Nancy et la géologie du socle ardéchois

Jean MACAUDIERE

Cet article ne vise nullement à écrire une histoire géologique des Cévennes médianes mais plus modestement à montrer la part prise par les diverses équipes des Sciences de la Terre de Nancy dans cette histoire.

Tout débute par le choix d'un terrain de thèse pour Alain Weisbrod (1) en 1959. Sous la direction de Marcel Roubault, il devait étudier la pegmatite de Mayres (Ardèche) mais a vite élargi son sujet à toute la géologie régionale du socle métamorphique des dites Cévennes médianes. Concurremment à sa thèse, il dirige à partir de 1962 des camps de terrain de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie (ENSG) de Nancy. Ces stages se sont déroulés d'abord en septembre, puis ensuite en mai. La direction en a été reprise par Alain Cheilletz avant que le stage ne soit transféré dans les Pyrénées en 1996. Cet engouement initial pour le socle des Cévennes médianes a été suivi par l'Université Henri Poincaré (UHP) de Nancy, par la section des Techniciens Supérieurs Géologues Prospecteurs (TSGP) de Nancy qui y ont aussi organisé des camps de terrain et par le CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) auquel sont rattachés de nombreux enseignants de l'Ecole.

Cet exposé, en plus de donner de nombreuses informations géologiques sur la région, montre la maturation des idées et le cheminement progressif des concepts

1 - Stagiaires de l'ENSG
Barres claires des orthogneiss ou des granites et zones sombres avec végétation correspondant soit aux paragneiss soit à des passages de failles (broyage).
Au second plan la vallée de la Volane au nord d'Antraigues.

1. Alain (1936-2005) fut un pionnier en France de la thermodynamique appliquée à l'étude du métamorphisme et un spécialiste de l'étude des inclusions fluides pour reconstituer les conditions de pression et température lors de la formation des roches. Une promotion de l'Ecole porte son nom depuis 2009.

faisant nettement ressortir que ce que l'on nomme « vérité scientifique » est une longue approche et peut être constamment améliorée ou remise en question au fur et à mesure de l'avancement des connaissances ou du développement des techniques d'étude.

Il serait fastidieux d'énumérer toutes les personnes impliquées dans les recherches. Disons que les enseignants-chercheurs, les chercheurs et les thésards de quatre entités se sont bien souvent mêlés (d'ailleurs aussi avec d'autres chercheurs nationaux) dans des articles communs : l'ENSG, l'UHP, le CRPG et l'Ecole des Mines de Nancy (EMN).

La liste des publications est donnée en fin d'article. Nous l'espérons la plus complète et nous nous excusons pour de possibles oublis. Les articles sont numérotés et beaucoup sont analysés dans les quelques grands thèmes que nous allons traiter à savoir : la structure régionale, métamorphisme et migmatisation, la cordiérite, les vaugnérites, les datations absolues.

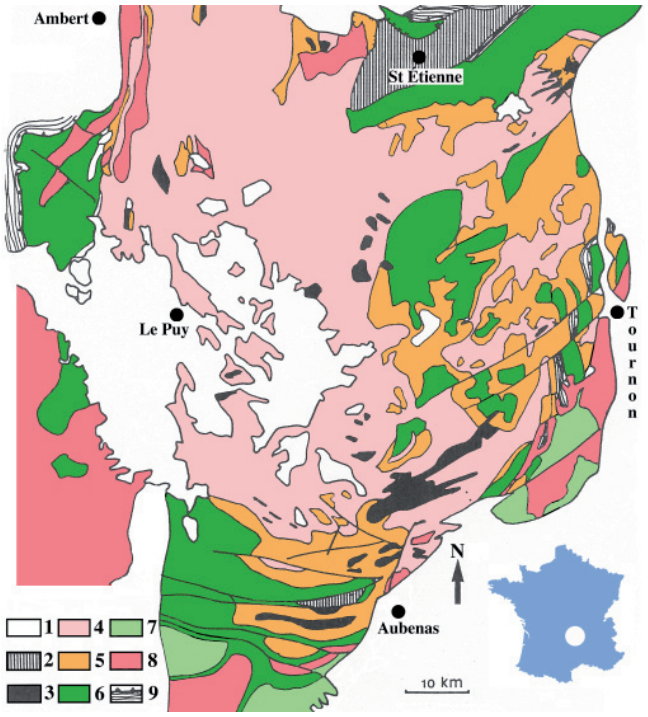
Rappelons pour la compréhension du texte que D désigne une phase tectonique, P un système de plissement, S une schistosité et M une phase de migmatisation. Exemple : la phase D3 développe les plis P3 pouvant s'accompagner d'une schistosité S3 et être concomitante à la migmatisation M3. Rappelons aussi qu'au fur et à mesure de l'avancement des travaux, les mêmes événements ont pu changer de dénomination. C'est pour cela que le rédacteur s'est efforcé d'en signaler la correspondance dans la nomenclature la plus récente.

LA STRUCTURE REGIONALE

La structure régionale a été explicitée par Alain Weisbrod dans sa thèse (n°51 ; Weisbrod, 1970) non publiée et difficile à trouver. Les résultats ont été mis à la disposition du public par la sortie de deux cartes géologiques, Largentière (n°54 ; Weisbrod, 1974) et Burzet (n°56 ; Weisbrod, 1985). Une bonne présentation s'en trouve aussi dans un article de Sciences de la Terre (n°49 ; Weisbrod, 1968) qui est à la base des connaissances ultérieures. Il signale la possible présence d'une phase 1. Il définit ensuite des déformations synchisteuses (appelées ultérieurement D2/P2/S2) et les déformations post schisteuses de haute température en dehors (type III) et dans les zones migmatisées (type IV) qui seront ensuite appelées phase D3 (D3/P3/S3). Il décrit la montée du dôme comme tardi M3 puisque jusqu'aux articles n°30 (Montel *et al*., 1992) et n°11 (Barbey et al., 2005) les phases D3/M3 et D4/M4 n'ont pas été clairement séparées et considérées plutôt comme un continuum. Il décrit ensuite les déformations tardives postschisteuses.

La structure générale est donnée avec la succession gneiss œillés, leptynites (2) (série ardéchoise), gneiss à biotite/sillimanite, amphibolites et gneiss à nodules de quartz (série cévenole) sans que les plis P2 et P3 soient distingués. Cela amènera quelques modifications ultérieures (n°21 ; Macaudière *et al*., 1987) mais la structuration d'ensemble est décrite avec une succession de zones synclinales et anticlinales qui se révéleront être en majorité sous la dépendance de D3.

