les transferts de matière, il est nécessaire d'admettre la présence d'une phase fluide réductrice, qui pourrait être CH₄. La réduction du fer et l'oxydation de CH₄ pourraient être couplées selon la réaction suivante :



Le bilan de masse a montré qu'en bordure du filon, pour 100g de roche initiale, 2,3g de Fe²⁺ sont affectés par la réduction. Si l'on admet la réaction redox proposée ci-dessus, alors un calcul simple implique un apport de 0,1g de CH₄. Cet apport est largement inférieur à l'enrichissement total en carbone, de l'ordre de 2,1g (figure 113). Il est donc nécessaire d'admettre l'existence d'une autre phase carbonée, non réductrice, également impliquée dans les transferts de matière. Cette phase pourrait être CO₂. La fixation de 7,5g de CO₂ peut alors rendre compte de l'enrichissement en carbone de la roche.

La fixation du CO₂ entraîne un gain en oxygène de l'ordre de 5,4g. Or les bilans de masses permettent une évaluation du gain en oxygène voisine de 6,7g. La différence peut être expliquée par la fixation de 1,3g de H₂O (figure 113).

En résumé, en tenant compte des résultats des bilans de matière, et si l'on admet que la réduction du fer est couplée avec l'oxydation de CH_4 , alors, il faut admettre que le fluide impliqué dans les transferts de matière est constitué au moins par H_2O , CO_2 et CH_4 . Il est à noter que des inclusions fluides à $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ont été reconnues dans différentes zones métamorphiques de l'Ardenne proche du Massif de Rocroi (Darimont, 1986). A l'éponte, 100 g de roche auraient fixé 1,4g de H_2O , 7,5g de CO_2 et 0,1g de CH_4 . Cette estimation des quantités de phases fluides fixées par la roche ne permettent pas d'évaluer directement leurs proportions dans le fluide qui pénètre dans le filon. En effet, les quantités fixées dépendent non seulement de la composition du fluide introduit mais aussi des réactions entre le fluide et les minéraux constitutifs de la roche. Ce problème sera abordé dans la suite du chapitre (F).

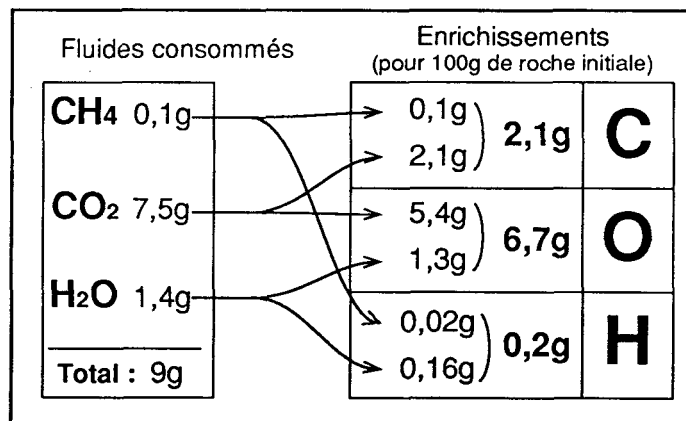


Figure 113 : Estimation des contributions respectives des phases fluides CH_4 , CO_2 et H_2O aux gains en C, O et H en bordure du filon de diabase de la Grande Commune.

E) Relation entre transferts de matière, métamorphisme et déformation.

L'exemple de la Grande Commune montre une évolution minéralogique, chimique et structurale progressive et continue dans le filon (figure 114). Du coeur à la bordure, une augmentation parallèle du degré d'avancement des réactions métamorphiques, de l'intensité de la déformation et des transferts de matière par les fluides suggère une relation étroite entre ces différents processus. L'association, l'apparition ou la disparition de certains minéraux définit une suite d'assemblages minéralogiques et de réactions métamorphiques qui se succèdent du coeur vers la bordure.

Néanmoins, des assemblages différents peuvent coexister au sein d'une même lame mince entre des domaines peu déformés à structure magmatique préservée et des domaines schistosés. Un accroissement de la déformation dans la roche s'accompagne d'une plus grande intensité des transformations métamorphiques. Comme la déformation augmente la cinétique

des réactions métamorphiques (Potdevin *et al.*, 1989), la coupe du coeur à la bordure du filon reflète l'évolution temporelle des processus physico-chimiques qui s'y sont déroulés. Le coeur du filon est le mieux préservé. Une structure ophitique est conservée mais les minéraux initiaux sont remplacés par un assemblage à oligoclase, albite, sphène, épidote et chlorite, typique du faciès schiste vert. L'actinote et ilménite, présents sous forme de reliques, témoignent d'un assemblage antérieur, magmatique ou déjà métamorphique. Ce premier stade de l'évolution métamorphique, sans déformation, a affecté l'ensemble du filon et traduit son rééquilibrage avec l'encaissant à une température de l'ordre de 450°C pour des pressions proches de 300 MPa. Une introduction limitée de fluides riches en H₂O depuis l'encaissant a été nécessaire pour former les minéraux hydroxylés. La composition initiale du filon n'étant pas connue, il est difficile d'apprécier les transferts de matière liés à ce premier stade. Ils ne semblent pas être importants car, hormis une valeur de la perte au feu de l'ordre de 2%, les analyses des coeurs de filons sont très proches de celles de basaltes tholéitiques (André *et al.*, 1986).

Le deuxième stade métamorphique, synschisteux cette fois, traduit une baisse de température depuis 420°C jusqu'à 350°-300°C pour une pression de l'ordre de 200 MPa. Ce stade synschisteux est lié au raccourcissement varisque d'âge viséen (Piqué *et al.*, 1984). Dans le filon, il se traduit par l'apparition et le développement de la calcite et l'augmentation de la teneur en chlorite qui implique un apport en fluides riches en eau et en carbone. Il a été montré précédemment que le filon a pour l'essentiel fixé H₂O et CO₂ apporté par les fluides.

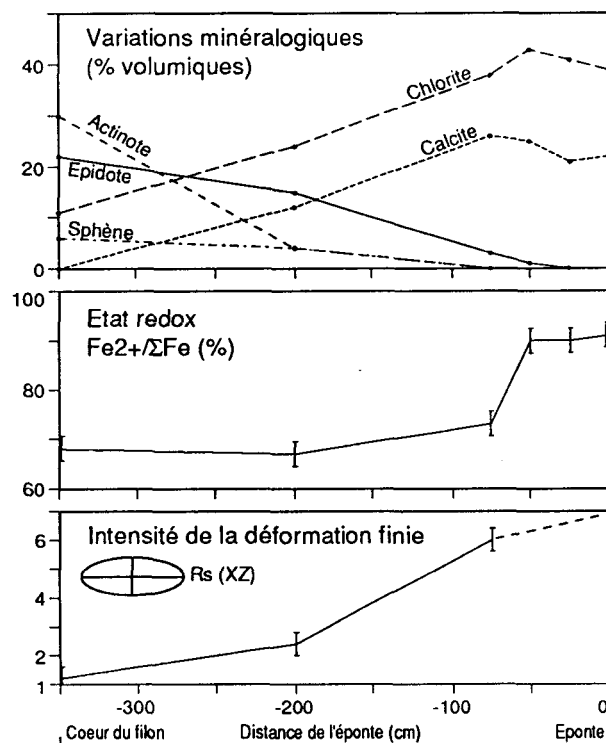


Figure 114 : Evolutions minéralogique, redox et structurale au sein du filon de diabase de la Grande Commune. Les proportions volumiques des espèces minérales sont mesurées au compteur à point. Les valeurs du rapport Fe²⁺/ΣFe sont mesurées par spectrométrie Mössbauer. L'état de déformation est estimée suivant la méthode de Sanderson (1977).

Le second stade de l'évolution métamorphique rend compte des variations de minéralogie observés dans le filon. Il voit, dans le temps et du coeur à la bordure, une succession de réactions qui impliquent la présence d'une phase fluide dont la composition contrôle la nature des assemblages. Ainsi, la présence d'épidote indique de faibles valeurs de X_{CO_2} (Will *et al.*, 1990). Les fluides circuleraient de façon privilégiée le long des plans de schistosité et progresseraient avec la déformation de l'éponte vers le coeur. Ainsi, une étude en cathodoluminescence révèle que la calcite se développe sous forme d'agrégats de cristaux qui constituent des bandes parallèles à la schistosité au coeur du filon. Les cristaux de sphène au contact des plans de schistosité sont progressivement remplacés par de la calcite, du quartz et du rutile ; dans la même lame mince les cristaux éloignés d'un plan de schistosité sont préservés. Enfin, la chlorite se développe également dans la schistosité.

Manifestement, l'enrichissement de la roche en éléments volatils C, O et H est contemporain du métamorphisme et de la déformation. Les apports et les départs d'éléments ne concernent que quelques éléments (Mn, Na, Sr et S) et ne peuvent donc pas s'expliquer par une dissolution congruente de minéraux. Ils ne peuvent prendre place que lors des réactions métamorphiques. Ainsi, l'augmentation de la teneur en manganèse de la roche s'explique principalement par la cristallisation de la calcite où la teneur de cet élément dépasse 1%. L'apport de manganèse s'effectuerait par les fluides.

F) Mécanisme des phénomènes de transformations secondaires

La caractérisation des conséquences physico-chimiques, transferts de matière et oxydo-réduction, des transformations secondaires subies par les filons de diabase a permis de montrer que ces derniers se sont comportés en système ouvert vis-à-vis de leur encaissant. *Les transformations, dont l'intensité est maximale en bordure et décroît régulièrement vers le coeur des filons peuvent être décrites sous la forme d'un gradient.*

Deux mécanismes différents sont susceptibles de rendre compte d'un tel gradient de transformations secondaires :

- la diffusion des éléments chimiques en milieu hydraté, à partir d'un gradient de potentiel chimique ;
- la percolation de fluides à partir d'un gradient de pression et/ou de température.

Dans le premier cas, il n'est pas nécessaire de faire intervenir une migration de la phase fluide, le moteur des transformations étant le gradient de potentiel chimique. La présence du fluide est toutefois nécessaire pour que le gradient de potentiel chimique puisse s'exprimer par une diffusion des éléments. Dans le second cas, c'est la circulation des fluides qui constitue le moteur des transformations. La diffusion est alors négligeable.

La percolation de fluides depuis l'encaissant est la mieux à même de rendre compte des observations suivantes.

1 - *La formation de minéraux carbonatés et hydroxylés.*

L'apparition de la calcite et de la pyrite, l'augmentation de la teneur en chlorite vers les épontes impliquent l'arrivée de fluides riches en eau et en carbone depuis l'encaissant.

2 - *Les phénomènes d'oxydo-réduction.*

L'augmentation de la teneur en Fe^{2+} vers les bordures alors que le fer est immobile, indique la réduction du Fe^{3+} . Ceci implique le passage d'une grande quantité de fluide réducteur (Kerrick *et al.*, 1984; Boulter *et al.*, 1989) qui proviendrait des grès et des pélites noires riches de l'encaissant.

3 - *La mise en évidence d'apports (C, O, H, Mn) mais également de départs (Na, Sr, S) d'éléments chimiques* suggère qu'une partie des fluides qui ont pénétré dans le filon en est ressortie. Cela revient à admettre que la quantité de fluides fixée par le filon, estimée par le bilan de masse, est inférieure à la quantité de fluides qui a circulé dans le filon.

4 - *Les quantités de fluides impliquées et les distances de transfert.*

Calcul du volume de fluide

Le calcul du volume de fluide nécessaire au déroulement des réactions métamorphiques peut contribuer à la caractérisation du mécanisme des transferts de matière. Ainsi un renouvellement des fluides par percolation doit être admis si ce volume dépasse la porosité de la roche (Ferry, 1986). Classiquement, le calcul de ce volume se fonde sur l'estimation du degré d'avancement des réactions qui consomment CO_2 et H_2O dans le filon (Walther et Wood, 1986).

Une autre approche consiste à calculer ce volume à partir des quantités globales de CO_2 et H_2O consommées dans le filon. Ces quantités ont pu être estimées par le bilan de matière. L'influence de CH_4 , qui intervient dans les transferts en faible quantité relative, sera négligée.

La fraction molaire de CO_2 d'un fluide qui provient de l'encaissant et qui a traversé un certain volume de l'éponte du filon est (Ferry, 1986) :

$$X_{\text{CO}_2}^{\text{int}} = \frac{n_{\text{CO}_2}^{\text{int}}}{n_{\text{CO}_2}^{\text{int}} + n_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{int}}} = \frac{n_{\text{CO}_2}^{\text{ext}} - n_{\text{CO}_2}^{\text{r}}}{n_{\text{CO}_2}^{\text{ext}} + n_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{ext}} - n_{\text{CO}_2}^{\text{r}} - n_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{r}}}$$

$n_{\text{CO}_2}^{\text{ext}}$ et $n_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{ext}}$ sont les quantités molaires de CO_2 et H_2O qui constituent le fluide externe, $n_{\text{CO}_2}^{\text{int}}$ et $n_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{int}}$ les quantités de CO_2 et H_2O du fluide interne et $n_{\text{CO}_2}^{\text{r}}$ et $n_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{r}}$ les quantités consommées par les réactions (figure 115).

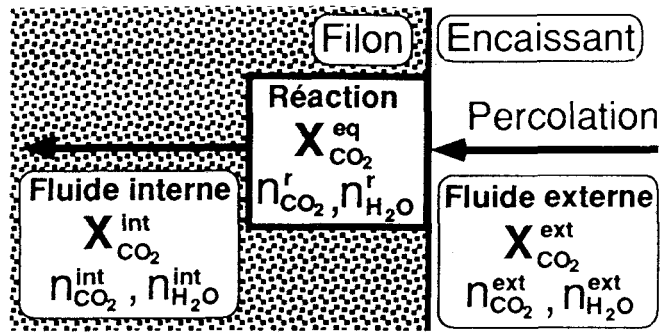


Figure 115 : Modèle de percolation à l'éponte du filon de la Grande Commune.

$X_{CO_2}^{int}$, $X_{CO_2}^{ext}$, $X_{CO_2}^{eq}$: fraction molaire de CO_2 dans le fluide interne, externe et à l'équilibre avec la roche.

$n_{CO_2}^{int}$ et $n_{H_2O}^{int}$, $n_{CO_2}^{ext}$ et $n_{H_2O}^{ext}$, $n_{CO_2}^r$ et $n_{H_2O}^r$: quantités molaires de CO_2 et H_2O dans le fluide interne, externe et consommées à l'éponte.

La quantité de fluide qui traverse l'éponte vaut :

$$n_{CO_2}^{ext} + n_{H_2O}^{ext} = \frac{n_{CO_2}^r - X_{CO_2}^{int} (n_{CO_2}^r + n_{H_2O}^r)}{X_{CO_2}^{ext} - X_{CO_2}^{int}}$$

$X_{CO_2}^{ext}$ est la fraction molaire de CO_2 dans le fluide externe. Le rapport volume de fluide sur volume de roche V_F/V_R est égal à :

$$V_F/V_R = \rho v_f \frac{\frac{m_{CO_2}}{M_{CO_2}} - X_{CO_2}^{int} \left(\frac{m_{CO_2}}{M_{CO_2}} + \frac{m_{H_2O}}{M_{H_2O}} \right)}{X_{CO_2}^{ext} - X_{CO_2}^{int}}$$

avec ρ la masse volumique de la roche ($\approx 3,05 \text{ g/cm}^3$), v_f le volume molaire du fluide ($\approx 22 \text{ cm}^3$, Walther et Wood, 1986), M_{CO_2} et M_{H_2O} les masses molaires de CO_2 et H_2O (≈ 44 et 18 g) et m_{CO_2} et m_{H_2O} les pourcentages en masse de roche initiale de CO_2 et H_2O consommés par les réactions ($\approx 7,3$ et $1,5 \%$ d'après les bilans de matière).

Un diagramme $X_{CO_2}^{int} - X_{CO_2}^{ext}$ permet de discuter la composition possible des fluides et les valeurs probables du rapport volume de fluide sur volume de roche (figure 116). Deux cas limites se présentent :

- La composition du fluide interne tend vers celle du fluide externe ($X_{CO_2}^{int} \rightarrow X_{CO_2}^{ext}$). Le volume de fluide qui apporte les quantités de CO_2 et H_2O consommées dans le filon est très grand ($V_F/V_R \rightarrow \infty$).
- Tout le fluide externe est consommé et il n'existe pas de fluide interne ($n_{CO_2}^{ext} + n_{H_2O}^{ext} = n_{CO_2}^r + n_{H_2O}^r$ et $V_F/V_R = 0,17$), sauf si les deux fluides ont la même

composition ($X_{\text{CO}_2}^{\text{ext}} = X_{\text{CO}_2}^{\text{int}} = 0,67$). Dans ce dernier cas, seule la valeur minimale du volume de fluide impliqué peut être estimée.

Les deux champs de valeurs possibles de $X_{\text{CO}_2}^{\text{int}}$ et $X_{\text{CO}_2}^{\text{ext}}$ ont des significations différentes. Dans l'un, le fluide externe est plus riche en CO_2 que le fluide interne (et $X_{\text{CO}_2}^{\text{ext}} < 0,67$). Dans l'autre cas, c'est le contraire (figure 116).

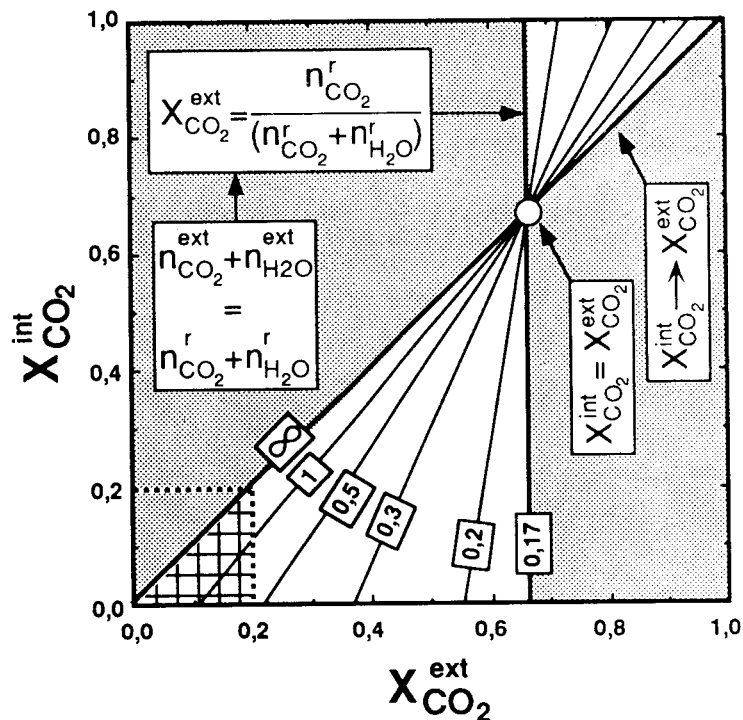
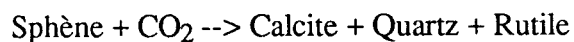


Fig. 116 : Diagramme $X_{\text{CO}_2}^{\text{int}} - X_{\text{CO}_2}^{\text{ext}}$. Les valeurs possibles de $X_{\text{CO}_2}^{\text{int}}$ et de $X_{\text{CO}_2}^{\text{ext}}$ forment deux champs

limités par les droites $X_{\text{CO}_2}^{\text{int}} = X_{\text{CO}_2}^{\text{ext}}$, et $X_{\text{CO}_2}^{\text{ext}} = \frac{n_{\text{CO}_2}^r}{n_{\text{CO}_2}^r + n_{\text{H}_2\text{O}}^r} = 0,67$. Des courbes d'isovaleur du rapport volume de fluide sur volume de roche sont reportées ($V_F/V_R = 0,2 ; 0,3 ; 0,5 ; 1$). Le champ quadrillé donne les compositions du fluide externe envisagées.

Composition du fluide interne

Le fluide interne est tamponné par les assemblages de la roche (Walther et Wood, 1986). Ainsi la stabilité du sphène est limitée par la réaction (Hunt et Kerrich, 1977) :



A température et pression constantes, la coexistence de ces minéraux fixe la valeur de la fraction molaire d'équilibre en CO_2 dans le fluide ($X_{\text{CO}_2}^{\text{eq}}$, figure 117). La déstabilisation progressive du sphène au bord du filon traduit l'apport continu de fluide riche en CO_2 qui

déplace cette réaction vers la droite. Le sphène se déstabilise pour tamponner la composition du fluide interne à sa valeur d'équilibre ($X_{\text{CO}_2}^{\text{int}} \rightarrow X_{\text{CO}_2}^{\text{eq}}$). D'autres réactions tamponnent la composition du fluide. Le plagioclase, l'actinote et l'épidote se déstabilisent au profit de la calcite, du quartz et d'une chlorite de plus en plus alumineuse (Walther et Wood, 1986). Ces réactions définissent une succession d'assemblages qui permet de reconstituer l'évolution qualitative des conditions $T-X_{\text{CO}_2}^{\text{int}}$ à l'éponte du filon (Hunt et Kerrich, 1977 ; Will *et al.*, 1990 ; Liou *et al.*, 1987), figure 5). Ainsi la teneur en CO_2 du fluide interne reste très faible et ne dépasse jamais 0,2 (figure 117).

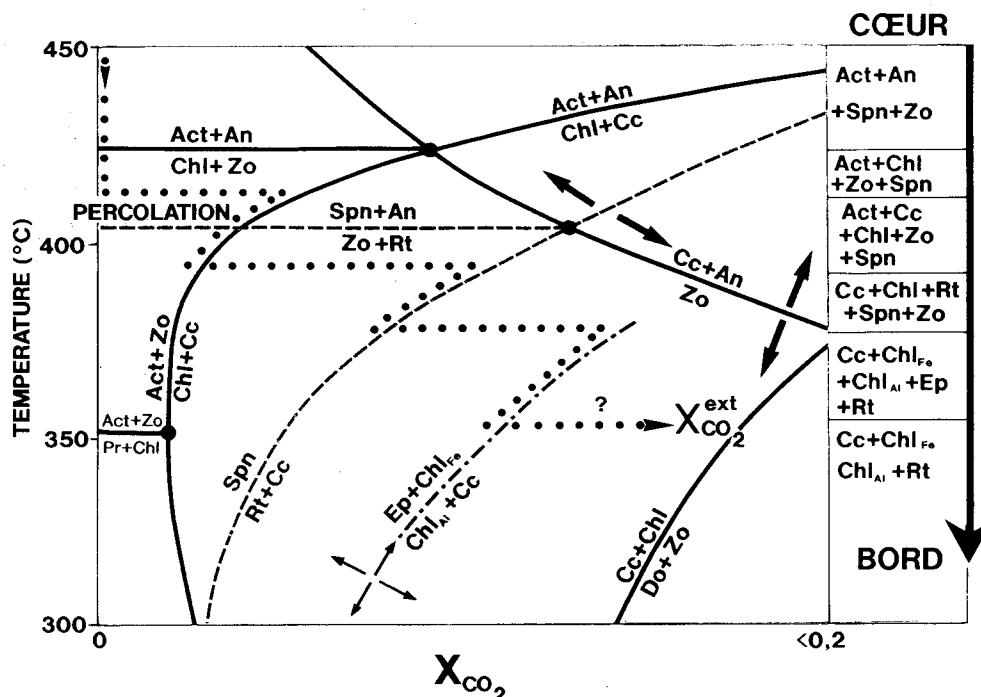


Figure 117 : Diagramme schématique $T - X_{\text{CO}_2}^{\text{eq}}$ à $P=200$ MPa. Adapté et simplifié d'après Hunt et

Kerrich (1977) , Will *et al.* (1990) et Liou *et al.* (1987). Le diagramme est qualitatif pour $X_{\text{CO}_2}^{\text{eq}}$ et le quartz est en excès. Trait plein : réaction dans le système $\text{CaO}-(\text{FeO}, \text{MgO})-\text{Al}_2\text{O}_3$. Trait pointillé : réaction dans le système $\text{CaO}-(\text{FeO}, \text{MgO})-\text{Al}_2\text{O}_3$ Alternance trait-point : déstabilisation de l'épidote. Points : évolution

qualitative de T et $X_{\text{CO}_2}^{\text{eq}}$ enregistrée par les paragenèses de l'éponte. An : anorthite ; Zo : zoïsite ; Cc : calcite ;

Do : dolomite ; Act : actinote ; Spn : sphène ; Rt : rutile ; Ep : épidote ; Chl : chlorite ; Chl_{Fe} : chlorite ferromagnésienne ; Chl_{Al} : chlorite alumineuse. Les flèches indiquent les incertitudes sur la localisation des courbes.

Origine du fluide externe.

L'origine du fluide externe ne peut être recherchée dans l'encaissant proche du filon: l'eau et la matière organique qu'il contenait avaient déjà été éliminées lors du premier épisode métamorphique. De plus, la calcite y est absente et les analyses chimiques indiquent de faibles teneurs en carbone. Enfin, tous les filons de diabase du Massif de Rocroi sont enrichis en CO_2 et H_2O , à l'instar du filon de la Grande Commune. *La source du fluide doit donc être recherchée assez loin des filons.* Comme la porosité des roches est très faible (<1%), la production de fluides est contemporaine de leur percolation (Walther et Orville, 1982).

L'épaisseur estimée des séries sus-jacentes, 8 à 9 km (Beugnies, 1986), indique la profondeur d'enfouissement des filons lors du métamorphisme. A ces profondeurs, une percolation importante de fluides issus des niveaux supérieurs est impossible pendant un épisode de déformation compressif qui tend à réduire la porosité et la perméabilité de la roche (Walther et Orville, 1982). Les fluides seraient donc produits dans des niveaux plus profonds par déshydratation et décarbonatation de pélites dans les conditions du faciès amphibolite ou schiste vert supérieur (Walther et Wood, 1986). Les pélites constituent l'essentiel du Massif de Rocroi et certainement de son soubassement. La valeur de X_{CO_2} dans les fluides produits ou en équilibre avec ces roches dans le faciès amphibolite est très faible et ne dépasse pas 0,3 (Walther et Wood, 1986). D'ailleurs le passage d'un fluide plus riche en CO_2 se marquerait par des assemblages particuliers. Ainsi, l'absence de dolomite dans le filon, notamment à l'éponte où les transformations sont les plus poussées, indique une valeur de $X_{\text{CO}_2}^{\text{ext}}$ qui reste inférieure à 0,2 (figure 117).

Volume de fluide mis en jeu. - Une estimation plus précise du volume de fluide mis en jeu est obtenue en utilisant les estimations de composition du fluide interne et externe. La valeur du rapport volume de fluide sur volume de roche V_F/V_R dépend essentiellement de la différence de composition entre fluide interne et externe. Elle est au moins supérieure à 0,5 ($X_{\text{CO}_2}^{\text{int}}=0$ et $X_{\text{CO}_2}^{\text{ext}}=0,2$) mais pourrait être plus élevée (figure 116). Cette valeur minimale est au moins cinquante fois plus grande que la porosité moyenne d'une roche métamorphique (Brace, 1974 ; Norton et Knapp, 1977). Des valeurs de V_F/V_R de l'ordre de 0,5 voire largement supérieure ont déjà été mises en évidence et rendent compte de la percolation de fluides lors de transformations métamorphiques (Ferry, 1982 ; Rumble *et al.*, 1982 ; Etheridge *et al.*, 1984 ; Boulter *et al.*, 1989). L'estimation de V_F/V_R confirme donc un épisode de percolation de fluides dans le filon. La quantité minimale de fluide qui traverse la limite encaissant-filon est supérieure à $2,5 \cdot 10^{-2}$ moles/cm².

En résumé, un mécanisme de percolation de fluides provenant de l'encaissant paraît le plus à même de rendre compte des transformations physico-chimiques mises en évidence dans le filon (figure 118). Comme les transformations sont minimales au coeur et maximales en bordure, il faut alors admettre que les circulations de fluides ont préférentiellement affecté la bordure du filon.

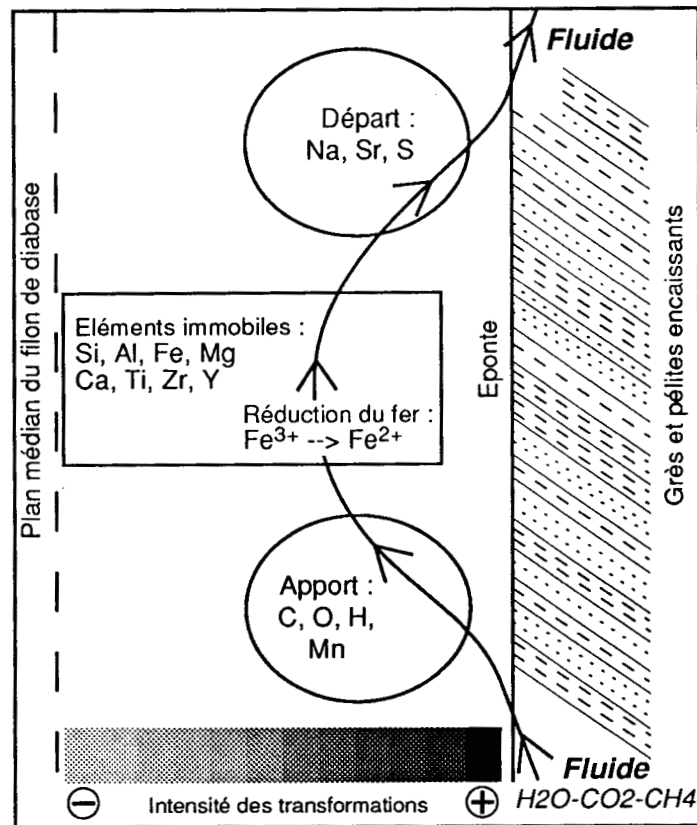


Figure 118 : Modèle des transferts de matière entre le filon de diabase et son encaissant. Un mécanisme de percolation de fluides à H₂O, CO₂ et CH₄ est proposé. Les transferts de matière sont plus importants en bordure qu'au coeur du filon.

G) Conclusions

Les filons de diabase dévoniens du Massif de Rocroi sont des entités chimiques initialement homogènes qui ont subi, après leur consolidation, une différenciation interne chimique, minéralogique et structurale en relation avec l'évolution tectono-métamorphique varisque. Les bilans de matière montrent que le coeur des filons est relativement proche du chimisme initial alors que les bordures ont subi d'importantes transformations chimiques. L'exemple du filon de la Grande Commune montre un fort enrichissement de la bordure en C, O et H, qui souligne le rôle tenu par les fluides, accompagné de gains modestes en Mn et de pertes en Na, Sr et S. L'ensemble de ces transferts a entraîné un accroissement de volume de l'ordre de 20% en bordure du filon. Les transferts de matière sont associés à un processus redox qui a conduit à une réduction prononcée de la bordure du filon.

Les transformations sont directement en relation avec le métamorphisme rétrograde dans le faciès schiste vert, syn-raccourcissement varisques, qu'a subi le filon et son encaissant. Ainsi, les apports en C, O et H reflètent l'accroissement des teneurs en chlorite et en calcite.

L'apparition en bordure des minéraux hydroxylés et carbonatés, la réduction des bordures, la mise en évidence de gains mais aussi de pertes en différents éléments chimiques, suggèrent que les transformations physico-chimiques résultent de la percolation de fluides à H₂O, CO₂ et CH₄ ; en bordure du filon, l'estimation du rapport Volume de fluides / Volume de roche donne une valeur minimale de l'ordre de 0,5, cinquante fois supérieure à la porosité moyenne d'une roche métamorphique.

Les transformations physico-chimiques sont maximales à l'éponte et très faibles au coeur du filon : la bordure a été fortement exposée aux circulations de fluides tandis que le coeur en a été relativement préservé.

Le niveau crustal dont les fluides sont originaires, les modalités de production des fluides restent à caractériser.

V) CONTEXTE GEODYNAMIQUE DU METAMORPHISME ARDENNAIS

A) Bilan des données antérieures

1) Zonéographie du métamorphisme

L'intensité du métamorphisme a été évaluée à partir de deux approches :

- les équilibres minéralogiques (voir par exemple Schreyer et Abraham, 1978 ; Kramm, 1982 ; Beugnies, 1986, 1988);
- la maturité de la matière organique et la cristallinité de l'illite (Teichmüller et Teichmüller, 1979 ; Dandois, 1981 ; Spaeth *et al.*, 1985).

En Ardenne méridionale, Beugnies (1986) a déterminé une série d'équilibres minéralogiques correspondant aux divers assemblages rencontrés. A partir d'estimations des conditions de pression et de températures relatives à certains de ces équilibres, une zonéographie a pu être établie. Une isograde principale correspondant à $P=200$ MPa et $T=380^{\circ}\text{C}$, sépare une zone interne d'une zone externe. Chacune d'elles est caractérisée par une série de minéraux-index (figure 119).

Dans l'Allochtone Ardennais, les zones métamorphiques sont systématiquement localisées au Sud des antiformes écaillées dont les coeurs constituent les massifs de Rocroi, Givonne, Serpont et Stavelot (Beugnies, 1986, 1988) (figure 120). Elles affectent tant le substratum que la couverture. *L'âge varisque du métamorphisme est donc clairement établi.*

La zone métamorphique principale s'étend d'Ouest en Est depuis le Sud du Massif de Rocroi jusqu'à la région de Bastogne. Son axe est décalé vers le Sud d'une douzaine de kilomètres par rapport à celui de l'aire anticlinale de l'Ardenne méridionale (Beugnies, 1986).

Au sein de la zone métamorphique, la zone interne a été reconnue au Sud du Massif de Rocroi et dans la région de Bastogne. La limite zone interne-zone externe est décalée par des chevauchements.

Minéraux	Zone préexterne	Zone externe	Zone interne
Pérites albitiques et ferrifères			
Hématite		
Magnétite		
Rutile		
Ilménite	
Albite	
Phengite	
Chlorite	
Biotite	
Pyrophyllite	
Andalousite		
Chloritoïde	
Grenat		
Pérites calciques et diabases			
Calcite		
Plagioclase		
Sphène	
Epidote	
Grenat		
Actinote		
Hornblende		

Figure 119 : Les minéraux-index marqueurs des zones métamorphiques préexterne, externe et interne. (d'après Beugnies, 1986).

La transition entre la zone externe et la zone interne correspondrait au couple $P=200$ MPa et $T=380$ °C.

A : Minéraux-index des pérites albitiques et ferrifères B : Minéraux-index des pérites calciques et des diabases.

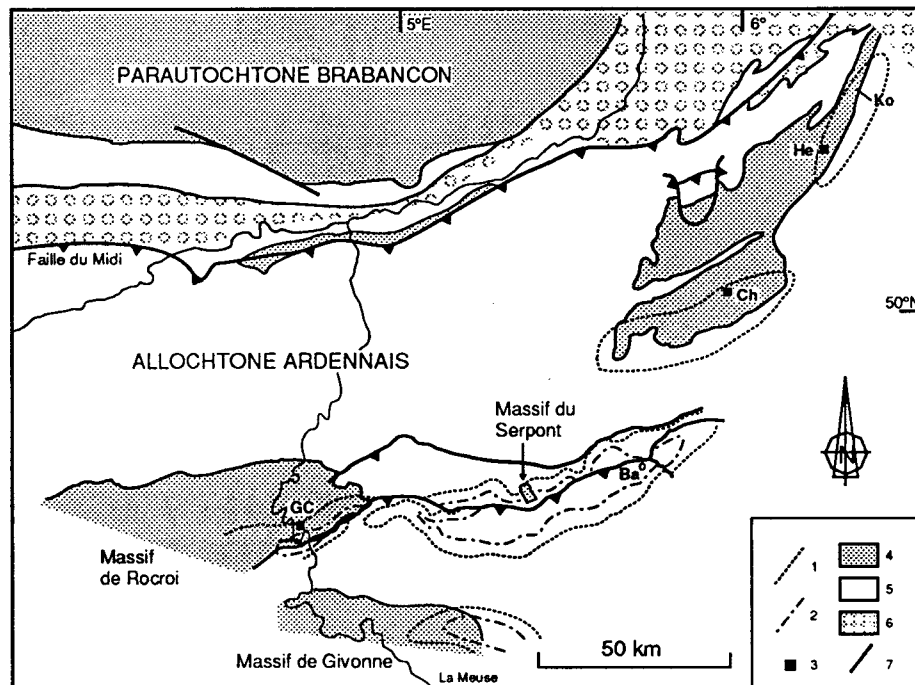


Figure 120 : La zonéographie du métamorphisme ardennais. (d'après Beugnies, 1986).

