



HAL
open science

La reconstruction de l'hydrodynamique des paléocirculations

Stanislas Sizaret

► **To cite this version:**

Stanislas Sizaret. La reconstruction de l'hydrodynamique des paléocirculations. Hydrologie. Université d'Orléans, 2010. tel-00574507

HAL Id: tel-00574507

<https://theses.hal.science/tel-00574507>

Submitted on 8 Mar 2011

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

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



Mémoire pour l'obtention
de l'Habilitation à Diriger les Recherches

**La reconstruction de l'hydrodynamique des
paléocirculations**

Stanislas SIZARET

Maître de Conférences, CNU 36.

**Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
Ecole Polytechnique de l'Université d'Orléans**

Le 2 décembre 2010 à 14 heures 30

Amphithéâtre Charles Sadron (Délégation régionale du CNRS)

Devant le jury constitué par les personnalités suivantes :

- Michel CATHELINÉAU (Rapporteur)
- Jean Pierre GRATIER (Rapporteur)
- Pierre ROCHETTE (Rapporteur)
- Lakhlifi BADRA (Examineur)
- Luc BARBANSON (Examineur)
- Gaston GIULIANI (Examineur)
- Michel PICHAVANT (Examineur)

<u>1) Enseignement / Charges administratives</u>	2
<u>2) Activités de recherche</u>	3
<u>3) Synthèse des travaux de recherche</u>	5
3.1 <u>Etude métallogénique : paragenèse et caractérisation géochimique.</u>	7
3.2 <u>Méthode de traçage des circulations de fluides</u>	13
3.2.1 <u>Croissance cristalline et hydrodynamique : état de l'art.</u>	13
3.2.2 <u>Solution analytique pour les grands nombres de Reynolds en régime laminaire</u>	18
3.2.3 <u>Modèle numérique de croissance cristalline en régime laminaire</u>	21
3.3 <u>Expérimentation</u>	24
3.3.1 <u>Etude expérimentale de croissance cristalline d'un monocristal.</u>	24
3.3.2 <u>Travaux expérimentaux portant sur l'évaluation de la contribution de la diffusion volumique à la croissance cristalline</u>	25
3.3.3 <u>Etudes expérimentales de la croissance de plusieurs cristaux disposés sur une plaque parallèle à l'écoulement de la solution mère.</u>	27
3.3.4 <u>Travaux expérimentaux, premiers résultats, évolution des modèles.</u>	27
3.4 <u>Cas d'études</u>	30
3.4.1 <u>Relations entre la fabrique magnétique et la fabrique minérale</u>	30
3.4.2 <u>Proposition d'une méthode d'étude des paléo-directions hydrothermales</u>	34
3.4.3 <u>Proposition d'une méthode de calcul des paléo vitesses d'écoulement à l'échelle locale.</u>	36
3.4.4 <u>Application à un travertin ferro-barytique</u>	38
3.4.5 <u>Application à un gisement de type MVT</u>	40
3.4.6 <u>Application aux chapeaux de fer</u>	43
3.5 <u>Travaux en marge :</u>	45
3.5.1 <u>Modélisation des écoulements dans le karst du Val de Loire</u>	45
3.5.2 <u>Analyse des textures : hétérogénéités de distribution et constitution d'une grandeur dans un solide.</u>	47
<u>4) Perspectives :</u>	49
4.1 <u>Amélioration et tentatives de développement d'autres modèles de croissance cristalline</u>	49
4.1.1 <u>Modélisation focalisée sur la croissance d'un seul cristal en fonction du nombre de Péclet.</u>	49
4.1.2 <u>Modèle numérique tenant compte des processus de surface.</u>	50
4.1.3 <u>Réflexions sur la distribution spatiale des cristaux dans un fluide en écoulement</u>	52
4.2 <u>Développement expérimentaux</u>	53
4.2.1 <u>Croissance de monocristaux d'Alun.</u>	53
4.2.2 <u>Expérimentations en conditions naturelles, investigation des inter-relations entre circulation, déformation et cristallisation.</u>	53
4.2.3 <u>Projet ANR « Fluxhyd » (Porteur M. Pichavant)</u>	54
4.3 <u>Etudes de terrain</u>	55
4.3.1 <u>Projet Calamines</u>	55
4.3.2 <u>Projet minéralisations à Sn W varisque (Oulmès / Hasmash)</u>	57
4.3.3 <u>Projet minéralisations du Tianshan Est</u>	63
4.3.4 <u>Applications de terrain dans le cadre du Grand Projet « Fluides »</u>	65
<u>5) Production scientifique :</u>	67
<u>6) Références</u>	70

1) Enseignement / Charges administratives :

Charge d'enseignement

- 2004 -2005 265 h Eq TD
- 2005-2006 298 h Eq TD
- 2006-2007 250 h Eq TD
- 2007-2008 168 h Eq TD (Décharge pour recherche)
- 2008-2009 277 h Eq TD
- 2009-2010 211 h Eq. TD

Investissement pédagogique

- Responsable de 4 modules à Polytech'Orléans :
 - « Système d'Information Géographique » 3A GC 8h CM, 20h TD
 - « Géologie Endogène / Géotechnique » 3A GC 8h CM, 6h TD
 - « Géophysique, forage et diagraphe » Gestion d'intervenants extérieurs (56h)
 - « Camp de terrain / Ecole de traçage » 5A GC/ GEN 56h TD
- Encadrement de 7 projets de 5^e année de l'option GEN entre 2006 et 2010.
- Responsable du module « Processus minéralisateur » orienté recherche dans le master Ressource de l'Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre.
- Participation à l'élaboration de l'examen de géologie pour le concours commun G2E.