L'article n°18 (Leroy et al.,1977) complète la lithologie de la série cévenole en dehors du dôme et introduit la phase tangentielle D2 responsable du développement de S2. Il confirme la présence de reliques d'une S1 (cependant peu sûres, est-ce une S0 ?) ainsi que l'existence de S3 et la présence d'une schistosité fruste post S3 qui pourrait être liée aux structurations



2 - Carte géologique du dôme du Velay (d'après Montel et al., 1992)

1 - Post hercynien et volcanique
2 - Bassins houillers stéphaniens
3 - Granites post anatectiques
4 - Granites vellaves
5 - Migmatites
6 - Roches métamorphiques de moyen à haut grade
7 - Roches métamorphiques de faible grade
8 - Autres granites (surtout ante vellaves)
9 - Nappe supérieure

synmigmatitiques vellaves (appelées ultérieurement S4/M4) des roches du dôme (voir l'article n°14 ; Jabbori *et al*.,1994).

Contrairement aux premières idées de Weisbrod, le caractère orthodérivé de la série ardéchoise est reconnu (n°58 ; Weisbrod et al., 1980). La migmatisation est liée à une phase, appelée « événement 3 », qui est considé-

2. Roches métamorphiques hololeucocrates à composition quartzofeldspathique.

rée comme de longue durée, qui inclura les futurs D3/S3, M3 et M4 et qui se terminera par la remontée du dôme anatectique.

Les différents granites circonscrits sont mis en place. Le granite de Rocles est considéré comme précoce dans l'événement 3 (contrairement à une datation existante) alors que les autres sont considérés comme tardimigmatitiques.

Les roches basiques sont rapportées à l'événement 3 dans son ensemble. Des données géochronologiques sont attendues pour définir plus précisément la durée et les séquences à l'intérieur de 3.

Un article simultané (n°24 ; Marignac *et al*., 1980) reprend en les explicitant les événements tectono-métamorphiques affectant les séries « cévenoles » et « ardéchoises » définies précédemment :

1. Un événement S0-1 marqué par quelques reliques d'une schistosité fruste conservées dans la phase suivante mais dont les caractéristiques sont grandement hypothétiques.
2. Un événement D2 marqué par des plis synschisteux P2 visibles à l'affleurement dans une grande schistosité régionale S2. Le métamorphisme associé est sans doute de type barrovien (3) mais oblitéré par les événements ultérieurs.
3. Un événement métamorphique de basse pression M3 replissant S2 en plis P3 en arcs polygonaux et développant une schistosité S3 localement développée. Cette phase s'accompagne d'un développement de migmatites. L'événement ultérieurement appelé M4 et accompagné de la montée du granite du Velay n'est, à ce stade, pas clairement individualisé mais considéré comme la poursuite et la fin de l'épisode M3. Mais sous le vocable 4 sont regroupés un ensemble d'épisodes ultérieurs qui seront débrouillés dans l'article n°17 (Laumonier *et al*., 1991).

Une série d'articles, bien que nancéens, donne un point de vue fort différent sur la région (n°7 ; Anthonioz, 1984), (n°8 ; Anthonioz, 1985), (n°9 ; Anthonioz, 1987).

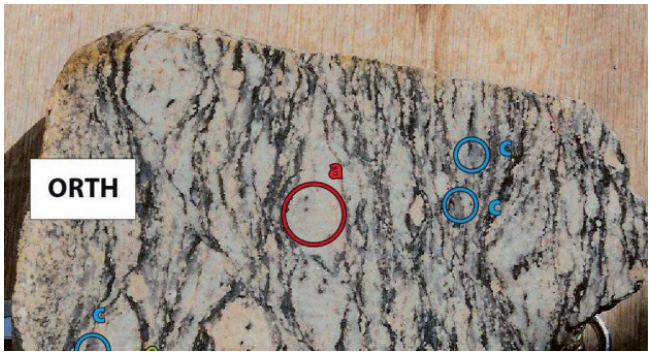
Les vues initiales d'Alain Weisbrod sur les séries dites « ardéchoises » sont contredites. Ces vues avaient déjà été corrigées ultérieurement par l'auteur (n°58 ; Weisbrod *et al*., 1980). Il assigne donc une nature orthodérivée aux gneiss œillés et leptynites et les assimile à la série des ortohogneiss de Fix. Ces granites seraient injectés dans une série métamorphique et migmatitique ancienne (la série cévenole actuelle) antérieure à la mise en place des orthogneiss et l'ensemble aurait été repris dans un second métamorphisme.

Ceci a été contredit par les datations ultérieures effectuées pour conforter le modèle proposé dans cet article. Il soutient aussi que la forme circulaire du dôme et son caractère diapyrique sont fortuits.

Cet auteur avance aussi que la faille du Pioule sépa-

3. Métamorphisme régional de pression intermédiaire.

3 - Morphologie en falaises massives des orthogneiss ardéchois plus ou moins migmatisés : sous Les Rembarges (Montpezat, Ardèche)



4 - Série d'orthogneiss, c'est-à-dire de gneiss d'origine magmatique (ici des granites métamorphisés)

5 - Série de paragneiss et de quarzites, c'est-à-dire de roches d'origine sédimentaire (pélites et grès métamorphisés)

6 - Le type en est le granite de Rocles localisé dans l'enveloppe sud du dôme.
Granite de Rocles : orthoclase (a), plagioclase (b), quartz (c), biotite (d). C'est un granite précoce synchrone de la phase D3 qui affleure bien dans la vallée de la Baume au nord du Pont du Gua

rant la catazone de la mésozone sépare deux domaines différents, les schistes des Cévennes et le dôme gneissique. Ceci semble contredit par l'analogie des deux séries (analogie certes masquée par des degrés métamorphiques très différents) et la présence des deux côtés de niveaux à silicates calciques très semblables chimiquement. La suite de déformations comprend trois phases majeures tangentielles profondes et une phase 4 qui replisse et verticalise les structures.