En Ardenne méridionale, l'analyse des assemblages minéralogiques a permis de distinguer une zone métamorphique épizonale externe (1) d'une zone interne (2). La transition entre ces deux zones correspondrait au couple $P=200$ MPa et $T=380$ °C. Pour le Massif de Stavelot, seules les limites approximatives des zones métamorphiques sont figurées. 3 : sites ayant fait l'objet d'analyses : GC : diabase de la Grande Commune ; Ch : diabase de Challes ; He : "métatonalite" de la Helle ; Ko : métapélites de la région de Konzen. 4 : substratum cambro-ordovicien ; 5 : couverture dévono-dinantienne ; 6 : flysch houiller. 7 : principaux chevauchements varisques.

2) Conditions thermo-barométriques du métamorphisme

La plupart des données de pression et température concernent le Massif de Stavelot.

Les formations magmatiques

Deux corps magmatiques ont fait l'objet d'une étude métamorphique (Schreyer et Abraham, 1978). Il s'agit de la métatonalite de la Helle (NE du Massif de Stavelot), d'âge dévonien moyen à supérieur, dans laquelle un assemblage à préhnite-chlorite-épidote indiquerait une température de 320 à 360 °C pour une pression de 250±100 MPa.

La diabase de Challes (E du Massif de Stavelot) contient assemblage à actinote-chlorite-épidote qui se serait formé à une température de 350-380°C.

Les formations sédimentaires

Au NE du Massif de Stavelot (région de Konzen), les métapélites du substratum cambro-ordovicien et de la couverture dévonienne ont enregistré une température comprise dans l'intervalle 325-415 °C pour une pression de 100 à 200 MPa (Kramm, Spaeth et Wolf, 1985).

Au SW du Massif de Stavelot, les formations riches en manganèse des Couches de Salm (Ordovicien inférieur), se caractérisent par une association andalousite-spessartite-rhodochrosite-quartz, qui indique une température de 360-420 °C et une pression de l'ordre de 200 MPa (Kramm, 1982).

3) Relations entre le métamorphisme et la déformation

Massif de Stavelot

Les porphyroblastes d'andalousite et de chloritoïde des métapélites ordoviciennes du SW du massif se sont formées après la formation d'une schistosité pénétrative et avant l'acquisition d'un clivage de crénulation (Kramm, 1982). Il en est de même pour les chloritoïdes de métapélites du NE du massif (Spaeth *et al.*, 1985). Cette schistosité est une surface de recristallisation parallèle à la stratification, quand celle-ci peut être observée.

Ardenne méridionale

Dans les sédiments dévoniens, tous les minéraux métamorphiques exception faite de la calcite, sont antérieurs à la formation de la schistosité ardoisière. Le développement de la calcite est syn-schistosité. Il existe plusieurs générations de chloritoïde, anté- jusqu'à post-schistosité, mais toujours anté-crénelation (Beugnies, 1986). Des porphyroblastes d'andalousite ont aussi été décrits (Beugnies *et al.*, 1981), sans que leurs relations structurales avec la schistosité aient été précisée.

Ces observations texturales, qui montrent que le métamorphisme ardennais précède et accompagne le raccourcissement varisque, confirment les résultats de l'analyse conduite sur le filon de diabase de la Grande Commune. Chacun des assemblages observés caractérise un des stades de l'évolution métamorphique.

4) Insuffisances des interprétations antérieures

Le métamorphisme ardennais a jusqu'à présent été décrit en terme d'évolution prograde (Beugnies, 1986, 1988 ; Beugnies et Chavepeyer, 1981 ; Beugnies *et al.*, 1981).

En un lieu donné, les assemblages minéralogiques observés ont été supposé refléter les conditions maximales de P et T subies localement. Or, l'étude métamorphique de la diabase de la Grande Commune a permis de montrer, d'une part que la diabase a enregistré une course rétrograde, et d'autre part que les témoins des conditions les plus sévères ne sont préservés qu'au coeur des filons. La déformation est un activateur du rééquilibrage rétrograde. L'encaissant grés-pélimitique est rééquilibré dans les conditions moins sévères de l'épisode synschisteux. Les reliques de l'épisode statique ne sont qu'exceptionnellement préservées ; ainsi, des grenats ont pu être observés dans l'encaissant du filon de la Grande Commune (Potdevin et Goffette, *en prép.*).

Dans les sédiments qui forment le substratum et la couverture, les assemblages minéralogiques observés en un lieu donné indiquent, non pas les conditions métamorphiques maximales subies, mais les conditions du dernier stade de rééquilibrage.

L'observation de variations cartographiques des assemblages minéralogiques ne peut donc pas servir de guide direct pour établir une carte des variations de conditions maximales du métamorphisme. La zonéographie du métamorphisme (Beugnies, 1986 ; figure 120) doit par conséquent être considérée comme décrivant un bilan qui résulte de l'interaction de plusieurs phénomènes :

- le métamorphisme statique avec sa propre zonéographie ;
- le métamorphisme synschisteux dont la zonéographie pourrait ne pas coïncider avec celle de l'épisode qui le précède ;
- la déformation qui active plus ou moins le rééquilibrage rétrograde.

A titre d'exemple, la zonéographie de Beugnies (1986) situe la diabase de la Grande Commune dans la zone métamorphique externe, où la température maximale est supposée être inférieure à 380 °C. Or la diabase a subi, lors du stade statique, une température largement supérieure, de l'ordre de 450°C. De plus, l'encaissant contient des petits grenats (Potdevin et Goffette, *en prép.*), qui indiquent également une température de l'ordre de 450°C et dont la présence est une des caractéristiques de la zone interne.

Les résultats publiés doivent par conséquent être réinterprétés selon une nouvelle approche, distinguant les différents stades de l'évolution métamorphique varisque. Il est devenu nécessaire d'établir une zonéographie des chemins de métamorphisme en recherchant à travers l'Ardenne des marqueurs (corps magmatiques, formations sédimentaires) qui ont enregistré plusieurs stades d'évolution.

Dans ce qui suit, je tenterai, à partir des principaux résultats publiés, de dégager les principaux traits du métamorphisme ardennais, et d'en proposer, à titre d'hypothèse de travail, une interprétation géodynamique.

B) Contexte géodynamique du stade statique de l'évolution métamorphique

1) Le stade statique, un effet de l'enfouissement sédimentaire

Le concept de métamorphisme d'enfouissement, formulé par Coombs (1961), s'applique au cas de métamorphismes directement liés au dépôt rapide de puissantes séries sédimentaires. Au fur et à mesure que des sédiments sont de plus en plus profondément enfouis, ils subissent des conditions thermobarométriques de plus en plus sévères. Ce type de métamorphisme est associé à un faible gradient géothermique, à cause d'une vitesse de sédimentation élevée : au cours de leur enfouissement, les sédiments se réchauffent et consomment de la chaleur. Si le budget thermique de la croûte reste constant, le gradient géothermique tend à devenir plus faible qu'au début de la sédimentation ; les isothermes tendent à migrer vers le bas.

Les principaux critères d'identification du métamorphisme d'enfouissement sont :

- 1 - la concordance entre le degré de métamorphisme et le niveau stratigraphique ;
- 2 - l'absence de déformation syn-métamorphique ;
- 3 - un contexte géologique marqué par un faible gradient géothermique, minimal là où la puissance des séries est maximale.

Le métamorphisme d'enfouissement reste de degré très faible, depuis la faible diagenèse jusqu'au faciès zéolites. Il ne peut qu'exceptionnellement atteindre le faciès schiste vert.

L'enfouissement consécutif au dépôt de la puissante série dévonienne est à l'évidence l'un des facteurs qui contrôle le métamorphisme ardennais : le métamorphisme n'affecte que le substratum cambro-ordovicien et la partie inférieure de sa couverture (Dévonien inférieur). On pourrait donc associer l'épisode statique à l'enfouissement sédimentaire. Le modèle de métamorphisme d'enfouissement ne peut toutefois pas rendre compte de tous les caractères du métamorphisme ardennais pour les raisons suivantes :

- Les zones métamorphiques ne correspondent pas strictement aux zones d'affleurement du Cambro-Ordovicien et du Dévonien inférieur. Par exemple, la partie nord du Massif de Rocroi est située en dehors de la zone métamorphique alors que la partie sud et sa couverture adjacente se situent dans la zone métamorphique interne (Beugnies, 1986) (figure 20). Il en est de même pour le Massif de Stavelot. Le premier critère n'est donc pas vérifié.

- L'analyse du filon de diabase de la Grande Commune a montré que le Sud du Massif de Rocroi a été soumis à un gradient géothermique très élevé ($>50^{\circ}\text{C}/\text{km}$) lors de l'épisode tectonique. De plus, la puissance de la série dévonienne est beaucoup plus élevée au Sud qu'au Nord de ce massif (Meilliez, 1989a et b). Le troisième critère n'est donc pas vérifié.

Il est par conséquent nécessaire de rechercher d'autres facteurs contrôlant le métamorphisme statique et s'ajoutant à l'effet de l'enfouissement.

Le stade statique, un effet de l'amincissement crustal

Le concept de métamorphisme diastathermal décrit les effets métamorphiques consécutifs à une extension de la lithosphère (Robinson, 1987 ; Robinson et Bevins, 1989).

En régime cinématique divergent, l'extension subie par une portion de lithosphère à route continentale, a pour conséquences l'amincissement de la lithosphère et la remontée de l'asthénosphère. Il en résulte un flux thermique plus élevé se traduisant par une remontée des isothermes et une augmentation du gradient géothermique.

L'évolution thermique des sédiments déposés lors de l'extension, et de leur substratum est produit en deux étapes (Mac Kenzie, 1981 ; Robinson et Bevins, 1989) (figure 121) :

- Une étape de chauffage très rapide au cours de l'extension (évolution prograde). L'effet de l'augmentation du flux thermique s'ajoute à l'effet de l'enfouissement des sédiments.
- Une étape de relaxation thermique qui suit l'extension et précède l'éventuelle inversion tectonique. Les sédiments les plus profondément enfouis se refroidissent (évolution rétrograde), tandis les sédiments les plus superficiels se réchauffent.

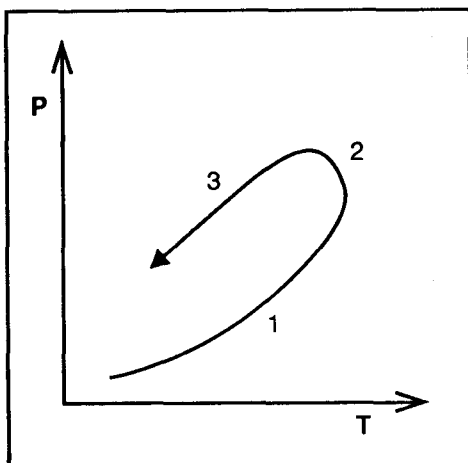


Figure 121 : Chemin théorique pression (P) - température (T) - temps (t) du métamorphisme en contexte extensif (d'après Robinson et Bevins, 1989)

Le métamorphisme se comprend trois étapes successives. 1 : étape de chauffage très rapide, lié à l'augmentation du flux thermique et à l'enfouissement sédimentaire, lors de l'extension (évolution métamorphique prograde). 2 : étape de relaxation thermique à la fin de l'extension (étape transitionnelle). 3 : étape finale en relation avec l'inversion tectonique et l'érosion (évolution rétrograde).

La forme précise du chemin de métamorphisme dépend du calendrier et des modalités de l'extension et du raccourcissement.

Si l'extension atteint un seuil critique, le manteau supérieur subit une fusion partielle par décompression adiabatique qui conduit à la formation de magmas basiques. Leur migration à travers la croûte entraîne un transfert de chaleur qui contribue à l'élévation de la température. Dans les niveaux peu profonds de la croûte, l'effet thermique du magmatisme s'ajoute à l'effet thermique de l'extension.

L'évolution métamorphique de la croûte dépend de l'intensité de l'extension, de sa distribution dans l'espace et dans le temps, ainsi que de la géométrie du remplissage sédimentaire associé.

L'extension varisque qui conduit à l'individualisation de la marge dévono-carbonifère ardennaise est un événement géodynamique majeur mis en évidence à partir d'arguments sédimentologiques et structuraux (Meilliez, 1989a). L'âge et le chimisme des filons de diabase, de type tholéiites intracontinentales, montre que l'extension varisque a perduré au moins jusqu'au Dévonien moyen à supérieur.

Il paraît raisonnable d'attribuer l'épisode métamorphique statique à l'extension varisque car :

- Le gradient géothermique associé à l'épisode statique qui a affecté les diabases est très élevé (>50°C/km), et ne peut s'expliquer que par un amincissement crustal.

- Les zones métamorphiques coïncident avec les domaines qui ont subi l'extension maximale, et où la sédimentation dévonienne est la plus épaisse (parties méridionales des massifs de Rocroi et Stavelot) (Meilliez, 1989a).

A l'effet métamorphique de l'extension crustale a pu s'ajouter un effet thermique lié au magmatisme syn-extension. En effet, on ne trouve les témoins magmatiques varisques qu'à l'intérieur des zones métamorphiques (Rocroi, Givonne et Stavelot). Toutefois, le volume des formations magmatiques observées au niveau d'érosion actuel (2 à 3% du volume rocheux au Sud du Massif de Rocroi) est insuffisant pour qu'elles aient pu exercer une influence thermique sensible et durable sur leur environnement proche (voir p. 157-159). Seuls des corps magmatiques volumétriquement plus importants et situés initialement plus en profondeur auraient pu apporter un stock de chaleur significatif.

Or, il n'existe à l'affleurement aucun indice de minéralisations, pouvant indiquer la présence de plutons à une profondeur modérée. De plus, le passage des zones métamorphiques aux zones non-métamorphiques est très progressif ; la limite est diffuse (Beugnies, 1986 ; Kramm, 1982), alors que l'influence de plutons reste le plus souvent très localisée. *Il semble donc peu probable que le magmatisme syn-extension ait pu influencer de manière sensible le métamorphisme statique.*

3) Discussion

Les assemblages minéralogiques observés dans la diabase de la Grande Commune marquent une évolution métamorphique rétrograde ; il n'existe pas de témoins d'un stade antérieur prograde (étape 1, figure 121).

Ce constat peut s'expliquer par le fait que les assemblages minéralogiques apparus dans le filon au cours du stade prograde ont peu de chances d'être préservés ultérieurement car la cinétique des réactions métamorphiques augmente avec le degré de métamorphisme.

Ce constat peut également résulter du fait que la diabase a pu se mettre en place alors que la phase prograde était déjà en voie d'achèvement au niveau structural observé (étape 2, figure 121). Cette hypothèse est vraisemblable car les filons se sont mis en place à un moment tardif de l'extension varisque.

Au moment de la mise en place, c'est-à-dire au Dévonien moyen à supérieur (Goffette *et al.*, 1991), le Massif de Rocroi était déjà recouvert par une épaisse série sédimentaire dont la puissance a été estimée à 8-9 km (Meilliez, 1989a). Cette épaisseur suffit à rendre compte de la pression (200 à 300 MPa) régnant lors de l'épisode statique. Il en résulte deux conséquences :

- Les assemblages minéralogiques relatifs à l'épisode statique ont pu se développer peu de temps après la mise en place des filons.

- *Les formations sédimentaires déposées entre la mise en place des filons et le début du raccourcissement n'ont pas pu être très épaisses.*

C) Contexte géodynamique du stade synschisteux de l'évolution métamorphique

L'épisode synschisteux est caractérisé par une diminution de la température, de 420 jusqu'à 300°C, et par une pression de l'ordre de 200 MPa. La pression tend donc à devenir plus faible lors du raccourcissement qu'au cours du stade statique. Les conséquences structurales directes sont les suivantes.

1 - *Il n'est pas possible d'envisager un épaississement tectonique important (par écaillage) au-dessus de l'actuel Massif de Rocroi.* Cette donnée doit être prise en compte lors de toute reconstitution de la cinématique et du bilan géométrique du raccourcissement. Le faible surépaississement n'a pu entraîner qu'une érosion limitée qui explique la préservation des niveaux superficiels peu métamorphisés.

2 - *La schistosité étant d'âge viséen (Piqué *et al.*, 1984), une puissante série namuro-westphalienne du type flysch houiller, telle qu'on la connaît au front de l'Allochtone Ardennais, n'a pas pu se déposer en Ardenne méridionale.*

Le flux géothermique reste élevé lors du raccourcissement. Des valeurs très élevées du même ordre que celle que j'ai estimé pour le Sud du Massif de Rocroi ($>50^{\circ}\text{C}/\text{km}$) ont été proposées pour le Massif de Stavelot et sa bordure (Kramm, 1982). Ce trait majeur du stade métamorphique syn-schisteux pourrait résulter du fait que le raccourcissement survient peu de temps après la fin de l'extension : la croûte ne dispose alors pas d'une durée suffisante pour atteindre un nouvel équilibre thermique.

VI) CONCLUSIONS

Les filons de diabase du Massif de Rocroi s'avèrent être d'excellents marqueurs de l'évolution métamorphique varisque. L'analyse des effets minéralogiques et physico-chimiques du métamorphisme permet de mettre en évidence une évolution générale rétrograde dans le faciès schiste vert. Deux stades successifs ont pu être mis en évidence.

- Un premier stade statique est caractérisé par une haute température (450°C environ) et une pression modérée (de l'ordre de 300 MPa). Le gradient géothermique est très élevé ($>50^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Ce stade résulte vraisemblablement de l'enfouissement sédimentaire et de l'amincissement crustal inhérent à l'extension dévonienne. Il est peu probable que le magmatisme syn-extension ait pu exercer une influence thermique sensible au niveau structural observé. Les transformations chimiques par les fluides semblent être modérées lors de ce stade.

Le stade métamorphique statique est antérieur à la schistogenèse, d'âge viséen en Ardenne méridionale (Piqué *et al.*, 1984). Il est évident qu'il n'a pu affecter les diabases qu'après leur mise en place, c'est-à-dire à partir du Dévonien moyen à supérieur. Cependant l'évolution métamorphique a pu commencer à transformer l'encaissant avant la mise en place des filons.

- Un second stade synschisteux enregistre une diminution progressive de la température (420 à 300°C) pour une pression toujours modérée (de l'ordre de 200 MPa). Le flux géothermique reste très élevé. Ce stade est lié au raccourcissement et accompagne la schistogenèse qui est d'âge viséen en Ardenne méridionale (Piqué *et al.*, 1984). Le surépaississement tectonique et/ou sédimentaire n'a pu être que très modéré. Au cours de ce stade, se produisent d'importantes transformations physico-chimiques par percolation de fluides à H_2O , CO_2 et CH_4 , dont le site d'origine reste à déterminer.

Cette analyse conduit donc à reformuler le problème du lien entre le métamorphisme et l'évolution géotectonique varisque en Ardenne. Pour tester les hypothèses qui ont été formulées, et pour caractériser plus en détail chacun des deux épisodes métamorphiques, il est devenu nécessaire de rechercher d'autres marqueurs. Les corps magmatiques des massifs de Stavelot et de Givonne, les pélites calciques dévoniennes de la région de Bastogne, pourraient constituer des cibles de travail privilégiées.



QUATRIEME PARTIE :

**LES CORPS MAGMATIQUES
PALEOZOIQUES DE LA ZONE
EXTERNE NORD-VARISQUE
(ARDENNE ET REGIONS VOISINES) :
DISTRIBUTION, TYPOLOGIE ET
IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES**

Plan détaillé de la quatrième partie :

LES CORPS MAGMATIQUES PALEOZOIQUES DE LA ZONE EXTERNE NORD-VARISQUE (ARDENNE ET REGIONS VOISINES) : DISTRIBUTION, TYPOLOGIE, ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

I) Les grands traits de l'évolution tectonique, métamorphique et magmatique de l'orogène varisque en Europe du Nord-Ouest

A) Zonation de l'orogène varisque

- 1) Zonation à l'échelle transatlantique
- 2) Zonation à l'échelle européenne
 - a) la zone Moldanubienne
 - b) la zone Saxothuringienne
 - c) la zone Rhénohercynienne
 - d) la zone Subvarisque

B) Evolution tectono-métamorphique de l'orogène varisque d'Europe

- 1) La période éo-varisque (450-400 Ma)
- 2) La période médio-varisque (400-340 Ma)
- 3) La période néo-varisque (350-280 Ma)

C) Le magmatisme dans l'orogène varisque, le problème des sutures océaniques

II) Age et distribution du magmatisme de la zone externe

A) Cambrien, Ordovicien et Silurien

- 1) Le Brabant
- 2) La Bande Condrusienne
- 3) La Haute-Ardenne
- 4) Le Massif Schisteux Rhénan

B) Dévonien et Dinantien

- 1) Le Sud-Ouest de l'Angleterre
- 2) Le Massif Schisteux Rhénan et le Harz
 - a) Les unités parautochtones
 - b) Les unités allochtones
- 3) La Haute-Ardenne

III) Caractères pétrographiques et géochimiques du magmatisme. Interprétation géotectonique

A) Cambrien, Ordovicien et Silurien

- 1) Le Brabant et la Bande Condrusienne
- 2) La Haute-Ardenne
- 3) Le Massif Schisteux Rhénan

B) Dévonien et Dinantien

- 1) La Haute-Ardenne
- 2) Le Sud-Ouest de l'Angleterre
- 3) Le Massif Schisteux Rhénan et le Harz

IV) Discussion

A) Ordovicien supérieur et Silurien

B) Dévonien et Dinantien

L'évolution tectono-sédimentaire de l'ensemble ardennais (Ardenne et Brabant s.s.) comprend trois événements principaux. La convergence calédonienne, dont les effets et l'âge (Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur) varient localement, structure le substratum cambro-ordovicien. A partir du Silurien terminal un épisode extensif varisque construit la marge méridionale du Continent des Vieux Grès Rouges (Meilliez, 1989a). Durant le Carbonifère, le raccourcissement varisque s'exprime par une structuration à dominante tangentielle (Meilliez et Mansy, 1990). Pour mieux préciser le contexte géodynamique et le calendrier de cette évolution ainsi que les rapports entre l'ensemble ardennais et les régions voisines de la zone externe varisque, la caractérisation pétrologique et structurale des témoins magmatiques peut apporter des informations complémentaires des données tectoniques et sédimentologiques.

Le but de cette quatrième partie est de présenter un bilan des résultats acquis depuis une décennie sur les corps magmatiques de la zone externe nord-varisque entre le SW de l'Angleterre et le Massif du Harz en Allemagne, en précisant plus particulièrement la place et la signification du magmatisme ardennais. La nature, la répartition et les caractères pétrologiques des différents épisodes magmatiques seront définis pour deux périodes principales, le Cambrien, l'Ordovicien et le Silurien d'une part, le Dévono-Dinantien d'autre part, qui dans l'ensemble Ardennais correspondent respectivement à l'événement calédonien et à l'épisode extensif de l'événement varisque. L'utilité du magmatisme comme critère d'évolution géodynamique de la zone externe nord-varisque sera ensuite discutée.

Avant d'aborder ces problèmes, il m'a paru utile de rappeler les grands traits de l'évolution tectonique, métamorphique et magmatique des différentes unités qui constituent l'orogène varisque d'Europe du Nord-Ouest.

I) LES GRANDS TRAITs DE L'EVOLUTION TECTONIQUE, METAMORPHIQUE ET MAGMATIQUE DE L'OROGENE VARISQUE EN EUROPE DU NORD-OUEST

A) Zonation de l'orogène varisque

1) Zonation à l'échelle transatlantique

La chaîne varisque est formé par un ensemble de segments orogéniques que l'on rencontre en Europe, en Amérique du Nord et en Afrique du Nord. Cette chaîne résulte du collage tectonique de trois continents au cours du Paléozoïque (*voir par exemple la synthèse de Rodgers, 1988*) (figure 1, p.19) : la Laurentia au NW, la Baltica au NE et le Gondwana au S.

Ce collage résulte de deux événements principaux :

- Le regroupement Laurentia - Baltica donne naissance au Continent des Vieux Grès Rouges (= Laurussia). La fermeture de l'océan qui les sépare initialement, le Iapetus, est diachrone et s'effectue de la fin du Cambrien au Dévonien moyen. C'est l'événement calédonien.

- Le regroupement Continent des Vieux Grès Rouges - Gondwana, qui se produit du Silurien au Carbonifère supérieur, aboutit à la formation de la Pangée. C'est l'événement varisque.

L'Europe occidentale correspond à une série de domaines qui prolongent la Baltica vers le Sud-Ouest, séparés de celle-ci par la Mer de Tornquist (= Océan Médio-Européen). Ces domaines sont bordés au Nord-Ouest par le Iapetus et au Sud par la Proto-Thétys. Ils constituent une mosaïque de blocs continentaux à croûte plus ou moins amincie, séparés par des déchirures crustales dans lesquelles ont pu se former de modestes bassins océaniques.

Les modalités cinématiques du regroupement de ces domaines avec la Laurentia et la Baltica restent encore mal connues. Ces domaines se sont-ils agglutinés avant de se coller au Continent des Vieux Grès Rouges ? Se sont-ils agglutinés les uns après les autres sur la Baltica pendant la fermeture concomitante du Iapetus ? Il n'est pour l'instant pas possible de choisir l'un des deux termes de cette alternative.

2) Zonation à l'échelle européenne

Depuis les travaux de Kossmat (1927), la partie allemande de l'orogène varisque est classiquement divisé en quatre domaines structuraux (figure 122) d'allongement SW-NE. Du SE vers le NW, du plus interne vers le plus externe, il s'agit de la zone Moldanubienne, la zone Saxothuringienne, la zone Rhénohercynienne et la zone Subvarisque (avant-pays).

A chacun des quatre domaines est associée une histoire sédimentaire, magmatique, métamorphique et tectonique qui lui est propre au cours du Paléozoïque (*voir par exemple la synthèse de Franke, 1989*). L'extrapolation de cette zonation aux zones internes françaises pose de nombreux problèmes (Matte et Hirn, 1988).

a) La zone Moldanubienne

Cette zone comprend, d'Est en Ouest, la Bohême, la Forêt Noire, les Vosges moyennes et méridionales. Elle pourrait également inclure une partie du Massif Central.

La zone Moldanubienne résulterait d'une déchirure crustale ayant affecté un domaine d'origine péri-gondwanienne, qui aurait évolué jusqu'à l'océanisation depuis le Précambrien supérieur jusqu'à l'Ordovicien supérieur. Il en serait résulté une paléogéographie complexe, encore mal connue dans le détail, de blocs à croûte continentale plus ou moins amincie, juxtaposés à des domaines à croûte océanique. Les sédiments déposés durant cette période reposent sur des socles d'âges variables qui peuvent atteindre 2 Ga dans quelques témoins du Massif Armoricaïn. Dès la fin de l'Ordovicien, une cinématique convergente entraîne la fermeture progressive des domaines océaniques, mettant en jeu des zones de subduction, puis une collision qui se généralise durant le Silurien.

b) La zone Saxothuringienne

Cette zone est représentée en Allemagne par les massifs de l'Odenwald et du Spessart, qui constituent la *Mittel Deutsche Schwelle*, et le Sud-Est du Massif du Harz. En France, les Vosges du Nord, en font également partie. La zone Saxothuringienne est constituée par un empilement de nappes superficielles (Saxothuringiennes *s.s.*) ou cristallines (d'affinité Moldanubienne). De l'Ordovicien supérieur au Carbonifère supérieur, l'évolution de la zone Saxothuringienne est comparable à celle de la Zone Moldanubienne.

c) La zone Rhénohercynienne

Cette zone regroupe le Massif du Harz, le massif Schisteux Rhénan, l'*Ardenne*, le Sud-Ouest de l'Angleterre (Cornouailles et Devon) et le Sud de l'Irlande. Le socle précambrien n'y affleure pas.

La sédimentation est presque continue au cours du Paléozoïque. Le raccourcissement varisque, d'âge namuro-westphalien, est dominé par la tectonique tangentielle. Il succède à un épisode d'extension dévonien qui lui-même succède au raccourcissement calédonien dont l'âge varie localement de l'Ordovicien au Dévonien inférieur.

d) La zone Subvarisque

Cette zone, principalement connue en Grande-Bretagne et en Irlande, et qui affleure également dans *le Brabant*, constitue l'avant-pays de la chaîne varisque. Un socle protérozoïque affleure dans de petits massifs de Grande-Bretagne.

La structuration, issue de l'événement calédonien, a donné naissance au Continent des Vieux Grès Rouges. Des sédiments continentaux ou littoraux s'y déposent au cours du Paléozoïque supérieur, à la faveur d'un épisode d'extension. Au Carbonifère supérieur, la mise en place progressive des nappes de la Zone Rhénohercynienne, a entraîné une sédimentation clastique puissante (flysch houiller).

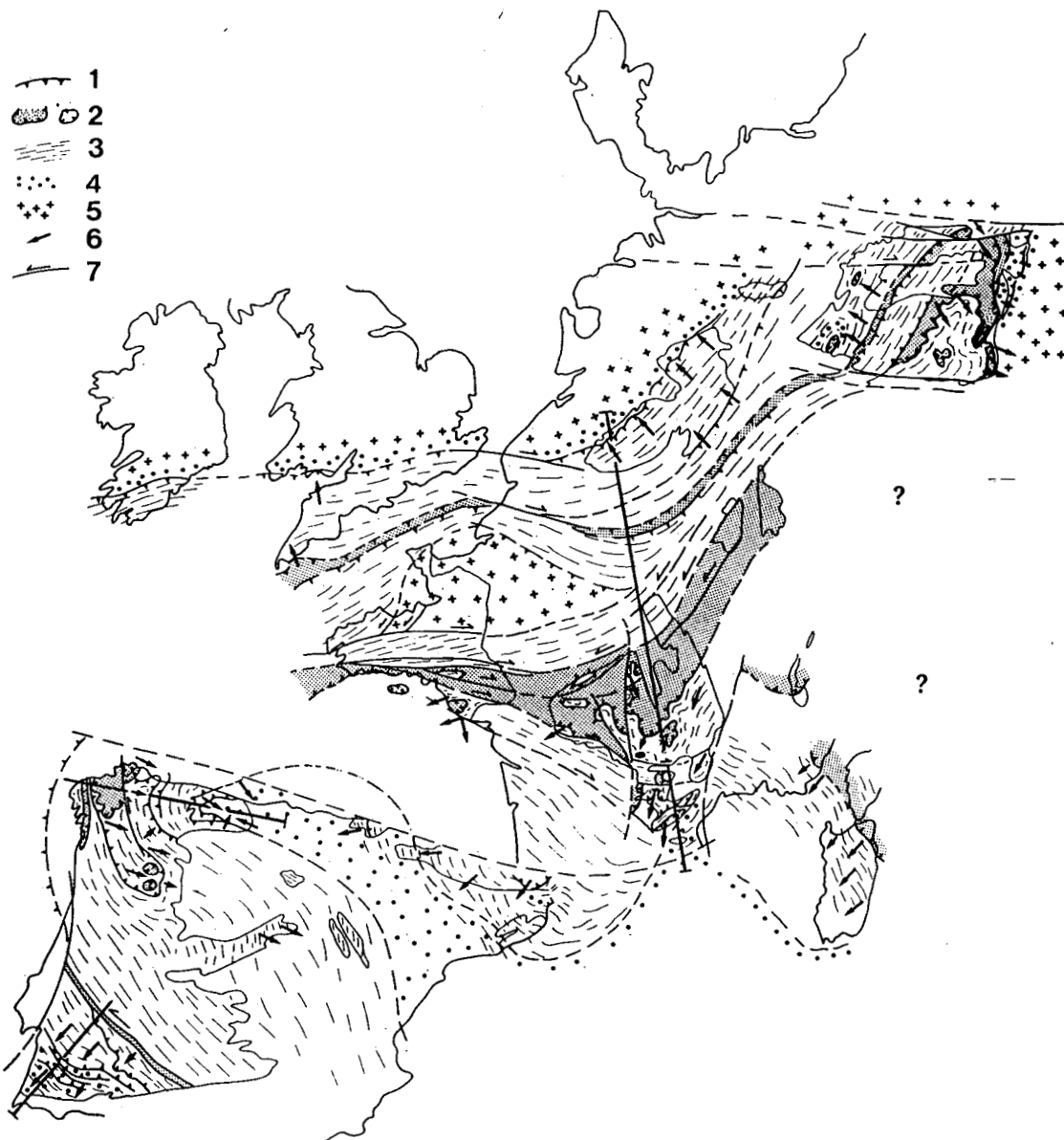


Figure 122 : Organisation structurale de l'orogène varisque d'Europe.

(d'après Matte, 1986). 1 : principaux chevauchements ; 2 : nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques ; 3 : domaines à schistosité de flux ou foliation ; 4 : bassins dévono-carbonifères externes ; 5 : plates-formes ou blocs avec peu ou pas de déformation varisque ; 6 : sens supposés de transport des nappes et déversement des grands plis couchés ; 7 : grands décrochements ductiles.

B) Evolution tectono-métamorphique de l'orogène varisque d'Europe

Trois grandes périodes orogéniques varisques ont pu être définies à partir des résultats sur l'âge et la nature des événements tectono-métamorphiques successifs reconnus dans les zones internes françaises. Une actualisation de cette évolution orogénique a été présentée par Ledru *et al.* (1989), que l'on peut résumer de la façon suivante.

1) La période éo-varisque (450-400 Ma)

Cette période succède à un long épisode (550?-450 Ma) dominé par un régime distensif, au cours duquel se sont individualisés des domaines à croûte continentale amincie ou océanique. L'importance et la localisation de ces domaines sera discutée dans la suite.

Durant la période éo-varisque se développe un métamorphisme de haute pression et de haute température qui marque l'enfouissement maximum de portions de lithosphère continentales et océaniques. Les conditions de haute pression sont attestées par des reliques pétrologiques observées dans des complexes leptyno-amphiboliques (Santallier *et al.*, 1988). Cet épisode métamorphique est généralement interprété en terme de subduction. Une zone de subduction (parmi d'autres possibles) pourrait être localisée au Sud du Massif Armoricaïn (Jegouzo *et al.*, 1986).

Le zone Rhénohercynienne et la zone Subvarisque subissent alors le raccourcissement calédonien dont l'âge varie localement de l'Ordovicien au Dévonien inférieur (voir p. 28-29).

2) La période médio-varisque (400-340 Ma)

Pendant cette période, un métamorphisme de moyenne pression et de moyenne à forte température synchrone d'une foliation régionale, se développe dans les zones internes. Les principaux granitoïdes commencent à se mettre en place à partir de 360 Ma.

Cet épisode est interprété en contexte de collision continentale, à la faveur duquel se mettent en place progressivement les principales nappes.

Au cours de la période médio-varisque, la zone Rhénohercynienne et son avant-pays subissent une extension. Elle débute plus tôt et est plus intense au Sud qu'au Nord de l'Ardenne (Meilliez, 1989a). En Ardenne méridionale, l'amincissement crustal qui résulte de l'extension est probablement responsable d'un métamorphisme statique dans le faciès schiste vert, de haute température (environ 450°C) et de pression modérée (environ 300 MPa) (voir p. 220).

3) La période néo-varisque (350-280 Ma)

Dans les zones internes, deux stades composent cette période terminale.

Le stade néo-varisque 1 (350-320 Ma)

La croûte se déforme le long de grands couloirs mylonitiques décrochants dextres ou décro-chevauchants connus au Sud du Massif Armoricain et dans le Massif Central. Des zones de relais entre ces décrochements constituent des domaines restreints soumis à un régime extensif. Quelques granites se mettent en place jusque vers 330 Ma. Les grandes zones de cisaillements ductiles témoignent de la réactivation d'une croûte déjà largement structurée.

Le stade néo-varisque 2 (330-280 Ma)

Une anomalie thermique importante est responsable de la formation de nombreux granites qui restent non déformés.

Pendant le Dévonien supérieur et le Dinantien, de petits bassins localisés dans des zones de relais entre des décrochements crustaux se développent dans les zones internes. Un volcanisme bimodal est associé à leur fonctionnement. Ces bassins se remplissent de dépôts chaotiques avant d'être oblitérés ou repris par un écaillage pelliculaire de la croûte supérieure.