Charges administratives

- Membre élu au conseil de Polytech'Orléans (2006)
- Membre élu au conseil de l'ISTO (2008)
- Suppléant à la commission de spécialistes 35-36 de l'Université d'Orléans (2006-2009).
- Animateur de l'équipe pédagogique chargée de structurer les enseignements concernant le master « Ressources et Energie » de l'OSUC
- Membre nommé de la commission formation de l'Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre.

2) Activités de recherche

Animation scientifique

Responsable du projet « Paramètres physiques des paléo-écoulements » pour le quadriennal 2008-2012 de l'ISTO

Collaboration

Université de Huelva (José Nieto), Université de Montpellier (Alain Chauvet, Pierre Camps), Université d'Aix-Marseille (Pierre Rochette), IPGP (Bernard Henry), Université de Meknes (Badra L.), Université de Nanjing (Wang B.).

Organisation de journées scientifiques

- Journée ISTO / BRGM « Fluides et Transferts » 21/05/2010, Orléans.
- 11e rencontre de la SMAI « Math-Industrie, Les industriels et les mathématiciens se parlent » sur le thème Mathématiques et Géosciences, 04/02/2010 au BRGM, Orléans. Cette journée a réuni chercheurs et industriels (AREVA, Géovariations, CGG-Veritas, IFP, Géo-Hyd ; BRGM) autour des outils de modélisation et de calcul.

Co-encadrement de Doctorat Université d'Orléans-ISTO

- Essalhi, M. (2009-12-04) Application de l'étude du magnétisme des roches à la compréhension des gisements : traçage des paléocirculations (expérimentation et cas des minéralisations de La Florida, Espagne). Structuration et histoire de l'altération des amas sulfurés (cas des chapeaux de fer de la province pyriteuse Sud Ibérique, Espagne). Thèse soutenue à l'Université d'Orléans sous la direction de Barbanson, L..
- Joodi, A.-S. (2009-08-31) Apport de l'équation de Brinkman à la modélisation de l'écoulement d'eau et du transport de soluté dans l'aquifère karstique: application au système karstique du Val d'Orléans. Thèse soutenue à l'Université d'Orléans sous la direction de Bruand, A..
- Li Guajong : Minéralisation des skarns du Tianshan oriental, 2008 – 2011, sous la direction de Luc Barbanson.
- Cohelo Gabriel : Interaction fluide-cristallisation-déformation: approche expérimentale. 2010 – 2013, sous la direction de Laurent Arbaret.
- Mahjoub El Mahjoubi : Etudes des minéralisations stannifères d'Achmmach, 2006 - 20011

Jury de thèse

- Joodi A.-S. 2009-08-31
- Essahli, M. 2009-12-04

Encadrement d'étudiants du Master Recherche Géosystèmes 2005-2006

- **ESSALHI M L.** (Dir. : Barbanson / Sizaret) : Traçage des paléocirculations dans l'encaissant des minéralisations Zn-Pb. Apport de l'ASM.
- **EL MEKKI M.** : (Dir. : Proust, / Leforestier / Sizaret) : Evolution du réseau poreux d'une argile infiltrée par des polluants métalliques : expérimentation, caractérisation, modélisation du transfert.

Demandes financières

Université d'Orléans / BQR 2007 : Quantification texturale des géomatériaux par microtomographie X à 1 μm (20 000€) (Porteur S. Sizaret)

INSU / 3F 2008-2009 : Approche expérimentale des rétrocontrôles entre perméabilités, déformation et réactions hydrothermales en presse Paterson : cas simplifié d'un agrégat synthétique sable+magnétite (15 000€). (Porteur Y. Branquet)

Action intégrée Université de Méknés - Université d'Orléans - Université de Montpellier 2009-2013 (AI/09/219, Egide: 20576YG) : Apport de l'anisotropie de susceptibilité magnétique à la reconstruction des paléocirculations des fluides hydrothermaux dans le Maroc Central. Applications aux minéralisations (Sn, W) périgranitiques. (58 710 € pour la partie française et 400 000 Dh pour la partie marocaine) (Porteur L. Barbanson)

Région / APR 2010-2013 : Paléocirculations et rôle de la tectonique dans la genèse des gisements de "calamines" (165 000€). (Porteur L. Barbanson).

ANR programme blanc 2011-2014 : Flux d'hydrogène naturel au niveau des dorsales océaniques : simulation et quantification expérimentale des mécanismes de production (556 000 €) (Porteur M. Pichavant).