Un point obscur de la lithologie des Cévennes médianes concerne les rapports structuraux entre la « série ardéchoise » (orthogneiss œillés) et la « série cévenole » (paragneiss rubanés). Les phases D2 et D3 qui les affectent ont été définies précédemment et on connaît un peu partout des plis P2 replissés dans la phase D3 à l'échelle de l'affleurement (Montasset par exemple, NDLR). Mais quel est le mécanisme qui fait alterner des lames hectométriques à kilométriques de l'une ou l'autre formation? Quelles sont les structures mégascopiques qui expliquent leur distribution cartographique ? L'article n°21 (Macaudière *et al*.,1987) tente de répondre à la question.

Un événement, certes mauvais pour l'écologie mais favorable au géologue a fait que les flanc des pic Ladenne et Courcoussat (région de Jaujac, Ardèche) ont été balayés par un incendie supprimant une forêt vierge de genêts entrelacés de ronces, de prunelliers et autres broussailles.

Une étude structurale de détail a pu être menée sur toute la zone. Les rapports des schistosités S2 et S3 associées aux plis P2 et P3 ont permis de reconstituer une structure.

Les plis mis en évidence, ici à l'échelle kilométrique et non plus métrique, sont aussi des plis P2 replissés par des plis P3 suggérant fortement la disposition en nappes des P2 avec une tête plongeante de gneiss œillé au centre du schéma. La structure régionale marquée par des bandes alternées « de cévenol » et « d'ardéchois » peut alors être interprétée comme une ou des nappes de phase D2 donnant des structures tangentielles qui seront ondulées par des plis P3 à plan axial redressé dans cette partie sud du dôme. Le matériel impliqué peut être soit un socle et sa couverture soit un ancien granite et son encaissant (4).

L'article n°17 (Laumonier et al., 1991) traite un important stock de mesures structurales de détail exécutées dans la région de Laviolle (Ardèche). Il rajoute une phase qui ondule D3 qui est malencontreusement appelée D4. Ceci complique inutilement la nomenclature car cette phase est antérieure à la migmatisation vellave, appelée ici Mv, alors qu'elle sera généralement appelée M4 par les métamorphistes (messieurs concertez-vous, vous êtes dans le même labo !). Donc D2 et D3 classiques comme décrites précédemment (et D3 contemporaine de M3), une D4 qui serait mieux nommée D3b sous forme de plis droits compliquant les flanc des plis P3 et participant du même régime général

7 - Au-dessus de Jaujac, le pic de Ladenne se présente comme un radeau d'orthogneiss ardéchois (GnA) reposant sur des paragneiss cévenols (GnC)

4. Cette deuxième hypothèse apparaissant la plus vraisemblable à la suite de datations plus récentes sur des séries comparables (C. Caron et J. Lancelot, 1996).

que D3. Mv, alias M4, se placerait postérieurement à cette phase. Des plis en genou (DTR) à plan axial peu incliné, plongeant vers le NW, sont visibles au Nord. Ils semblent être contemporains de Mv. L'article rajoute des phases tardives qui avaient été un peu négligées car postérieures aux grands événements métamorphiques, en particulier DTT torsion autour d'un axe subvertical corrélable à la mise en place du granite circonscrit des Quatre Vios (Ardèche) faisant partie du cortège des granites circonscrits tardi-migmatitiques. Il faut remarquer que tout ce qui concerne D3 ne peut être utilisé pour débrouiller la cinématique de mise en place du dôme vellave.

METAMORPHISME ET MIGMATISATION

Quelques articles (n°46 ; Weisbrod, 1962b), (n°50 ; Weisbrod, 1968b), préparent le travail de thèse d'Alain Weisbrod (n°51, Weisbrod, 1970a). Le premier, encore imprégné des idées de Jung et Roques en ce qui concerne le Cévenol (ectinites de J et R) et les gneiss œillées (embréchites de J et R), montre cependant que le granite du Velay peut se former au dépens de l'un ou l'autre terme et n'est pas l'évolution ultime des seules embréchites œillées suivant la théorie alors en vigueur.

Le second définit les principales zones métamorphiques des Cévennes médianes et montre la valeur très forte du gradient géothermique local correspondant à un type très basse pression proche du métamorphisme de contact.

La thèse développe une étude très complète du métamorphisme ardéchois d'un point de vue pétrographique, chimique et thermodynamique (équilibres minéraux) ce qui est, à l'époque, une démarche très novatrice. La zonéographie (5) de l'épizone (6) et de la mézozone est détaillée et reliée à un type de très basse pression en particulier : subzones à 2 micas-cordiérite ou grenat et 2 micas-andalousite ou grenat puis passage à une catazone avec subzones à biotite-orthose-sillimanite et biotite-orthose-cordiérite. Cette étude le conduira à rédiger un livre sur la thermodynamique destinée aux géologues.

De par les idées de son directeur de thèse qui défend l'hypothèse que les granites se forment à l'état solide, les chapitres sur les migmatites et le granite du Velay sont très discrets et le discours alambiqué pour des raisons extrascientifiques. C'est là-dessus que porteront les principales modifications et les travaux ultérieurs.

Dans les roches purement quartzo-feldspathiques telles que les leptynites (n°42 ; Weber et Barbey, 1985) les mobilisats (7) montrent des restites à grenat-spinelle zincifère (hercynite/gahnite) qui proviennent de la destruction de la biotite et de la sillimanite à des conditions P/T de 3,5 kb / 650-700°C (d'après la description du phénomène il s'agit de mobilisats de la phase M4 dans le nomenclature actuelle).

8 - Granite à taches de cordiérite (vallée de la Bourges en amont de Péreyres)

9 - Le grenat remplace la cordiérite (rapport Fe/Mg plus élevé) dans les taches de fusion leucocrates des leucogneiss au cours de M4. Vallée de la Baume (amont du Pt 318)

Un autre article (n°26 ; Montel, 1986) fait part de la découverte de xénolites peralumineux (8) d'origine métapélitique (9) remontés par un magma d'origine profonde. Par leurs associations minérales polyphasées, ils montrent l'existence d'un socle granulitique (10) sous le Velay à l'époque hercynienne. Ce socle subit à partir d'un stade haute pression à disthène-grenat une décompression pratiquement isotherme avec une forte augmentation de degré géothermique. Il est logique de l'attribuer à la phase 3 (ultérieurement scindée en M3+M4 et ce qui correspond aux conditions de M4

5. Distribution des zones d'égal métamorphisme caractérisées par des minéraux index.
6. Epi-, méso-, catazone, zones d'intensité croissante du métamorphisme définies par des associations minérales caractéristiques.
7. Parties fondues de la roche par opposition à restite, résidu solide dans un processus de fusion.
8. Enclave étrangère à la roche qui la contient et anormalement riche en Al.
9. Méta pour métamorphisé et pélite un sédiment argileux.
10. D'un faciès métamorphique anhydre et de très haut grade (fortes pressions et températures).

dans le nomenclature actuelle - voir n°30 ; Montel *et al*., 1992). Les caractéristiques de la migmatisation (ici encore la phase M4) dans la vallée de la Baume de Pied de œuf au Gua, sont le caractère en déséquilibre du processus, le rôle de l'eau pour déclencher la fusion et le mélange avec des magmas injectés du dessous (n°42 ; Weber et Barbey, 1986) .