La zone Rhénohercynienne accommode ce raccourcissement pelliculaire par mise en place et structuration interne progressives de nappes. L'Allochtone Ardennais est formé par une série de telles nappes (Meilliez, 1989a ; Meilliez et Mansy, 1990 ; Khatir *et al.* 1990). Le raccourcissement débute vers 340-330 Ma (Viséen) au Sud de la zone Rhénohercynienne tant en Ardenne (Piqué *et al.*, 1984) que dans le Massif Schisteux Rhénan (Ahrendt *et al.*, 1983). En Ardenne méridionale, l'évolution métamorphique qui a débuté lors de l'extension dévonienne, s'est poursuivie pendant le raccourcissement. Ce deuxième stade, synschisteux, enregistre une diminution progressive de la température (420 à 300°C), la pression restant modérée (environ 200 MPa).

C) Le magmatisme dans l'orogène varisque, le problème des sutures océaniques

De nombreux travaux pétrologiques et géochimiques ont montré que certaines associations de roches basiques ou ultrabasiques témoignent de l'existence d'anciens segments de croûte océanique. Ces associations sont généralement incomplètes, métamorphisées et se présentent actuellement en situation allochtone.

Matte (1986) regroupe ces témoins en deux ceintures, et attribue à chacune la valeur de suture océanique (figure 122).

La ceinture nord comprend les nappes du Lizard (SW de l'Angleterre), de Giessen (SE du Massif Schisteux Rhénan), de Wipra (SE du Harz) et du Münchberg (au Nord de la Bohême). L'anomalie magnétique et gravimétrique du Bassin de Paris pourrait constituer un jalon intermédiaire appartenant à cette ceinture.

L'âge de formation de la croûte océanique du Lizard serait dévonien supérieur (375 ± 34 Ma ; Davies, 1984). Les zones internes de l'orogène, situées plus au Sud sont alors en phase de collision continentale (période méso-varisque). L'obduction se serait produite peu de temps après l'océanisation. L'âge des basaltes océaniques de la nappe de Giessen est également dévonien. En revanche, les basaltes océaniques du Münchberg se seraient mis en place à 525 Ma (Gebauer et Grünenfelder, 1979) ; leur obduction serait d'âge dévonien supérieur (Press, 1986). Ils sont donc beaucoup plus anciens que les autres témoins de la ceinture nord et ne peuvent pas leur être reliés.

Selon Pin (1990), il est nécessaire de distinguer deux ceintures océaniques septentrionales, la première située entre la bordure sud de la zone Rhénohercynienne et la *Mittel Deutsche Schwelle* (Cap Lizard, nappe de Giessen, SE du Harz), et la seconde située au Sud de cette dernière (Vosges, Sudètes Polonaises).

La ceinture sud rassemble une série de témoins connus dans le Sud du Massif Armoricaïn, dans le Massif Central et les Alpes. Il s'agit généralement de roches basiques ou ultrabasiqes associées à des gneiss, et appelées complexes leptyno-amphiboliques (Santallier *et al.*, 1988). Ces complexes ont subi un métamorphisme précoce de haute pression et sont engagés dans de grandes nappes.

Les premières données géochimiques ont suggéré que tous ces témoins sont des reliques de croûte océanique. Des modèles interprétatifs ont donc proposé l'hypothèse d'un océan majeur coïncidant avec la zone la plus interne de l'orogène. A titre d'exemple, Matte (1986) localise la zone de suture de cet océan depuis la Galice (Nord-Ouest de l'Espagne) jusqu'à la Forêt Noire, en passant par le Sud du Massif Armoricaïn et le Nord du Massif Central.

Récemment, les résultats de nombreuses recherches géochimiques, métamorphiques et géochronologiques ont montré que l'hypothèse d'un grand océan est trop simplificatrice. Un bilan de ces travaux, dressé par Santallier *et al.* (1988), souligne la grande variabilité des complexes leptyno-amphiboliques. Les épisodes magmatiques s'étagent, pour l'essentiel, entre 500 et 450 Ma, c'est-à-dire avant le début de la période éo-varisque qui marque le passage d'un régime divergent à un régime convergent. Le magmatisme de la ceinture sud est donc plus ancien que celui de la ceinture nord (Pin, 1990). Les caractères géochimiques sont très

variables ; les grandes lignées magmatiques, tholéiitique, alcaline et calco-alcaline, sont toutes trois représentées. La prise en compte des données sur l'âge, la nature des protolithes, et sur leur évolution métamorphique Bouchardon *et al.* (1989) suggèrent une paléogéographie complexe associant des domaines continentaux séparés par des zones à croûte continentale amincie et/ou par des petits bassins océaniques.

L'évolution de la zone externe et de son avant-pays restent mal intégrés aux schémas d'évolution géodynamique fondés sur l'étude des zones internes. Le raccourcissement varisque, qui débute au Viséen dans la zone externe et se poursuit jusqu'au Namuro-Westphalien, s'incrit dans la période néovarisque ; la structuration des zones internes est alors pratiquement achevée. L'extension varisque se produit au Dévonien alors que les zones internes subissent une structuration de type collision continentale (période médio-varisque). C'est également à cette époque que s'ouvriraient puis se refermeraient une ou plusieurs zones à croûte océanique entre la zone externe et les zones internes. Enfin, le problème des liens entre le raccourcissement calédonien qui conduit à la formation du Continent des Vieux Grès Rouges, et la période éo-varisque des zones internes est un problème qui n'est pas encore résolu.

II) AGE ET DISTRIBUTION DU MAGMATISME DE LA ZONE EXTERNE

A) Cambrien, Ordovicien et Silurien

Les séries sédimentaires d'âge paléozoïque inférieur sont connues dans l'ensemble ardennais (figure 123), dont elles constituent le substratum. Elles affleurent dans le Parautochtone Brabançon (Massif du Brabant), dans la Bande Condrusienne (au mur de la Faille du Midi) et dans l'Allochtone Ardennais (massifs de Rocroi, Givonne, Serpont et Stavelot). Dans ces trois régions, les séries sédimentaires contiennent des témoins d'activité magmatique.

Plus à l'Est, la *Nord Phyllit Zone* qui forme la bordure sud du Massif Schisteux Rhénan et du Harz, et constitue un domaine transitionnel entre la zone Rhénohercynienne et la zone Saxothuringienne, contient des métasédiments et des métavolcanites d'âge paléozoïque inférieur.

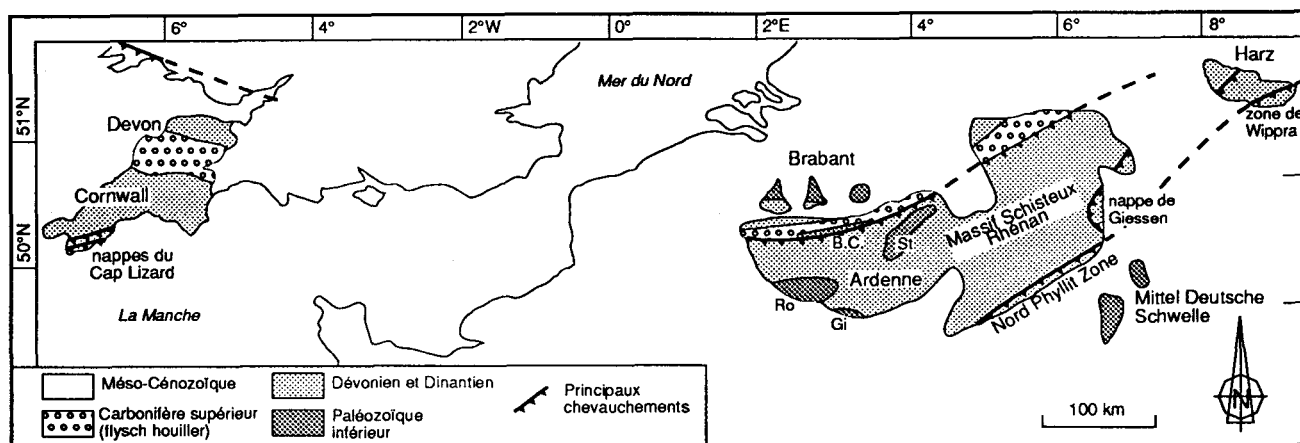


Figure 123 : Esquisse structurale de la zone externe de la chaîne varisque, du Sud-Ouest de l'Angleterre au Massif du Harz ; localisation des principaux massifs paléozoïques Ro, Gi et St : massifs cambro-ordoviciens de Rocroi, Givonne et Stavelot. BC : Bande Condrusienne.

1) Le Brabant

Des séries sédimentaires pratiquement complètes du Cambrien inférieur au Silurien inclus affleurent dans le Brabant. Les corps magmatiques sont localisés au Sud du Brabant et dessinent un alignement Est-Ouest, concave vers le Nord (A, figure 124). Il s'agit essentiellement de roches pyroclastiques (de composition rhyolitique ou dacitique) et de rares coulées de laves andésitiques ou rhyolitiques (André, 1983). Les datations paléontologiques des sédiments intercalés montrent que l'activité magmatique est plus ancienne à l'Ouest, où elle

est d'âge Caradoc et Ashgill, qu'à l'Est du Brabant, où l'âge est silurien (coulées basiques Llandoverly d'Hozémont, laves en coussins de Voroux-Goreux). Le magmatisme se termine au Wenlock (Denaeyer et Mortelmans, 1954 ; Corin, 1965, André *et al.*, 1986).

Outre ces formations volcaniques, quelques intrusions hypabyssales sont connues. Elles sont notamment représentées par le complexe de métadiorite quartzique de Lessines, formé d'une succession de sills, dont l'âge d'intrusion est de 419 ± 13 Ma (Rb-Sr sur roche totale ; André et Deutsch, 1984) et par le neck de Quenast, formé également de métadiorite quartzique, qui a livré un âge de mise en place à 433 ± 10 Ma (U-Pb sur zircon ; André et Deutsch, 1984).

Le magmatisme brabançon, qui couvre donc l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur, est postérieur à la tectogenèse qui a affecté la Bande Condrusienne et l'Ardenne au Caradoc ("phase ardennaise" selon la terminologie de Waterlot, 1945 et Michot, 1980) et antérieur à la tectogenèse d'âge dévonien inférieur qui a structuré le Brabant ("phase condruso-brabançonne" définie par Fourmarier, 1931 ; Waterlot, 1945 ; Michot, 1980).

2) La Bande Condrusienne

Les témoins magmatiques de la Bande Condrusienne, c'est-à-dire de l'empilement d'écaillés qui constitue le mur de la Faille du Midi (Meilliez, 1989a), restent encore mal caractérisés en raison de conditions d'affleurement particulièrement médiocres. Il s'agit d'un volcanisme acide représenté par des coulées de rhyolite, des tuffs et des cinérites (Denaeyer et Mortelmans, 1954, Corin, 1965). Ce volcanisme est connu depuis le Llandeilo (rhyolite du Piroy) jusqu'au Llandoverly supérieur (formation de Neuville-sous-Huy).

3) La Haute-Ardenne

En Haute-Ardenne, un enregistrement sédimentaire pratiquement continu est connu depuis le Cambrien supérieur jusqu'à l'Ordovicien moyen. A la période Ordovicien supérieur - Silurien correspond un hiatus sédimentaire lié à la tectogenèse calédonienne.

Dans le Massif de Stavelot (A, figure 124), le magmatisme est représenté par des laves sous-aquatiques, présentes dans trois niveaux de la série sédimentaire. Quelques coulées de laves ont été signalées à titre préliminaire par Geukens (1976) dans le Revinien moyen (RV3) à Francorchamps (centre du massif de Stavelot). L'activité magmatique semble plus importante à la fin du Cambrien (Revinien supérieur, RV5) et au début de l'Ordovicien (Salmien inférieur, Sm1, Trémadoc ? ; Lamens et Geukens, 1984). Elle est représentée par des coulées de rhyolite et de dacite (Geukens, 1976 ; Daneels et Vogel, 1978) et par les formations volcano-sédimentaires dénommées "Venn porphyres" du Salmien inférieur au NE du Massif de Stavelot (région de Lammersdorf). Des formations rhyolitiques ont été également reconnues dans le

Salmien moyen (Sm2, Arenig ? ; Lamens et Geukens, 1984). Quelques intrusions hypabyssales de diabase (Challes, Trô Maret) se sont mises en place dans le Cambro-Ordovicien. Leur âge reste pour l'instant indéterminé.

En bordure NE du Massif de Rocroi (région de Willerzie ; A, figure 124) les premiers niveaux de la couverture, d'âge anté-dévonien basal (Roche *et al.*, 1986), remanient des débris issus du démantèlement d'un appareil volcanique acide (Beugnies, 1969 ; Dumont et Hanon, 1975). L'âge précis de ce volcanisme anté-dévonien basal n'est pas connu.

4) Le Massif Schisteux Rhénan

D'Ouest en Est, la *Nord Pyllit Zone* affleure dans le Hunsrück, le Taunus (Massif Schisteux Rhénan) et dans la Zone de Wippra (SE du Harz).

Récemment, des âges U-Pb sur zircon ont montré l'existence d'une activité volcanique acide (rhyolites et rhyodacites) d'âge ordovicien supérieur à silurien dans le Sud du Taunus. Il s'agit du "*Serizitgneis*" de Fischbacher Kopf daté à 426+14/-15 Ma, et du "*Felsokeratophyr*" de Dachsbad daté à 433+9/-7 Ma (Sommermann *et al.*, 1990). Dans les autres segments de la *Nord Phyllit Zone*, l'âge des métavolcanites reste très mal connu.

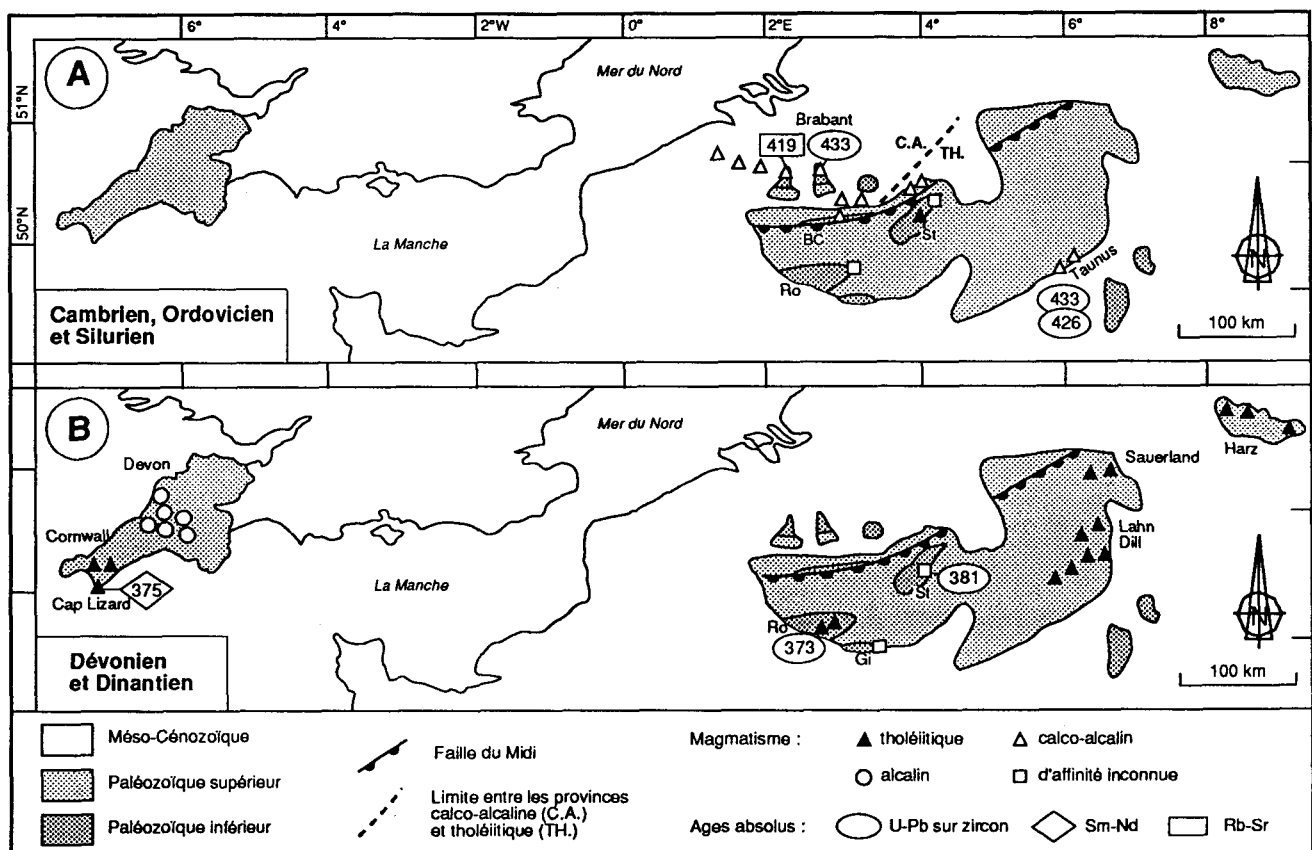


Figure 124 : Répartition et nature du magmatisme dans la zone externe de l'orogène varisque, du Cambrien au Silurien (A), et au Dévono-Dinantien (B).

Ro, Gi et St : massifs cambro-ordoviens de Rocroi, Givonne et Stavelot. BC : Bande Condrusienne.

B) Dévonien et Dinantien

Les séries sédimentaires du Dévonien et du Dinantien constituent une couverture qui affleure largement dans la zone externe de l'orogène varisque. Ces séries contiennent d'importants appareils volcaniques ou intrusifs dans le Sud-Ouest de l'Angleterre, dans le Massif Schisteux Rhénan et le Harz. Entre ces deux ensembles, l'Ardenne a connu à cette époque une activité magmatique volumétriquement moins importante.

1) Le Sud-Ouest de l'Angleterre

Des témoins d'activité magmatique sont connus tant dans les unités parautochtones (Cornouailles, Devon) que dans les unités allochtones (nappes de Carrick et de Lizard-Dodman, Sud de la Cornouailles) (B, figure 124) du SW de l'Angleterre (Floyd, 1982, 1983). L'activité magmatique débute au Dévonien inférieur, connaît son intensité maximale durant le Dévonien supérieur et le Dinantien. Dans le détail, on constate que le magmatisme est plus ancien au Sud et à l'Ouest de la Cornouailles (Dévonien inférieur et moyen) que dans le Devon et au Nord de la Cornouailles (Dévonien moyen et supérieur, Dinantien).

Au sein des nappes de Lizard-Dodman, le complexe du Cap Lizard représente un segment d'ophiolite obducté, dont l'âge de formation serait dévonien moyen à supérieur (isochrone Sm-Nd à 375 ± 34 Ma ; Davies, 1984). Cet âge se confond avec celui du métamorphisme des gneiss de Kennack, 369 ± 12 Ma (Rb-Sr sur roche totale ; Styles et Rundle, 1984) qui serait lié à la mise en place tectonique du complexe du Lizard. L'obduction suivrait donc de près la formation de l'ophiolite.

Dans les unités parautochtones, on observe des coulées de laves et des intrusions hypabyssales accompagnées par une sédimentation gréso-pélimitique. Il s'agit d'un magmatisme bimodal associant des basaltes plus ou moins spilitisés à des kératophyres.

2) Le Massif Schisteux Rhénan et le Harz

Le magmatisme du Massif Schisteux Rhénan (MSR) et du Harz, étudié en détail par Wedepohl *et al.* (1983) présente de nombreuses similitudes avec celui du SW de l'Angleterre.

a) Les unités parautochtones

Dans les unités parautochtones, le magmatisme, essentiellement effusif, est associé à une sédimentation détritico-épaisse.

A l'affleurement, les volcanites se répartissent selon deux grands ensembles (B, figure 124) :

- Le Sauerland (Nord du MSR) auquel on peut rattacher le Nord du Massif du Harz. Les volcanites s'y distribuent suivant un alignement WSW-ENE.

- Les synclinaux de la Lahn et de la Dill (Sud du MSR) dans lesquels les volcanites sont disposés suivant une direction SW-NE.

Dans ces deux ensembles, les alignements de volcanites coïncident avec les fractures qui contrôlent la sédimentation dévono-dinantienne. La première activité connue débute au Dévonien inférieur dans le Sauerland et le NW du Harz. Il s'agit d'un volcanisme à dominante acide, représenté par des tuffs et rhyolites alcalines altérées en kératophyres à quartz associé à quelques spilites. L'activité volcanique cesse dans cette région au Dévonien moyen. Elle est relayée par un accroissement du volcanisme dans la Lahn et la Dill dont l'activité est maximale au Dévonien moyen et se poursuit jusqu'au Dinantien inclus. Ce magmatisme est essentiellement basique avec des basaltes plus ou moins spilitisés associés à quelques kératophyres à quartz (Wedepohl *et al.* 1983).

b) Les unités allochtones

Les unités allochtones (nappes de Giessen dans le SE du MSR, nappe de la Werra dans le Sud du Harz) contiennent à leur base des basaltes d'affinité tholéiitique associés à des séries sédimentaires pélagiques d'âge dévono-dinantien inférieur à moyen (Platen *et al.*, 1989).

3) La Haute-Ardenne

Dans l'ensemble ardennais, les témoins d'une activité magmatique dévono-dinantienne sont rares. Ils sont représentés par des intrusions mises en place soit en bordure, soit à l'intérieur des massifs cambro-ordoviciens.

Les intrusions "tonalitiques" du Nord-Est du Massif de Stavelot (la Helle, Lammersdorf ; B, figure 124) sont à rapporter vraisemblablement à cette époque. La "tonalite" de la Helle s'est mise en place au cours du Dévonien moyen (âge U-Pb de 381 ± 8 Ma ; Kramm et Bühl, 1985).

Dans la partie méridionale du Massif de Rocroi, un essaim de filons de diabase et de microgranite contemporains s'est mis en place après la tectogenèse calédonienne, probablement d'âge Caradoc, et avant le raccourcissement varisque (Meilliez, 1981). Récemment, un âge U-Pb sur zircon de $373 \pm 8/-9$ Ma a montré que l'intrusion s'est produite au cours du Dévonien moyen à supérieur (Goffette, Liégeois et André, 1991) (voir p. 49-55).

Au Sud-Est du Massif de Givonne, le dyke de kersantite de Muno (B, figure 124) s'est mis en place au sein de la base de la couverture dévonienne (Beugnies, 1960a). Son âge précis n'est pas connu.

III) CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES DU MAGMATISME. INTERPRETATION GEOTECTONIQUE

A) Cambrien, Ordovicien et Silurien

1) Le Brabant et la Bande Condrusienne

Les caractères géochimiques du magmatisme brabançon ont conduit André *et al.* (1986) à distinguer deux provinces magmatiques : le NW du Brabant, dont les corps magmatiques forment une lignée calco-alcaline et le SE du Brabant, auquel pourrait être associé le massif de Stavelot (A, figure 124), dont les intrusions basiques présentent des affinités avec les tholéiites de bassin arrière-arc ensialique. Cette association spatiale caractériserait le fonctionnement durant l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur, d'une zone de subduction plongeant vers le SE, qui devrait être localisée au NW du Brabant actuel. Dans ce contexte, la province calco-alcaline serait le témoin d'un ancien arc, tandis que la province tholéiitique correspondrait au développement d'un bassin arrière-arc intracontinental.

André (1983) et André *et al.* (1986) rattachent le magmatisme de la Bande Condrusienne à la province tholéiitique brabançonne (A, figure 124).

2) La Haute-Ardenne

En l'absence d'études pétrographiques et géochimiques précises, les volcanites cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot restent pour l'instant mal caractérisées. Le volcanisme cambrien et ordovicien inférieur est associé à une sédimentation grésopélimitique active de bassin s'approfondissant vers le Sud (Lamens, 1986).

3) Le Massif Schisteux Rhénan

Les métavolcanites acides de la Nord Phyllit Zone et les quelques basaltes qui leurs sont associés, présentent des caractères géochimiques qui suggèrent une origine en contexte d'arc insulaire ou de marge continentale active (Meisl, 1990). Toutefois, comme il n'existe pour l'instant aucun indice d'événement tectono-métamorphique pouvant s'accorder avec ce modèle, celui-ci reste largement hypothétique (Franke, 1990).

B) Dévonien et Dinantien

1) La Haute-Ardenne

La mise en place au Dévonien moyen à supérieur des filons magmatiques du Massif de Rocroi (B, figure 124) est postérieure à la reprise de sédimentation marine, au passage Silurien-Dévonien (Steemans, 1989), qui marque l'initiation en contexte extensif de la marge méridionale du Continent des Vieux Grès Rouges (Meilliez, 1989a).

L'orientation WSW-ENE du système filonien est parallèle à certaines des fractures qui contrôlent la sédimentation éodévonienne (voir la p. 165-168). Par ailleurs, les caractères chimique des diabases suggèrent une parenté avec les tholéiites intracontinentales (André *et al.*, 1986). Le magmatisme de Rocroi pourrait alors correspondre à une pic de l'activité extensive, qui a donc perduré en Ardenne méridionale au moins jusqu'au Dévonien moyen à supérieur (Goffette, Liégeois et André, 1991).

2) Le Sud-Ouest de l'Angleterre

Dans les unités parautochtones, le magmatisme le plus ancien, d'âge dévonien inférieur, est représenté par des tholéiites de type rift intracontinental, localisées au Sud de la Cornouailles. Au Dévonien supérieur, il s'exprime par des tholéiites de rift intracontinental au sud de la Cornouailles et par des basaltes alcalins au Nord de la Cornouailles et du Devon. Au cours du Dinantien, seuls des basaltes alcalins sont connus dans le Nord de la Cornouailles et du Devon (Floyd, 1982) (B, figure 124). Cette organisation spatiale indiquerait la formation d'un rift intracontinental au Dévonien, dont l'axe serait situé au Sud de la Cornouailles et dont le Nord de la Cornouailles et du Devon représenteraient la bordure septentrionale (Floyd, 1982).

Vers le Sud, l'extension a pu atteindre, au Dévonien moyen à supérieur, le stade de l'océanisation dont témoigne l'ophiolite du Cap Lizard (Floyd, 1983). Son obduction se serait produite au Dévonien supérieur (Styles et Rundle, 1984).

3) Le Massif Schisteux Rhénan et le Harz

Les rhyolites et les trachytes alcalines du Dévonien inférieur marqueraient les premiers stades d'évolution d'un rift intracontinental.

Les spilites d'âge dévonien moyen à dinantien du Sauerland et de la partie NW du Harz présentent des caractères géochimiques typiques des tholéiites intracontinentales alors que celles des synclinaux de la Lahn et de la Dill présentent une affinité avec les basaltes de rides médio-océaniques enrichis (E-MORB) (Wedepohl *et al.*, 1983 ; Schmincke et Sunkel, 1987).

Ces E-MORB pourraient caractériser un degré de fusion partielle du manteau plus élevé, associé à une extension plus marquée au Sud qu'au Nord du Massif Schisteux Rhéan. Le magmatisme tholéiitique du Massif Schisteux Rhéan et du Harz accompagnerait, comme celui du SW de l'Angleterre, la formation au cours du Dévonien et du Dinantien, d'un bassin sédimentaire par extension intracontinentale sans aboutir à une océanisation (Wedepohl *et al.*, 1983). Il est à noter que le magmatisme ne représente que 1,6% du total de la puissante accumulation clastique dévono-dinantienne. Toutefois, la mise en place de magmas de type MORB en contexte intracontinental devrait être accompagnée d'une contamination lors de la traversée de la croûte. L'absence de tels caractères suggère que l'activité magmatique a pu aboutir à l'océanisation (Wedepohl, 1990)

Dans les unités allochtones, les metabasaltes des nappes de Giessen (MSR) et de la Werra (Harz) présentent les caractères chimiques typiques des N-MORB. Ils sont recouverts par des séries sédimentaires pélagiques condensées. Comme ces nappes s'enracinent très probablement au Sud de la *Nord Phyllit Zone*, Platen *et al.* (1989) et Wedepohl (1990) suggèrent l'ouverture au cours du Dévonien, d'une zone océanique située entre le Sud du Massif Schisteux Rhéan et la *Mittel Deutsche Schwelle*.

IV) DISCUSSION

Reportés dans un diagramme synthétique (figure 125), les caractères principaux du magmatisme de la zone externe depuis le Cambrien jusqu'au Dinantien me permettent de différencier deux grandes périodes d'activité magmatique :

- l'Ordovicien supérieur et le Silurien au cours desquels le Brabant connaît un magmatisme tholéiitique de type bassin arrière-arc et un magmatisme calco-alcalin ;
- le Dévono-Dinantien durant lequel un magmatisme tholéiitique de type rift intracontinental, ou alcalin, est actif en Angleterre et en Allemagne, ainsi qu'en Ardenne.

Dans ce qui suit, les caractères principaux de chacune de ces deux périodes seront confrontés aux données tectono-sédimentaires pour essayer de dégager les grands traits de l'évolution géodynamique de la zone externe nord-varisque au cours du Paléozoïque.

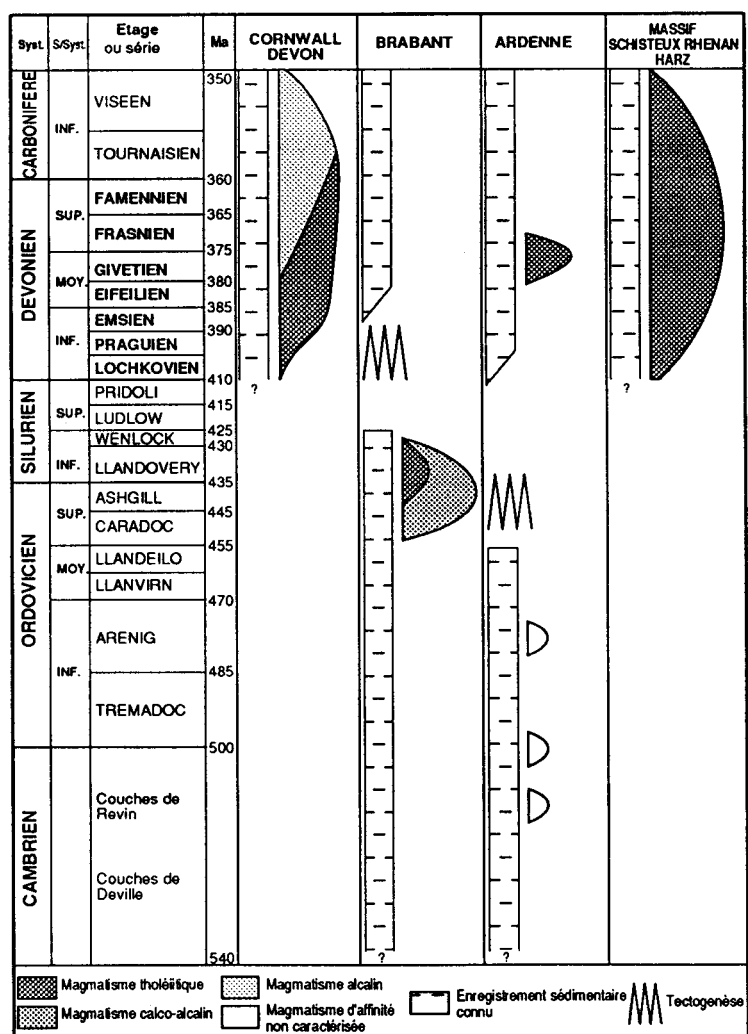


Figure 125 : Age et nature du magmatisme de la zone externe de l'orogène varisque. Pour chaque épisode magmatique, la largeur du figuré est, en première approximation, proportionnelle au volume des émissions reconnues. Calibration numérique de l'échelle stratigraphique d'après Odin et Odin (1990).

A) Ordovicien supérieur et Silurien

La polarité magmatique mise en évidence dans l'ensemble Ardenne-Brabant (André, 1983 ; André *et al.*, 1986) et interprétée comme témoin d'une zone de subduction à pendage sud, montre un contexte général de type convergent au cours de l'Ordovicien Supérieur et du Silurien. Les quelques données disponibles sur la *Nord Phyllit Zone* s'accordent avec cette hypothèse.

Les données paléomagnétiques ont conduit Perroud *et al.* (1984) à proposer un schéma d'évolution général selon lequel un ensemble continental, baptisé Armorica (Van der Voo, 1983) se serait détaché du Gondwana à la fin de l'Ordovicien (A, figure 126). L'Armorica aurait ensuite subi une rapide dérive vers le Nord avec deux conséquences :

- la création d'un océan, appelé "Proto-Thétys" entre l'Armorica et le Gondwana (B, figure 126);
- la fermeture d'une zone océanique, appelée "Océan Médio-Européen" ou "Mer de Tornquist" (Cocks et Fortey, 1982), séparant initialement l'ensemble Armorica-Gondwana de la Baltica.

Au cours du Silurien et du Dévonien inférieur, après la fermeture de l'Océan Médio-européen, une collision Armorica-Baltica, à laquelle s'est ajoutée une collision Laurentia-Baltica, auraient conduit à la formation des Appalaches et des Caledonides, et à la réunion des trois ensembles continentaux en un seul, le Continent des Vieux Grès Rouges (VGR).

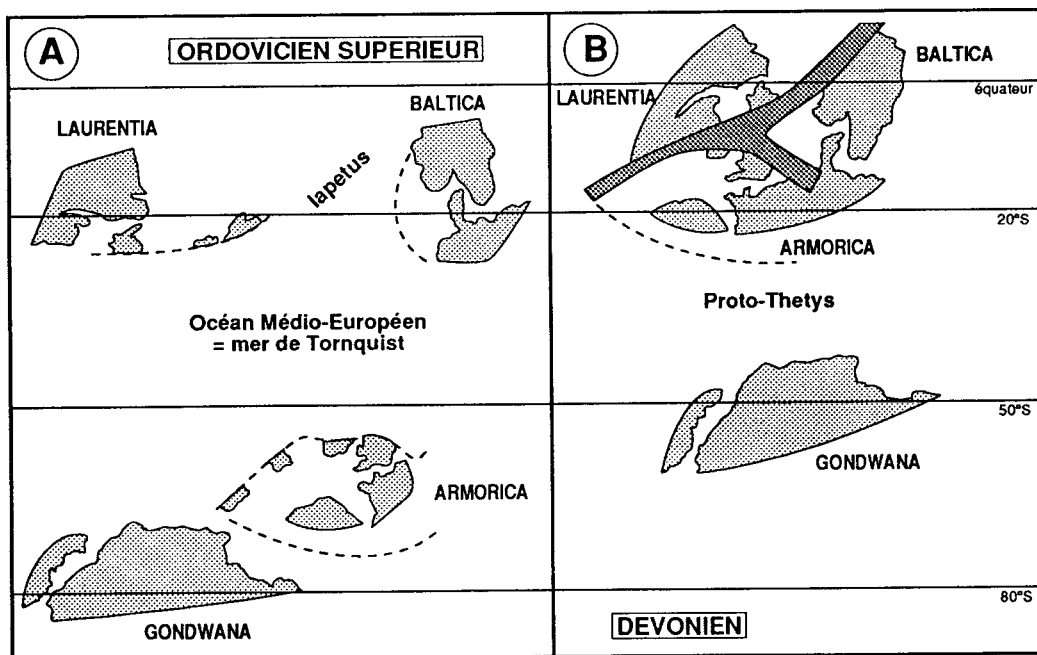


Figure 126 : Reconstructions paléogéographiques à l'Ordovicien supérieur (A) et au Dévonien (B), à partir des données paléomagnétiques (d'après Perroud *et al.*, 1984).
En gris clair : principaux ensembles continentaux. En gris foncé : zones de collisions entre plaques.

Le modèle de subduction proposé par André *et al.* (1986) est compatible avec le schéma général de Perroud *et al.* (1984). Selon cette hypothèse, l'Ardenne et le Brabant se situeraient au Nord de la plaque Armorica, en contexte de marge active, le NW du Brabant étant en situation d'arc et le SE du Brabant et l'Ardenne en situation de bassin arrière-arc. Dans ce cas, la tectogenèse devrait être plus tardive en Ardenne que dans le Brabant. Or, les données structurales montrent que la tectogenèse calédonienne est plus précoce en Ardenne où elle se produit à partir du Caradoc (Waterlot, 1945 ; Michot, 1980) sans schistosité associée (Meilliez, 1989a), et plus tardive dans le Brabant où elle est encadrée par le Silurien terminal et le Dévonien moyen (Michot, 1980 ; André *et al.*, 1981) et associée à une schistogenèse et un métamorphisme de faible degré. Il y a donc apparemment antagonisme entre les données magmatiques et les données structurales.