3) Synthèse des travaux de recherche

La métallogénie a pour objectif d'étudier les processus physico-chimiques donnant lieu à des concentrations minérales exploitables industriellement. Ce domaine de la géologie est à l'interface entre la recherche fondamentale et appliquée. De nombreux travaux académiques ont défini « les grandes lois métallogéniques ». La notion de loi de distribution spatio-temporelle à grande échelle a été largement présentée dans les travaux de P. Routhier (1980) : dans une province métallogénique il existe un potentiel métal révélé par les métallotectes. Ces structures (s.l.) favorisant la formation de concentrations font partie de l'histoire géologique régionale et/ou globale. Si bien que la distribution temporelle des gisements est discontinue, certaines périodes étant favorables aux processus de concentration des métaux, il s'agit soit d'évènements globaux (e.g. apparition d'oxygène dans l'atmosphère, évolution de la composition de la lithosphère), soit plus locaux (e.g. hydrothermalisme du stade à Or 300 dans le domaine Hercynien). En général ces périodes de crises métallogéniques correspondent à des évènements au cours desquels les gradients physico chimiques sont amplifiés et favorisent le dépôt de métaux.

A une échelle plus locale, il est évident que la notion de dépôt est liée à celle de fort gradient. Cette idée a été utilisée par H. Péliissonnier (2001) pour établir un modèle métallogénique local généralisable à tous les types de concentrations minérales. Le modèle est basé sur les variations de concentrations dans un flux de matière et distingue 4 étapes fondamentales séparées dans l'espace et le temps : (1) une source pour les métaux, (2) un transport, (3) une zone de dépôt et éventuellement (4) une zone et un âge de modification (re-concentration de certain métaux : métamorphisme, altération et démantèlement du gisement). La zone de source reprend la notion de zone fertile de P. Routhier dans laquelle le métal est disponible mais en faible concentration. Un gisement est généré par la mobilisation et la reconcentration du métal par un agent de transport. La description des gisements fait apparaître que la plupart des gîtes métalliques sont issus de circulations de fluides hydrothermaux (s. l.). Ces fluides, dispersés au niveau de source(s) chargée(s) en métal sont collectés dans des structures permettant leur migration. Dans ces structures les lignes de courant se rassemblent provoquant une augmentation locale du flux métallique (Fig. 1). Si dans cette zone d'étranglement les conditions physico-chimiques varient fortement la solution métallique n'est plus stable, et précipitent les éléments en formant une concentration minérale. Par la suite ces concentrations peuvent être à nouveau dispersées ou re-concentrées. Ce modèle abstrait a l'avantage d'identifier les processus clefs de la formation des gisements. Depuis l'énoncé de ce modèle, les avancées scientifiques et technologiques ont été telles que de nombreuses questions trouvent des réponses (e.g. identification des sources et des processus physico-chimiques de dépôt).

Pour les formations hydrothermales, les sources ont pu être établies de façon indirecte à partir de traceurs géochimiques. Les teneurs des éléments en trace, en particuliers les terres rares, et les signatures isotopiques mesurées dans les minéraux ont été utilisées pour identifier les sources potentiellement lessivées par les fluides.

La phase de dépôt est liée essentiellement aux gradients spatio-temporels qui peuvent être appréhendés par l'étude des équilibres thermodynamiques, enregistrés par l'évolution minéralogique de la paragenèse dans l'espace et dans le temps. En effet les équilibres fluides / minéraux permettent d'obtenir des informations sur la physique du fluide (pression et température) et sa chimie (concentration, fO_2 , pH). De même l'étude des inclusions fluides fournit des données directes sur la composition des fluides et les conditions de température et de pression du fluide au moment du dépôt.

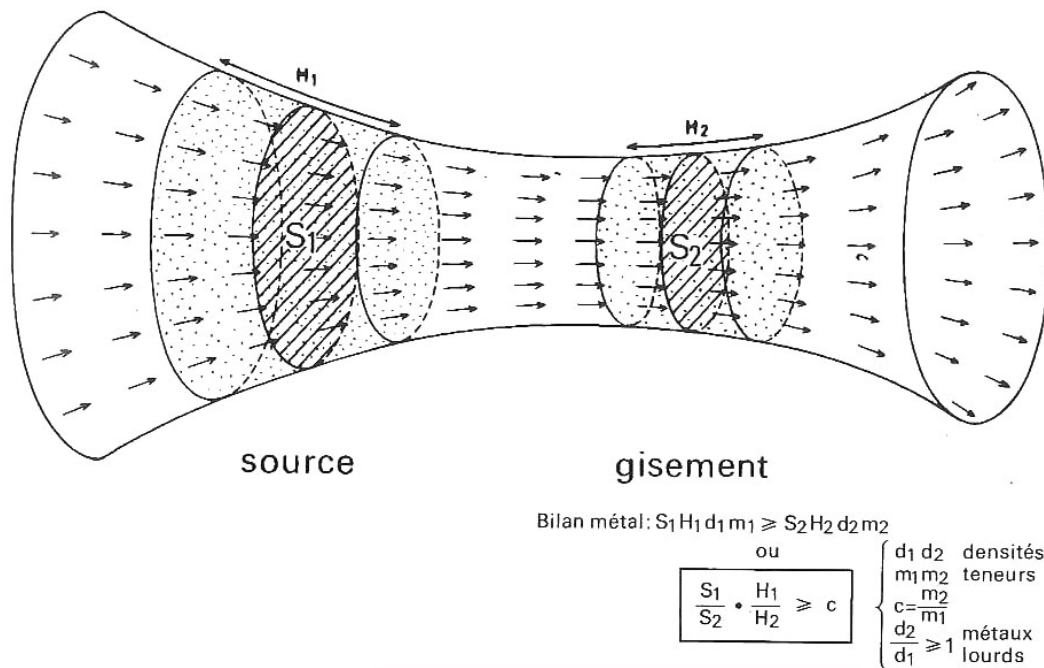


Figure 1 : Le modèle métallogénique (Péligon, 1965)