Des résultats thermo-barométriques (11) (n°31 ; Montel *et al*., 1986) commencent à être obtenus sur des enclaves du domaine vellave. Cela concerne le domaine des migmatites mais surtout celui des granites tardi-migmatitiques circonscrits (type Tanargue).

On obtient 3 kb / 700°C pour la bordure sud des migmatites (vallée de la Baume) et 5-6 kb / 800°C pour la zone de fusion des granites tardimigmatitiques. La croûte profonde serait à 8-10 kb / 700-800°C. Les enclaves du granite du Velay (n°29 ; Montel et Cheilletz, 1989) sont essentiellement des restites de métapélites ayant perdu Ca, Na et Si et enrichies en Al, Fe, Mg, Ti et K.

Un article fondamental (n°30 ; Montel *et al*., 1992) vise à définir grâce à des géothermo-baromètres les conditions P-T-t de formation des migmatites de la phase M3 et de la fusion généralisée M4. Les études menées principalement sur les couples biotite-grenat et biotite-grenat-sillimanite-plagioclase-quartz permettent de définir deux géothermes différents. Le géotherme D3 culmine à 5-7 kbar (500 à 700 MPa) et 680-740°C alors que le géotherme D4 culmine à 6 kbar (600 MPa) pour une température de 850°C. Deux origines sont proposées pour ces gradients : soulèvement post tectonique ou intrusion de magma à haute température. Compte tenu du taux d'érosion fourni par le fait que les migmatites sont à l'affleurement au début du Stéphanien, les auteurs estiment que le géotherme D3 est compatible avec un soulèvement post tectonique après la collision de la phase D2 alors que le géotherme D4 demande une source de chaleur additionnelle qui peut être amenée par l'intrusion de roches mafiques (les vaugnérites ardéchoises). Les deux événements sont caractérisés par de la fusion partielle dans des conditions différentes. Les migmatites M3 correspondent à une fusion en présence d'eau sans destruction de la biotite et sans production généralisée de granites alors que la fusion M4 correspond à la destruction de la biotite, à la production en masse de granites à partir des séries cévenoles et ardéchoises ce qui provoque la remontée en masse de la zone anatectique.

Dans les années 90 le BRGM entreprend un vaste travail de synthèse sur le dôme du Velay. Il rassemble des équipes de Nancy, Clermont Ferrand, Orléans, Saint-Etienne et Montpellier et donne lieu à une carte non publiée et à un article (n°19 ; Ledru *et al*., 2001).

Les caractéristiques structurales de l'épisode D3 (n°21 ; Macaudière *et al*., 1992) explicitent les sites de collectage des migmatites M3 dont les conditions thermodynamiques sont maintenant bien définies. Elles rendent compte de la morphologie particulière de ces plis généralement déversés vers le Nord. Les relations entre les plis P3, les migmatites M3 et la cordiérite seront présentées au chapitre suivant. La composition des leucosomes M3 des orthogneiss est trop potassique pour correspondre au minimum de fusion Q-Ab-Or saturé en eau. Donc le domaine était déjà pro parte sous-saturé en eau au moment de M3. Ceci nuance les conclusions de Montel et al. (1992) sur la phase M3.

M3 et M4 sont donc des phases différente dans leur nature et dont on ne sait pour l'instant si elles étaient continues ou non. Cette interrogation à savoir si M3 et M4 étaient continues ou non est traitée dans l'article suivant (n°11; Barbey *et al*., 2005).

Les zones ou les nodules à Qtz-Sill sont interprétés dans la littérature comme un lessivage dû à des fluides acides à haute température par dissolution des alcalins sous le solidus du granite. On rencontre sur la bordure sud du dôme quantité de ces cisaillements à sillimanite fibreuse. Plusieurs observations bien documentées montrent qu'ils sont tardi à post M3, qu'ils sont recoupés par les leucosomes M4 et dispersés sous forme de houppes résiduelles dans leurs feldspaths. Ceci implique que le milieu est repassé par un état subsolidus post M3. M4 n'est pas la simple continuation de M3. et l'on propose donc un chemin P-T-t.

LA CORDIERITE

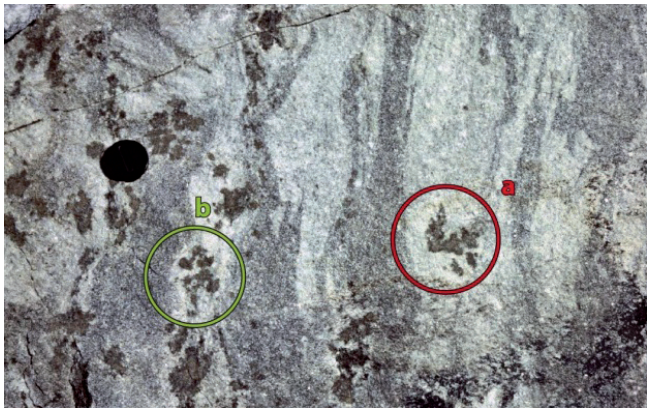
La cordiérite, décrite pour la première fois par Cordier dans le Velay, est un minéral important dans la compréhension de l'évolution du dôme thermique.

Un premier article (n°45 ; Weisbrod, 1962a) est obscurci par une classification alors à la mode (anatexites, embrèchites ou diadysites) qui ne prend en compte ni les protolites (12) ni le faciès métamorphique (13). Il signale pour la première fois trois faits qui s'avéreront significatifs pour comprendre la cordiérite : 1. son association avec des zones particulières (taches granitiques = nodules à cordiérite-quartz-feldspath), 2. son caractère généralement tardif par rapport à la migmatisation et 3. sa localisation indépendante des structures avec ce qu'il nomme un « front de la cordiérite ».