La découverte d'appareils magmatiques ordovico-siluriens rapportés à des dispositifs du type arc insulaire-bassin arrière-arc au Sud du Massif Armorica (Carpenter *et al.*, 1982 ; Thiéblemont et Cabanis, 1986), dans le Pays de Galles (Campbell *et al.*, 1988 ; Kokelaar, 1988) s'accorde mal avec l'image d'une plaque Armorica unitaire. L'Armorica correspondrait plutôt à un ensemble de microblocs continentaux séparés par des zones à croûte amincie, certaines d'entre elles évoluant à un moment donné en régime divergent, d'autres en régime convergent. L'Ardenne et le Brabant pourraient alors représenter deux domaines crustaux différenciés à partir de la marge nord de l'Armorica, ultérieurement rapprochés lors du raccourcissement calédonien, dans des conditions structurales qui restent à préciser.

B) Dévonien et Dinantien

Dans le schéma d'évolution générale de Perroud *et al.* (1984), cette époque correspond à la fermeture progressive de la Proto-Téthys séparant le continent des VGR du Gondwana (B, figure 126).

Dans les unités parautochtones du SW de l'Angleterre et de l'Allemagne, la répartition spatiale et temporelle de l'activité magmatique montre une extension plus intense au Dévonien moyen qu'au Dévonien supérieur et au Dinantien, et plus marquée au Sud qu'au Nord de ces régions. La sédimentation détritique épaisse associée présente les caractères d'une série de marge (voir par exemple Bluck *et al.*, 1988 ; Engel *et al.*, 1983). L'ensemble de ces données suggère un contexte général de marge continentale en extension. Dans les unités allochtones, la présence de MORB et d'un segment d'ophiolite (complexe du Cap Lizard) associés à une sédimentation pélagique témoigneraient d'une ouverture océanique au Sud des marges continentales de l'Angleterre et de l'Allemagne.

Selon Bébien *et al.* (1977), Floyd (1982) et Leeder (1982), le magmatisme dévono-dinantien de la zone externe, à caractère tholéiitique ou alcalin, caractériserait le développement d'une série de bassins arrière-arc associés à une vaste zone de subduction de pendage nord et

située au Sud de la zone Moldanubienne (A, figure 127). Le SW de l'Angleterre et le Massif Schisteux Rhénan représenteraient les marges septentrionales de deux de ces bassins.

Plus récemment, un schéma d'évolution géotectonique différent a été proposé par Holder et Leveridge (1986) et Franke *et al.* (1989). Ces auteurs, constatant la ressemblance entre la distribution du magmatisme et les caractères des séries sédimentaires dévono-dinantiennes du Massif Schisteux Rhénan d'une part et du SW de l'Angleterre d'autre part, proposent une connexion de type "cylindrique" entre ces deux régions. Cette continuité se marquerait au cours du Dévonien par le développement en régime extensif d'une vaste zone s'étendant depuis l'Angleterre jusqu'à l'Allemagne, à croûte continentale amincie dans sa partie septentrionale, et à croûte océanique dans sa partie méridionale.

La période d'océanisation serait limitée au Dévonien inférieur puisque, à partir du Dévonien moyen, les basaltes d'affinité océanique des unités allochtones sont recouverts par un flysch dont les éléments détritiques seraient issus du démantèlement d'un arc situé plus au Sud (Franke et Engel, 1986 ; Floyd et Leveridge, 1987). Cet arc serait associé à une zone de subduction plongeant vers le Sud et s'étendant depuis l'Angleterre jusqu'à l'Allemagne (Holder et Leveridge, 1986) (B, figure 127). Le fonctionnement de cette zone de subduction marquerait donc le passage au Dévonien moyen d'un régime divergent à un régime de convergence. Cette hypothèse cylindriste nécessite le fonctionnement dextre, à partir du Carbonifère supérieur, d'un grand accident crustal "Bristol Channel-Pays de Bray" dont le décrochement doit être supérieur à plusieurs centaines de kilomètres.

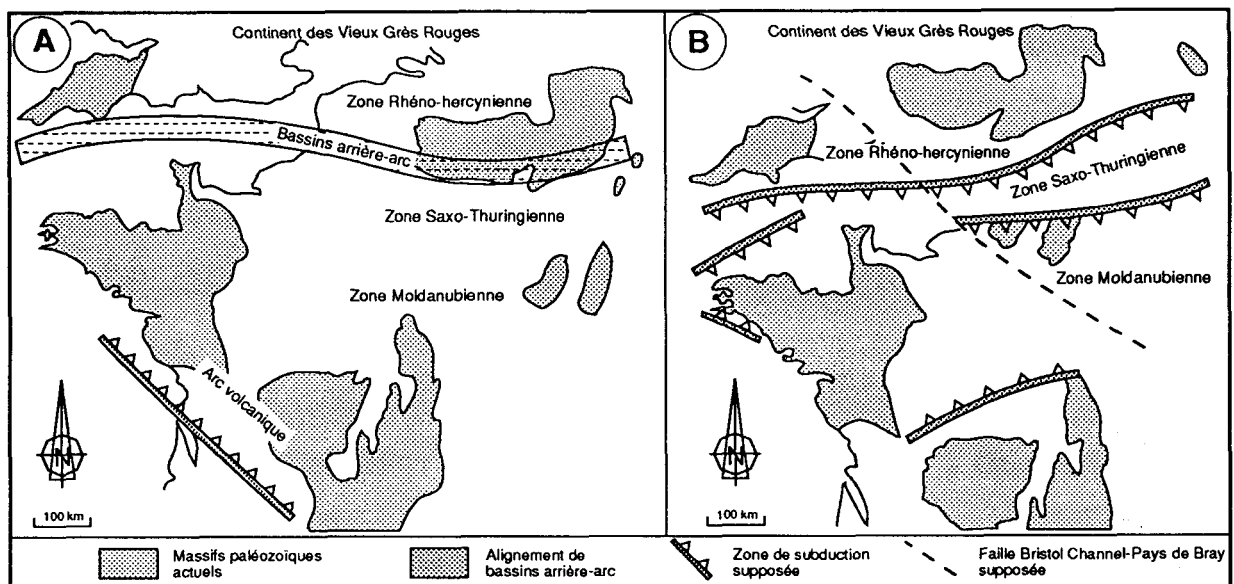


Figure 127 : Hypothèses de reconstitution géodynamique de l'Europe occidentale au cours du Dévonien, à partir des données structurales et magmatiques.

A : d'après Leeder (1982), simplifié. D'après ce modèle, la zone externe de l'orogène varisque correspondrait à la marge septentrionale d'une série de bassins arrière-arc étagés d'Ouest en Est.

B : d'après Holder et Leveridge (1986), simplifié. Ce modèle assimile la zone externe à la marge continentale passive d'une aire océanique, l'Océan Rhéique, s'étendant depuis le SW de l'Angleterre jusqu'à l'Allemagne. L'ouverture de cet océan se serait produite durant le Dévonien inférieur et sa fermeture aurait débuté dès le Dévonien supérieur. Ce modèle nécessite le jeu dextre d'une faille "Bristol Channel-Pays de Bray" au cours du Carbonifère.

Plus généralement, ces corps magmatiques dévono-dinantiens témoigneraient de l'ouverture puis de la fermeture d'une zone océanique, séparant initialement deux ensembles continentaux, le premier, septentrional, incluant la zone externe varisque et son avant-pays (Continent des VGR), et le second, plus méridional, comprenant les Vosges méridionales, le Nord du Massif Central et du Massif Armoricain (Matte, 1986). La suture correspondant à cette fermeture pourrait être représentée par le complexe ophiolitique du Cap Lizard et par l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.

Ce modèle, qui se fonde sur les similitudes magmatiques et sédimentaires du SW de l'Angleterre et du Massif Schisteux Rhéna ne rend toutefois pas compte de toutes les données relatives à l'ensemble Ardenne-Brabant.

En Ardenne et dans le Massif Schisteux Rhéna, la répartition des faciès sédimentaires et la distribution du magmatisme montrent que l'extension dévono-carbonifère est contrôlée par un système de fractures, dont l'orientation dominante est SW-NE. Plus vers l'Ouest, dans le Brabant et le NW de la France, la direction dominante de l'extension varisque, orientée WNW-ESE, est différente de celle de l'Ardenne (Meilliez, 1989a). A l'échelle de la Manche au Rhin, la structuration extensive varisque n'est donc pas cylindrique. Il en est de même à plus grande échelle.

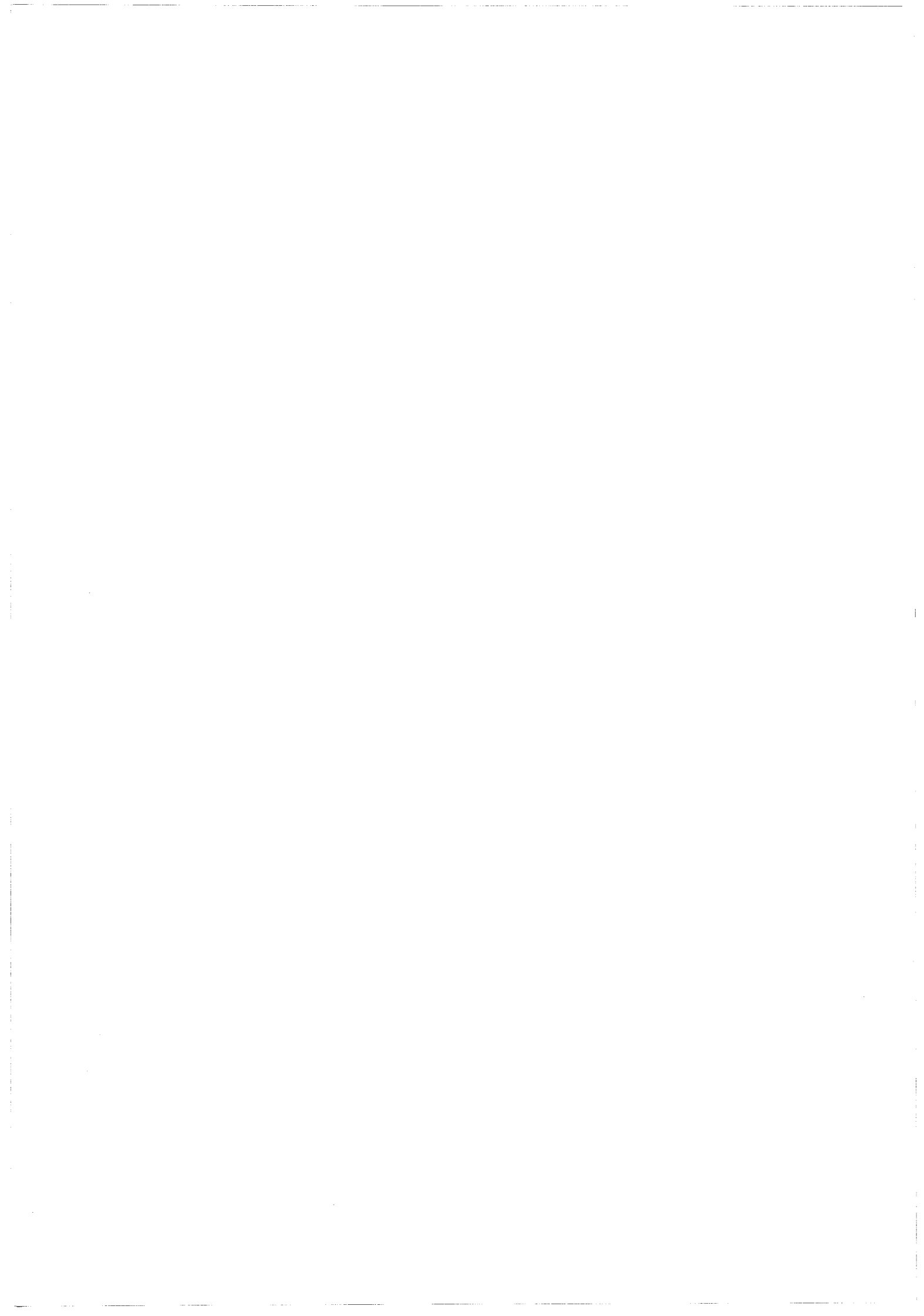
En effet, j'ai montré dans la deuxième partie (p. 165-167) que l'essaim filonien du Massif de Rocroi s'inscrit dans une zone en forme de losange dont les côtés sont orientés SW-NE et NNW-SSE. Ces deux directions coïncident avec les directions des deux familles de discontinuités sédimentaires actives en Ardenne durant l'extension dévonienne (Meilliez, 1989a). Les limites SW-NE de la zone des filons représentent vraisemblablement des failles normales alors que les limites NNW-SSE correspondraient à des failles ayant fonctionné en transtension senestre. L'aire des filons marquerait un domaine transitionnel limitant deux blocs majeurs de la marge ardennaise.

Enfin, l'ophiolite du Cap Lizard pourrait représenter l'ouverture d'un petit bassin de type pull-apart, situé dans une zone de relais entre des fractures E-W fonctionnant en transtension dextre (Badham, 1982 ; Sanderson, 1984 ; Barnes et Andrews, 1986).

Plutôt que d'envisager une seule zone océanique, bordant au Sud le Massif Schisteux Rhéna, l'Ardenne et le SW de l'Angleterre, il me semble donc préférable d'envisager plusieurs bassins d'extension limitée, à croûte continentale amincie ou à croûte océanique. Ces bassins s'étageraient d'Ouest en Est, dans des zones de relais entre des décrochements majeurs. L'ophiolite du Cap Lizard, les MORB de la nappe de Giessen seraient les témoins de deux bassins principaux à croûte océanique. L'essaim filonien du Massif de Rocroi représenterait un domaine plus restreint, à croûte continentale amincie. Le nombre, les limites de ces bassins, leur cinématique restent à décrypter.

Dans ce contexte, la zone externe, et en particulier l'ensemble ardennais, occupe une situation charnière dans l'orogène varisque. Au cours de l'Ordovicien et du Silurien, elle occupe vraisemblablement une position *en bordure nord* d'un bloc continental d'affinité périgondwanienne (*Armorica ?*). Elle fonctionne en marge passive, puis en marge active lors de la fermeture d'une zone océanique septentrionale, l'Océan Médio-Européen. C'est l'événement calédonien, qui donne naissance au Continent des Vieux Grès Rouges. Au cours du Dévonien et d'une partie du Dinantien, la cinématique de la zone externe s'inverse puisqu'elle subit l'extension varisque en contexte de marge passive, *en bordure sud* du Continent des Vieux Grès Rouges. L'extension conduirait à la formation d'une série de domaines méridionaux à croûte continentale amincie ou à croûte océanique, étagés d'Ouest en Est. Les domaines océaniques sont refermés, puis la marge est progressivement inversée lors du raccourcissement carbonifère.

Cette évolution paléozoïque complexe, qui reste hypothétique, pose donc le problème du nombre et de la localisation des blocs continentaux, et en corollaire celui de la dimension et de l'évolution des zones océaniques.



**CONCLUSIONS
GENERALES**

CONFIDENTIAL
SEARCHED

CONCLUSIONS GENERALES

Jusqu'à présent, la place de l'Ardenne dans l'évolution géodynamique de la zone externe varisque a surtout été discuté sur la base d'études sédimentologiques, paléontologiques et structurales. Les résultats ont permis la définition d'une succession de trois événements majeurs, (Meilliez, 1989a) :

- Le raccourcissement calédonien structure des sédiments grésopélitiques cambro-ordoviciens qui, une fois déformés, constituent un substratum pour les dépôts suivants.
- L'extension varisque différencie au cours du Dévonien une marge continentale en bordure sud du Continent des Vieux Grès Rouges ; une couverture différenciée en épaisseur (1000 à 10000 m) et en faciès de plate-forme s'y dépose au cours du Dévono-Dinantien.
- Le raccourcissement varisque s'exprime par une structuration tangentielle d'âge carbonifère.

Jusqu'à présent, les phénomènes magmatiques et métamorphiques, qui n'ont engendré que des effets modérés en Ardenne, étaient restés mal intégrés à ce schéma général. Je me suis attaché à combler cette lacune par une analyse structurale, pétrologique et géochimique du système filonien du Massif de Rocroi.

Cet objectif a été partagé selon quatre axes de recherche.

- 1 - *Le temps* : évaluation de l'âge et de la durée de mise en place des filons.
- 2 - *La structure* : élaboration d'un modèle structural de la mise en place des filons et de l'évolution commune avec l'encaissant.
- 3 - *L'évolution métamorphique* subie par les filons et leur encaissant.
- 4 - *L'intégration géodynamique* du magmatisme du Massif de Rocroi avec ceux des autres segments de la zone externe varisque (du SW de l'Angleterre au Massif du Harz).

L'ensemble des résultats acquis ont montré que *l'essaim filonien est un excellent marqueur des effets structuraux et métamorphiques de l'extension et du raccourcissement varisques*. C'est l'idée que défendait ardemment le Professeur Beugnies.

Le système filonien n'est pas seulement un témoin supplémentaire, mais surtout un témoin complémentaire dont l'analyse permet de mieux comprendre une évolution géodynamique complexe.

1 - Le raccourcissement calédonien.

Le raccourcissement calédonien, précède la mise en place des filons. Il structure des sédiments grésopélitiques cambro-ordoviciens. par des plis d'amplitude kilométrique, associés à des plis mineurs, dont les charnières plongent statistiquement vers le SE dans la région Deville-Anchamps qui a été étudiée en détail. Il n'existe pas de trace de schistosité visible à l'affleurement qui puisse être attribuée à ce plissement. Dans la région de Laifour, les charnières de plis métriques auraient été réorientées dans un couloir décrochant senestre orienté SW-NE.

2 - L'extension varisque.

a - L'essaim filonien, un produit de l'extension varisque et un marqueur de ses effets structuraux dans le substratum.

Les filons de diabase et de microgranite résultent d'un événement magmatique unique, vraisemblablement de faible durée (< 0,5 Ma) et d'âge dévonien moyen à supérieur (âge U-Pb sur zircon de 373+8/-9 Ma).

Les filons sont restés des objets plans, parallèles entre eux, et de pendage SSE. Ils recoupent des plis métriques de l'encaissant. Les filons ont rempli des fractures ouvertes en extension pure, créées par fracturation hydraulique. Les intrusions se sont produites en contexte distensif ; le système de contrainte régional était homogène à l'échelle de l'essaim filonien, σ_3 étant subhorizontale et orientée NNW-SSE. Le niveau d'érosion actuel correspond à une profondeur de mise en place de l'ordre de 7 km.

Les filons sont affectés par des déformations extensives dont certaines se sont produites entre différents stades de mise en place. J'attribue donc la mise en place des filons et les déformations extensives qui les accompagnent à l'extension varisque, qui se traduit à l'échelle régionale par le développement de la marge ardennaise. Cet événement, qui débute en Ardenne méridionale au passage Silurien-Dévonien, s'est donc poursuivi au moins jusqu'au Dévonien moyen à supérieur.

L'essaim filonien est circonscrit par un losange, dont les côtés N60°-70° et N110°-120° semblent avoir été invariants en orientation au cours du raccourcissement varisque. Leurs directions sont celles des fractures qui ont contrôlé la sédimentation de la marge dévonienne. L'aire des filons pourrait représenter un domaine transitionnel situé en deux blocs majeurs de la marge ardennaise, qui aurait subi une fracturation extensive plus intense que les domaines qui le bordent. Ce domaine serait limité au NW et au SE par des failles normales orientées N60°-70° et au N par une faille orientée N110°-120° fonctionnant en transtension senestre.

b - L'essai filonien, un marqueur de l'effet métamorphique de l'extension varisque.

Au cours de l'extension, les filons et leur encaissant ont subi un métamorphisme statique dans le faciès schiste vert, avec une haute température (450°C environ) et une pression modérée (de l'ordre de 300 MPa). Le gradient géothermique est élevé (>50°C/km). Cet épisode résulte vraisemblablement de l'enfouissement sédimentaire et surtout de l'amincissement crustal qui accompagnent l'extension dévonienne. Les données quantitatives rendent peu probable que le magmatisme ait pu exercer une influence thermique sensible au niveau structural observé. Les transformations chimiques par circulations de fluides semblent être modérées lors de ce stade.

c - L'essai filonien, un marqueur de l'effet magmatique de l'extension varisque.

Comme l'Ardenne, les autres segments de la zone externe nord-varisque, depuis le Sud-Ouest de l'Angleterre jusqu'à l'Est de l'Allemagne, ont subi l'extension varisque en contexte de marge passive, en bordure sud du Continent des Vieux Grès Rouges. L'extension aurait conduit à la formation d'une série de domaines méridionaux à croûte continentale amincie ou à croûte océanique, étagés d'Ouest en Est. L'ophiolite du Cap Lizard, les MORB de la nappe de Giessen seraient les témoins de deux bassins à croûte océanique. L'essai filonien du Massif de Rocroi représenterait un domaine plus restreint, à croûte continentale ayant subi une extension plus marquée que les domaines qui le bordent.

3 - Le raccourcissement varisque

a - L'essai filonien, un marqueur des effets structuraux du raccourcissement varisque dans le substratum.

Durant le Carbonifère, la marge ardennaise est inversée.

Le raccourcissement, dont le plan de mouvement est de direction N165°-170°, se traduit par un aplatissement de l'ensemble filons-encaissant. Son expression la plus marquée est l'acquisition de la schistosité. Une analyse de la déformation finie des filons a montré que la schistosité résulte d'un aplatissement pur. Dans les filons de microgranite, l'aplatissement est modéré (Rs voisin de 3,8 dans le plan XZ). Dans les filons épais de diabase, l'aplatissement pur, de type "galette", est nul au coeur et augmente progressivement vers les épontes (Rs de l'ordre de 7 dans le plan XZ). En bordure, une composante rotationnelle de vergence nord s'ajoute à l'aplatissement.

Dans l'encaissant, le serrage des plis calédoniens conduit à un quasi parallélisme entre les surfaces axiales et la schistosité varisque. Comme les filons sont restés plans, le raccourcissement ne s'est pas exprimé par la formation de plis de taille hecto- à kilométrique.

Le raccourcissement s'exprime également par un écaillage de l'ensemble encaissant-filons. Cet écaillage est contrôlé par la structuration extensive dévonienne. Ainsi, les zones

faillées N110°-120° auraient été inversées en transpression dextre. La déformation progressant, seraient apparus des décrochements dextres N120-140° post-schisteux. De façon symétrique, les zones faillées normales N 60°-70° auraient été inversées en chevauchements, associés à des décrochements senestres N40°-50° post-schisteux. A l'intérieur de l'aire des filons, la zone faillée des Communes résulterait d'une telle cinématique.

b- L'essai filonien, un marqueur du métamorphisme syn-raccourcissement.

L'évolution métamorphique qui a débuté pendant l'extension, s'est poursuivie lors du raccourcissement. Un second épisode, synschisteux, qui enregistre une diminution progressive de la température (420 à 300°C) pour une pression toujours modérée (de l'ordre de 200 MPa). Le flux géothermique est resté très élevé. Cet épisode est lié au raccourcissement, dont la schistosité associée est d'âge viséen en Ardenne méridionale. Le surépaississement tectonique et/ou sédimentaire n'a pu être que très modéré.

Au cours de ce stade métamorphique, d'importantes transformations physico-chimiques par percolation de fluides à H₂O, CO₂ et CH₄ se sont produites. La déformation a joué le rôle d'activateur des réactions en déterminant les chemins de migration des fluides.

Perspectives

- Au cours de mon travail, j'ai conduit *une analyse structurale intégrant des notions statistiques*. Des développements plus approfondis de cette approche pourraient permettre d'aborder d'une façon nouvelle l'analyse de la structuration de domaines à lithologie peu différenciée qui ont été soumis à une évolution polyorogénique. Le Massif de Rocroi est l'un d'eux.

- *Le magmatisme du Massif de Stavelot.* Des corps magmatiques affleurent en bordure SE du Massif de Stavelot. Les données disponibles suggèrent une évolution du même type que celle qu'ont subi les filons du Massif de Rocroi. Il serait intéressant de comparer de manière plus approfondie les évolutions structurale et métamorphique de ces deux massifs, pour obtenir une image élargie de l'évolution géodynamique de l'Ardenne au cours du Paléozoïque.

- *Le métamorphisme de l'Ardenne méridionale.* L'analyse des assemblages métamorphiques observés dans les diabases m'a conduit à reformuler le problème du lien entre le métamorphisme et la structuration varisque de l'Ardenne. Pour mieux caractériser l'évolution métamorphique et en obtenir une image à la fois temporelle et spatiale, il est nécessaire de rechercher d'autres marqueurs. Les corps magmatiques des massifs de Stavelot et de Givonne, les pélites calciques du Dévonien, pourraient être de bons marqueurs.

GLOSSAIRE

GUERRA



GLOSSAIRE

Couverture - Ensemble de terrains sédimentaires reposant en discordance sur un autre ensemble appelé "substratum", plissé et érodé avant leur dépôt.

Diabase - Terme désignant des roches de composition basaltique et de texture intermédiaire entre les basaltes et les gabbros. Le terme "diabase" a été utilisé avec trois sens différents. 1 : dolérites ayant subi d'importantes transformations minéralogiques (métadolérite) (Grande-Bretagne, France) ; c'est le sens retenu dans ce mémoire. 2 : dolérite à texture ophitique (USA, Allemagne). 3 : basaltes anciens (URSS). Actuellement, "diabase" est synonyme de "dolérite", et de "microgabbro" (champ n°10 du diagramme de classification QAPF (d'après Le Maître, 1989). Voir dolérite.

Dolérite - microdiorite ou microgabbro dont les cristaux de plagioclase forment des lattes automorphes appuyées les unes sur les autres et noyées dans une pâte formée de cristaux plus petits (structure doléritique). (d'après Foucault et Raoult, 1984).

Dyke (GB) = dike (USA) - lame de roche magmatique intrusive recoupant les structures de l'encaissant (Foucault et Raoult, 1984).

Filon magmatique composite - filon associant plusieurs magmas de nature différentes mis en place simultanément ou successivement.

Microgranite - roche magmatique de même composition minéralogique et chimique que le granite mais à structure microgrenue, souvent porphyrique avec de grands cristaux de quartz ou de feldspath.

Sill (= filon-couche) - lame de roche magmatique intrusive parallèle aux structures de l'encaissant (Foucault et Raoult, 1984). En pratique, les sills importants varient latéralement d'épaisseur et forment localement des crans abrupts qui recoupent la stratification de l'encaissant (Hall, 1987).

Substratum - Terme général désignant ce sur quoi repose une formation géologique prise comme référence (voir couverture).



ANNEXES

ANNEXE 1 : INVENTAIRE DES FILONS MAGMATIQUES DU MASSIF DE ROCROI

Pour obtenir une image de l'importance du phénomène magmatique dans le Massif de Rocroi, il est nécessaire d'établir un inventaire des filons magmatiques.

En répertoriant les filons directement observables aujourd'hui, on obtient un échantillon numériquement limité et non représentatif de la population filonienne car directement dépendant des conditions instantanées d'affleurement. En effet, si les affleurements naturels peuvent être considérés comme permanents à l'échelle du siècle, il en est tout autrement pour les affleurements d'origine anthropiques. La vitesse de dégradation des coupes liées aux travaux d'infrastructures est telle que, sauf exception, les observations ne peuvent être réalisées que pendant une décennie en moyenne.

Pour pouvoir réaliser un inventaire ayant une valeur représentative, il faut donc s'affranchir au moins en grande partie du problème des conditions d'affleurement. Cette difficulté peut être résolue en se référant aux observations anciennes réalisées avec des conditions d'affleurement différentes et souvent bien meilleures.

Depuis le siècle dernier, tous les géologues intéressés par le thème du magmatisme ardennais, conscients de leur rôle de témoin, ont eu le souci de rapporter plus ou précisément le détail de leurs observations. L'ensemble de ces documents constitue donc un témoignage de premier ordre, à partir duquel j'ai réalisé une base de données, en y ajoutant le résultat de mes propres levés.

Les données sont réparties dans deux tableaux : le premier rassemble les filons magmatiques que j'ai pu (re)trouver, et le second ceux que je n'ai pas pu observer mais qui sont signalés de manière fiable et précise. L'importance relative de ce second tableau montre que la majeure partie des filons décrits dans la littérature n'affleurent plus aujourd'hui. C'est le cas particulièrement sur le plateau de Rocroi, où la plupart des affleurements sont d'origine anthropique et donc temporaires.

Dans les deux tableaux, chaque filon est identifié par un code. Les premières lettres correspondent à l'auteur ayant signalé en premier le filon :

- GOS : Gosselet (1880, 1888)
- WAT : Waterlot (1948 et *inédit*)
- TAN : Tanazacq (1938, 1949)
- BEU : Beugnies (1963)
- MEI : Meilliez (1981 et *comm. pers.*)
- OG : Goffette

La numérotation qui suit est celle de chaque auteur. Dans le secteur Deville-Anchamps-Hauts Buttés, ma propre nomenclature est, le cas échéant, donnée en équivalence.

La localisation de chaque filon est précisée à partir des coordonnées Lambert et des noms du lieu-dit et du village le plus proche. Dans le cas d'un filon persistant sur une distance importante, les coordonnées sont celles du point d'affleurement le plus accessible ou donnant les meilleures possibilités d'observation. Les coordonnées des filons que je n'ai pas pu retrouver doivent être considérées comme étant approximatives. En effet, les fonds topographiques en hachures qui ont été utilisés par Gosselet, Waterlot et Tanazacq n'avaient pas la qualité des fonds actuels.

La septième colonne définit la nature pétrographique du filon (D: diabase ; M: microgranite ; DM : filon composite associant diabase et microgranite).

La colonne suivante donne l'épaisseur maximale observée de chaque filon.

Dans le premier tableau exclusivement (filons que j'ai pu observer) les dernières colonnes détaillent les caractères géométriques principaux des filons se prêtant à ce type d'observation : attitude des épointes (Se) et de la stratification de l'encaissant (So), obliquité des épointes par rapport à la stratification, persistance observée du filon en longueur et en dénivelée.

FILONS OBSERVES													
Identification	Coord. affleurement			Lieu-dit	Village le plus proche	Pétri.	Epaisseur max. (m)	Se	So	Obliquité Se/So (°)	Persistance obs (m)		An chim (O/N)
	X	Y	Z								Longueur	Dénivelée	
GOS-1-OG86-A	769,05	1245,95	140	Mairut	Deville	M	4	165-38	165-38	0			N
GOS-2-OG86-B	769,93	1246,05	140	Mairut	Deville	M	6	174-36	174-36	0			N
GOS-4-OG86-C	770,02	1246,40	150	Mairut	Deville	M	1,5	182-32	182-32	0			N
GOS-3-OG86-D	769,85	1246,17	150	Mairut	Deville	M	10	150-45	184-40	35	600	110	N
GOS-5-OG86-E/H	770,41	1247,46	140	La Grande-Commune	Deville	M	15	163-35	175-35	10	250	90	O
GOS-6-OG86-F/Q	770,37	1247,55	150	La Grande-Commune	Deville	D	15	163-44	175-50	30	350	125	O
GOS-7-OG86-L	769,75	1248,82	140	Les Roches de Laifour	Laifour	M	4	165-45	175-45	10	400	250	N
GOS-9	769,00	1248,63	140	Devant Laifour	Laifour	D							N
OG86-K (-L?)	768,96	1248,67	140	Devant Laifour	Laifour	M	3				250	170	N
GOS-10-OG86-P	768,87	1248,88	150	Devant Laifour	Laifour	DM	10	161-42	161-42	0	200	100	O
GOS-11-OG8893	768,23	1247,68	135	Les Dames de Meuse	Laifour	DM	7	165-44	165-44	0			O
GOS-12-OG8894	768,12	1247,87	135	Les Dames de Meuse	Laifour	D	5	170-31	170-31	0			N
GOS-13-OG8883	768,98	1248,00	130	Les Dames de Meuse	Laifour	DM	12	185-25	183-30	5			N
OG8951	767,75	1247,86	200	Les Dames de Meuse	Laifour	D	4		189-33	10			N
OG8952	767,73	1247,92	190	Les Dames de Meuse	Laifour	D	4	185-40	185-31				N
OG8953	768,05	1247,96	145	Les Dames de Meuse	Laifour	D	3	189-37	189-37	0			N
GOS-14	768,20	1248,20	150	Devant Laifour	Laifour	D	1						N
GOS-23-OG86-M	770,82	1247,04	170	La Grande-Commune	Deville	M	6	150-45	178-30	30	400	80	N
OG86-R (-M?)	771,06	1247,12	215	La Grande-Commune	Deville	M	5						N
GOS-24	772,65	1248,10	210	Vallée de la Pilette	Monthermé	M	5	172-42	172-42	0			N
GOS-24	772,65	1248,20	220	Vallée de la Pilette	Monthermé	M	8				100		N
GOS-26-OG86142	772,41	1249,22	280	Vallée de la Pilette	Monthermé	M	5	165-45	170-51	6			N
OG89-29	773,25	1248,83	310	Vallée de la Pilette	Monthermé	M	4						N
OG86-G	770,83	1248,00	295	La Petite Commune	Laifour	D	7	145-50	169-52	25	50		O
OG86-GM	770,85	1248,20	280	La Petite Commune	Laifour	M							N
OG86-87	770,75	1248,15	175	La Petite Commune	Laifour	D	2						N
OG86-87	770,84	1248,17	190	La Petite Commune	Laifour	M	2						N
OG86-O	770,80	1247,37	245	La Grande Commune	Deville	D	2	165-50	160-71	10			O
OG86-N	770,63	1247,33	240	La Grande Commune	Deville	M	3	172-40	180-35	10	80		N
OG89-S126	770,90	1247,85	180	La Grande Commune	Deville	M	2						N
OGTS88-01	768,02	1250,04	140	Les Bois d'Anchamps	Anchamps	D	3	175-33	175-33	0			N
OGTS88-11	767,96	1249,84	140	Les Bois d'Anchamps	Anchamps	D	5	180-50	192-42	12			O
OGTS88-29	767,85	1249,47	135	Les Bois d'Anchamps	Anchamps	D	6	170-35	186-25	17	200	100	O
OGTS88-28	767,75	1249,50	180	Les Bois d'Anchamps	Anchamps	D	2				400		O
OGTS88-40	767,64	1249,39	180	Les Bois d'Anchamps	Anchamps	D	1						O
VOI-D1	764,90	1245,10	370	voie de contournement	Les Mazures	D	6						N
VOI-D2	764,90	1245,01	370	voie de contournement	Les Mazures	D	2						N
VOI-D3	764,95	1244,80	350	voie de contournement	Les Mazures	D							N
VOI-D4	765,60	1244,50	375	La Grande-Terre	Les Mazures	D							N
VOI-D5	764,80	1244,15	320	voie de contournement	Les Mazures	D	4	155-60	180-50	20	30	10	N
VOI-D6	764,80	1244,00	310	voie de contournement	Les Mazures	D							N
VOI-D7	764,80	1243,90	310	voie de contournement	Les Mazures	D							N
VOI-D8	765,00	1243,63	290	voie de contournement	Les Mazures	D	6	170-50	170-50	0			N
VOI-D9	765,00	1244,58	290	voie de contournement	Les Mazures	DM	10	178-48	178-48	0			N
GOS-18	765,75	1249,45	150	Ravin de la Pile	Revin	D							N
OG-88	765,70	1249,75	150	Ravin de la Pile	Revin	D	2						N
MEI	765,50	1248,10	350	Bois des Marquisades	Revin	D	2						O
MEI	765,60	1248,20	340	Bois des Marquisades	Revin	D	0,2						O
MEI	765,60	1248,20	340	Bois des Marquisades	Revin	D	0,4						O
MEI	765,70	1248,50	320	Bois des Marquisades	Revin	D	8						O
MEI	765,80	1248,60	310	Bois des Marquisades	Revin	D	3						O
MEI	765,60	1248,40	330	Bois des Marquisades	Revin	D	3,5						O
GOS-19	765,85	1251,40	140	Le Mont Malgré-Tout	Revin	D	5						O
GOS-21	764,15	1250,60	140	Les Ecumonts	Revin	D	5						O
GOS-33	763,70	1250,40	150	S Nicolas	Revin	D	2						O
OG	763,70	1246,90	320	Pré Jean Petit	Les Mazures	D							O
GOS-35	761,10	1250,40	230	Vallée de Misère	Rocroi	D	3				300		O
GOS-39	761,80	1246,90	200	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	4						O
OG	761,80	1247,00	200	Vallée de la Faux	Les Mazures	D							O
OG	761,90	1247,90	200	Roches de l'Empereur	Revin	D							O