L'étape assurant le transport a été, elle aussi, largement étudiée. Entre la source et la zone de dépôt, les structures géologiques servant au transport peuvent être identifiées. Les architectures des systèmes de drains hydrothermaux ont bénéficié de nombreuses études en métallogénie. Ces structures sont caractérisées par une porosité connectée importante et une forte perméabilité. Ces deux grandeurs sont complexes et liées par l'histoire géologique des roches étudiées. Il est bien connu que la porosité peut être primaire, c'est-à-dire liée à la formation de la roche, ou secondaire issue de réactions chimiques et / ou de la fracturation. A l'échelle de la lithosphère, la déformation (fracturation) est un paramètre déterminant pour la perméabilité. Les études structurales ont montré que les zones déformées ne sont pas seulement des zones de passage des fluides, mais que la déformation a une influence sur les écoulements et réciproquement (e.g. les valves sismiques). Cette relation entre déformation et circulation est particulièrement bien mise en valeur pour les gisements de type « lodes deposit ». En revanche, le détail des mécanismes hydrodynamiques liés aux circulations des fluides métallogéniques est assez mal connu. L'âge et le contexte géologique servent à proposer une reconstruction des paléo systèmes hydrothermaux. Il est possible dans certains cas d'identifier le « moteur » responsable des écoulements hydrothermaux. Trois grands types de circulations sont généralement évoqués: (1) les écoulements gravitaires, (2) les circulations convectives pour lesquelles le moteur est la variation de densité du fluide, (3) les productions d'eau par compaction et par réaction de déshydratation (passage de l'isograde granulite). Dans certains cas l'identification du moteur des circulations ne pose pas de problème (e.g. porphyres cuprifères, épithermaux acides). Dans d'autres cas, malgré les données sur les sources, les mécanismes de dépôts et les âges, il existe de nombreuses variantes sur les modèles génétiques proposés, les solutions possibles ne sont pas uniques. Parfois plusieurs sources peuvent être évoquées et finalement les différents mécanismes de circulation proposés dans la littérature peuvent être très différents pour un même gisement. Un exemple sera donné dans la première partie de cet ouvrage notamment à propos des filons à fluorine et barytine de la bordure Nord du Massif Central.

Enfin dans les cas où il est possible d'identifier les sources, le moteur des circulations, les drains et les zones dépôts, les données de terrain servent alors à alimenter des modèles

numériques de circulations hydrothermales. Ces modèles couplent trois équations, la loi de Darcy, les lois de transport thermique et chimique. Les résultats permettent d'imager à grande échelle les circulations et d'avoir une évaluation des vitesses de Darcy des fluides (moyenne spatiale et temporelle des vitesses locales instantanées).

Les travaux de recherche que j'ai menés en post-doc à Louvain et à l'Institut des Sciences de la Terre ont pour objectif d'établir une méthode permettant d'avoir une information directe, locale et instantanée sur l'hydrodynamique des fluides minéralisateurs. Cette méthode se base sur l'analyse texturale des minéraux de la paragenèse hydrothermale. Ces travaux partent de problèmes posés par la métallogénie et concernent aussi des questions posées dans des disciplines voisines telles que le rôle des fluides dans les échanges de chaleur et de matière entre les différentes enveloppes du géo-système Terre.

Ce manuscrit est l'occasion de présenter les travaux que j'ai menés en métallogénie durant ma thèse et de montrer de façon détaillée la construction théorique et expérimentale d'une méthode de traçage des paléocirculations et ses applications de terrain. Dans une première partie, un premier bilan sur la conceptualisation et l'utilisation de cette méthode sera dressé. Les points critiques, les limites et les questions posées par la méthode seront clairement exposés. L'axe de mes futures recherches sera en lien avec les réponses qu'il sera nécessaire d'apporter.

3.1 Etude métallogénique : paragenèse et caractérisation géochimique.

Sizaret S., Marcoux E., Boyce A., Jébrak M., Stevenson R., Ellam R., (2009) Isotopic (S, Sr, Sm/Nd, D, Pb) evidences for multiple sources in the lower Jurassic Chaillac F-Ba ore deposit (Indre, France), B.S.G.F. 180, 84-93.

Sizaret S., Marcoux E., Jébrak M., Touray J-C, (2004). The Rossignol fluorite vein, Chaillac, France: Multiphase hydrothermal activity and intra-vein sedimentation. Economic Geology, 99, 1107-1122.

Ces travaux sont issus de ma thèse réalisée sous la direction du Professeur Eric Marcoux. Cet ensemble de publications forme une étude métallogénique classique portant sur un évènement hydrothermal hettangien (-200 Ma) d'ampleur régionale et largement illustré par la bordure nord du Massif Central français. Comme indiqué en introduction, les processus génétiques sont encore débattus malgré la somme des informations obtenues sur ces minéralisations depuis plus de trente ans.