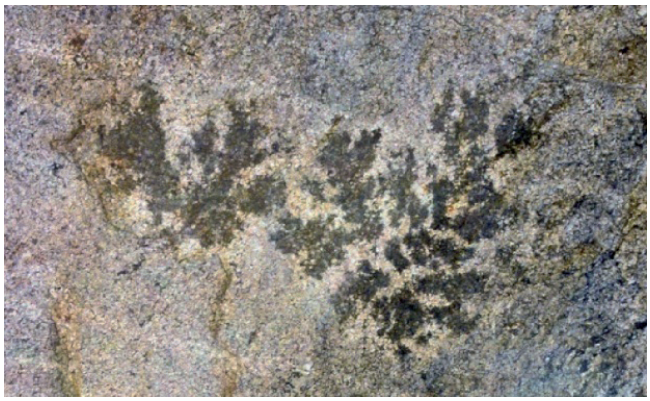
L'étude expérimentale de l'équilibre grenat-cordiérite dans le système Mn-Fe-Si-O-H a 750°C (n°55, Weisbrod, 1974b) lui permet d'en tirer des implications thermodynamiques et pétrologiques.

L'article n°44 (Weber *et al*., 1985) reprend le problème de la cordiérite. Différentes morphologies sont

11. Définition des conditions pression/température/temps (P/T/t) à partir de l'étude expérimentale des équilibres entre minéraux.
12. Nature de la roche initiale qui va subir métamorphisme et migmatisation.
13. Association minérale qui définit les conditions P/T (pression/tempétature) du métamorphisme.



10 - Cocardes de cordiérite développée dans des granites rubanés alternativement clairs et sombres. Les cocardes sont sécantes sur le rubanement (a) ou moulées par celui-ci (b). Vallée de la Volane, parking



11 - Dendrite de cordiérite avec un halo leucocrate (pauvre en biotite) dans un granite du Velay

reconnues. Cependant les conditions de formation et la description des différents types seront encore bien améliorés ultérieurement en fonction du progrès des connaissances thermodynamiques et de rhéologie des magmas (Barbey et al., 1999). On y distingue : 1. des cordiérites restitiques dans les domaines paradérivés, dans des nodules à quartz, feldspath et dans les granites tardifs (type Tanargue), 2. des cordiérites magmatiques automorphes dans les granites d'anatexie du Velay et dans les granites tardifs, 3. des cordiérites plus tardives que la migmatisation dans des fissures et des cocardes à quartz-feldspath. Elles sont à la suite de Dupraz (1983) considérées comme hydrothermales.

L'article suivant montrera que ce type est la plupart du temps magmatique. Il ne reste donc plus comme cordiérite hydrothermale que celle qui est associée à la muscovite dans des pegmatites localisées dans des fissures en zones d'extension (NDLR). Cet article (n°20 ; Macaudière *et al*., 1992) s'intéresse aux caractéristiques de l'épisode M3 dont les conditions thermodynamiques sont données par ailleurs (n°30 ; Montel *et al*., 1992). On démontre que la cordiérite ne peut être syn M3. Ceci s'appuie sur la coexistence dans les paragneiss de plusieurs types de leucosomes. Les uns sont tonalitiques et résultent de la fusion M3 sans participation de la biotite, les autres sont granitiques avec fusion-déshydratation de la biotite et production de cordiérite (Phase M4=Mv, V pour vellave). La cordiérite est donc mimétique sur les structures D3.

M3 et M4 sont des phases différentes dans leur nature et dont on ne sait pour l'instant si elles étaient continues ou non.

L'article (n°12 ; Barbey *et al*., 1999) complète un certain nombre de résultats acquis dans la thèse de J. Jabbori (n°13 ; Jabbori, 1995). Il donne d'abord une revue bibliographique des interprétations admises concernant la formation de la cordiérite. Puis, après un rappel du cadre géologique local, il en décrit les principales morphologies présentes dans le dôme du Velay soit : 1. une cordiérite mimétique xénomorphe sur les anciens mélanosomes (14) de phase 3 à biotite-sillimanite, 2. une cordiérite prismatique automorphe se développant dans les granites ou dans les leucosomes de phase M4, 3. des agrégats cordiérite-quartz (Crd-Qtz), dépourvus de biotite, en nodules, cocardes ou dendrites, largement répandus dans les granites et les gneiss migmatitiques.

Parmi toutes les relations structurales des cordiérites avec leur environnement, mentionnons :

- les agrégats Crd-Qtz qui se surimposent aux plis de phase D3/M3 mais peuvent être tranchés par des veines granitiques
- les dendrites parfois de taille métrique qui se développent dans des poches leucocrates ou poussent dans le granite à partir d'enclaves plus riches en biotite.

L'ensemble des relations décrites dans l'article permet de dire que la cordiérite prismatique est la première formée et qu'elle contribue à la fabrique (15) du granite et que les nodules dendrites et cocardes à Crd-Qtz sont des phases secondaires surimposées aux assemblages à biotite.

Quelques informations chimiques sont données concernant la composition des cordiérites montrant leur grande homogénéité. Les analyses de roches totales montrent la perte de TiO2, K2O, CaO et Na2O consécutive à la destruction de la biotite et l'implication des feldspaths lors du développement des cocardes en système ouvert (échanges avec les magmas environnants).

14. Partie ferromagnésienne (ici biotite cordiérite) par opposition à leucosome partie quartzo-feldspathique généralement passée par un stade fondu.

15. Structure acquise par le granite au cours de son écoulement.

La discussion porte sur plusieurs thèmes :

a. Relations de terrain et morphologie des cordiérites

La cordiérite est toujours postérieure aux événements D3-M3 et a atteint son plein développement pendant la mise en place et la consolidation de granite du Velay. La cordiérite prismatique est apparue la première dans les migmatites M4 et dans les granites dont elle peut dessiner la fabrique. Son abondance variable peut traduire à la fois la diversité des sources (fusion du matériel cévenol ou ardéchois) mais aussi des processus d'accumulation.