FILONS NON OBSERVES							
Identification	Coord. affleurement			Lieu-dit	Village le plus proche	Nature pétro.	Epaisseur max. (m)
	X	Y	Z				
GOS-8	769,73	1248,87	140	Les Roches de Laifou	Laifour	D	3
GOS-25	773,10	1248,70	230	Vallée de la Pilette	Monthermé	M	
GOS-27	773,74	1249,10	270	Vallée de la Pilette	Monthermé	M	4
GOS-28	774,40	1250,90	440	Vallée de la Pilette	Monthermé	M	
GOS-29	770,55	1248,80	200	Vallée de la Pilette	Monthermé	M	
GOS-30	770,30	1249,50	250	Vallée de la Pilette	Monthermé	D	
GOS-16	768,00	1250,45	120	Mon Dethier Pérot	Amchamps	D	
GOS-56	766,51	1250,25	140	Orzy	Revin	D	
GOS-16	766,50	1250,23	140	Orzy	Revin	M	
GOS-20	764,50	1250,30	130	La Roche à Faux	Revin	D	1
GOS-22	763,95	1251,05	140	Les Ecumonts	Revin	D	1
GOS-55	763,00	1249,80	150	S Nicolas	Revin	D	
GOS-34	762,00	1251,50	300	La Place aux Merins	Revin	D	
BEJ	758,80	1248,70	290	Le Moulin Galichet	Rocroi	D	
BEJ	759,00	1248,55	330	Le Moulin Galichet	Rocroi	D	
GOS-36	762,70	1249,40	160	Bassin de Whitaker	Revin	D	
GOS-37	761,90	1248,50	190	Vallée de la Faux	Revin	M	
GOS-38	761,70	1247,40	200	Vallée de la Faux	Revin	D	
WAT	761,20	1246,05	230	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,15	1246,65	230	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,05	1246,40	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,10	1246,30	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,15	1246,20	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,20	1246,07	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,20	1245,93	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,15	1245,80	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,10	1245,75	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,45	1245,60	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,50	1245,40	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,55	1245,30	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,60	1245,20	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,65	1245,10	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	761,70	1244,90	240	Vallée de la Faux	Les Mazures	D	
WAT	762,00	1244,15	240	Vieille Forge	Les Mazures	D	
WAT	760,45	1241,00	270	Ru du Pont Gilles	Harcy	D	
WAT	760,60	1240,95	270	Ru du Pont Gilles	Harcy	D	
WAT	760,60	1240,90	270	Ru du Pont Gilles	Harcy	D	
GOS-40	761,50	1246,40	210	Neuve Forge	Les Mazures	D	
GOS-41	761,90	1245,90	230	Neuve Forge	Les Mazures	D	
GOS-42	760,50	1245,30	250	Les Moulins	Les Mazures	D	
GOS-43	762,00	1245,30	240	Les Vieilles Forges	Les Mazures	M	
GOS-44	762,00	1245,20	240	Les Vieilles Forges	Les Mazures	D	
GOS-45	761,75	1243,50	260	Les Vieilles Forges	Harcy	D	
GOS-46	760,30	1242,10	260	Le Gué des Cailloux	Harcy	D	
GOS-47	758,40	1244,70	350	Le Pont de Bois	Bourg-Fidèle	D	
WAT	758,45	1244,10	350	Bois d'Harcy	Bourg-Fidèle	D	
GOS-48	758,50	1243,40	350	Bois d'Harcy	Bourg-Fidèle	D	
GOS-49	759,30	1241,60	260	Bois d'Harcy	Rimogne	M	
WAT	768,85	1241,10	320	la Croix du Cavalier	Rimogne	D	
GOS-50	758,40	1241,10	270	La Fosse au Bois	Rimogne	D	
GOS-51	758,00	1240,70	250	Rosainruz	Rimogne	D	
GOS-51	758,10	1240,90	250	Rosainruz	Rimogne	M	
WAT	759,00	1241,00	260	Etang Doby	Rimogne	D	
WAT	759,00	1241,05	260	Etang Doby	Rimogne	D	
WAT	759,25	1241,30	260	Etang Doby	Rimogne	D	
GOS-52	758,60	1240,40	250	Grande Fosse	Rimogne	D	
GOS-53	757,30	1239,20	190	Châtelet-Haut	Le Châtelet	D	
GOS-54	756,00	1241,00	280	Le Piquet	Tremblois	D	

FILONS NON OBSERVES

TAN-5	750,73	1244,75	330	La Savonnière	Maubert	D
TAN-9	750,72	1244,45	320	La Savonnière	Maubert	D
TAN-10	751,03	1244,65	310	La Savonnière	Maubert	D
TAN-14	750,85	1244,10	300	Le Grand Moulin	Maubert	D
TAN-17	750,90	1243,95	300	Le Grand Moulin	Maubert	D
TAN-19	751,05	1244,00	300	Le Grand Moulin	Maubert	D
TAN-21	750,90	1243,75	290	L'Echevée	Maubert	D
TAN-24	750,90	1243,70	290	L'Echevée	Maubert	D
TAN-26	751,45	1243,35	310	Côte du Charly	Maubert	D
TAN-27	751,50	1243,30	310	Côte du Charly	Maubert	D
TAN-28	751,45	1243,25	310	Côte du Charly	Maubert	D
TAN-38	751,75	1243,95	310	Ru de Ferrière	Maubert	D
TAN-40	752,05	1244,00	310	Ru de Ferrière	Maubert	D
TAN-41	751,75	1243,85	310	Ru de Ferrière	Maubert	D
TAN-53	751,40	1243,05	300	Roche de la fille mor	Maubert	D
TAN-56	751,65	1243,05	290	Roche de la fille mor	Maubert	D
TAN-58	751,85	1243,10	290	Ru de Ferrière	Maubert	D
TAN-59	751,85	1243,20	290	Ru de Ferrière	Maubert	D
TAN-60	751,85	1243,15	290	Ru de Ferrière	Maubert	D
TAN-61	751,40	1242,70	290	Le Grand Pont	Maubert	D
TAN-62	751,55	1242,70	290	Le Grand Pont	Maubert	D
TAN-68	752,15	1242,65	250	Pierre Taillie	Maubert	D
TAN-74	752,30	1241,90	260	Pont de la Cense	Maubert	D
TAN-78	752,40	1241,85	260	Pont de la Cense	Maubert	D
TAN-79	752,60	1241,60	250	Pont de la Cense	Maubert	D
TAN-80	752,60	1241,55	250	Pont de la Cense	Maubert	D
TAN-84	753,30	1244,05	320	La carrière Lambert	Maubert	D
TAN-88	753,35	1243,55	290	La carrière Lambert	Maubert	D
TAN-94	753,65	1241,65	250	Pont de la Sautry	Maubert	D
TAN-95	753,65	1241,10	240	Pont de la Sautry	Maubert	D

ANNEXE 2 : CARACTERES CHIMIQUES ET PHYSIQUES DES FILONS DE DIABASE

I) Plan d'échantillonnage

L'échantillonnage des filons de diabase a été conduit de telle manière qu'il permette la description de la variabilité spatiale des diabases à l'échelle du Massif de Rocroi d'une part, et de la variabilité du chimisme des diabases à l'intérieur d'une même caisse filonienne d'autre part.

Seuls les filons relativement préservés des effets de l'altération météorique ont été retenus. 45 échantillons de diabase ont été prélevés dont 40 dans la Vallée de la Meuse : ils constituent ainsi une transversale NW-SE de la bande des filons. Les 5 autres échantillons correspondent à des filons situés plus à l'Ouest (vallées de la Faux, de la Misère).

Les 45 échantillons ont été prélevés dans 23 filons différents. Là où les conditions d'affleurement le permettent, 3 échantillons ont été collectés dans un même filon : le premier au coeur de la caisse filonienne, le second près des épontes et le troisième dans une situation intermédiaire.

La localisation précise des filons sélectionnés ainsi que la position des échantillons dans ces derniers sont détaillées dans la figure 128.

II) Analyses chimiques

Sur les 45 échantillons collectés, seuls 40 ont fait l'objet d'analyses chimiques, les 5 autres n'ayant pas été retenus car trop altérés. Les éléments majeurs, la perte au feu ainsi que quelques traces (Rb, Sr, Zr, Y et Nb) ont été dosés par fluorescence X à Lyon.

Le détail des analyses brutes est consigné dans la figure 129.

IV) Mesures des teneurs en calcite, en carbone et en soufre dans le filon de la Grande-Commune et son encaissant proche

Les valeurs des teneurs en calcite, en carbone total et en soufre ont été nécessaires pour la caractérisation des transferts de matière par circulation de fluides. Ces mesures ont été réalisées, avec la collaboration de P. Recourt, sur 3 échantillons de diabase du filon de la Grande Commune et sur 3 échantillons de l'encaissant proche (figure 130).

IV) Mesures de la densité des échantillons

La connaissance de valeur de la densité des échantillons de diabase est nécessaire pour pouvoir évaluer le bilan des transferts de matière subis par les filons. Ce caractère a donc été mesuré sur tous les échantillons de diabase.

A) Principe de la mesure

On dispose d'un récipient, d'une balance de précision (au mg près) et d'un échantillon de roche. Pour calculer la densité, il faut effectuer 4 pesées successives (figure 131) :

A partir de ces 4 mesures, on calcule :

- la masse M_{ech} de l'échantillon. $M_{ech} = M_2 - M_1$
- la masse M_{eau} du volume d'eau égal au volume de l'échantillon.

$$Meau = (M4 - M1) - (M3 - M2)$$

La densité de l'échantillon est égale au rapport $Mech/Meau$.

En pratique, la densité peut être mesurée avec une incertitude relative minime si l'on dispose d'une balance de précision, d'un récipient permettant de repérer très précisément le volume d'eau ajouté (Erlenmeyer) et d'une quantité suffisamment grande de roche (pour maximaliser $M3-M4$).

La mesure de $M3$ est la plus délicate. Il faut bien agiter le récipient avant la mesure pour chasser les bulles d'air surtout si la roche est sous forme de granulat.

Dans le cas d'une roche poreuse, la pesée $M3$ doit être faite rapidement pour éviter que l'eau ne pénètre dans les pores de la roche.

B) Résultats expérimentaux

Les mesures de densité réalisées sur les échantillons de diabase sont consignés dans la figure 132. Une estimation des erreurs de mesures a montré que l'incertitude est de $\pm 0,01$.

PLAN D'ECHANTILLONNAGE DES FILONS DE DIABASE							
Identification des filons	Coord. pt. d'affleurement			Lieu-dit	Village le plus proche	Epaisseur du filon (m)	Identification et position des échantillons dans le filon (*)
	X	Y	Z				
GOS-5=OG86-E	770,41	1247,46	160	La Grande-Commune	Deville	8	OG42 (20), OG43 (90) et OG44 (350 =c)
GOS-10=OG86-P	768,87	1248,12	150	Devant Laifour	Laifour	1,3	OG39 (5), OG40 (30) et OG41 (60 =c)
GOS-11	768,23	1247,68	135	Les Dames de Meuse	Laifour	>7	OG1 (90) et OG2 (200 =c?)
OG86-G	770,83	1248,00	295	La Petite Commune	Laifour	6	OG36 (10), OG37 (90) et OG38 (250 =c)
OG86-O	770,80	1247,37	245	La Grande Commune	Deville	>2	OG45 (60)
OGTS88-11	767,96	1249,84	140	Les Bois d'Anchamps	Anchamps	5	OG26 (250 =c), OG27 (170) et OG28 (10)
OGTS88-29	767,85	1249,47	135	Les Bois d'Anchamps	Anchamps	>6	OG29 (20), OG30 (300 =c) et OG31 (270)
OGTS88-28	767,75	1249,50	180	Les Bois d'Anchamps	Anchamps	>2	OG32 (30) et OG33 (200)
OGTS88-40	767,64	1249,39	180	Les Bois d'Anchamps	Anchamps	>2	OG34 (30) et OG35 (100)
MEI	765,50	1248,10	350	Bois des Marquisade	Revin	2	OG3 (100 =c)
MEI	765,60	1248,20	340	Bois des Marquisade	Revin	0,2	OG4 (10 =c)
MEI	765,60	1248,20	340	Bois des Marquisade	Revin	0,4	OG5 (5) ET OG6 (20 =c)
MEI	765,70	1248,50	320	Bois des Marquisade	Revin	8	OG7 (5), OG8 (150) et OG9 (400 =c)
MEI	765,80	1248,60	310	Bois des Marquisade	Revin	3	OG10 (100)
MEI	765,60	1248,40	330	Bois des Marquisade	Revin	3,5	OG11 (10), OG12 (100) et OG13 (180 =c)
GOS-19	765,85	1251,40	140	Le Mont Malgré-Tout	Revin	6	OG23 (10), OG24 (90) et OG25 (280 =c)
GOS-21	764,15	1250,60	140	Les Ecumonts	Revin	5	OG20 (20), OG21 (180) et OG22 (250)
GOS-33	763,70	1250,40	150	S Nicolas	Revin	>2	OG19 (-100)
GG	763,70	1246,90	320	Pré Jean Petit	Les Mazures	n.d.	OG17
GOS-35	761,10	1250,40	230	Vallée de Misère	Rocroi	>3	OG18 (100)
GOS-39	761,80	1246,90	200	Vallée de la Faux	Les Mazures	4	OG14 (150)
GG	761,80	1247,00	200	Vallée de la Faux	Les Mazures	n.d.	OG15 (n.d.)
GG	761,90	1247,90	200	Roches de l'Empereur	Revin	n.d.	OG16 (n.d.)

(*) : le chiffre entre parenthèses correspond à la distance de l'échantillon (en cm) par rapport à l'éponte supérieure. L'indication "=c" indique qu'il s'agit du coeur de la caisse filonienne.

Figure 128 : Localisation des filons de diabase échantillonnés, identification et position des échantillons dans les caisses filoniennes.

n°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Rb	Sr	Zr	Y	Nb
1	46,81	14,33	14,89	0,23	6,63	8,42	1,05	0,19	2,38	0,27	5,28	100,48	16	245	155	39	10
2	49,19	13,88	15,31	0,22	5,88	8,56	2,34	0,05	2,59	0,30	2,55	100,87	-	246	187	46	14
3	43,95	12,35	13,34	0,71	5,64	9,37	1,22	0,02	2,07	0,27	11,73	100,67	-	76	141	34	10
4	49,48	15,50	16,82	1,01	6,28	0,46	0,18	1,07	2,08	0,28	6,31	99,47	46	21	132	31	10
5	45,83	14,74	19,16	1,90	5,98	0,54	0,12	0,83	1,97	0,21	7,75	99,03	36	17	124	33	8
7	48,26	17,37	15,54	0,14	8,48	0,81	0,28	0,34	2,25	0,21	6,10	99,78	14	62	142	35	8
8	43,11	12,75	12,39	0,29	5,63	9,70	0,89	0,89	1,92	0,23	10,98	98,78	50	141	123	32	9
9	53,18	16,30	13,87	0,10	7,17	0,20	0,59	0,20	2,26	0,22	5,30	99,39	7	128	146	37	9
10	48,93	12,89	14,35	0,20	4,50	5,61	2,03	0,01	2,75	0,30	7,23	98,80	-	88	210	49	14
13	47,95	14,05	18,27	0,31	6,76	1,29	0,32	0,27	2,13	0,23	7,29	98,87	11	110	138	36	9
14	50,01	13,07	15,36	0,22	4,95	7,95	2,61	0,03	2,63	0,31	2,06	99,20	20	256	203	50	14
15	52,16	15,86	14,91	0,16	7,66	0,22	0,21	0,47	2,32	0,23	5,25	99,45	-	51	142	34	9
18	46,10	12,48	14,98	0,23	5,49	9,97	0,80	0,01	2,65	0,26	6,40	99,37	-	283	171	44	11
19	49,35	12,91	14,52	0,22	3,90	5,84	3,86	0,04	2,86	0,30	4,97	98,77	-	264	210	47	13
20	50,00	12,92	14,45	0,20	4,65	5,39	1,75	0,01	2,76	0,32	7,01	99,46	-	79	211	49	13
21	49,08	13,06	13,96	0,20	4,13	6,60	3,49	0,02	2,72	0,31	6,54	100,11	-	271	209	48	12
22	48,36	12,75	14,11	0,21	4,02	7,88	3,40	0,02	2,80	0,30	5,67	99,52	-	289	197	46	12
23	48,05	13,42	14,99	0,20	4,45	5,34	2,28	0,01	2,88	0,34	6,58	98,54	-	102	219	51	15
24	47,60	12,32	13,58	0,20	3,70	6,58	3,19	0,01	2,71	0,31	8,00	98,20	-	267	208	44	13
25	45,94	12,64	13,97	0,21	4,13	6,45	3,57	0,03	2,75	0,31	8,06	98,06	-	304	212	45	14
26	53,07	13,98	15,86	0,17	5,21	1,23	0,30	0,81	2,81	0,36	4,77	98,57	36	43	211	52	14
27	47,73	12,43	13,94	0,23	4,71	8,15	1,73	0,02	2,48	0,31	8,51	100,24	-	177	190	44	14
28	47,21	12,43	14,00	0,20	5,19	7,38	1,55	0,02	2,44	0,30	8,05	98,77	-	163	193	44	14
29	43,93	12,57	13,16	0,21	5,64	9,94	1,60	0,01	2,16	0,25	9,53	99,00	-	171	146	37	9
30	48,79	14,04	15,07	0,23	5,85	8,28	1,19	0,02	2,47	0,30	3,72	99,96	-	369	168	42	11
31	44,34	12,71	13,44	0,21	5,96	9,13	1,30	0,01	2,15	0,26	9,24	98,75	-	210	147	35	10
32	44,23	12,43	13,43	0,21	5,75	9,36	0,55	0,26	2,21	0,29	10,50	99,22	8	111	149	36	10
33	46,97	13,27	14,18	0,21	5,79	8,99	1,51	0,02	2,37	0,29	5,80	99,40	-	353	162	39	11
34	43,93	12,25	12,89	0,21	5,68	10,32	1,25	0,02	2,08	0,27	10,29	99,19	-	160	135	35	9
35	47,22	13,15	13,76	0,22	5,79	9,38	2,00	0,03	2,25	0,26	5,83	99,89	-	316	150	34	9
36	44,12	13,02	12,69	0,23	5,93	9,11	1,50	0,05	1,99	0,19	9,96	98,79	-	80	118	35	8
37	46,19	13,72	13,19	0,19	6,34	8,33	1,46	0,01	2,11	0,18	7,52	99,24	-	175	124	35	9
38	48,13	13,97	14,43	0,20	6,02	10,18	2,25	0,03	2,43	0,27	2,12	100,03	-	265	167	43	11
39	42,63	13,89	13,82	0,63	5,93	7,68	0,10	1,50	2,16	0,25	9,88	98,47	84	78	138	38	9
40	53,05	16,67	13,33	0,08	8,08	0,20	0,44	0,18	2,03	0,17	5,71	99,94	6	190	133	30	8
41	43,74	12,88	13,12	0,22	5,92	9,04	1,62	0,06	1,95	0,21	10,15	98,91	-	184	121	32	8
42	43,54	13,00	12,50	0,38	6,11	9,48	1,68	0,02	1,92	0,20	10,46	99,29	-	118	122	32	8
43	43,99	12,88	12,57	0,23	6,02	9,25	1,77	0,02	1,97	0,19	8,84	97,73	-	176	116	33	9
44	48,03	14,19	13,81	0,22	6,84	10,29	2,02	0,02	2,11	0,19	2,37	100,09	-	248	125	36	8
45	52,57	15,60	15,20	0,25	7,28	0,86	0,20	0,04	2,00	0,22	5,07	99,29	-	48	130	23	6

Figure 129 : Analyses chimiques des échantillons de diabases.

40 échantillons. Eléments majeurs en %, traces en ppm. La totalité du fer est sous forme ferrique.

P.F. : perte au feu.

Ech.	Distance de l'éponte (cm)	Calcimétrie			LECO		
		CO2 (cm3)	CaCO3 (%)	CO2 (%)	C (%)	CO2 (%)	S (%)
		±0,2	±0,2	±0,2	±0,02	±0,05	±0,04
OG44	-350	03,0	01,3	00,6	0,12	0,44	0,22
OG43	-90	33,5	14,5	06,3	1,78	6,53	0,21
OG42	-20	38,8	16,8	07,3	2,02	7,41	0,14
GCE4					0,01	0,04	0,07
GCE6					0,01	0,04	0,00
GCE7					0,01	0,04	0,00

Figure 130 : Mesures des teneurs en calcite, carbone et soufre dans le filon de diabase de la Grande Commune et son encaissant proche.

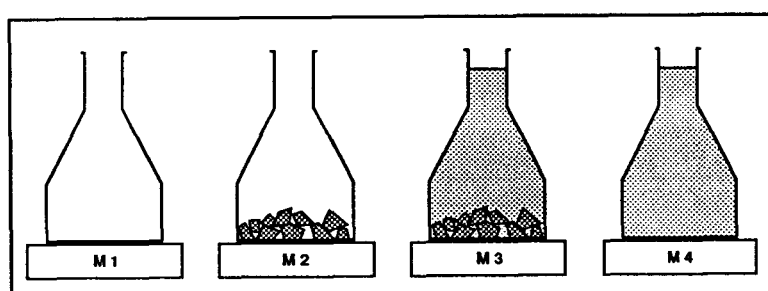


Figure 131 : Principe de la mesure de la densité des échantillons de diabase.

On effectue 4 pesées successives pour mesurer la masse M1 du récipient sec (erlenmeyer), la masse M2 du récipient dans lequel on a placé l'échantillon sec (ici un granulat), la masse M3 du récipient contenant l'échantillon et dans lequel on a versé de l'eau à un niveau donné et repéré précisément, et enfin la masse M4 du récipient ne contenant que de l'eau au même niveau que précédemment.

La densité d de la roche est donnée par la relation : $d = [M2 - M1] / [(M4 - M1) - (M3 - M2)]$

Echantillon	densité	Echantillon	densité
OG01	2,94	OG30	2,82
OG02	2,95	OG31	2,82
OG07	2,67	OG32	2,76
OG08	2,56	OG33	2,77
OG09	2,58	OG34	2,82
OG20	2,68	OG35	2,90
OG21	2,80	OG36	2,77
OG22	2,87	OG37	2,79
OG23	2,70	OG38	3,01
OG24	2,80	OG39	2,78
OG25	2,86	OG40	2,77
OG26	2,86	OG41	2,80
OG27	2,79	OG42	2,81
OG28	2,77	OG43	2,81
OG29	2,89	OG44	3,05

Figure 132 : Densité des échantillons de diabase.

Incertitude sur la densité : +/- 0,01

ANNEXE 3 : SPECTROMETRIE MOSSBAUER APPLIQUEE AUX FILONS DE DIABASE : PRINCIPE, RESULTATS ANALYTIQUES.

La spectrométrie Mössbauer, qui apporte des informations sur l'état d'oxydation du fer et sa distribution dans les solides, a permis la description de phénomènes d'oxydo-réduction dans les filons magmatiques, liés aux phénomènes de transformations secondaires. Dans cette annexe, seuls les résultats expérimentaux sont présentés, leur interprétation figurant dans le corps du texte.

La spectrométrie Mössbauer n'étant pas encore d'usage courant en Sciences de la Terre, il m'est paru utile de faire précéder l'exposé des résultats par une brève présentation du principe de l'effet Mössbauer et de la méthodologie d'application.

1) Principe de la spectrométrie Mössbauer

La spectrométrie Mössbauer est un cas particulier des techniques d'analyse physique utilisant les phénomènes d'absorption résonnante de rayonnement (Regnard, 1986). Cette technique fait appel aux énergies de transitions nucléaires.

Comme son enveloppe électronique, un noyau a des niveaux d'énergie quantifiés.

Un noyau atomique issu d'une décroissance radioactive est initialement à l'état excité, d'énergie (E_e). Cet état est instable : très rapidement, le noyau acquiert l'état fondamental (E_f) en émettant un photon gamma d'énergie ($E_e - E_f$) et dont la fréquence ν est donnée par la relation : $(E_e - E_f) = h\nu$ (ν : constante de Planck) (figure 133).

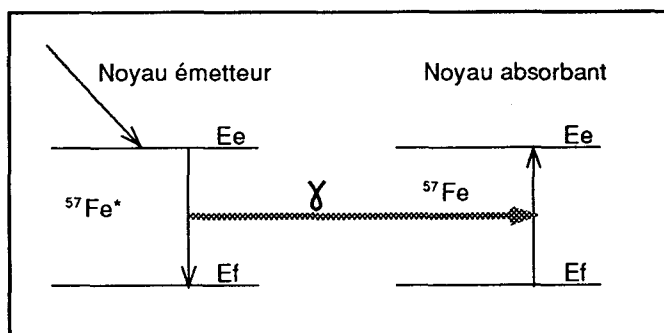


Figure 133 : Principe de la résonance nucléaire par effet Mössbauer.

Un noyau de ^{57}Fe issu de la décroissance radioactive de ^{57}Co est initialement à l'état excité instable, d'énergie (E_e). Le noyau acquiert l'état fondamental (E_f) en émettant un photon gamma d'énergie ($E_e - E_f$). Le photon gamma induit la transition opposée dans autre noyau de ^{57}Fe , si son émission et son absorption s'effectuent sans recul du noyau émetteur et du noyau absorbeur, c'est à dire sans dissipation d'une partie de l'énergie sous forme cinétique. Cette condition est remplie si les deux noyaux figurent dans un réseau cristallin : c'est l'effet Mössbauer.

Pour que le photon gamma émis puisse induire la transition opposée dans un noyau atomique similaire au noyau émetteur, il faut que l'émission et l'absorption du photon se fasse sans recul du noyau émetteur et du noyau absorbeur, c'est à dire sans dissipation d'une partie de l'énergie sous forme cinétique.

Rudolf Mössbauer a montré que cette condition peut être remplie avec une probabilité non nulle si les deux noyaux appartiennent à un réseau cristallin : l'énergie de recul, qui est supportée par le réseau, est alors négligeable. L'émission et l'absorption se font donc sans perte d'énergie. Dans un spectre, la raie obtenue correspond strictement à la transition nucléaire d'énergie ($E_e - E_f$). Cette énergie dépend de la nature du noyau et de son proche environnement.

Pour cette découverte, Mössbauer a obtenu le Prix Nobel en 1961.

Le phénomène d'absorption sans recul ne concerne qu'un faible nombre de types de noyaux atomiques. L'isotope ^{57}Fe du fer est l'un d'eux.

En pratique, la spectrométrie Mössbauer apporte des informations sur :

- la nature des liaisons dans le noyau atomique ;
- l'état électronique et la valence (Fe^{2+} ou Fe^{3+}) ;
- la symétrie du site occupé par le noyau (dans un cristal ou dans une molécule) ;
- la nature du magnétisme.

Les premières applications de l'effet Mössbauer ont concerné la physique du solide, le magnétisme et la métallurgie physique. La grande abondance de ^{57}Fe (2% en moyenne dans l'écorce terrestre) ouvre potentiellement le champ à des applications en Sciences de la Terre, pour l'instant encore peu nombreuses (voir par exemple Coey, 1984).

II) Dispositif expérimental

Les spectres Mössbauer ont été réalisés au Laboratoire de Spectrométrie Mössbauer de l'Université du Maine, en collaboration avec J.M. Grenèche.

Le dispositif expérimental utilisé est léger et peu onéreux à l'usage (figure 134). On utilise une source radioactive de ^{57}Co , qui produit par décroissance l'isotope ^{57}Fe , avec une demi-vie de 270 jours. L'énergie de transition est de 14,4 keV. La source est noyée dans une matrice de rhodium.

Cette source est soumise à un mouvement alternatif uniformément accéléré. La gamme de variation de vitesse entraîne un balayage en énergie, nécessaire pour explorer les transitions présentes dans l'échantillon à analyser. La vitesse de la source est étalonnée par l'enregistrement du spectre d'un échantillon témoin, le fer métallique, dont le champ hyperfin à température ambiante est de 300 kOe.

L'absorbant est constitué d'une fine poudre de l'échantillon mélangée à du nitrure de bore et placée dans une capsule de plexiglas ou d'aluminium. La quantité de poudre doit être telle que la capsule contienne environ 5 mg de fer par cm^2 exposé au rayonnement issu de la source.

L'absorbant est placé dans un cryostat à hélium liquide, où l'on peut faire varier la température de 4,2 K à 300 K.

Le rayonnement transmis est capté par un détecteur, où il est transformé, par comptage proportionnel, en signal électronique. Ce signal est ensuite traité pour aboutir au tracé du spectre d'absorption. L'enregistrement du spectre dure environ 24 heures.

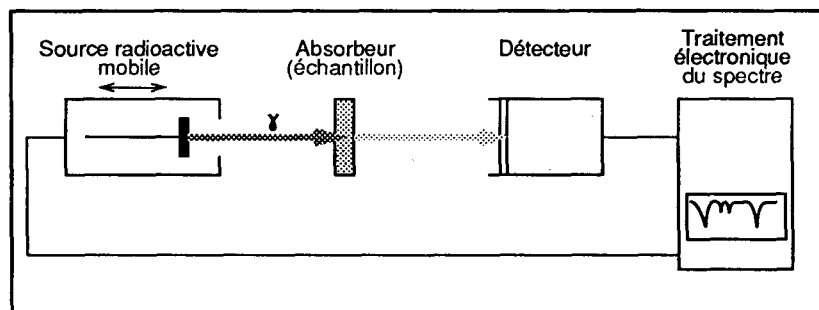


Figure 134 : Le dispositif expérimental de la spectrométrie Mössbauer.

La source radioactive de ^{57}Co est soumise à un mouvement alternatif pour obtenir un balayage d'énergie du rayonnement gamma par effet Doppler. Le rayonnement traverse l'absorbant (échantillon à analyser contenant du ^{57}Fe), est recueilli par le détecteur qui le traduit en signal électronique. Un dispositif de traitement du signal présente le spectre sous forme graphique.

III) Analyse des spectres Mössbauer

L'analyse des spectres Mössbauer s'effectue par approches successives en recherchant le spectre théorique s'ajustant le mieux au spectre expérimental (minimalisation des différences par la méthode des moindres carrés).

La première étape du dépouillement consiste à associer les pics d'absorption en relation avec les différents environnements du fer présents dans l'échantillon. La seconde étape conduit à la mesure de quatre paramètres, dits hyperfins, associés à chacun des environnements :

- le déplacement isomérique (DI, en mm/s) est lié à la densité au noyau des électrons des couches profondes ;
- la séparation quadripolaire (SQ, en mm/s) donne l'image de l'environnement électronique du noyau. Elle résulte des contributions respectives de la valence et du réseau dans lequel le noyau est engagé ;
- la demi-largeur de raie (GA, en mm/s) (mesurée à mi-hauteur) dépend de la cristallinité du milieu ;
- le champ hyperfin (CH, en kOe) est le champ magnétique interne vu par le noyau.

En moyenne, l'incertitude sur DI est de 0,02 mm/s, de 0,05 mm/s sur SQ et GA, et de 5 kOe sur CH.

Si l'échantillon est une phase minérale unique contenant du fer, l'analyse du spectre (figure 135) permet de déterminer le nombre de sites occupés par le fer, sa valence dans chacun des sites et les paramètres hyperfins correspondant. Le cas échéant, il est également possible de quantifier à 5% près le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} dans le minéral.

Si l'échantillon est une roche (figure 136), l'interprétation est plus complexe. Les paramètres obtenus sont comparés avec les données de la littérature pour déterminer les espèces minérales présentes. L'analyse du spectre permet également de décrire quantitativement la distribution du fer, pour chacune de ses valences, dans les différentes phases minérales. Par compilation, on obtient le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} de la roche totale.

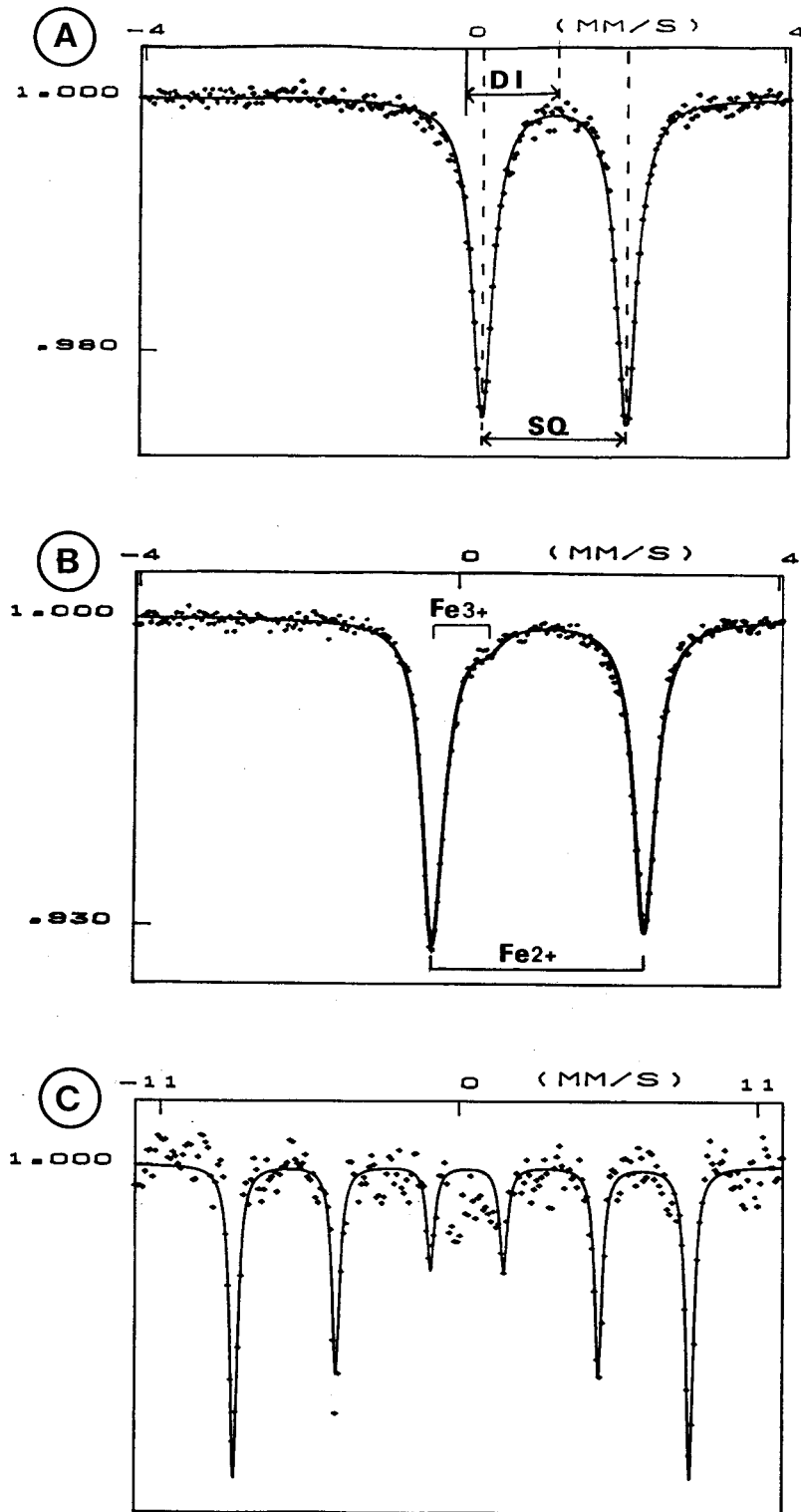


Figure 135 : Exemples-typés d'enregistrements de spectres.

En abscisse est portée la vitesse de déplacement de la source (en mm/s), proportionnelle à l'énergie du rayonnement. L'axe des ordonnées correspond à l'énergie absorbée. Les trois spectres ont été réalisés à la température de 295K.

A : la sidérite. Le spectre est caractérisé par un doublet de pics. Le déplacement isomérique (DI) correspond à l'abscisse du centre de gravité du spectre. La séparation quadripolaire (SQ) mesure l'écart entre les deux pics d'absorption.