Les gisements à fluorine barytine font partis des gisements caractérisés par de nombreuses méthodes mais dont les processus génétiques font encore débat. Sur le pourtour du Massif Central (Fig. 2) les métallogénistes reconnaissent principalement 3 types de gisements :

- Les filons ouverts en cisaillement du Tarn à fluorine bleue et sidérite associés aux « brèches tectoniques hyper silicifiées »
- Les filons extensifs à fluorine verte et violette, et à la fluorine jaune et barytine jaune. (L'adulaire associé à la fluorine verte et violette a permis de donner un âge hettangien à cet évènement.)
- Les gisements stratiformes à fluorine et barytine.

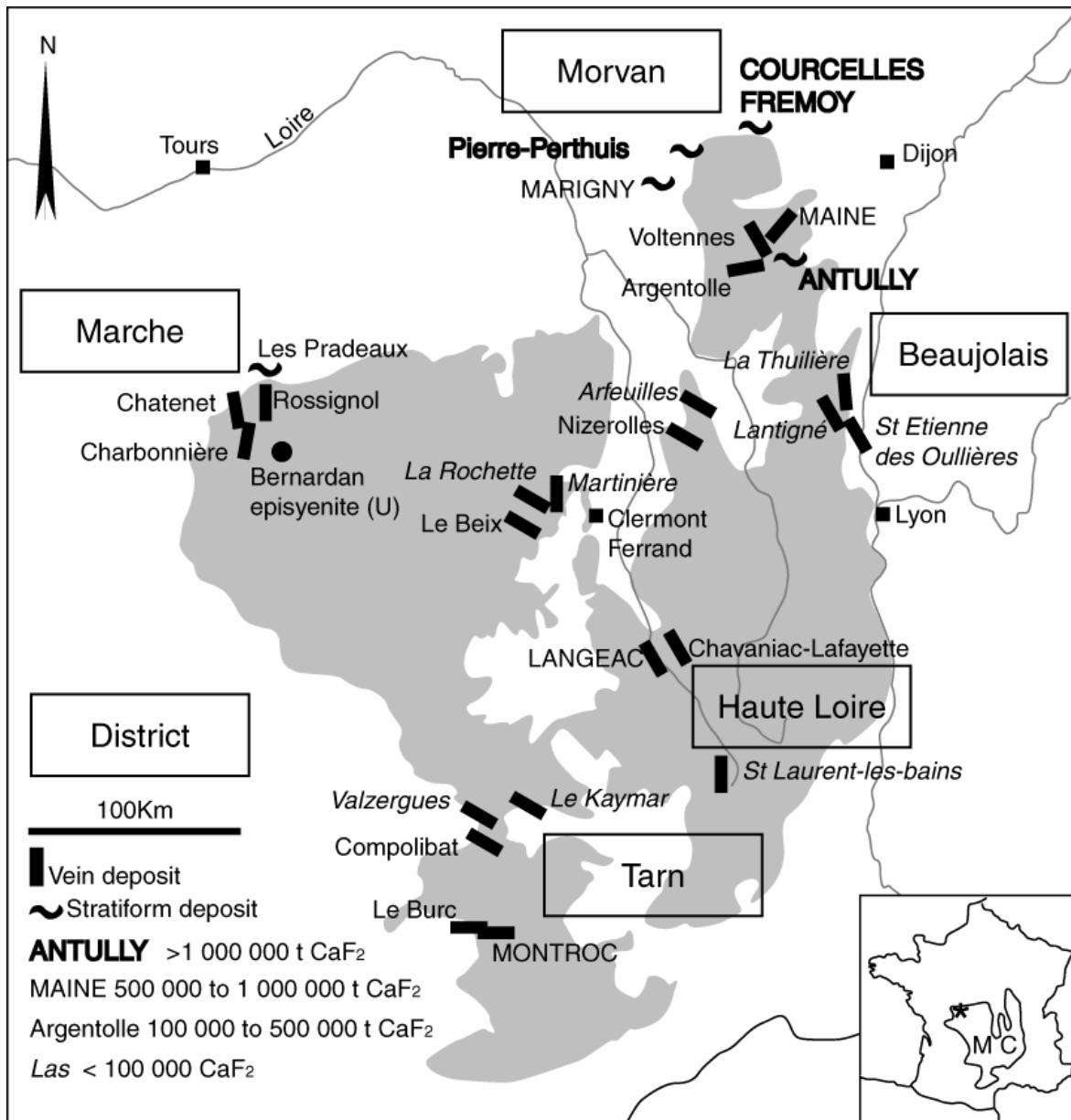


Figure 2 : Distribution des gisements de fluorine en bordure du Massif Central.

Le gisement de Chaillac se compose d'un filon encaissé dans le socle, surmonté d'un gisement stratiforme dans les formations hettangiennes de la bordure sud du Bassin de Paris. La paragenèse établie à Chaillac au niveau du filon a mis en évidence deux stades : le premier à fluorine verte et violette et le second à fluorine jaune et barytine (Fig. 2). Les inclusions fluides primaires donnent des résultats très contrastés et caractérisent les deux stades. Le premier a une salinité quasi nulle et est relativement chaud (135°C) alors que le second stade est une saumure plus froide (110°C). A partir de la bibliographie, cette succession en deux stades peut être généralisée à tout le nord du Massif Central (Tabl. 1).