Le développement des cocardes et autres nodules Crd-Qtz peut localement être précoce, mais se poursuit pendant toute la mise en place et la consolidation du granite. Plusieurs faits montrent qu'il ne peut résulter comme antérieurement proposé de processus hydrothermaux. En effet, 1. il y a déformation synmigmatique de la fabrique du granite autour des cocardes, 2. des cisaillements et des veines peuvent se développer dans un magma riche en cristaux et ne sont pas obligatoirement post magmatiques, 3. il n'y a pas d'altération des feldspaths et des changements de volume ou de densité comme l'entraînerait une action hydrothermale de haute température.

b. Relations composition/volume entre les granites et les cocardes

Des mesures de densité ont été effectuées pour permettre des comparaisons composition/volume. On peut ainsi mettre en évidence que, lors de la formation des cocardes, SiO_2, Al_2O_3 et FeO ont été immobiles alors qu'il y a eu un gain en MgO, P_2O_5 et en Terres rares et une perte en CaO, Na_2O K_2O, TiO_2 et en Terres rares légères. Ceci montre un système ouvert en accord avec les changements minéralogiques.

c. Réactions donnant naissance à la cordiérite

En ce qui concerne les cocardes, on peut envisager deux réactions couplées, l'une impliquant la destruction de biotite pour former de la cordiérite en présence de liquide, l'autre impliquant la dissolution de feldspaths dans le liquide libérant de l'Al et produisant du quartz. Le déficit en Al occasionné par la première réaction est compensé par la dissolution des feldspaths de la deuxième.

D'autres réactions sont envisagées pour la formation de la cordiérite prismatique et pour celle qui se forme sur les mélanosomes M3.

d. Relations entre les phases, cinétique des réactions et croissance de la cordiérite

Un graphique des relations de phases est construit à partie de réactions impliquant andalousite, sillimanite, disthène, muscovite, quartz, sanidine, Mg et Fe cordiérite, almandin, pyrope, annite, phlogopite et eau. La formation de la cordiérite démarre en réponse à la décompression. Quand toute la sillimanite a été consommée (si présente) peu de cordiérite a été formée. La réaction ne peut se poursuivre qu'à cause de la dissolution des feldspaths dans le magma. La formation des cocardes à Crd-Qtz est contrôlée par la diffusion de masse dans un mélange de cristaux et de liquide (magma partiellement cristallisé et gneiss partiellement fondu).

e. La cordiérite, la genèse et la mise en place des granites crustaux

L'ensemble des données de l'article permet de résumer ainsi la mise en place des granites du Velay : 1. genèse profonde de liquides granitiques en équilibre avec biotite et grenat avec fusion des roches régionales, 2. ascension des magmas dans une croûte partiellement fondue ; cela déclenche une fusion importante des séries métamorphiques conduisant aux migmatites M4 et aux granites à cordiérite prismatique se mélangeant avec les granites à biotite.

L'ensemble monte en masse et tente de se rééquilibrer par des réactions impliquant la biotite et le liquide magmatique. Sont ainsi produits les agrégats, cocardes et dendrites à Crd-Qtz. Ces réactions peu habituelles impliquent un fort gradient dT/dP facilité par un contexte d'extension.

LES VAUGNERITES

Les vaugnérites sont connues dans le Massif central depuis 1836. Elles ont fait l'objet d'une étude générale par Sabatier (1980). A Nancy, en plus de leur étude dans la thèse d'Alain Weisbrod (n°51 ; Weisbrod, 1970), elles ont fait l'objet de plusieurs publications.

L'étude des réactions conduisant aux paragenèses de ces roches (n°53 ; Weisbrod, 1970c) permet de voir que leurs associations minérales ne sont pas stables à haute pression, ce qui explique leur localisation dans les domaines de métamorphisme de basse pression tels que le dôme du Velay.

Dans les articles suivants, (n°25 ; Montel, 1982), (n°32 ; Montel et Weisbrod, 1986) (n°27 ; Montel, 1988), sont étudiées les conditions de différenciation et de cristallisation des vaugnérites ardéchoises. Ce travail est complété par une approche expérimentale. La grande variété des magmas vaugnéritiques ardéchois résulte d'une mise en place syncinématique dans des niveaux structuraux différents à des températures de l'ordre de 1 000°C. Ce qui fait qu'elles doivent contribuer de façon non négligeable à l'évolution thermique de la région. Leur différentiation finale donne des liquides à plagioclase-quartz au lieu d'haplogranites. On signale aussi des vaugnérites qui ressemblent aux vaugnérites habituelles si ce n'est la présence d'orthopyroxène, qui leur confère une origine mantellique et les rapproche des minettes.

Les vaugnérites du Darbou (route de Jaujac à la Croix de Bauzon, Ardèche) ont été étudiées dans un document que je n'ai pu trouver (n°1 ; Ait Malek, 1993).

La présence de xénolites à corindon a été signalée par de nombreux auteurs dans les vaugnérites du Velay. Un sill de cette roche encaissé dans des paragneiss cévenols (Loubaresse, Ardèche) contient deux types de xénolites (n°5 ; Ait Malek *et al*., 1995) représentant des fragments de l'encaissant. Les réactions permettant l'apparition du corindon et la désilicification sont données. La présence initiale de muscovite est nécessaire pour expliquer la présence de corindon sans phase ferromagnésienne dans la restite. Ce qui montre que la vaugnérite s'est mise en place avant la culmination du métamorphisme M3 (muscovite dans la roche) qui, de plus, est prograde.

12 - Les vaugnérites en filons montrent souvent une structure orientée dite foliation magmatique (a). Elles peuvent être associées à du matériel leucocrate (La Baume, Pt 312)

Une autre contribution intéressante est exposée dans deux publications plus récentes (n°2 ; Ait Malek, 1997) (n°3 ; Ait Malek *et al*., 1997). Les caractères chimiques et minéralogiques des vaugnérites et des granitoïdes sont passés en revue. Les plus basiques représentent un magma primitif et peu évolué, le magma initial dérivant d'une source mantellique. Des vaugnérites hybrides sont associées à des granitoïdes à caractère plus ou moins alcalin. L'étude de la morphologie des zircons montre l'existence de processus d'interaction acide-basique. Mais la contribution la plus marquée est de donner des âges aux différentes vaugnérites.