B : la chlorite. Le spectre présente deux doublets de pics d'absorption correspondant chacun à un site occupé par le fer. Dans l'un, le fer est sous la forme Fe²⁺, et dans l'autre sous la forme Fe³⁺.

C : l'hématite. Ce minéral est magnétique. Son spectre est caractérisé par la présence d'un sextuplet de pics d'absorption. Le fer est sous la forme Fe³⁺.

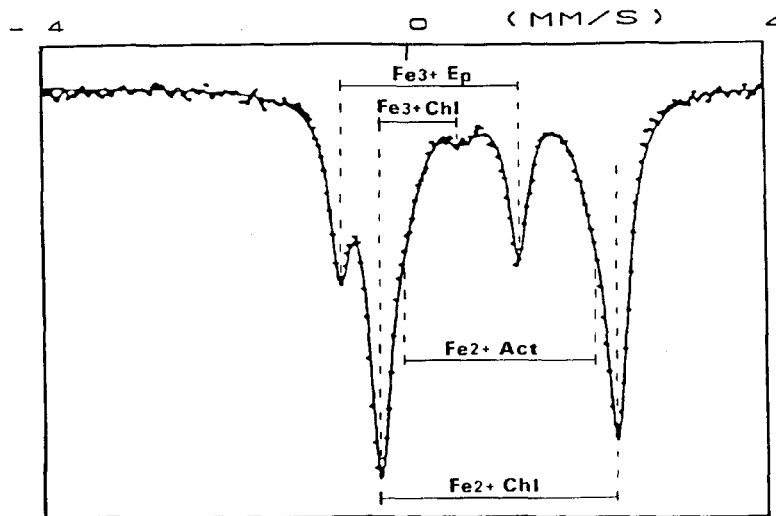


Figure 136 : Enregistrement et déconvolution du spectre d'une roche : exemple de l'échantillon de diabase OG42.

Le déconvolution du spectre de la roche OG42 (coeur du filon de diabase de la Grande-Commune) montre que le fer se distribue dans 4 sites différents : Fe^{3+} dans l'épidote (Ep) (22% des sites occupés par le fer) et dans un premier site de la chlorite (Chl) (8%), et Fe^{2+} dans l'actinote (Act) (15%) et dans un second site de la chlorite (55%). Au total, le fer de la roche est sous la forme Fe^{2+} pour 67% et sous la forme Fe^{3+} pour 33%.

IV) Résultats expérimentaux

Un premier essai a été réalisé par F. Meilliez (1989a) pour tester l'intérêt de la spectrométrie Mössbauer appliquée aux roches ardennaises. Cet essai a concerné 11 échantillons de sédiments du substratum et de la couverture du Massif de Rocroi. Les premiers résultats ont montré l'aptitude de cette technique pour mettre en évidence diverses phases minérales dans lequel le fer se distribue, notamment les minéraux liés au métamorphisme épizonal (magnétite, ilménite, chlorite, chloritoïde). Cet essai m'a donc incité à appliquer la technique aux filons de diabase.

Les analyses ont porté sur 26 échantillons de diabase (voir leur localisation précise en annexe 2, p. 268). Quelques échantillons de l'encaissant proche des filons ont été également analysés en complément. Les spectres ont été enregistrés avec un absorbeur porté à la température de 300 K.

La figure 137 rassemble les paramètres hyperfins des différents sites occupés par le fer, dans l'ensemble des 26 échantillons étudiés. L'épidote, la chlorite, l'actinote, la magnétite, l'ilménite, la pyrite, l'ankérite, l'illite (?) ont pu être mis en évidence. En moyenne, la chlorite, dont la signature a pu être observée dans tous les échantillons, contient l'essentiel du fer. L'épidote est fréquente, tandis que l'actinote n'a été mise en évidence qu'en deux sites (La Grande et la Petite Commune). Les autres minéraux n'apparaissent que dans des cas particuliers, et fixent des quantités mineures de fer.

La figure 138 présente les résultats pour chaque échantillon analysé. On peut ainsi obtenir une estimation quantitative de la distribution du fer dans chaque roche. A partir des abondances, il n'est pas possible d'obtenir directement les proportions modales relatives des espèces minérales contenant du fer. En effet, un site donné dans lequel le fer est présent, peut être également occupé par un autre élément chimique.

Les spectres Mössbauer des 26 échantillons sont présentés dans la figure 139.

Ech.	Paramètres hyperfins				Valence	Minéral	Abondance (%)
	DI	GA	SQ	CH			
	(mm/s)			(kOe)			
OG15	1,12	0,16	2,61		Fe2+	Chlorite	92%
OG18	0,34	0,13	2,06		Fe3+	Epidote	15%
OG18	1,12	0,16	2,63		Fe2+	Chlorite	65%
OG18	0,35	0,30	0,72		Fe3+	Chlorite	20%
OG20	1,13	0,17	2,60		Fe2+	Chlorite	87%
OG20	0,39	0,22	0,70		Fe3+	Chlorite	13%
OG21	1,13	0,15	2,60		Fe2+	Chlorite	72%
OG21	0,43	0,44	0,75		Fe3+	Chlorite	20%
OG21	1,03	0,11	0,75		Fe2+	Ilménite	08%
OG22	1,10	0,15	2,57		Fe2+	Chlorite	70%
OG22	0,64	0,13	0,06	459	Fe3+	Magnétiite	09%
OG22	0,24	0,14	0,01	486	Fe2+	Magnétiite	06%
OG23	1,12	0,15	2,59		Fe2+	Chlorite	86%
OG23	0,31	0,21	0,64		Fe3+	?	14%
OG24	1,13	0,15	2,60		Fe2+	Chlorite	82%
OG24	1,21	0,15	1,48		Fe2+	Ankérite	18%
OG25	1,17	0,15	2,62		Fe2+	Chlorite	73%
OG25	0,32	0,21	0,70		Fe3+	Chlorite	15%
OG25	1,22	0,16	1,50		Fe2+	Ankérite	12%
OG26	1,10	0,15	2,61		Fe2+	Chlorite	71%
OG26	0,33	0,18	0,60		Fe3+	?	14%
OG26	0,41	0,16	1,03			?	15%
OG27	1,10	0,15	2,61		Fe2+	Chlorite	75%
OG27	0,32	0,16	0,64		Fe3+	?	08%
OG27	0,42	0,30	1,09			?	17%
OG28	0,32	0,09	2,05		Fe3+	Epidote	03%
OG28	1,13	0,15	2,63		Fe2+	Chlorite	87%
OG28	0,27	0,21	0,70		Fe3+	Chlorite	11%
OG29	0,37	0,12	2,04		Fe3+	Epidote	04%
OG29	1,15	0,15	2,61		Fe2+	Chlorite	89%
OG29	0,38	0,36	0,69		Fe3+	Chlorite	07%
OG30	0,34	0,12	2,04		Fe3+	Epidote	17%
OG30	1,15	0,15	2,62		Fe2+	Chlorite	70%
OG30	0,38	0,23	0,69		Fe3+	Chlorite	13%
OG31	0,38	0,13	2,05		Fe3+	Epidote	02%
OG31	1,11	0,15	2,59		Fe2+	Chlorite	82%
OG31	0,12	0,34	0,66		Fe3+	Chlorite	16%
OG38	0,38	0,13	2,03		Fe3+	Epidote	21%
OG38	1,17	0,15	2,68		Fe2+	Chlorite	52%

Ech.	Paramètres hyperfins				Valence	Minéral	Abondance (%)
	DI	GA	SQ	CH			
	(mm/s)			(kOe)			
OG40	1,11	0,15	2,58		Fe2+	Chlorite	82%
OG40	0,32	0,30	0,63		Fe3+	Chlorite	18%
OG41	1,15	0,15	2,61		Fe2+	Chlorite	94%
OG41	0,26	0,21	0,53		Fe3+	Chlorite	06%
OG42	0,38	0,14	2,02		Fe3+	Epidote	22%
OG42	1,17	0,15	2,67		Fe2+	Chlorite	55%
OG42	0,34	0,24	0,87		Fe3+	Chlorite	08%
OG42	1,18	0,22	2,10		Fe2+	Actinote	15%
OG44	0,38	0,13	2,05		Fe3+	Epidote	24%
OG44	1,16	0,15	2,70		Fe2+	Chlorite	52%
OG44	0,34	0,27	0,79		Fe3+	Chlorite	09%
OG44	1,17	0,21	2,08		Fe2+	Actinote	15%
OGGC02	1,14	0,28	2,68		Fe2+	Chlorite	79%
OGGC02	1,05	0,28	2,31		Fe2+	Albite	12%
OGGC02	0,26	0,50	0,59		Fe3+	Chlorite	09%
OGGC03	1,14	0,27	2,64		Fe2+	Chlorite	73%
OGGC03	1,05	0,27	2,45		Fe2+	Albite	17%
OGGC03	0,29	0,50	0,59		Fe3+	Chlorite	10%
OGGC04	1,13	0,28	2,65		Fe2+	Chlorite	75%
OGGC04	1,05	0,34	2,37		Fe2+	Albite	15%
OGGC04	0,29	0,50	0,76		Fe3+	Chlorite	10%
OGGC05	1,15	0,30	2,67		Fe2+	Chlorite	65%
OGGC05	1,05	0,30	2,43		Fe2+	Actinote	08%
OGGC05	0,30	0,50	0,82		Fe3+	Chlorite	11%
OGGC05	0,36	0,26	2,06		Fe3+	Epidote	16%
OGGC06	1,14	0,32	2,70		Fe2+	Chlorite	52%
OGGC06	1,05	0,45	2,26		Fe2+	Actinote	16%
OGGC06	0,26	0,70	0,62		Fe3+	Chlorite	12%
OGGC06	0,36	0,24	2,05		Fe3+	Epidote	20%
OGGCE1	1,13	0,28	2,64		Fe2+	Chlorite	62%
OGGCE1	1,13	0,28	2,05		Fe2+	Illite ?	05%
OGGCE1	1,28	0,29	3,53		Fe2+	?	17%
OGGCE1	0,30	0,34	0,85		Fe3+	Chlorite	10%
OGGCE1	0,63	0,34	1,50		Fe3+	Illite ?	06%
OGGCE2	1,13	0,28	2,64		Fe2+	Chlorite	74%
OGGCE2	1,13	0,30	2,05		Fe2+	Illite ?	06%
OGGCE2	0,63	0,38	1,56		Fe3+	Illite ?	09%
OGGCE2	0,28	0,38	0,80		Fe3+	Chlorite	11%
OGGCE3	1,13	0,28	2,63		Fe2+	Chlorite	72%
OGGCE3	1,13	0,28	2,05		Fe2+	Illite ?	05%
OGGCE3	0,63	0,36	1,56		Fe3+	Illite ?	10%
OGGCE3	0,28	0,38	0,80		Fe3+	Chlorite	13%

Figure 137 : Caractéristiques Mössbauer des environnements du fer dans les diabases.

Le dépouillement des spectres Mössbauer réalisés sur 26 échantillons, 23 de diabase et 3 de schistes encaissants (OGGCE1 à 3) a permis l'identification de 13 environnements du fer. Par comparaison avec les données de la littérature, la plupart de ces environnements ont pu être rapportés à des espèces minérales. L'abondance correspond à la proportion de fer occupant un environnement donné par rapport à la quantité totale de fer présent dans l'échantillon (avec une incertitude de l'ordre de 5%).

Echantillon	Paramètres hyperfins				Abondance (%)
	DI (mm/s)	GA (mm/s)	SQ (mm/s)	QH (kOe)	
Environnement Fe3+ attribué à l'épidote					
OG18	0,34	0,13	2,06	*	15%
OG28	0,32	0,09	2,05	*	03%
OG29	0,37	0,12	2,04	*	04%
OG30	0,34	0,12	2,04	*	17%
OG31	0,38	0,13	2,05	*	02%
OG38	0,38	0,13	2,03	*	21%
OG42	0,38	0,14	2,02	*	22%
OG43	0,38	0,16	2,05	*	04%
OG44	0,38	0,13	2,05	*	24%
OGGC05	0,36	0,26	2,06	*	16%
OGGC06	0,36	0,24	2,05	*	20%
Moyenne	0,36	0,15	2,05		13%
Valeur min.	0,32	0,09	2,02		
valeur max.	0,38	0,26	2,06		
Environnement Fe2+ attribué à la chlorite					
OG15	1,12	0,16	2,61	*	92%
OG18	1,12	0,16	2,63	*	65%
OG20	1,13	0,17	2,60	*	87%
OG21	1,13	0,15	2,60	*	72%
OG22	1,10	0,15	2,57	*	70%
OG23	1,12	0,15	2,59	*	86%
OG24	1,13	0,15	2,60	*	82%
OG25	1,17	0,15	2,62	*	73%
OG26	1,10	0,15	2,61	*	71%
OG27	1,10	0,15	2,61	*	75%
OG28	1,13	0,15	2,63	*	87%
OG29	1,15	0,15	2,61	*	89%
OG30	1,15	0,15	2,62	*	70%
OG31	1,11	0,15	2,59	*	82%
OG38	1,17	0,15	2,68	*	52%
OG39	1,15	0,15	2,61	*	86%
OG40	1,11	0,15	2,58	*	82%
OG41	1,15	0,15	2,61	*	94%
OG42	1,17	0,15	2,67	*	55%
OG43	1,17	0,15	2,61	*	96%
OG44	1,16	0,15	2,70	*	52%
OGGC02	1,14	0,28	2,68	*	79%
OGGC03	1,14	0,27	2,64	*	73%
OGGC04	1,13	0,28	2,65	*	75%
OGGC05	1,15	0,30	2,67	*	65%
OGGC06	1,14	0,32	2,70	*	52%
OGGCE1	1,13	0,28	2,64	*	62%
OGGCE2	1,13	0,28	2,64	*	74%
OGGCE3	1,13	0,28	2,63	*	72%
Moyenne	1,14	0,19	2,63		75%
Valeur min.	1,10	0,15	2,57		
valeur max.	1,17	0,32	2,70		
Environnement Fe3+ attribué à la chlorite					
OG18	0,35	0,30	0,72	*	20%
OG20	0,39	0,22	0,70	*	13%
OG21	0,43	0,44	0,75	*	20%
OG25	0,32	0,21	0,70	*	15%
OG28	0,27	0,21	0,70	*	11%
OG29	0,38	0,36	0,69	*	07%
OG30	0,38	0,23	0,69	*	13%
OG38	0,36	0,21	0,78	*	14%
OG39	0,31	0,22	0,72	*	14%
OG40	0,32	0,30	0,63	*	18%
Environnement Fe3+ attribué à la magnétite					
OG22	0,64	0,13	0,06	459	09%
Environnement Fe2+ attribué à la magnétite					
OG22	0,24	0,14	0,01	486	06%
Environnement Fe2+ attribué à l'ilménite					
OG21	1,03	0,11	0,75	*	08%
Environnement Fe2+ attribué à l'ankérite					
OG24	1,21	0,15	1,48	*	18%
OG25	1,22	0,16	1,50	*	12%
Environnement Fe2+ attribué à l'actinote					
OG38	1,18	0,20	2,04	*	13%
OG42	1,18	0,22	2,10	*	15%
OG44	1,17	0,21	2,08	*	15%
OGGC02	1,05	0,28	2,31	*	12%
OGGC03	1,05	0,27	2,45	*	17%
OGGC04	1,05	0,34	2,37	*	15%
OGGC05	1,05	0,30	2,43	*	08%
OGGC06	1,05	0,45	2,26	*	16%
Moyenne	1,10	0,28	2,26		
Valeur min.	1,05	0,20	2,04		
valeur max.	1,18	0,45	2,45		
Environnement Fe2+ attribuable à l'illite					
OGGCE1	1,13	0,28	2,05	*	05%
OGGCE2	1,13	0,30	2,05	*	06%
OGGCE3	1,13	0,28	2,05	*	05%
Environnement Fe3+ attribuable à l'illite					
OGGCE1	0,63	0,34	1,50	*	06%
OGGCE2	0,63	0,38	1,56	*	11%
OGGCE3	0,63	0,36	1,56	*	13%
Environnements non attribués					
OG23	0,31	0,21	0,64	*	14%
OG26	0,33	0,18	0,60	*	14%
OG27	0,32	0,16	0,64	*	08%
OG26	0,41	0,16	1,03	*	15%
OG27	0,42	0,30	1,09	*	17%
OG31	0,12	0,34	0,66	*	16%
OGGCE1	1,28	0,29	3,53	*	17%

Figure 138 : Distribution du fer dans les diabases.

Pour chacun des 26 échantillons analysés, le dépouillement du spectre Mössbauer permet de décrire la distribution du fer qualitativement (valence) et quantitativement (abondances à 5% près) dans les différents environnements qu'il occupe.

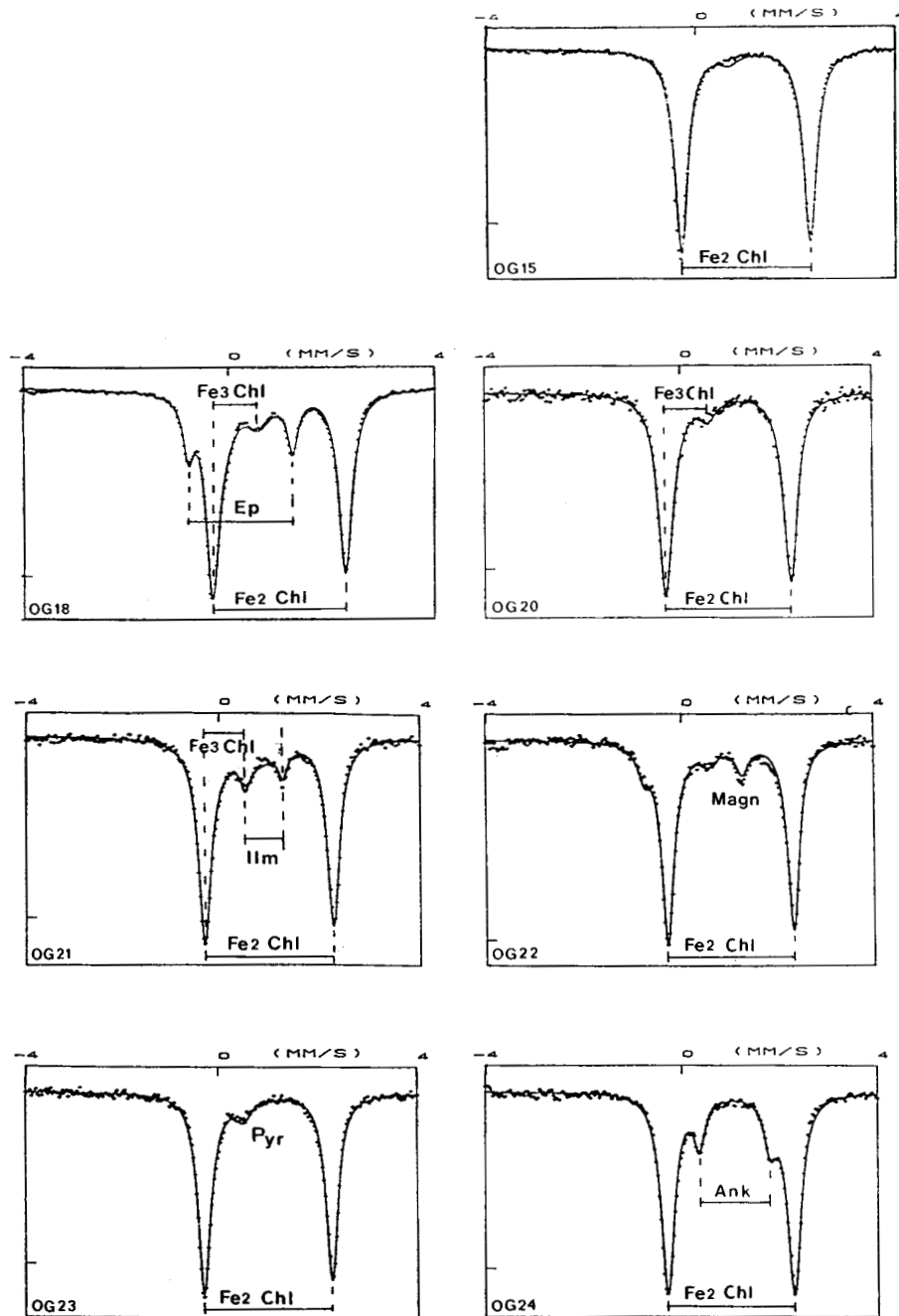


Figure 139 : Spectres Mössbauer réalisés.

Sur chacun des spectres, les doublets ou sextuplets de raies d'absorption sont attribués à un site dans un minéral. Les mesures des paramètres hyperfins correspondants sont détaillées dans la figure 135. Tous les spectres ont été réalisés avec J.M. Grenèche, au Laboratoire de Spectrométrie Mössbauer de l'Université du Maine. Les spectres sont enregistrés à la température de 300K. Les numéros des échantillons figurent dans le coin inférieur droit de chacun des spectres.

Chl : chlorite ; Ep : épidote ; Act : actinote ; Pyr : pyrite ; Ilm : ilménite ; Ank : ankérite ; Ill : illite.

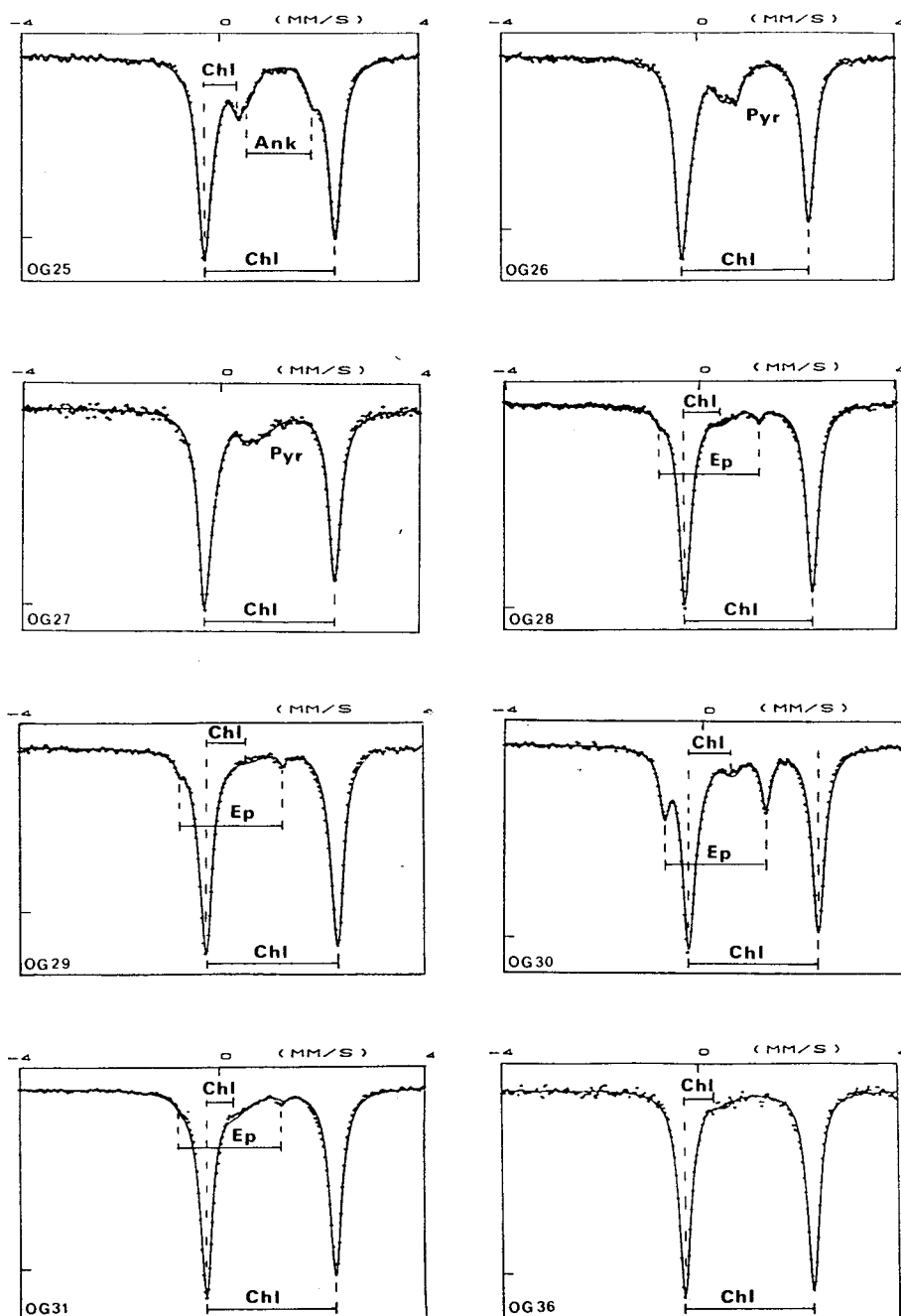


Figure 139 (suite) : Spectres Mössbauer réalisés.

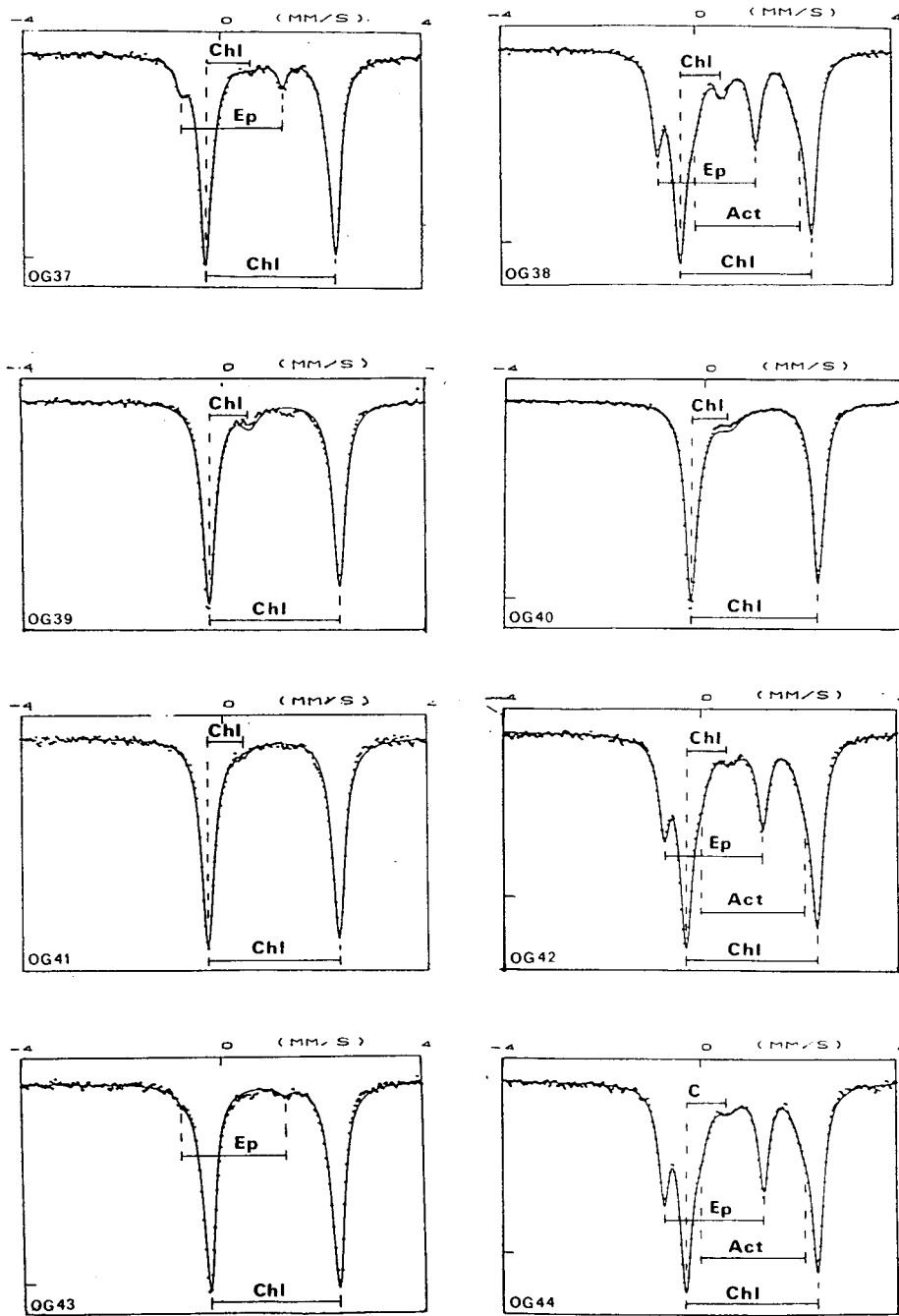


Figure 139 (suite) : Spectres Mössbauer réalisés.

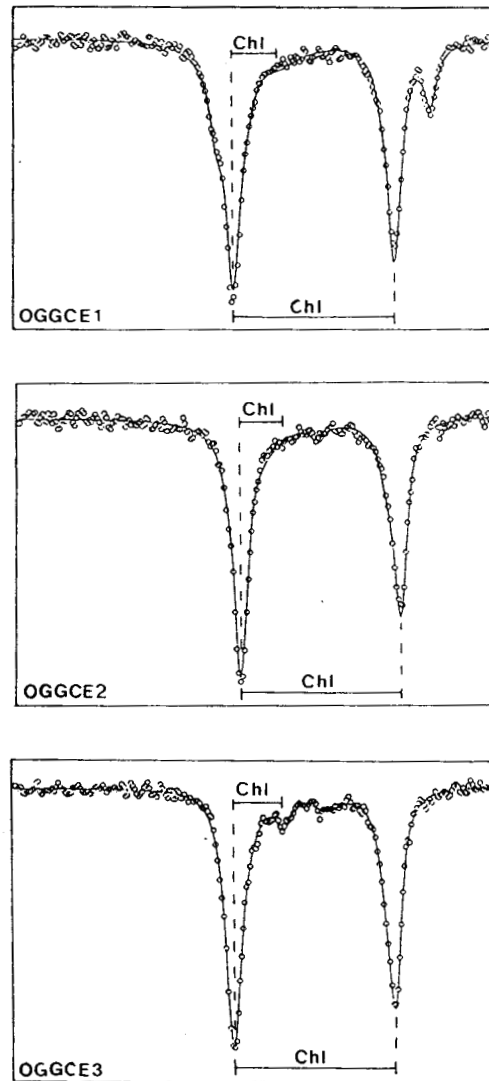
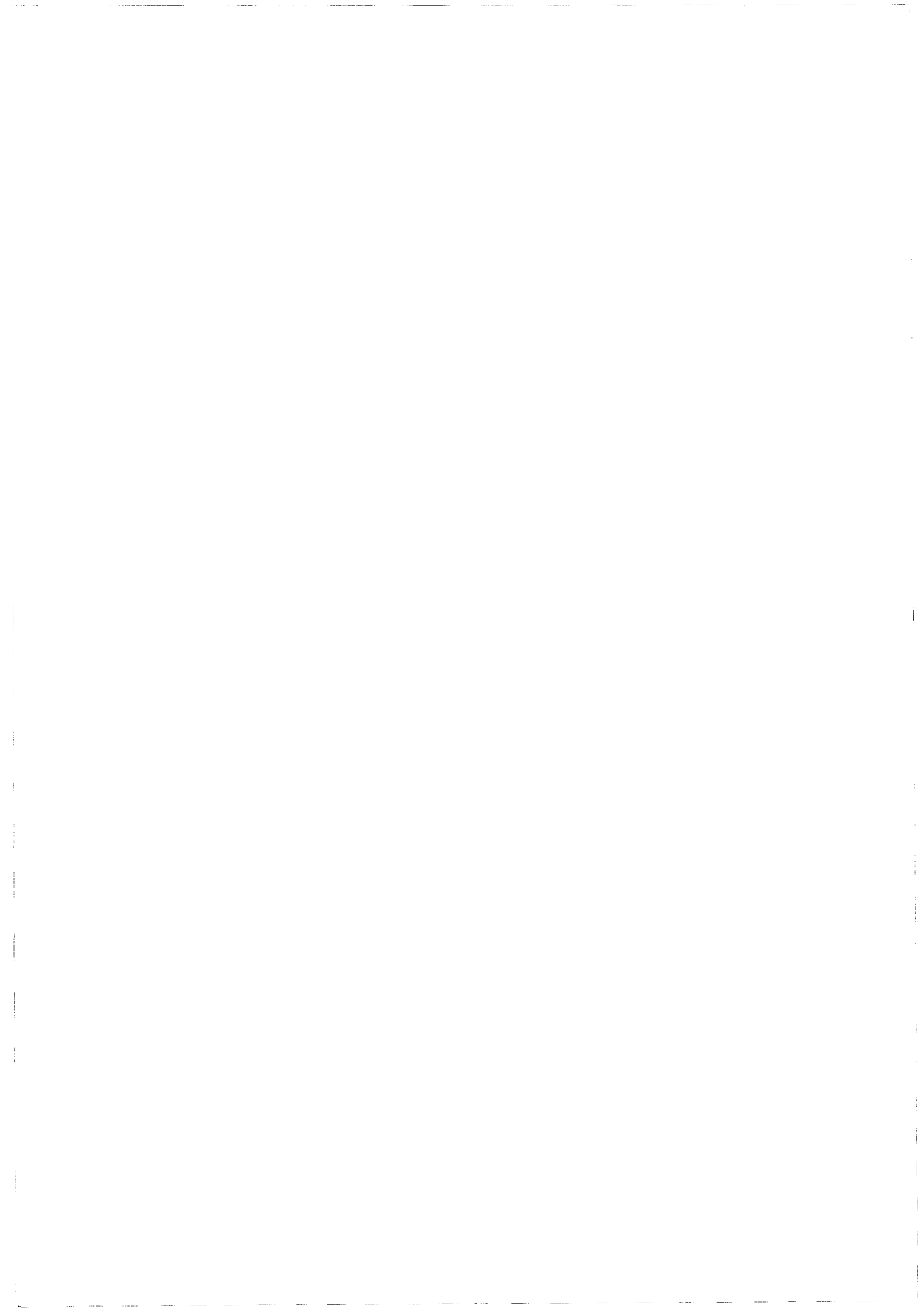


Figure 139 (suite et fin) : Spectres Mössbauer réalisés.



REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

BIBLIOGRAPHY
REFERENCES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AHRENDT H., CLAUER N., HUNZIKER J.C. & WEBER K. (1983).- Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations.- in "Intracontinental fold belts", Martin H. et Eder F.W. éds., Springer Verlag, Berlin, p. 323-338.
- ANDRE L. (1983).- Origine et évolution des roches éruptives du Massif du Brabant (Belgique).- *Thèse Doct.*, inédite, Univ. Libre Bruxelles, 422 p.
- ANDRE L. & DEUTSCH S. (1984).- Les porphyres de Quenast et de Lessines : géochronologie, géochimie isotopique et contribution au problème de l'âge du socle précambrien du Massif du Brabant (Belgique).- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 93, p. 375-384.
- ANDRE L. & DEUTSCH S. (1985).- Very low-grade metamorphic Sr isotopic resettings of magmatic rocks and minerals : evidence for a late Givetian strike-slip division of the Brabant Massif, Belgium.- *J. geol. Soc. London*, v. 142, p. 911-923.
- ANDRE L., DEUTSCH S. & MICHOT J. (1981).- Données géochronologiques concernant le développement tectono-métamorphique du segment calédonien brabançon.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 104, p. 241-253.
- ANDRE L., HERTOGEN J. & DEUTSCH S. (1986).- Ordovician-Silurian magmatic provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe.- *Geology*, v. 14, p. 879-882.
- ANTEN J. (1913).- Sur l'âge de la kersantite de la ferme de Prensart, près de Muno.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 41, p. B250-251.
- ASSELBERGHS E. (1946).- L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines.- *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, n° 24, 598 p.
- BADHAM J.P.N. (1982).- Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides.- *J. geol. Soc. London*, v. 139, p. 493-504.
- BAGNOLD R.A. (1954).- Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear.- *Proc. Roy. Soc. London*, v. 225, p. 49-63.
- BARNES R.P. & ANDREWS J.R. (1986).- Upper Palaeozoic ophiolite generation and obduction in south Cornwall.- *J. Geol. Soc. London*, v. 143, p. 117-124.
- BARRIERE M. (1976).- Flowage differentiation : limitation of the "Bagnold effect" to the narrow intrusions.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 55, p. 139-145.
- BARROIS C. (1883).- Analogie des roches du Franc-Bois avec certaines porphyroïdes.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 10, p. 205-207.
- BEBIEN J., ROCCI G., FLOYD P.A., JUTEAU T. & SAGON J.P. (1977).- Le volcanisme dévono-dinantien élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque.- in "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Coll. interne C.N.R.S., Rennes, n° 243, p. 275-291.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. & GAPAIS D. (1979).- Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain.- *Bull. Minéral.*, t. 102, p. 265-272.
- BERTRAND H., DOSTAL J. & DUPUY C. (1982).- Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 58, p. 225-239.
- BEUGNIES A. (1960a).- Le Massif cambrien de Givonne.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 83, 39 p.
- BEUGNIES A. (1960b).- Stratigraphie comparée du Cambrien des Massifs ardennais. - *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 69, p. 91-106.
- BEUGNIES A. (1963).- Le Massif cambrien de Rocroi.- *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n°270, 155 p.
- BEUGNIES A. (1968).- Livret guide des excursions dans le Massif cambrien de Rocroi de Fépin à Bogny suivant la vallée de la Meuse.- *Bull. Soc. belge Géol., Paléont. Hydrol.*, 38 p.
- BEUGNIES A. (1969).- Les roches à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie.- *Bull. Soc. belge Géol., Paléont. Hydrol.*, t. 77, p. 311-329.
- BEUGNIES A. (1983).- Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 102, p. 165-173.