En outre, le second stade est aisément corrélé avec la minéralisation portée pas les sédiments du Lias (Fig. 2). L'âge syn-sédimentaire de cette formation a été confirmé par de nombreuses observations dont des galets de barytine montrant des textures et des signatures géochimiques semblables à celles des filonnets du gisement stratiforme. Leur localisation en position basse d'une faille suggère une tectonique synsédimentaire importante. Ces observations permettent de proposer un âge hettangien pour le second stade de ce gisement.

L'ensemble des observations illustrent clairement la connexion entre gîtes stratiformes et gîtes filoniens du début du lias.

Tableau 1 : Comparaison des paragenèses, des températures, des salinités des fluides et des âges des différentes minéralisations à fluorine du nord du Massif Central (Sizaret et al., 2009).

DISTRICT	DEPOSIT	Stage Fg-p Mineralogy (Th / T _{m_{ice}} °C)	Stage Fy-Ba Mineralogy (Th / T _{m_{ice}} °C)	Morphology / Host rock	Ref.	Stage Age (Ma) and Ref.
MORVAN	VOLTENNES	Quartz, purple fluorite (170 / 0), adularia quartz, green fluorite (140 / 0)	Yellow fluorite (110/ -12), Cpy, PbS, Barite, quartz, Cpy, PbS, Py, marcasite	Vein/ Tuff	Joseph et al., [1973] Joseph [1974]	Stage Fg-p: 157; 150 Ma Baubron et al., [1980] 205.8; 201.5; 216.4; 213.3 Ma Joseph et al., [1973]
	ARGENTOLLE	Green and purple fluorite (143/ 0), quartz, green fluorite, calcite	Yellow fluorite (110/ -12), Barite, Quartz, few sulphides: ZnS, PbS, Cpy, Py, gray copper, arsenopyrite, bravoïte, Ag?	Vein / Carbonated lenticle and pyroclastite	Valette [1983]	—
	CHITRY (TOYOT)	—	White fluorite, (95/ -20), PbS, ZnS, Py, Cpy Barite, quartz	Stratiform / Dolomite (Keuper)	Nigon [1988]	Stage Fy-Ba Rhaetian< <Sinemurian Soulé de Lafont & Lhégu [1980]
MARCHE	CHÂTENET	Green and purple fluorite, (145/-1), yellow fluorite, chalcedony, adularia, (Sedimentary breccia)	—	Vein/ Biotite granite and mylonite	Yaman & Guilhaumou [1983]	Stage Fg-p: 206; 201 Ma Baubron et al., [1980]
	CHARBONNIÈRE	Chalcedony, quartz, purple and green fluorite (130/-1), zoned fluorite (sedimentary breccia) (125/ low)	Quartz, antozonite, Py, Marcasite, Hematite, Cpy, yellow fluorite (85/-10) Barite, Py, purple fluorite, chalcedony	Vein/ 2 micas granite and mylonite	Yaman & Guilhaumou [1983]	—
	BERNARDAN	Boiling level? Bladdé dolomite, (Dol1 180_360/ -4_-18, Dol2 60/ -4_-18)	Oxydes (goethite), antozonite, (240/ -8_-20), 150 / Patrier et al., (1997), marcasite, pyrite, fluorite (100/ -20) (Sizaret, 2002) Barite, marcasite.	Geodes in 2 micas granite with leached quartz (episyenite) and breccia/ 2 micas granite	Patrier et al., [1997] Sizaret et al., [2004]	(Boiling and stage Fy-Ba) 308 Ma< <174 Ma Patrier et al., [1997]
	CHAILLAC	Green and purple fluorite (134/ 0.2), Quartz, adularia, Py, PbS, ZnS) Sedimentary breccia	Yellow fluorite, (115°C/ -15), PbS, ZnS, Py, marcassite, tetraedrite, pyrargerite-proustite, purple fluorite Barite, PbS, ZnS, marcasite, breccia fluorite, (80/-20), barite, marcasite	Vein / Micaschists for both stages. For the Fy-Ba stage: Stratiform / Hettangian sandstones.	Sizaret et al., [2004]	Stage Fy-Ba: Barite pebble in the stratiform deposit Hettangian Sizaret et al., [2003]

Hydrothermal stage in stratiform deposit (213 m)

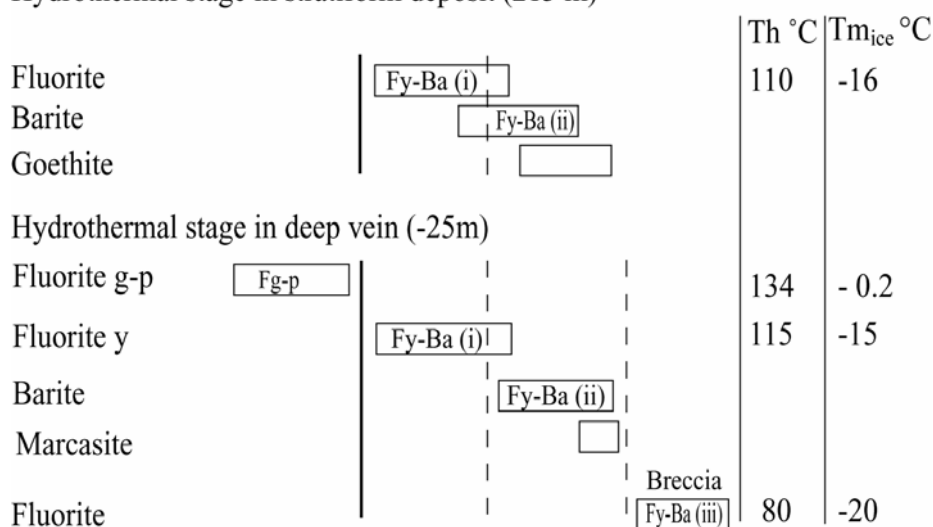


Figure 3 : Corrélation des paragenèses du gisement stratiforme et celle du filon d'alimentation. F : fluorine, g : verte ; p : violette, y : jaune ; Ba : Barytine; Th: température d'homogénéisation; T_{m_{ice}} température de fin de fusion de la glace (Sizaret et al., 2009).