LES DATATIONS ABSOLUES

Bien que Nancy ne soit pas impliquée directement dans les manipulations, trois articles (n°37 ; Respaut et al., 1994), (n°38; Respaut et al., 1996) et (n°33 ; Mougeot et al., 1997) confirment sa vision de l'existence des phases D3 et D4. Les âges retenus pour M3 et M4 sont respectivement de 314 ± 5 Ma à 320 Ma et 305 à 301 ± 5 Ma. Les monazites semblent donner des âges meilleurs que les zircons. Un âge de 289 ± 5 Ma sur des apatites est considéré comme un âge de refroidissement. Ce qui implique que les roches ayant subi seulement M3 restèrent dans une fourchette 350/750°C (températures respectives de fermeture du système U-Pb pour l'apatite et le zircon) et que l'anomalie thermique a duré au moins 20 Ma. La limite Westphalien-Stéphanien est donnée dans la littérature à 305±5 Ma. Rappelons que le poudingue de base du bassin houiller de Prades contient des galets de migmatites, ce qui implique une dénudation rapide donc en tectonique distensive (NDLR).

D'autres âges ont été établis par une équipe nancéienne. Les articles (n°2 ; Ait Malek, 1997) et (n°3 ; Ait Malek *et al*., 1997) concernent les âges de différentes vaugnérites. Les critères de terrain assignent à ces roches des mises en place soit durant D3 soit durant D4. On obtient en effet : 315±3 Ma (Loubaresse sur zircon), 313±3 Ma (Pei Plot sur zircon), 308±6 Ma (Meyras sur zircon) et par comparaison 304±5 Ma sur un granite M4 (Loubaresse sur monazite). La monazite semble plus systématiquement rééquilibrée par M4 alors que, dans les mêmes conditions, le zircon résiste (cf. ci-dessus). La mise en place des vaugnérites s'étale au moins sur 6 à 10 Ma confirmant ainsi leurs appartenances à la fois à M3 et à M4.

Crédit photographique

Pierre Barbey : n°6, 8, 10, 11

Jean Macaudière : n°1, 3, 4, 5, 9

Bibliographie de Nancy sur l'Ardèche

CRPG	Bibliothèque du CRPG
INPL	Centre de documentation de l'INPL
J.M.	Tiré à part chez J. Macaudière
Non	Document non localisé ou pas obtenu
P.B.	Chez Pierre Barbey

1. Ait Malek H. (1993). Partie I - Vaugnérites et gneiss associés du massif du Darbou (Ardèche, Massif central français) : Etude pétrologique et géochimique comparée. Mémoire de DEA, Nancy, 73 p. plus annexes. (CRPG).

2. Ait Malek H. (1997). Pétrologie-géochimie et géochronologie U-Pb d'associations acido-basiques : exemples du SE du Velay (Massif central français) et de l'Anti-Atlas occidental (Maroc), Thèse INPL, Nancy, 268 p. (INPL).

3. Ait Malek H., Bertrand J.M., Gasquet D., Leterrier J. et Marignac C. (1997). « U-Pb ages in vaugnerite zircons: new constraints for the thermal evolution of the Velay Massif (SE French Massif Central) ». In IXth Meeting of European Union of Geosciences (EUG 9). Strasbourg, Abstract, 54/5P01. (J.M.).

4. Ait Malek H., Gasquet D., Bertrand J.M. et Marignac C. (l994). « Un septum restitique à corindon dans une vaugnérite de l'Ardèche: implications pour la mise en place des magmas vaugnéritiques ». In I5e Réunion des Sciences de la Terre, Nancy, 26-28 avril Abstracts, p. 55. (J.M.).

5. Ait Malk H., Gasquet D., Marignac C. et Bertrand J.M. (1995). « Des xénolites à corindon dans une vaugnérite de l'Ardèche (Massif central français) : implications pour le métamorphisme ardéchois », C. R. Acad. Sci., Paris, Ser. IIa, 321, 959-966. (J.M.).

6. Albarede F. et Weisbrod A. (1982). « Les lamprophyres hercyniens du SE du Massif Central: rééquilibration isotopique du Sr et Nd en environnement métamorphique ». Colloque international du CNRS sur les granites, Clermont-Ferrand. (Non).

7. Anthonioz P.M. (1984). « Les gneiss oeillés du socle cristallin ardéchois (Cévennes médianes, Massif central français) : granites porphyroïdes métamorphisés ». C. R. Acad. Sci. Paris, 299, série 2, $, 199-201. (J.M.1).

8. Anthonioz P.M. (1985). « Analyse tectonique du socle de l'Ardèche (Massif central français). Une lecture nouvelle d'un segment de la chaîne hercynienne ». C. R. Acad. Sci. Paris, 300, série 2,14, 699-702. (J.M.1).

9. Anthonioz P.M. (1987). « Intérêt de l'analyse des déformations dans l'encaissant d'un granite pour interpréter la mise en place de la masse plutonique et ses relations avec le contexte: le cas du «dôme diapirique» hercynien du Velay (Massif central français) ». C. R. Acad. Sci., Paris, 304, II, 16, p. 1015-1018. (J.M.1).

10. Barbey P. (2007). « Diffusion-controlled biotite breakdown reaction textures at the solid/liquid transition in the continental crust ». Contrib. Mineral. Petrol., 154, 707-716. (J.M.).

11. Barbey P., Macaudière J., Marignac C., Jabbori J. (2005). « Les concentrations à sillimanite du sud Velay et l'évolution P-T-t fini-hercynienne dans le Massif central (France) », C.R. Géosciences, 337, 872-879. (J.M.).

12. Barbey P., Marignac C., Montel J.M., Macaudière J., Gasquet D. et Jabbori J.(1999). « Cordierite Growth Textures and the Conditions of Genesis and Emplacement of Crustal Granitic Magmas: the Velay Granite Complex (Massif Central, France) », Jour. petrol., 40, 9, 1425-144l. (J.M.).

13. Jabbori J. (1995), Etude pétrographique et structurale des migmatites de la bordure sud-est du dôme anatectique du Velay Thèse INPL, Nancy, 262 p. (INPL).

14. Jabbori J., Barbey P., Macaudière J., Marignac C. (1994), « Pérennité de structures compressives lors de l'évolution rétrograde de la bordure Sud du Dôme du Velay (Massif central Français) », 15ème R.S.T., Nancy, abstracts, 96. (J.M.).

15. Juteau T., Leroy J. , Macaudière J., Marignac C. et Weisbrod A. (1974), « Étude structurale des formations polymétamorphiques et des granites du Vivarais oriental (Massif central Français) », 2ème R.A.S.T. Nancy, 232. (J.M.).