- BEUGNIES A. (1985).- Sur la présence d'une albite de haute température dans les niveaux feldspathiques gedinniens de l'aire anticlinale de l'Ardenne.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 104, p. 71-76.
- BEUGNIES A. (1986).- Le métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne.- *Hercynica*, II, 1, p. 17-33.
- BEUGNIES A. (1988).- Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 107, p. 117-127.
- BEUGNIES A. & CHARLET J.M. (1970).- Sur l'âge hercynien des microgranites du Massif cambrien de Rocroi (données pétrographiques et analyse par thermoluminescence).- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 93, p. 431-452.
- BEUGNIES A. & CHAVEPEYER G. (1981).- Sur le métamorphisme de la partie méridionale du Massif cambrien de Rocroi. La zone à magnétite.- *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 31, p. 135-149.
- BEUGNIES A., CHAVEPEYER G. & MERCIER M. (1981).- Sur le métamorphisme de la partie méridionale du Massif cambrien de Rocroi. Les zones à chloritoïde et à ilménite.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 100, p. 131-138.
- BEUGNIES A., DUMONT P., GEUKENS F., MORTELMANS G. & VANGUESTAINE M. (1976).- Essai de synthèse du Cambrien de l'Ardenne.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 96, p. 263-273.
- BEUGNIES A. & WATERLOT G. (1965).- Carte géologique à 1:50000 : Fumay (XXX-08).- B.R.G.M. éd., Orléans.
- BIRCH F. (1966).- Compressibility ; elastic constants.- in "Handbook of physical constants", Clark S.P. Jr éd., Géol. Soc. Am. Mem. n°97, p. 97-173.
- BLIECK A., BRICE D., FEIST R., GUILLOT F., MAJESTE-MENJOUAS C. & MEILLIEZ F. (1988).- The Devonian of France and Belgium.- in "Devonian of the World", Mac Millan N.J., Embry A.F. & Glass D.J. édés., Can. Soc. Petrol. Geol. Mém. n°14, v. 1, p. 359-400.
- BLUCK B.J., HAUGHTON P.D.W. & HOUSE M. (1988).- Devonian of England, Wales and Scotland.- in "Devonian of the World", Mac Millan N.J., Embry A.F. & Glass D.J. édés., Can. Soc. Petrol. Geol. Mém. n°14, v. 1, p. 305-324.
- BLUMENFELD P. (1983).- Le "tuilage des mégacristaux", un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. Application au granite de Barbey-Séroux (Vosges, France).- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 25, p. 309-318.
- BONHOMME M., BOUQUILLON A. & VIVIER G. (1987).- Etudes isotopiques K/Ar sur quelques niveaux paléozoïques des forages profonds de Jeumont et d'Épinoy.- in "Chevauchements nord-varisques (Faille du Midi)", Meilliez F. coord., GPF 3, thème 1, doc. BRGM n° 137, p. 49-57.
- BONHOMME M. & LETOLLE R. (1975).- Etude isotopique du cambrien du Massif de Rocroi (Ardennes françaises). Datation rubidium/strontium du métamorphisme et mesure du rapport 34S/32S de la pyrite.- *Sci. Géol. Bull.*, t. 28, p. 97-108.
- BORRADAILE G.J. (1974).- Bulk finite tectonic strain estimates from the deformation of neptunian dykes.- *Tectonophysics*, v. 22, p. 127-139.
- BORREMANS G. & BULTYNCK P. (1986).- Conodontes du calcaire de Naux - Gedinnien inférieur au sud immédiat du Massif de Rocroi (Ardenne française).- *Aard. Meded.*, Leuven Univ. Press éd., v. 3, p. 45-58.
- BOTTINGA Y. & WEILL D.F. (1970).- Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components.- *Am. J. Sci.*, v. 269, p. 169-182.
- BOTTINGA Y. & WEILL D.F. (1972).- The viscosity of magmatic silicate liquids : a model for calculation.- *Am. J. Sci.*, v. 272, p. 438-475.
- BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P. & PIBOULE M. (1989).- Eclogites in the French Palaeozoic Orogen : geodynamic significance.- *Tectonophysics*, v. 169, p. 317-332.
- BOULTER C.A., MAC CONCHIE D.M. & CLARKE E.M. (1989).- Evidence from Mössbauer spectroscopy for intense localization of metamorphic fluid during the formation of spaced cleavage.- *Terra Nova*, v. 1, p. 365-369.
- BRACE W.F. (1974).- Permeability of crystalline rocks : new in situ measurements.- *J. Geophys. Res.*, v. 89, p. 4327-4330.
- BREDDIN H. (1956).- Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge.- *Z. dt. Ges.*, v. 106, p. 227-305.

- BROUXEL M. (1991).- Geochemical consequences of flow differentiation in a multiple injection dike (Trinity ophiolite, N. California).- *Lithos*, v. 26, p. 245-252.
- CAMPBELL S.D.G., HOWELLS M.F., SMITH M. & REEDMAN A.J. (1988).- A Caradoc failed-rift within the Ordovician marginal basin of Wales.- *Geol. Mag.*, v. 125, p. 257-266.
- CARPENTER M.S.N., PEUCAT J.J. & PIVETTE B. (1982).- Geochemical and geochronological characteristics of Palaeozoic volcanism in the Saint-Georges-sur-Loire synclinorium (S Armorican Massif). Evidence for Pre-hercynian tectonic evolution.- *Bull. B.R.G.M.*, (2), I, p. 63-79.
- CARSLAW H.S. & JAEGER J.C. (1959).- Conduction of heat in solids.- Clarendon Press, Oxford, 510 p.
- CAZES M. et al. (1985).- Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil Ecors.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 1, p. 925-941.
- CAZES M. et TORREILLES G. (coord.) (1988).- Etude de la croûte terrestre par sismique profonde, profil Nord de la France.- Ed. Technip, Paris, 260 p.
- CHO M. & LIOU J.G. (1987).- Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia.- *J. Petrol.*, v. 28, p. 417-443.
- CIBAJ I. (1991).- Sédimentologie et stratigraphie séquentielle dans les formations emsiennes d'Ardenne méridionale.- *Thèse Doct.*, inédite, Univ. Sci. Tech. Lille-Flandre-Artois, 223 p.
- COCKS L.R.M. & FORTEY R.A. (1982).- Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain.- *J. geol. Soc. London*, v. 139, p. 465-478.
- COEY J.M.D. (1984).- Clay minerals and their transformations studied with nuclear technics : the contribution of Mössbauer spectroscopy.- *At. Energy Rev.*, v. 18, p. 73-124.
- COOMBS D. (1961).- Some recent work on the lower grades of metamorphism.- *Austr. J. Sci.*, v. 24, p. 203-215.
- CORIN F. (1965).- Atlas des roches éruptives de Belgique.- *Mém. Expl. Cartes géol. min. Belgique*, n°4, 190 p.
- COWIE J.W. & BASSETT M.G. (1989).- Global stratigraphic chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration.- *Episodes*, IUGS News magazine, v. 12, 1 p.
- DANDOIS P. (1981).- Diagenèse et métamorphisme des domaines calédonien et hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes franco-belges).- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 90, p. 299-316.
- DANEELS P. & VOGEL D.E. (1978).- Acid igneous rocks of the Stavelot Massif, a case of pre-hercynian weathering.- *Bull. Soc. belge Géol.*, v. 87, p. 215-223.
- DARIMONT A. (1986).- Les inclusions fluides de quartz filoniens d'Ardenne.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 109, p. 587-601.
- DARIMONT A. (1988).- Veines de quartz riches en azote dans l'aire métamorphique de Givonne, Belgique.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 112, p. 151-155.
- DAVIES G.R. (1984).- Isotopic evolution of the Lizard Complex.- *J. geol. Soc. London*, v. 141, p. 3-14.
- DAVY P. (1986).- Modélisation thermomécanique de la collision continentale.- *Thèse Doct. d'Etat*, inédite, Univ. Rennes, 233 p.
- DEBEGLIA N. & MEILLIEZ F. (1991).- Interprétation structurale des données gravimétriques et magnétiques sous le Bassin de Paris et sa bordure paléozoïque septentrionale.- *Comm. orale Soc. géol. Fr.*, séance spéc. "Tectonique du Bassin de Paris".
- DEJONGHE L. (1983).- Chromite détritique dans le Dévonien inférieur à Daverdisse. - *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 92, p. 107-109.
- DEJONGHE L., CHARLET J.M. & DUPUIS C. (1982).- L'anomalie radioactive de Daverdisse et les minéraux uranifères associés.- *Ann. Soc. belge Géol.*, t. 105, p. 117-193.
- DELANEY P.T. & POLLARD D.D. (1982).- Solidification of basaltic magma during flow in a dike.- *Am. J. Sci.*, v. 282, p. 856-885.
- DELVAUX DE FENFFE D. & LADURON D. (1984).- Analyse structurale au bord sud du Massif de Rocroi (Ardennes françaises).- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 93, p. 11-26.
- DENAEYER M.E. & MORTELMANS G. (1954).- Les roches éruptives.- in "Prodrome d'une description géologique de la Belgique", Soc. géol. Belgique éd., Liège, p. 747-792.
- DUMONT A. (1847).- Mémoire sur les terrains ardennais et rhénans de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. Introduction et première partie : terrain ardennais.- *Mém. Acad. Roy. Belgique*, t. 20, 164 p.

- DUMONT P. & HANON M. (1975).- Données nouvelles sur la nature et la position stratigraphique des porphyroïdes du Franc-Bois de Willerzie (Ardennes belges).- *Ass. fr. Avanc. Sci., Actes 94ème Congr.*, 6 p.
- DUNNET D. (1969).- A technique of finite strain analysis using elliptical particles.- *Tectonophysics*, v. 7, p. 117-136.
- DUNNET D. & SIDDANS A.W.B. (1971).- Non random sedimentary fabrics and their modification by strain.- *Tectonophysics*, v. 12, p. 307-325.
- ELLIOTT D. (1970).- Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 81, p. 2221-2236.
- EMERMAN S.H. & MARETT R. (1990).- Why dikes ?.- *Geology*, v. 18, p. 231-233.
- ENGEL W., FRANKE W., GROTE C., WEBER K., AHRENDT H. & EDER F.W. (1983).- Nappe tectonics in the southern part of the Rheinische Schiefergebirge.- in "Intracontinental fold belts", Martin H. et Eder F.W. édés., Springer Verlag, Berlin, p. 267-287.
- ETHERIDGE M.A., WALL V.J. & COX S.F. (1984).- High fluid pressures during regional metamorphism and deformation : implication for mass transport and deformation mechanisms.- *J. Geophys. Res.*, v. 89, p. 4344-4358.
- EUGSTER H.P. (1972).- Reduction and oxidation in metamorphism (II).- *24th Int. Geol. Congr.*, Montreal, sect. 10, p. 3-11.
- FAUGERE E. & BRUN J.P. (1984).- Modélisation expérimentale de la distension continentale.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 299, série 2, p. 365-370.
- FERNANDEZ A., FEYBESSE J.L. & MEZURE J.F. (1983).- Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two-dimensional simple shear.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 25, p. 319-326.
- FERRY J.M. (1982).- Characterization of metamorphism through mineral equilibria.- in "Reviews in Mineralogy", 10, Miner. Soc. Am. éd., 397 p.
- FERRY J.M. (1986).- Infiltration of aqueous fluid and high fluid : rock ratios during greenschist metamorphism : a reply.- *J. Petrol.*, v. 27, p. 695-714.
- FIELITZ W. (1987).- Schieferung und Ausmass der Inneredeformation der paläozoischen Gesteine am Südost-Rand des Stavelot-Venn-Antiklinorium in der Nordeifel (Rheinische Schiefergebirge).- *Thèse Doct.*, inédite, Univ. Tübingen, 202 p.
- FISHER G.W. (1978).- Rate laws in metamorphism.- *Geoch. Cosmoch. Acta*, v. 42, p. 1035-1050.
- FLINN D. (1962).- On folding during three dimensional progressive deformation.- *Q. Jl. Geol. Soc. London*, v. 118, p. 385-428.
- FLOYD P.A. (1982).- Chemical variation in Hercynian basalts relative to plate tectonics.- *J. geol. Soc. London*, v. 139, p. 505-520.
- FLOYD P.A. (1983).- Composition and petrogenesis of the Lizard complex and pre-orogenic basaltic rocks in Southwest England.- in "The Variscan fold belt in the British Isles", P.L. Hancock éd., p. 130-152.
- FLOYD P.A. & LEVERIDGE B.E. (1987).- Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall : framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones.- *J. geol. Soc. London*, v. 144, p. 531-542.
- FOUCAULT A. & RAOULT J.F. (1984).- Dictionnaire de géologie.- Masson éd., Paris, 347 p.
- FOURMARIER P. (1911).- Le synclinal de l'Eifel dans la région d'Herbeumont.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 38, p. 275.
- FOURMARIER P. (1931).- Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 54, p. 365-384.
- FRANKE W. (1989).- Variscan plate tectonics in Central Europe. Current ideas and open questions.- *Tectonophysics*, v. 169, p. 221-228.
- FRANKE W. (1990).- Rhenohercynian Basin and Mid-German Crystalline Rise. An introduction.- in "Mid-German Crystalline Rise and Rheinisches Schiefergebirge", Franke W. coord., field guide, IGCP n°233 conference, Göttingen-Giessen, p. 1-15.
- FRANKE W. & ENGEL W. (1986).- Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 2, p. 25-34.
- FRANKE W., FLOYD P.A., HOLDER M. & LEVERIDGE B. (1989).- The Rhenohercynian ocean revisited.- *EUG V, Terra Nova*, p. 365.

- FRANSOLET A.M. & KRAMM U. (1983).- Mineralogie und Petrologie Mn-reicher Metapelite des Venn-Stavelot Massivs, Ardennen, und die Varistische Metamorphose im Nordwestlichen Rheinischen Schild.- *Fortschr. Miner.*, v. 61, p. 31-69.
- FREY M. (1987).- Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks.- in "Low temperature metamorphism", Frey M. éd., Blackie & Son Ltd, London, p. 9-58.
- FRY N. (1979).- Random point distributions and strain measurements in rocks.- *Tectonophysics*, v. 60, p. 89-105.
- GAGNY C. (1978).- Quelques réflexions sur la pétrologie structurale appliquée à l'étude des filons.- 103ème Congr. nat. Soc. sav., Nancy, Sect. Sci., p. 9-20.
- GAPAIS D., BALE P., CHOUKROUNE P., COBBOLD P.R., MAHJOUB Y. & MARQUER D. (1987).- Bulk kinematics from shear zone patterns : some field examples.- *J. Struct. Geol.*, v. 9, p. 635-646.
- GAY N.C. (1968a).- The motion of rigid particles embedded in a viscous fluid during pure shear deformation of the fluid.- *Tectonophysics*, v. 5, p. 81-88.
- GAY N.C. (1968b).- Pure shear and simple shear deformation of inhomogenous viscous fluid. 1. Theory.- *Tectonophysics*, v. 5, p.211-234.
- GAY N.C. & FRIPP R.E.P. (1976).- The control of ductility on the deformation of pebbles and conglomerates.- *Phil. Trans. Roy. Soc. London, (A)*, v. 283, p. 109-128.
- GEBAUER D. & GRUNENFELDER M. (1979).- U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example : Münchberg gneiss Massif, northeast Bavaria.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 42, p. 35-44.
- GEERTSMA J. & DE KLERK F. (1969).- A rapid method of predicting width and extent of hydraulically induced fractures.- *J. Pet. Technol.*, v. 21, p. 1571-1581.
- GEERTSMA J. & HAAFKENS R. (1979).- A comparison of the theories for predicting width and extent of vertical hydraulically induced fractures.- *J. En. Res. Technol.*, v. 101, p. 8-19.
- GEUKENS F. (1976).- L'âge des roches éruptives dans le massif de Stavelot.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 99, p. 615-618.
- GEUKENS F. (1981).- Observations géologiques dans la région de Willerzie.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 104, p. 67-73.
- GODEFROID J. (1982).- Gedinnian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. Historical subdivisions and Brachiopod biosratigraphy. A synopsis.- *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, v. 55, p. 97-134.
- GOFFETTE O. (1986).- Filons magmatiques du Massif de Rocroi (Ardenne française) : relations structurales avec l'encaissant, pétrologie structurale, pétrologie, géochimie.- *Mém. D.E.A.*, inédit, Univ. Nancy I, 79 p.
- GOFFETTE O., GRENECHE J.M. & MEILLIEZ F. (1991).- Caractérisation par spectrométrie Mössbauer d'un processus redox dans les filons paléozoïques de diabase en Ardenne méridionale (France).- *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, série 2, p. 493-499.
- GOFFETTE O., LIEGEOIS J.P. & ANDRE L. (1991).- Age U-Pb sur zircon dévonien moyen à supérieur du magmatisme bimodal du Massif de Rocroi (Ardenne, France) : implications géodynamiques.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, série 2, p. 1155-1161.
- GOFFETTE O., POTDEVIN J.L. & MEILLIEZ F. (1990).- Les transformations chimiques secondaires des filons de diabase du Massif de Rocroi (Ardenne) : un marqueur des transferts de matière par les fluides associés à des phénomènes d'oxydo-réduction.- 13ème R.S.T., Grenoble, Soc. géol. Fr. éd., p. 57.
- GOFFETTE O., POTDEVIN J.L. & SANTALLIER D.- Les variations de chimisme au sein des filons de diabase du Massif de Rocroi (Ardenne) : des marqueurs des transferts de matière par percolation de fluides en faciès schiste vert.- Note soumise au *Bull. Soc. géol. Fr.*
- GOSH S.K. & RAMBERG H. (1976).- Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear.- *Tectonophysics*, v. 34, p. 1-70.
- GOSSELET J. (1880).- Roches cristallines des Ardennes.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 7, p. 132-160.
- GOSSELET J. (1883).- Observations sur le limon des plateaux de l'Ardenne, sur les arkoses métamorphiques du Franc-Bois de Willerzie et sur la structure du massif cambrien de la presqu'île de Rocroi.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. 11, p. 662-665.
- GOSSELET J. (1888).- L'Ardenne.- *Mém. Carte géol. Fr.*, Baudry éd., Paris, 881 p.

- 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 Doct. d'Etat*, inédite, Univ. Grenoble, 315 p.
- GRESENS R.L. (1967).- Composition-volume relations of metasomatism.- *Chem. Geol.*, v. 2, p. 47-65.
- GUDMUNDSSON A. (1983).- Form and dimensions of dykes in eastern Iceland.- *Tectonophysics*, v. 95, p. 295-307.
- GUDMUNDSSON A. (1990).- Emplacement of dikes, sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries.- *Tectonophysics*, v. 176, p. 257-275.
- HACQUAERT A.L. (1928).- Over het eruptiv gesteente van Muno (provincie Luxemburg) en over het metamorphisme er door veroorzaakt.- *Nat. Tijds.*, Congr., v. 10, p. 73-89.
- HACQUAERT A.L. (1936).- Nieuwe gegevens over de magmatic gesteente uit de streek van Muno (provincie Luxemburg).- *Nat. Tijds.*, Congr., v. 18, p. 75-76.
- HALL A. (1987).- Igneous petrology.- Longman Group éd., Harlow, 573 p.
- HENRY J.P. (1978).- Mécanique linéaire de la rupture appliquée à l'étude de la fissuration et de la fracture de roches calcaires.- *Thèse Doct. d'Etat*, inédite, Univ. Sci. Tech. Lille, 182 p.
- HOLDER M.T. & LEVERIDGE B.E. (1986).- Correlation of the Rhenohercynian Variscides.- *J. geol. Soc. London*, v. 143, p. 141-147.
- HOLLOWAY J.R. (1981).- Compositions and volumes for supercritical fluids in the Earth's crust.- in "Short course in fluid inclusions : application to petrology", Hollister L.S. & Crawford M.C. éd., Miner. Ass. Canada, Short course Handbook, v. 6, p. 13-37.
- HUGON H. (1983).- Structures et déformation du massif de Rocroi (Ardennes).- *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, (C), t. 15, p. 109-143.
- HUGON H. & LE CORRE C. (1979).- Mise en évidence d'une déformation hercynienne en régime cisailant progressif dans le Massif cambrien de Rocroi (Ardennes).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 289, série D, p. 615-618.
- HUNT J.A. & KERRICH D.M. (1977).- The stability of sphene, experimental redetermination and geologic implications.- *Geoch. Cosmoch. Acta*, v. 41, p. 279-288.
- ILDEFONSE B. & CARON J.M. (1987).- The significance of stretching lineations in terms of progressive deformation and finite strain.- *Geodinamica Acta*, 1, t. 3, p. 161-170.
- JAEGER J.C. (1968).- Cooling and solidification of igneous rocks.- in "Basalts", Hess H.H. et Poldevaart A. éd., Interscience, J. Wiley, New York, v. 2, p. 503-536.
- JAEGER J.C. & COOK N.G.W. (1979).- Fundamentals of rock mechanics.- Chapman & Hall éd., London, 593 p.
- JEDWAB J. & DEJONGHE L. (1982).- Contribution à l'étude minéralogique de l'indice radioactif de Daverdisse.- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 91, p. 217-233.
- JEGOUZO P., PEUCAT J.J. & AUDREN C. (1986).- Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 2, p. 839-848.
- KAISIN F. (1936).- Le problème tectonique de l'Ardenne.- *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, n°11, p. 1-327.
- KERRICH R., LA TOUR T.E. & VILLMORE L. (1984).- Fluid participation in deep fault zones : evidence from geological, geochemical, and 18O/16O relations.- *J. Geophys. Res.*, v. 89, p. 4331-4343.
- KHATIR A. (1990).- Structuration et déformation progressive au front de l'Allochtone Ardennais (Nord de la France).- *Thèse Doct.*, inédite, Univ. Sci. Tech. Lille-Flandre-Artois, 281 p.
- KHATIR A., MANSY J.L., MEILLIEZ F. & GOFFETTE O. (1991).- Two deep structural cross-sections through the western Ardenne (Northern Variscan Foreland) : a non-cylindrical shortening model.- in "J.G. Ramsay meeting : the geometry of naturally deformed rocks", Mitt. Geol. Inst. ETH, Zurich, v. 239b, p. 173-174.
- KOKELAAR P. (1988).- Tectonic control of Ordovician arc and marginal basin volcanism in Wales.- *J. geol. Soc. London*, v. 145, p. 759-775.
- KOMAR P.D. (1972).- Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dikes and sills.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, p. 973-988.
- KOSSMAT F. (1927).- Gliederung des variszischen gebirgbaues.- *Abh. sächs. Geol. L.A.*, v. 1, 39 p.

- KRAMM U. (1982).- Die Metamorphose des Venn-Stavelot Massifs, nordwestliches Rheinisches Schiefergebirge. Grad, Alter, Ursache.- *Decheniana*, v. 135, p. 121-178.
- KRAMM U. & BUHL D. (1985).- U-Pb zircon dating of the Hell Tonalite, Venn-Stavelot Massif, Ardennes.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, v. 171, p. 329-337.
- KRAMM U., BUHL D. & CHERNYSHEV I.V. (1985).- Caledonian or Variscan metamorphism in the Venn Stavelot Massif, Ardenne ? Arguments from a K-Ar and Rb-Sr study.- *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, v. 171, p. 339-349.
- KRAMM U., SPAETH G. & WOLF M. (1985).- Variscan metamorphism in the NE Stavelot-Venn massif, Ardennes : a new approach to the question of regional dynamothermal or contact metamorphism.- *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, v. 171, p. 311-327.
- KROGH T.E. (1973).- A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination.- *Geoch. Cosmoch. Acta*, v. 37, p. 485-494.
- LAMENS J. (1986).- Depositional history of Salmian (Lower Ordovician) sediments in Belgium.- *Aard. Meded.*, Leuven Univ. Press éd., v. 3, p. 125-138.
- LAMENS J. & GEUKENS F. (1984).- Volcanic activity in the Lower Ordovician of the Stavelot Massif, Belgium.- *Meded. Kron. Acad. Wet.*, v. 46, p. 3-13.
- LAMENS J. & GEUKENS F. (1985).- Sedimentary structures in the Lower Salmian of the Stavelot Massif (Belgium) as indications of turbidite sedimentation.- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 94, p. 29-40.
- LE MAITRE R.W. (1989).- A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of igneous rocks.- Blackwell Sci. Publ., Oxford, 259 p.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J. & PLOQUIN A. (1989).- Où sont les nappes dans le Massif Central français ?.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 5, p. 605-618.
- LEEDER M.R. (1982).- Upper Palaeozoic basins of the British Isles - Caledonide inheritance versus Hercynian plate margin processes.- *J. geol. Soc. London*, v. 139, p. 479-491.
- LIU J.G., MARUYAMA S. & CHO M. (1987).- Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks - mineral assemblages and mineral facies.- in "Low temperature metamorphism", Frey M. éd., Blackie & Son Ltd, London, p. 59-113.
- LISLE R.J. (1977).- Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers.- *Geol. Mijnbouw*, v. 56, p. 140-144.
- LUDWIG K.R. (1980).- Calculation of uncertainties of U-Pb isotopic data.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 46, p. 212-220.
- MAC KENZIE D. (1981).- The variation of temperature with time and hydrocarbon maturation in sedimentary basins formed by extension.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 55, p. 87-98.
- MALAISE C. (1874).- Découverte du Dictyonema sociale Salt, de la faune primordiale, dans le massif de Rocroy.- *Bull. Acad. Roy. Belgique*, (2), t. 38, p. 464-465.
- MARUYAMA S., LIU J.G. & SUZUKI K. (1983).- Peristerite gap in low grade metamorphic rocks.- *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 81, p. 268-276.
- MARUYAMA S., SUZUKI K. & LIU J.G. (1983).- Greenschist amphibolite transition equilibria at low pressure.- *J. Petrol.*, v. 24, p. 583-604.
- MATTE P. (1986).- La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 2, p. 9-24.
- MATTE P. & HIRN A. (1988).- Généralités sur la chaîne varisque d'Europe, coupe complète de la chaîne sous l'Ouest de la France.- in "Etude de la croûte terrestre par sismique profonde, profil Nord de la France", Cazes M. et Torreilles G. éds, Ed. Technip, Paris, p. 197-222.
- MEILLIEZ F. (1981).- Filons magmatiques et structures plissées près de Revin (Ardennes).- *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, f. 3, p. 101-104.
- MEILLIEZ F. (1983).- Analyse de la déformation et évaluation des textures sédimentaire et tectonique dans le poudingue dévonien de Montcornet-en-Ardenne (France).- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 102, p. 153-163.
- MEILLIEZ F. (1984).- La formation de Fépin (Gedinnien de l'Ardenne) : un marqueur lithostratigraphique et structural.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 103, p. 37-53.

- MEILLIEZ F. (1989a).- Importance de l'événement calédonien dans l'Allochtonne Ardennais ; essai sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne varisque.- *Thèse Doct. d'Etat*, inédite, Univ. du Maine, 518 p.
- MEILLIEZ F. (1989b).- Tectonique distensive et sédimentation à la base du Dévonien sur le bord NE du Massif de Rocroi (Ardenne).- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 107, p. 281-295.
- MEILLIEZ F. (coord.) (1987).- Chevauchements nord-varisques (Faille du Midi).- *Actes coll. nat. G.P.F., thème 1, 3ème phase*, doc. B.R.G.M., Orléans, n°137, 97 p.
- MEILLIEZ F. & MANSY J.L. (1990).- Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 6, p. 177-188.
- MEILLIEZ F. & RAOULT J.F. (1987).- Le chevauchement frontal nord-varisque : bilan et perspectives.- *in "Chevauchements nord-varisques (faille du Midi)", F. Meilliez coord., actes coll. nat. G.P.F., thème 1, 3ème phase d'investigation*, doc. B.R.G.M., Orléans, n°137, p. 9-17.
- MEILLIEZ F. & VANGUESTAINE M. (1983).- Acritarches du Cambrien moyen et supérieur à Montcornet-en-Ardenne (France) : premières données et implications.- *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 297, série 2, p. 265-268.
- MEISL S. (1990).- Metavolcanic rocks in the "Northern Phyllite Zone" at the southern margin of the Rhenohercynian Belt.- *in "Mid-German Crystalline Rise and Rheinisches Schiefergebirge"*, Franke W. coord., field guide, IGCP n°233 conference, Göttingen-Giessen, p. 25-42.
- MICHOT P. (1976).- Le segment varisque et son antécédent calédonien. - Franz Kossmat Symposium, 1974, Abh. dt. Akad. Naturforsch., Leopoldina, Neue Folge, v. 45, p. 201-228.
- MICHOT P. (1980).- Belgique, introduction à la géologie générale.- 26ème C.G.I., Paris, G16, livret guide excursion 211A, 576 p.
- MICHOT J., FRANSSSEN L. & LEDENT D. (1973).- Preliminary age measurements on metamorphic formation from the Ardennes Anticline and the Brabant Massif (Belgium).- *Fortschr. Miner.*, v. 50, p. 107-109.
- MOODY J.B., MEYER D. & JENKINS J.E. (1983).- Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems.- *Am. J. Sci.*, v. 283, p. 48-92.
- MORTELMANS G. (1977).- Le groupe devillien : Cambrien ou Précambrien ?.- *Ann. Mines Belgique*, n° 3, p. 309-334.
- MURASE T. & MAC BIRNEY A.R. (1973).- Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 84, p. 3563-3592.
- NICOLAS A. (1984).- Principes de tectonique.- Masson éd., Paris, 196 p.
- NONNON M. (1984).- Découverte de monazite grise en nodules et d'or alluvionnaire dans le massif de la Croix-Scaille.- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 93, p. 307-314.
- NORDSTROM D.K. & MUNOZ J.L. (1986).- Geochemical thermodynamics.- Blackwell Sci. Publ., Oxford, 477 p.
- NORTON D. & KNAPP R. (1977).- Transport phenomena in hydrothermal systems : the nature of porosity.- *Am. J. Sci.*, v. 277, p. 913-936.
- ODIN G.S. & ODIN C. (1990).- Echelle numérique des temps géologiques. Mise à jour 1990.- *Géochronique*, n°35, p. 12-21.
- PAPROTH E. et al. (1983a).- Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium : a review.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 106, p. 185-239.
- PAPROTH E. et al. (1983b).- Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Silesian in Belgium : a review.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 106, p. 240-283.
- PAPROTH E., DREESEN R. & THOREZ J. (1986).- Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 109, p. 175-186.
- PERROUD H., VAN DER VOO R. & BONHOMMET (1984).- Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data.- *Geology*, v. 12, p. 579-582.
- PIN C. (1990).- Variscan oceans : ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data.- *Tectonophysics*, v. 177, p. 215-227.
- PIQUE A., HUON S. & CLAUER N. (1984).- La schistosité hercynienne et le métamorphisme associé dans la vallée de la Meuse, entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes franco-belges).- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 93, p. 55-70.

- PLATEN K., EMMERMANN R. & FRANKE W. (1989).- Devonian MOR-type metabasalts from the Rhenohercynian Zone in Germany.- EUG V, *Terra Nova*, p. 365.
- PLYUSNINA L.P. (1982).- Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages.- *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 80, p. 140-146.
- POLLARD D.D. (1987).- Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes.- in "Mafic dyke swarms", Halls H.C. & Fahrig W.F. édés., Geol. Ass. Can. sp. Pap. n°34, p. 5-24.
- POLLARD D.D., MULLER O.H. & DOCKSTADER D.R. (1975).- The form and growth of fingered sheet intrusions.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 86, p. 351-363.
- POTDEVIN J.L. (1984).- Métamorphisme et tectonique dans les schistes lustrés à l'Est de Corte (Corse). 3ème partie : déformation par dissolution-cristallisation.- *Thèse Doct.*, inédite, Univ. Lyon I, 82 p.
- POTDEVIN J.L. & GOFFETTE O. (1991).- Les assemblages métamorphiques du filon de diabase de la Grande Commune (Massif de Rocroi) ; des témoins d'une évolution rétrograde varisque en Ardenne.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, série 2, p. 1545-1550.
- POTDEVIN J.L. & GOFFETTE O.- Estimation de la composition, de l'origine et du volume de fluide mis en jeu dans la retromorphose en faciès schiste vert du filon de diabase de la Grande Commune (Massif de Rocroi, Ardenne). Implications régionales.- Note soumise aux *C.R. Acad. Sci. Paris*.
- POTDEVIN J.L., LARDEAUX J.M. & COFFRANT D. (1989).- Mass transfer related to ductile shear zone development in a metagabbro.- in "Fluid movements - element transport and the composition of the deep crust", Bridgwater D. éd., p. 213-230.
- POTDEVIN J.L. & MARQUER D. (1987).- Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées.- *Geodynamica Acta*, t. 1, p. 193-206.
- PRESS S. (1986).- Detrital spinels from alpinotype source rocks in Middle Devonian sediments of the Rhenish Massif.- *Geol. Rund.*, v. 75, p. 333-340.
- RAMSAY G.J. (1967).- Folding and fracturing of rocks.- Mac Graw Hill éd., New York, 568 p.
- RAOULT J.F. & MEILLIEZ F. (1986).- Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 105, p. 97-109.
- RAOULT J.F. & MEILLIEZ F. (1987).- The Variscan front and the Midi fault between the Channel and the Meuse River.- *J. struct. Geol.*, v. 9, p. 473-479.
- REGNARD J.R. (1986).- L'effet Mössbauer.- in "Méthodes spectroscopiques appliquées aux minéraux", G. Callas éd., Soc. Fr. Min. Crist., Paris, v. 1, p. 23-71.
- ROBASZYNSKI F. & DUPUIS C. (1983).- Belgique.- Guide géologique régional, Masson éd., Paris, 204 p.
- ROBINSON D. (1987).- Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings.- *Geology*, v. 15, p. 866-869.
- ROBINSON D. & BEVINS R.E. (1989).- Diastathermal (extensional) metamorphism at very low grades and possible high grade analogues.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 92, p. 81-88.
- ROCHE M. (1985).- Contribution à l'étude du sondage et de la région de Willerzie.- *Mém. Licence*, inédit, Univ. Libre Bruxelles, 137 p.
- ROCHE M., SABIR M., STEEMANS P. & VANGUESTAINE M. (1986).- Palynologie du sondage et de la région de Willerzie.- *Aard. Meded.*, Leuven Univ. Press, v. 3, p. 149-190.
- RODGERS J. (1988).- Fourth time-slice : mid-Devonian to Permian synthesis.- in "The Caledonian Appalachian Orogen", Harris A.L. & Fettes D.J. édés., Geol. Soc. London sp. Publ. n°38, p. 621-626.
- RUBIN A.M. & POLLARD D.D. (1987).- Origins of blade-like dikes in volcanic rift zones.- *U.S. Geol. Surv. prof. Pap.* n°1350, p. 1449-1470.
- RUMBLE D., FERRY J.M., HOERING T.C. & BOUCOT A.J. (1982).- Fluid flow during metamorphism at the Beaver Brook locality, New Hampshire.- *Am. J. Sci.*, v. 282, p. 886-919.
- SANDERSON D.J. (1977).- The analysis of finite strain using lines with initial random orientation.- *Tectonophysics*, v. 43, p. 199-211.
- SANDERSON D.J. (1984).- Structural variation across the northern margin of the Variscides in NW Europe.- in "Variscan tectonics of the North Atlantic Region", Hutton D.H.W. & Sanderson D.J. édés., Geol. Soc. London sp. Pub. n°14, p. 149-165.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P. & PIBOULE M. (1988).- Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), p. 3-12.