Les signatures isotopiques du Sr et du Nd mesurés dans les fluorines ont été comparées aux différentes roches présentes au Lias. La fluorine verte et violette a une signature similaire à celle des monzogranites et granodiorites du socle alors que celle de la fluorine jaune est proche des granulites et des roches métamorphiques du socle (Fig. 4). Les données isotopiques du soufre et du strontium de la barytine du stade II suggèrent un dépôt par mélange entre des eaux hydrothermales et des eaux continentales de surface.

A partir de cette étude une nouvelle hypothèse génétique est proposée: une ébullition en profondeur d'un fluide hydrothermal (vers 1,6 km), donnerait une succession de 2 fluides de compositions très différentes à partir d'un seul événement hydrothermal. Dans ce scénario la vapeur perd sa signature isotopique initiale en lessivant le Sr et le Nd des roches plus superficielles, alors que la saumure résiduelle au contraire concentre les teneurs en Sr et Nd initiales. Cependant cette hypothèse n'explique pas le mécanisme des circulations hydrothermales. Il pourrait s'agir de grandes boucles de convection mises en place à travers la croûte continentale à la faveur d'une phase extensive majeure, ou bien de fluides issus d'un métamorphisme profond préalable à l'ouverture de l'Atlantique (Fig. 5).

D'autres hypothèses ont été proposées : Boiron et al., (2002) basent leur modèle génétique sur une série de gisements à fluorine barytine de la bordure nord ouest du Massif Central en y ajoutant le gisement de Chaillac. Ces auteurs ont analysé les inclusions fluides des calcites, des dolomites, des barytines et des fluorines qui remplissent les fractures. La température d'homogénéisation de ces fluides varie entre 65 et 130°C. La chimie des fluides montre des salinités élevées (3.3 à 5.5 mol Cl/kg) dont les rapports Na/K, Na/Li et Cl/Br permettent d'identifier des saumures profondes de bassin. Le modèle de mise en place de ces minéralisations fait intervenir des circulations de fluides à l'interface socle couverture lors du maximum de subsidence du bassin aquitain au Toarcien, se mélangeant à des fluides hydrothermaux de basse salinité en profondeur (Fig. 6). Là encore le mécanisme de circulation de ces fluides reste encore très peu contraint.

Ces deux modèles ont en commun la participation de saumures de surfaces dans les mécanismes de précipitation. Ils diffèrent largement sur l'âge et l'ampleur des circulations. L'âge hettangien pour les minéralisations de Chaillac semble le plus argumenté. Cependant dans l'état actuel de nos connaissances et des techniques mise à disposition il semble qu'il

n'existe pas de solution unique permettant d'expliquer les observations. Par ailleurs les mécanismes hydrodynamiques évoqués pour la mise en place de ces minéralisations sont très hypothétiques. Pour contraindre les modèles, il serait souhaitable d'avoir des informations directes sur l'hydrodynamique des fluides.

La problématique présentée ici n'est pas spécifique à Chaillac et peut être étendue aux minéralisations à plomb zinc de type MVT pour lesquels de nombreux modèles ont été proposés sans qu'il y ait réellement de consensus au sein de la communauté des métallogénistes (Gleeson et al., 2000 ; Leach et al., 2001 ; Heijlen et al., 2001 ; Muchez et Heijlen, 2003 ; Muchez et al., 2005 ;)