16. Lardeaux J.M., Laumonier J.M. et Marignac C. (1992), « Métamorphisme de basse pression et structures associées autour du Velay ». Ln : Van Den Driessche J., Brun J.P. et Burg J.P. (eds). « L'effondrement gravitaire de la chaîne varisque ». Olargues, Réunion du GET, abstract, p. 20.
(Non).

17. Laumonier B., Marignac C., Cheilletz A. et Macaudière J. (1991), « Relations entre tectoniques superposées, migmatisations et mise en place des granites sur l'exemple de la bordure sud du Dôme du Velay (région de Laviolle, Ardèche, France) », C.R. Acad. Sci., Paris, 313, 937-944. (J.M.).

18. Leroy J., Macaudière J., Marignac C., Pichavant M. et Weisbrod A. (1977), « Nouvelles données sur les relations tectonique-métamorphisme et magmatisme dans les Cévennes médianes », 5ème R.A.S.T., Rennes, p. 315. (J.M.).

19. Ledru P., Courrioux G., Dallain C., Lardeaux J.M., Montel J.M., Vanderhaeghe O. et Vitel G. (2001), « The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution », Tectonophysics, p. 207-237. (INPL).

20. Macaudière J., Barbey P., Jabbori J. et Marignac C. (1992), « Le stade initial de fusion dans le développement des dömes anatectiques : le dôme du Velay (Massif central français) », C.R. Acad. Sci., Paris, 315, p.1761-1767. (J.M.).

21. Macaudière J., Marignac C. et Weisbrod A. (1987), « Grandes nappes synschisteuses collisionnelles dans la catazone des Cévennes médianes (Massif central français) », C.R. Acad. Sci. , Paris, 304, 19, 1195-1198. (J.M.).

22. Macaudière J., Marignac C. et Weisbrod A. (1987), « Structural organization of the southern part of the Velay diapir (French Massif Central): tectonic implications », E.U.G., Strasbourg, Terra cognita, 7, 2-3, p. 338. (J.M.).

23. Marignac C. et Leroy J. (1979), Bull. BRGM, I,1,3. (Non).

24. Marignac C., Leroy J. , Macaudière J., Pichavant M. et Weisbrod A. (1980), « Evolution tectonométamorphique d'un segment de l'orogène hercynien dans les Cévennes médianes, Massif central français », C.R. Acad. Sci., Paris, 291, 605-607. (J.M.).

25. Montel J.M. (1982), Différenciation et conditions de cristallisation des vaugnérites ardéchoise. Approche expérimentale, Mémoire de DEA INPL Nancy, 31 p. (Non).

26. Montel, J.M. (1985), « Xénolithes peralumineux dans les dolérites du Peyron en Velay (Massif central France). Indication sur l'évolution de la croûte profonde tardi-hercynienne », C.R. Acad Sci., Paris, 301, 9, 615-620. (J.M.).

27. Montel J.M. (1988), « Première découverte d'une vaugnérite à orthopyroxène : pétrographie, géochimie et conséquences pour la genèse des vaugnérites », C.R. Acad Sci., Paris, 306, II, 985-990. (J.M.).

28. Montel J.M. et Abdelghaffar R. (1993), « Les granites tardimigmatitiques du Velay (Massif central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques », Géologie de la France, 1, p. 15-28, 4 fig., 2 tabl. (J.M.).

29. Montel J.M. et Cheilletz A. (1989), « Nature and composition of restites in the Velay granite (France) », Terra Abstracts, 1, 282. (J.M.).

30. Montel J.M., Marignac C, Barbey P. et Pichavant M. (1992), « Thermobarometry and granite genesis : the Hercynian low-P, high-T Velay anatectic dome (French Massif central) », Jour. Metam. Geol., 10, 1-15. (J.M.).

31. Montel J.M., Weber C., Barbey P. et Pichavant M. (1986), « Thermobarométrie et genèse des granites: évolution fini-hercynienne du domaine anatectique du Velay (Massif central français) », C R Acad Sci, Paris, 302, 647-652. (J.M.).

32. Montel J.M. et Weisbrod A. (1986), « Characteristics and evolution of "vaugneritic magmas", an analytical and experimental approach on the example of the Cévennes Médianes (French Massif centraI) », Bull. Minéral., 109, 575-587. (J.M.).

33. Mougeot R., Respaut J.P., Ledru P. et Marignac C. (1997), « U-Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (French Massif Central), Euro. J. Mineral., 9, 141-156. (J.M.).

34. Noye F. (1985), Étude métallogénique des indices à étain-tungstène de St Mélany (Ardèche, France), Thése 3ème cycle INPL Nancy, 285 p. (CRPG).

35, Noye F. et Weisbrod A. (1988), « Les indices stanno-wolframifères de St Mélany (Cévennes, Massif central français), Bull. BRGM, 158, 175-194. (Non).

36. Ramboz C. (1980), Géochimie et étude des phases fluides de gisements et indices d'étain tungstène du sud du Massif central (France). Thèse Doct. 3ème cycle: INPL, Nancy, 278p. (CRPG).

37. Respaut J.P., Mougeot R., Ledru P., Marignac C. (1994), « Géochronologie U-Pb sur minéraux accessoires, applications à la bordure sud du Velay (MCF) », In 15e Réunion des Sciences de la Terre, Nancy, 26-28 avril 1994, Abstracts, D, 99. (J.M.).

38. Respaut J.P., Mougeot R., Ledru P., Marignac C. (1996), « Nouvelles données géochronologiques U-Pb sur le massif du Velay et le problème de la limite du Stéphanien », 16ème Réunion des Sciences de la Terre, Orléans, 10-12 avril 1996, Abstracts, 59. (J.M.).

39. Toteu S. F. (1981), Utilisation des analyses chimico-minéralogiques et micro-structurales dans la reconstitution des événements tectonométamorphiques des formations polycycliques: exemple du Vivarais cristallin, Ardèche (France). Thèse 3ème cycle (non publ.), Université de Nancy, 177 p. (CRPG).

40. Toteu S.F. et Macaudière J. (1984), « Complex synkinematic and postkinematic garnet porphyroblast growth in polymetamorphic rocks », J. Struct. Geol., 6, 6, 669-677. (J.M.).

41. Weber C. (1985), Approche pétrogénétique et expérimentale des mécanismes de fusion partielle de la croûte continentale, Thèse Université de Nancy. (P.B.).