- SCHMINCKE H.U. & SUNKEL G. (1987).- Carboniferous submarine volcanism at Herbonseelbach (Lahn-Dill area, Germany).- *Geol. Rund.*, v. 76, p. 709-734.
- SCHREYER W. & ABRAHAM K. (1978).- Prehnite/chlorite and actinolite/épidote bearing mineral assemblages in the metamorphic igneous rocks of La Helle and Challes, Venn-Stavelot-Massif, Belgium.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 101, p. 227-241.
- SHAW H.R. (1972).- Viscosities of magmatic silicate liquids : an empirical method of prediction.- *Am. J. Sci.*, v. 272, p. 870-893.
- SHAW H.R. (1980).- The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface.- in "Physics of magmatic processes", Hargraves R.B. éd., Princeton Univ. Press, p. 201-264.
- SHINAMOTO T. & IKEDA Y. (1976).- A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects : I - Basic theory.- *Tectonophysics*, v. 36, p. 315-337.
- SIBSON R.H. (1981).- Controls on low-stress hydro-fracture dilatancy in thrust, wrench and normal fault terrains.- *Nature*, v. 289, p. 665-667.
- SMITH J.V. (1974).- Feldspar minerals. T1. Crystal structure and physical properties.- Springer Verlag éd., Berlin, 628 p.
- SNEDDON I.N. (1951).- Fourier Transforms.- Mac Graw Hill éd., New York, 542 p.
- SOMMERMANN A.E., MEISL S & TODT W (1990).- U-Pb-Alter von Zirkonen aus Metavulkaniten des Südaunus.- *Fort. Miner.*, v. 68.
- SPAETH G., FIELITZ W. & FRANK B. (1985).- Caledonian deformation and very low grade metamorphism in the northeastern part of the Stavelot-Venn Massif.- *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, v. 171, p. 297-310.
- SPENCE D.A. & TURCOTTE D.L. (1985).- Magma-driven propagation of cracks.- *J. Geophys. Res.*, v. 90, p. 575-580.
- STACEY J.S. & KRAMERS J.D. (1975).- Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 26, p. 207-221.
- STEEMANS P. (1982).- L'âge du poudingue de Fépin (base du Gedinnien) à Lahonry (Belgique).- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 90, p. 331-340.
- STEEMANS P. (1986).- Palynostratigraphie de l'Eodévonien.- *Thèse Doct.*, inédite, Univ. Liège, 408 p.
- STEEMANS P. (1989).- Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes.- *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 112, p. 103-119.
- STYLES M.T. & RUNDLE C.C. (1984).- The Rb-Sr isochron age of the Kennack Gneiss and its bearing on the age of the Lizard Complex, Cornwall.- *J. geol. Soc. London*, v. 141, p. 15-19.
- SUPPE J. (1985).- Principles of structural geology.- Prentice Hall éd., Englewood Cliffs, 537 p.
- TAN B.K. (1973).- Determination of strain ellipses from deformed ammonites.- *Tectonophysics*, v. 16, p. 89-101.
- TANAZACQ F. (1938).- Nouveaux gîtes éruptifs dans l'Ouest du massif de Rocroi.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 63, p. 111-119.
- TANAZACQ F. (1949).- Structure détaillée partielle de l'Ouest du massif de Rocroi.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 69, p. 7-42.
- TEICHMULLER M. & TEICHMULLER R. (1979).- Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung in der Nord-Sud-Zone der Eifel.- *Fort. Geol. Rheinld. Westf.*, v. 27, p. 323-355.
- THIEBLEMONT D. & CABANIS B. (1986).- Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 302, série 2, p. 641-646.
- VAN DER AUWERA J. et ANDRE L. (1985).- Sur le milieu de dépôt, l'origine des matériaux et ke faciès métamorphique de l'assise de Tubize (Massif du Brabant, Belgique).- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 94, p. 171-184.
- VAN DER VOO R. (1983).- Paleomagnetic constraints on the assembly of the old red continent.- *Tectonophysics*, v. 91, p. 271-283.
- VANGUESTAINE M. (1974).- Espèces zonales d'Acritarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et de l'Ardenne Française.- *Rev. Palaeob. Palynol.*, v. 18, p. 63-82.

- VANGUESTAINE M. (1979).- Remaniements d'Acritarches dans le Siegenien et l'Emsien (Dévonien inférieur) du synclinorium de Dinant (Belgique).- *Ann. Soc. géol. Belgique*, v. 101, p. 243-267.
- VANGUESTAINE M. (1986).- Progrès récents de la stratigraphie par Acritarches du Cambro-Ordovicien d'Ardenne, d'Irlande, d'Angleterre, du Pays de Galle et de Terre-Neuve orientale.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 105, p. 65-76.
- VOISIN L. (1987).- Quelques remarques à l'occasion des travaux routiers dans la région des Mazures en 1987.- *Bull. Soc. Hist. nat. Ardennes*, t. 77, p. 53-56.
- VON LASAULX A. (1884). - Uber einzelne Beispiele der mechanischen Metamorphose von Eruptivgesteinen.- *Verh. natur. Ver. preuss. Rhein. West.*, t. 41, p. 158-161.
- WALTER R. (1980).- Lower Paleozoic paleogeography of the Brabant Massif and its Southern adjoining areas.- *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, v. 32, p. 14-25.
- WALTHER J.V. & ORVILLE P.M. (1982).- Volatile production and transport in regional metamorphism.- *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 79, p. 252-257.
- WALTHER J.V. & WOOD B.J. (1986).- Fluid rock interactions during metamorphism.- in "Advance in physical geochemistry", Saxena S.K. éd., Springer Verlag, New York, 260 p.
- WATERLOT G. (1937a).- Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi.- *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 39, p. 77-129.
- WATERLOT G. (1937b).- Sur l'âge des plis et accidents du Massif cambrien de Rocroi.- *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 204, p. 281-283.
- WATERLOT G. (1945).- L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 15, p. 3-44.
- WATERLOT G. (1948).- Le Cambrien du Massif de Rocroi dans le secteur de Bourg-Fidèle, Les Mazures et Rimogne.- *Bull. Carte géol. France*, n°225, t. 47, p. 19-24.
- WATERLOT G., BEUGNIES A. & BINTZ J. (1973).- Ardenne Luxembourg.- Guide géologique régional, Masson éd., Paris, 206 p.
- WEDEPOHL K.H. (1990).- Geochemical and petrological indicators for plate tectonic processes during the formation of the Rhenohercynian belt.- in "Mid-German Crystalline Rise and Rheinisches Schiefergebirge", Franke W. coord., field guide, IGCP n°233 conference, Göttingen-Giessen, p. 17-24.
- WEDEPOHL K.H., MEYER K. & MUECKE G.K. (1983).- Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian belt of Northwestern Germany.- in "Intracontinental fold belts", Martin H. et Eder F.W. édés., Springer Verlag, Berlin, p. 231-256.
- WILL T.M., POWELL R., HOLLAND T. & GUIRAUD M. (1990).- Calculated greenschist facies mineral equilibria in the system CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O.- *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 104, p. 353-368.



LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

- Figure 1 : Reconstructions paléogéographiques à partir des données paléomagnétiques.
- Figure 2 : Organisation structurale de l'orogène varisque d'Europe.
- Figure 3 : Structure générale du Paléozoïque de l'ensemble Ardenne-Brabant.
- Figure 4 : Les événements calédonien et varisque dans l'ensemble Ardenne-Brabant.
- Figure 5 : Partie nord du profil ECORS-Nord de la France et coupe interprétative
- Figure 6 : Coupes Nord-Sud de l'ensemble Ardenne-Brabant.
- Figure 7 : Ages radiométriques obtenus dans l'ensemble Ardenne-Brabant.
- Figure 8 : Les principales failles qui contrôlent la sédimentation dévono-carbonifère dans l'ensemble Ardenne-Brabant.
- Figure 9 : Profil schématique de la marge ardennaise au Dévonien inférieur.
- Figure 10 : Le magmatisme et le métamorphisme dans l'ensemble Ardenne-Brabant.
- Figure 11 : Structure générale du Massif de Rocroi.
- Figure 12 : Localisation des principaux témoins magmatiques en Ardenne méridionale.
- Figure 13 : Localisation des filons magmatiques du Massif de Rocroi.
- Figure 14 : Extension cartographique du système filonien du Massif de Rocroi.
- Figure 15 : Surfaces-enveloppe des filons de diabase et de microgranite du Massif de Rocroi.
- Figure 16 : Loi de désintégration d'un isotope radioactif.
- Figure 17 : Evolution au cours du temps d'un cristal contenant de l'uranium naturel et se comportant en système fermé.
- Figure 18 : Le diagramme Concordia.
- Figure 19 : Masses des fractions magnétiques et des sous-fractions granulométriques de zircons.
- Figure 20 : Données U-Pb sur zircon.
- Figure 21 : Discordia U-Pb sur zircon du microgranite de Mairut (fractions -3°M , -1°M , $1,5^{\circ}\text{NM}$) et position des fractions paramagnétiques ayant perdu du Pb radiogénique.
- Figure 22 : Correspondance entre l'âge absolu du microgranite de Mairut et l'échelle stratigraphique.
- Figure 23 : Carte géologique de la bordure orientale du Massif de Rocroi.
- Figure 24 : Les Couches de Gedinne autour du Massif de Rocroi.
- Figure 25 : Le Massif de Rocroi après le dépôt des Schistes de Mondrepuis.
- Figure 26 : Coupe synthétique du Massif de Rocroi.
- Figure 27 : Localisation des huit sites retenus pour l'analyse détaillée des rapports structuraux entre les filons magmatiques et leur encaissant.
- Figure 28 : Cartographie des filons de microgranite du ravin de Mairut.
- Figure 29 : Le contexte structural du Ravin de Mairut.
- Figure 30 : Structure générale de l'encaissant et géométrie des filons : interprétation en coupe.
- Figure 31 : Textures non déformée et déformée du microgranite.
- Figure 32 : Le filon de microgranite B.
- Figure 33 : La différenciation magmatique par effet Bagnold.
- Figure 34 : Géométrie du filon de microgranite D et rapports structuraux avec l'encaissant.
- Figure 35 : Bloc-diagramme schématique de l'affleurement de microgranite retenu pour l'analyse de la déformation finie.



Figure 36 : Analyse d'une déformation par aplatissement pur à partir d'un marqueur elliptique.

Figure 37 : Statistiques sur l'orientation et la morphologie des sections d'enclaves silteuses observées dans le plan P1.

Figure 38 : Relation entre la valeur du grand axe (a) et la valeur du petit axe (b) des sections d'enclaves observées dans le plan P1.

Figure 39 : Fréquences des classes d'orientation du grand axe des enclaves silteuses observées dans le plan P1.

Figure 40 : Estimation de la déformation finie dans le plan P1 par la méthode de Dunnet (1969).

Figure 41 : Estimation de la déformation finie et de la fabrique initiale des enclaves dans le plan P1 par la méthode d'Elliott (1970).

Figure 42 : Observations de détail de sections d'enclaves dans le plan P1.

Figure 43 : Contexte structural du filon de diabase de la Grande Commune.

Figure 44 : Le filon de diabase de la Grande Commune, dans la carrière GC1.

Figure 45 : Représentation en perspective des épontes inférieure et supérieure du filon de diabase dans la carrière GC1.

Figure 46 : Cinématique de l'ouverture de la caisse filonienne.

Figure 47 : Etat de déformation de la texture doléritique dans le filon de diabase de la Grande Commune.

Figure 48 : Structures C-S (Berthé et al., 1979) en bordure du filon de diabase de la Grande Commune.

Figure 49 : Déformation homogène de marqueurs linéaires passifs.

Figure 50 : Histogrammes théoriques des fréquences de distribution angulaires pour différents taux de déformation.

Figure 51 : Relation entre le module r/n du vecteur représentatif de la dispersion des orientations de marqueurs linéaires passifs, et l'intensité R_s de la déformation finie.

Figure 52 : Exemples d'histogrammes de fabrique.

Figure 53 : Estimation de déformation finie dans le filon de la Grande Commune.

Figure 54 : Le filon composite de Devant Laifour.

Figure 55 : Le filon composite des Dames de Meuse.

Figure 56 : Localisation du filon de diabase du Mont Malgré-Tout.

Figure 57 : La terminaison nord du filon de diabase du Mont Malgré-Tout.

Figure 58 : relations structurales entre le filon de diabase du Mont Malgré-Tout et son encaissant.

Figure 59 : Le filon de diabase du ravin de la Pile.

Figure 60 : Les filonnets de diabase du Bois des Marquisades.

Figure 61 : Analyse de la déformation finie dans le filon de diabase des Ecumonts : résultats expérimentaux.

Figure 62 : Forme des ellipsoïdes de déformation finie dans le filon de diabase des Ecumonts.

Figure 63 : Variation de l'intensité de la déformation finie dans le filon de diabase des Ecumonts.

Figure 64 : Modèle structural de Waterlot (1937a).

Figure 65 : Modèle structural de Beugnies (1968).

Figure 66 : Représentation cartographique d'une variable structurale : identification de domaines structuraux.

Figure 67 : Relations entre les variables de partition structurale.

Figure 68 : Contexte structural du secteur Deville-Anchamps.

Figure 69 : Mesures de l'attitude de la schistosité dans le secteur Deville-Anchamps.

Figure 70 : Variations de l'attitude de la schistosité dans le secteur Deville-Anchamps.

Figure 71 : Trajectoires des directions de la schistosité dans le secteur Deville-Anchamps.

- Figure 72 : Cartographie des filons magmatiques dans le secteur Deville-Anchamps.
- Figure 73 : Attitude des filons magmatiques du secteur Deville-Anchamps.
- Figure 74 : Carte de l'attitude de la stratification dans le secteur Deville-Anchamps.
- Figure 75 : Variations de l'attitude de la stratification dans le secteur Deville-Anchamps.
- Figure 76 : Carte de l'attitude des charnières de plis observées à l'affleurement dans le secteur Deville-Anchamps.
- Figure 77 : Variations de l'attitude des charnières de plis dans le secteur Deville-Anchamps.
- Figure 78 : Domaines d'orientation des charnières de plis métriques dans le secteur Deville-Anchamps.
- Figure 79 : Technique d'élaboration d'une coupe structurale en l'absence de niveaux marqueurs.
- Figure 80 : Méthode d'estimation du pendage de la surface enveloppe d'un flanc de pli majeur.
- Figure 81 : Coupes structurales dans le secteur Deville-Anchamps.
- Figure 82 : Carte interprétative de la structuration varisque du secteur Deville-Anchamps.
- Figure 83 : Les trois modes fondamentaux de propagation d'une fracture.
- Figure 84 : Principales notations utilisées dans l'étude des conditions de mise en place du système filonien.
- Figure 85 : Représentation de la condition de rupture dans le plan de Mohr.
- Figure 86 : Géométries idéales des dykes.
- Figure 87 : Irrégularités des épontes de dykes communément observées.
- Figure 88 : Modèle bi-dimensionnel de la propagation d'une fracture créée par fracturation hydraulique.
- Figure 89 : Evolution de la valeur du rapport longueur / épaisseur d'un dyke en fonction du temps et de la viscosité du magma.
- Figure 90 : Le refroidissement d'un filon après sa mise en place.
- Figure 91 : Coupe interprétative N-S de l'Ardenne méridionale.
- Figure 92 : Variations de l'attitude de la schistosité dans le Massif de Rocroi.
- Figure 93 : Trajectoires directionnelles de la schistosité dans le Massif de Rocroi.
- Figure 94 : Rapports cartographiques entre l'aire des filons magmatiques et les décrochements post-schisteux.
- Figure 95 : Modèle cinématique de l'extension varisque dans le Massif de Rocroi.
- Figure 96 : Cinématique de l'inversion tectonique dans le Massif de Rocroi.
- Figure 97 : Evolution des assemblages minéralogiques au travers du filon de diabase de la Grande Commune.
- Figure 98 : Analyses à la microsonde des principaux minéraux rencontrés dans le filon de diabase de la Grande Commune.
- Figure 99 : Diagramme schématique T-XCO₂ à P= 200 MPa du système CaO-(FeO,MgO)-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O avec le quartz supposé en excès.
- Figure 100 : Carte d'échantillonnage des filons de diabase.
- Figure 101 : Variabilité du chimisme des diabases.
- Figure 102 : Analyse statistique en composantes principales du chimisme des diabases : relations entre les éléments chimiques.
- Figure 103 : Analyse statistique en composantes principales du chimisme des diabases : relations entre les échantillons dans le plan factoriel F1-F2.
- Figure 104 : Profils de vitesse d'écoulement en fonction de la viscosité du magma.
- Figure 105 : La différenciation magmatique par effet Bagnold.
- Figures 106 : Diagrammes de mobilité.
- Figure 107 : Analyses chimiques du filon de diabase de la Grande-Commune.

Figure 108 : Mobilité des éléments chimiques dans le filon de diabase de la Grande-Commune.

Figure 109 : Bilan de matière dans les filons de diabase.

Figure 110 : Interprétation du spectre Mössbauer d'une diabase.

Figure 111 : Les paramètres hyperfins des environnements du fer identifiés par la spectrométrie Mössbauer.

Figure 112 : Variations transversales du rapport $Fe^{2+}/\Sigma Fe$ dans le filon de diabase de la Grande-Commune.

Figure 113 : Estimation des contributions respectives des phases fluides CH_4 , CO_2 et H_2O aux gains en C, O et H en bordure du filon de diabase de la Grande Commune.

Figure 114 : Evolutions minéralogique, redox et structurale au sein du filon de diabase de la Grande Commune.

Figure 115 : modèle de percolation à l'éponte du filon de la Grande Commune.

Figure 116 : Diagramme $X^{int} CO_2 - X^{ext} CO_2$.

Figure 117 : diagramme schématique T - $X^{eq} CO_2$ à P=200 MPa.

Figure 118 : Modèle des transferts de matière entre le filon de diabase et son encaissant.

Figure 119 : Les minéraux-index marqueurs des zones métamorphiques préexterne, externe et interne.

Figure 120 : La zonéographie du métamorphisme ardennais.

Figure 121 : Chemin théorique pression (P) -température (T) -temps (t) du métamorphisme en contexte extensif.

Figure 122 : Organisation structurale de l'orogène varisque d'Europe.

Figure 123 : Esquisse structurale de la zone externe de la chaîne varisque, du Sud-Ouest de l'Angleterre au Massif du Harz ; localisation des principaux massifs paléozoïques.

Figure 124 : Répartition et nature du magmatisme dans la zone externe de l'orogène varisque, du Cambrien au Silurien (A), et au Dévon-Dinantien (B).

Figure 125 : Age et nature du magmatisme de la zone externe de l'orogène varisque.

Figure 126 : Reconstructions paléogéographiques à l'Ordovicien supérieur (A) et au Dévonien (B), à partir des données paléomagnétiques.

Figure 127 : Hypothèses de reconstitution géodynamique de l'Europe occidentale au cours du Dévonien, à partir des données structurales et magmatiques.

Figure 128 : Localisation des filons de diabase échantillonnés, identification et position des échantillons dans les caisses filoniennes.

Figure 129 : Analyses chimiques des échantillons de diabases.

Figure 130 : Mesures des teneurs en calcite, carbone et soufre dans le filon de diabase de la Grande Commune et son encaissant proche.

Figure 131 : Principe de la mesure de la densité des échantillons de diabase.

Figure 132 : Densité des échantillons de diabase.

Figure 133 : Principe de la résonance nucléaire par effet Mössbauer.

Figure 134 : Le dispositif expérimental de la spectrométrie Mössbauer.

Figure 135 : Exemples-types d'enregistrements de spectres.

Figure 136 : Enregistrement et dépouillement du spectre d'une roche : exemple de l'échantillon de diabase OG42.

Figure 137 : Caractéristiques Mössbauer des environnements du fer dans les diabases.

Figure 138 : Distribution du fer dans les diabases.

Figure 139 : Spectres Mössbauer réalisés.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

Résumé - Abstract	3
Remerciements	5
Avant-propos	7
Sommaire	9
INTRODUCTION	
I) Les événements calédoniens et varisques en Europe	16
II) Les grands traits géologiques de l'ensemble ardennais	18
A) Présentation générale	18
B) Les principaux épisodes de structuration	22
1) Le raccourcissement varisque	22
2) L'extension varisque	25
3) L'événement calédonien	28
a) Dans le Massif du Brabant	28
b) Dans les massifs de Haute-Ardenne	29
C) Le magmatisme	30
1) Dans le Parautochtone Brabançon	30
2) Dans l'Allochtone Ardennais	30
D) Le métamorphisme	32
1) Dans le Parautochtone Brabançon	32
2) Dans l'Allochtone Ardennais	32
III) Le Massif de Rocroi	34
A) Stratigraphie du substratum	34
B) Structure du Massif de Rocroi	35
IV) Objectifs poursuivis	38
Première partie :	
LE MAGMATISME EN ARDENNE MERIDIONALE :	
LOCALISATION, NATURE ET AGE DES TEMOINS	
I) Le système filonien dans le substratum : localisation et nature	45
A) Inventaire des filons magmatiques	45
B) Répartition du magmatisme	46
C) Rapports cartographiques entre microgranite et diabase	47
D) Rapports cartographiques entre le système filonien et la discordance calédonienne...	48
II) Datation U-Pb sur zircon du système filonien du substratum	49
A) Principe général de la datation radiométrique par la méthode U-Pb sur zircon	49
B) Collecte et préparation des échantillons	52
C) Résultats analytiques, interprétation	54
III) Les filons de kersantite de Muno intrusifs dans la couverture	56
IV) Les éléments d'origine magmatique dans les sédiments de la couverture	56
A) Le complexe volcano-détritique lochkovien de Willerzie	57
1) Contexte géologique local	57
2) Le sondage de Willerzie et les principaux affleurements	58
3) Conclusions	59
B) Les minéraux d'origine magmatique dans les Couches de Gedinne	60
C) Origine des éléments magmatiques	61

Deuxième partie :	
ANALYSE STRUCTURALE DES FILONS MAGMATIQUES	
ET DE LEUR ENCAISSANT	
	63
I) Introduction : modèle de base, objectifs	67
A) Modèle de base	68
1) L'extension varisque	68
2) Le raccourcissement varisque	70
B) Objectifs, méthodologie	72
II) Géométrie des filons et rapports structuraux avec l'encaissant : observations à l'échelle de l'affleurement	73
A) Les filons de microgranite du ravin de Mairut	73
1) Présentation du site, travaux antérieurs	73
2) Structure de l'encaissant	75
3) Structure des filons	75
a) Le filon B	77
b) Le filon D	80
c) Analyse de la déformation finie du filon D	81
α) Analyse quantitative de la fabrique des enclaves	82
β) Analyse qualitative de la morphologie des enclaves	88
γ) Conclusion	89
4) Conclusions	90
B) Le filon de diabase de la Grande Commune	90
1) Géométrie du filon à l'échelle du site	90
2) Géométrie du filon et relations avec l'encaissant dans la carrière GC1	92
3) Etat de déformation du filon dans la carrière GC1	94
a) Détermination qualitative des modalités de la déformation finie	94
b) Estimation quantitative de la déformation finie	97
α) Choix d'une méthodologie	97
β) La méthode de Sanderson	98
γ) Domaine d'application et généralisation de la méthode de Sanderson	100
δ) Application au filon de la Grande Commune	101
4) Conclusions	103
C) Les filons composites de Laifour	104
1) Le filon composite de Devant Laifour	104
a) Organisation générale du filon	104
b) Observations de détail	105
2) Le filon composite des Dames de Meuse	106
3) Conclusion	108
D) Les filons de diabase de Revin	109
1) Le filon de diabase du Mont Malgré Tout	109
a) Présentation du site	109
b) Rapports structuraux entre le filon et son encaissant	110
2) Le filon de diabase du ravin de la Pile	112
3) Le chevelu filonien du Bois des Marquisades	113
4) Le filon de diabase des Ecumonts	115
E) Conclusions	118
III) Géométrie des filons et rapports structuraux avec l'encaissant : étude à l'échelle d'une partie de l'essaim filonien	120
A) Modèles structuraux antérieurs	120
B) Méthodologie : vers une approche statistique de l'analyse structurale	123
C) Exemple du secteur Deville-Anchamps	126
1) Affleurements et observations	127
2) La schistosité	129
3) Les filons magmatiques	131
4) La stratification	132
a) Attitude générale de la stratification	132
b) Les plis métriques à décimétriques	132
5) Proposition d'un motif structural	136
a) Méthodologie	136

b) Coupes structurales	140
c) Interprétation générale	142
D) Conclusions	144
IV) Estimation des conditions dynamiques et cinématiques de la mise en place du système filonien	145
A) Résultats acquis sur la mise en place de filons magmatiques	145
1) Les intrusions magmatiques dans la croûte	145
2) Rupture et contraintes	146
3) Les dykes : des fractures ouvertes en mode I dans un milieu élastique	148
4) Géométrie des dykes	149
a) Forme générale	149
b) Irrégularités de taille mineure	150
c) Orientation des dykes	150
B) Modèle dynamique de la mise en place de dykes	151
1) Conditions pour que se produise une intrusion à partir d'un réservoir magmatique.....	151
2) Fréquence d'intrusion des dykes	152
3) Relation entre la géométrie des dykes et la pression d'intrusion	153
C) Cinétique de la mise en place des dykes	154
D) Cinétique du refroidissement d'un dyke	157
1) Modèle de calcul retenu	157
2) Evolution de la température du système encaissant-filon au cours du temps	158
3) Evolution de la température au coeur du filon et à l'éponte	158
4) Conclusion	159
E) Les racines du système filonien	159
F) Conclusions	161
V) Rapports structuraux entre les filons magmatiques et leur encaissant : étude à l'échelle du Massif de Rocroi	162
A) Cinématique des déformations post-schistosité	162
1) Variabilité de l'attitude de la schistosité	162
2) Trajectoires directionnelles de la schistosité	163
B) Relations structurales entre le système filonien et la structuration varisque du substratum	165
1) Relations cartographiques entre les filons et les cisaillements du substratum	165
2) Modèle cinématique de l'extension varisque dans le Massif de Rocroi	166
VI) Conclusions	169

Troisième partie :

MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES FILONS DE DIABASE.....	171
I) Objectifs	175
II) Analyse des assemblages minéralogiques du filon de diabase de la Grande Commune	176
A) Description pétrologique et minéralogique	176
B) Les conditions thermo-barométriques du métamorphisme	179
C) Interprétations	181
II) Analyse statistique de la variabilité du chimisme des diabases	182
A) Echantillonnage	182
B) Analyse statistique	183
1) Variabilité des éléments chimiques	183
2) Analyse en composantes principales	184
a) Principe de l'analyse en composantes principales	184
b) Relations entre éléments chimiques	185
c) Relations entre échantillons	187
III) Les variations chimiques internes aux filons de diabase : une origine magmatique ?	188
A) Phénomènes en magma dynamique	188
B) Phénomènes en magma statique	191
C) Conclusion	191

IV) Caractérisation des transformations secondaires : bilan et mécanisme des transferts de matière et des phénomènes rédox.....	192
A) Méthodologie	192
B) Les transferts de matière : mise en évidence et bilans	193
1) Généralités sur la méthode de Gresens	193
2) Le filon de diabase de la Grande-Commune	194
3) Généralisation à l'ensemble des filons	197
C) Phénomènes redox : analyse en spectrométrie Mössbauer	199
1) Principe de la spectrométrie Mössbauer	199
2) Caractères Mössbauer des environnements du fer dans les filons de diabase	200
3) Variations de la distribution et de l'état d'oxydation du fer dans le filon de diabase de la Grande Commune	202
D) Nature des fluides impliqués dans les transferts de matière	204
E) Relations entre transferts de matière, métamorphisme et déformation	205
F) Mécanisme des phénomènes de transformations secondaires	207
G) Conclusions	214
V) Contexte géodynamique du métamorphisme ardennais	215
A) Bilan des données antérieures	215
1) Zonéographie du métamorphisme	215
2) Conditions thermo-barométriques du métamorphisme	217
3) Relations entre le métamorphisme et la déformation	217
4) Insuffisances des interprétations antérieures	218
B) Contexte géodynamique du stade statique de l'évolution métamorphique.....	219
1) Le stade statique, un effet de l'enfouissement sédimentaire	219
2) Le stade statique, un effet de l'amincissement crustal	220
3) Discussion	222
C) Contexte géodynamique du stade synschisteux de l'évolution métamorphique	222
VI) Conclusions	223

Quatrième partie :

LES CORPS MAGMATIQUES PALEOZOIQUES DE LA ZONE EXTERNE NORD-VARISQUE (ARDENNE ET REGIONS VOISINES) : DISTRIBUTION, TYPOLOGIE, ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES	225
---	-----

I) Les grands traits de l'évolution tectonique, métamorphique et magmatique de l'orogène varisque en Europe du Nord-Ouest	228
A) Zonation de l'orogène varisque	228
1) Zonation à l'échelle transatlantique	228
2) Zonation à l'échelle européenne	229
a) la Zone Moldanubienne	230
b) la Zone Saxothuringienne	230
c) la zone Rhénohercynienne	230
d) la zone Subvarisque	230
B) Evolution tectono-métamorphique de l'orogène varisque d'Europe	232
1) La période éo-varisque (450-400 Ma)	232
2) La période médio-varisque (400-340 Ma)	232
3) La période néo-varisque (350-280 Ma)	233
C) Le magmatisme dans l'orogène varisque, le problème des sutures océaniques	233
II) Age et distribution du magmatisme de la zone externe	236
A) Cambrien, Ordovicien et Silurien	236
1) Le Brabant	236
2) La Bande Condrusienne	237
3) La Haute-Ardenne	237
4) Le Massif Schisteux Rhénan	238
B) Dévonien et Dinantien	239
1) Le Sud-Ouest de l'Angleterre	239
2) Le Massif Schisteux Rhénan et le Harz	239
a) Les unités parautochtones	239



b) Les unités allochtones	240
3) La Haute-Ardenne	240
III) Caractères pétrographiques et géochimiques du magmatisme.	
Interprétation géotectonique	241
A) Cambrien, Ordovicien et Silurien	241
1) Le Brabant et la Bande Condrusienne	241
2) La Haute-Ardenne	241
3) Le Massif Schisteux Rhénan	241
B) Dévonien et Dinantien	242
1) La Haute-Ardenne	242
2) Le Sud-Ouest de l'Angleterre	242
3) Le Massif Schisteux Rhénan et le Harz	242
IV) Discussion	244
A) Ordovicien supérieur et Silurien	245
B) Dévonien et Dinantien	246
 CONCLUSIONS GENERALES	 253
 GLOSSAIRE	 259
 ANNEXES	 261
Annexe 1 : Inventaire des filons magmatiques du Massif de Rocroi	263
Annexe 2 : Caractères chimiques, minéralogiques et physiques des filons de diabase..	267
Annexe 3 : Spectrométrie Mössbauer appliquée aux filons de diabase :	
principe, résultats analytiques	271
 Références bibliographiques	 288
Liste des figures	299
Table des matières	305

Le magmatisme varisque en Ardenne méridionale : un marqueur de l'évolution géodynamique d'une paléomarge

par Olivier GOFFETTE

Résumé.

L'essai de filons de microgranite et de diabase du Massif de Rocroi (Ardenne méridionale) s'est mis en place au Dévonien moyen à supérieur (âge U-Pb sur zircon de 373+8/-9 Ma) dans un substratum cambro-ordovicien déjà déformé par le raccourcissement calédonien. La mise en place des filons marque un des stades ultimes de l'extension varisque, qui a différencié la marge ardennaise, en bordure sud du Continent des Vieux Grès Rouges. L'analyse qualitative et quantitative des données structurales, pétrologiques et géochimiques recueillies sur le terrain et expérimentales, permet de retracer les conditions de mise en place des filons et leur évolution commune avec l'encaissant.

Les filons se sont mis en place en contexte distensif, ont rempli des fractures ouvertes en extension pure, créées par fracturation hydraulique. Les filons étaient des objets plans, parallèles entre eux, et de pendage SSE. L'essai filonien est circonscrit par un losange dont les côtés sont de mêmes directions (N60°-70° et N110°-120°) que les fractures qui ont contrôlé la sédimentation dévonienne. L'aire des filons pourrait donc représenter un domaine à croûte plus amincie que celle des blocs qui l'environnent.

Au cours de l'extension, les filons et leur encaissant ont subi un métamorphisme statique dans le faciès schiste vert, avec une haute température (450°C environ) et une pression modérée (de l'ordre de 300 MPa). Ce métamorphisme, associé à un gradient géothermique élevé (>50°C/km), résulte surtout de l'amincissement crustal qui accompagne l'extension dévonienne.

Le raccourcissement carbonifère, dirigé vers le NNW, inverse les structures de la marge. Le substratum et les filons accommodent le raccourcissement par un aplatissement syn-schisteux, et par un écaillage que contrôlent les structures antérieures. Aucun filon connu n'a été plissé ; ils ont conservé leur direction originelle.

L'évolution métamorphique s'est poursuivie pendant le raccourcissement : la schistogénèse accompagne une diminution progressive de la température (420° à 300°C) avec une pression toujours modérée (de l'ordre de 200 MPa). Au cours de ce stade, les diabases ont subi des transformations physico-chimiques par percolation de fluides riches en CO₂ et H₂O.

L'essai filonien du Massif de Rocroi s'est révélé être un excellent marqueur géodynamique de l'extension de la paléomarge ardennaise et de son raccourcissement.

Mots clés : Ardenne, Massif de Rocroi, raccourcissement calédonien, extension varisque, Dévonien, filon magmatiques, métamorphisme, raccourcissement varisque.

Variscan magmatism within Southern Ardenne : a marker of the geodynamic evolution of a paleomargin

Abstract.

The Rocroi Massif magmatic dyke swarm (southern Ardenne) took place during Middle to Upper Devonian (373+8/-9 Ma U-Pb zircon age) into a Cambrian to Ordovician substratum which was previously deformed by the Caledonian shortening. Emplacement of the dykes marked one of the last stages of the Variscan stretching, that led to differentiation of the Ardenne margin along the southern rim of the Old Red Sandstone Continent. Qualitative and quantitative analysis of structural, petrological and geochemical data collected in the field and laboratory, allow to restore the conditions of intrusions and the later evolution of both magmatic bodies and their surrounding rocks.

The dykes took place in a distensive context, by filling fractures that previously opened under hydraulic faulting. The dykes occurred as plane and parallel SSE dipping bodies. The dyke swarm is outlined by a lozenge whose sides strike N60°-70° and N110°-120°, like the fractures which controlled the Devonian sedimentation. The dykes area might represent a domain with a thinner crust than the surrounding blocks.

During the Variscan stretching, the dykes and their country rocks have suffered a static metamorphism under the greenschist facies, with a high temperature (about 450°C) and a moderate pressure (about 300 MPa). As this stage is associated to a high geothermal gradient (>50°C/km), it essentially results from the crustal thinning linked to the Devonian stretching event.

The Carboniferous shortening, turned to NNW, inverted the margin structures. The Cambro-Ordovician substratum and the dykes have accommodated the shortening on two main ways : a flattening marked by the cleavage formation, and thrusting controlled by the previous structures. No known dykes is folded; they kept their original direction.

The metamorphic evolution continued during the shortening : a syn-cleavage stage, has registered a progressive temperature decreasing (from 420° to 300°C) as pressure remained moderate (about 200 MPa). During this stage, the diabases have suffered physical and chemical transformations by CO₂ and CO₂-rich fluids percolation.

The Rocroi Massif dyke swarm appears to be an excellent geodynamic marker of the Ardenne paleomargin extension and its shortening.

Key words : Ardenne, Rocroi Massif, Caledonian shortening, Variscan stretching, Devonian, magmatic dykes, metamorphism, Variscan shortening.