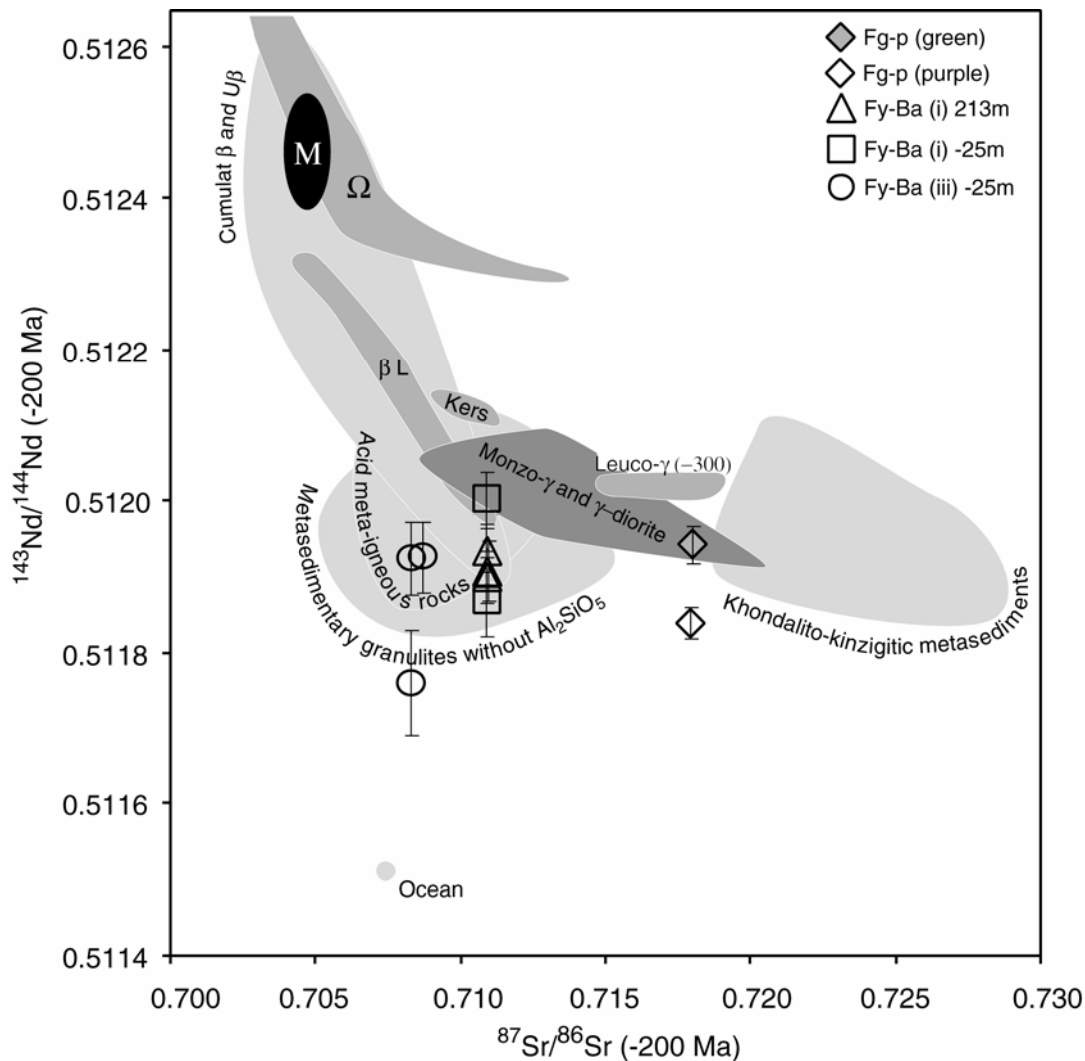


Figure 4 : Comparaison des compositions isotopiques Sr, Nd des fluorines de Chaillac avec les compositions isotopiques des roches du Massif Central français et des ophites pyrénéennes. A chaque fois que cela a été possible, les rapports isotopiques ont été recalculés à -200Ma. Les zones grisées représentent les différentes compositions isotopiques. Ω: ophites (Alibert 1985), Ker: kersantites (Turpin et al., 1988), βL : liquides mafiques, Cumulatβ and Uβ : cumulats mafiques et ultramafiques, (Downes et al., 1990). Monzo-γ: monzogranite, γ-diorite: granodiorite, Leuco-γ: leucogranites (Downes et al., 1997), M: formations calc-alcaline du district de la Marche (Pin & Paquette, 2002), Roches métamorphiques ignées acides (Downes et al., 1990), Roches paramétamorphiques granulites appauvries en Al₂SiO₅ (Downes et al., 1990), Métasédiments khondalito-kinzigitique (Downes et al., 1990), Océan (Koepnick et al., 1990; Keto & Jacobsen, 1988). La barre d'erreur est donnée pour le Nd, celle du Sr étant inférieure à la taille du symbole (Sizaret et al., 2009).

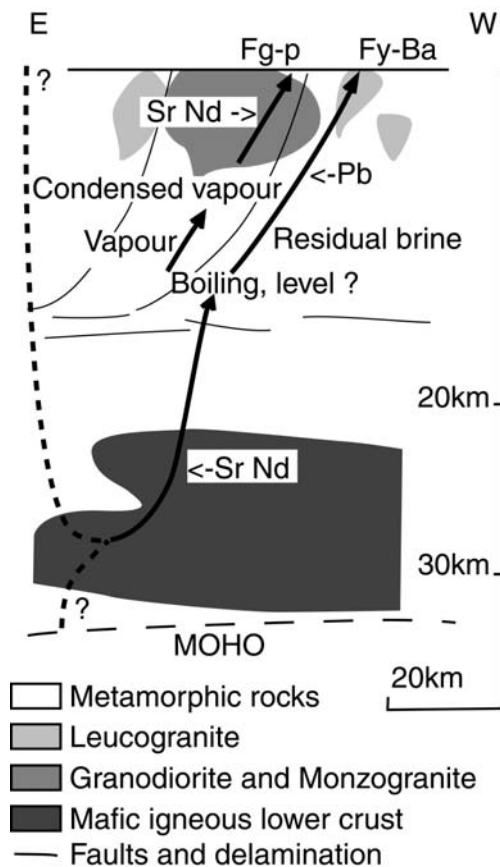


Figure 5 : Modèle hypothétique de circulations de fluides pour la mise en place des 2 stades de minéralisation à Chaillac.

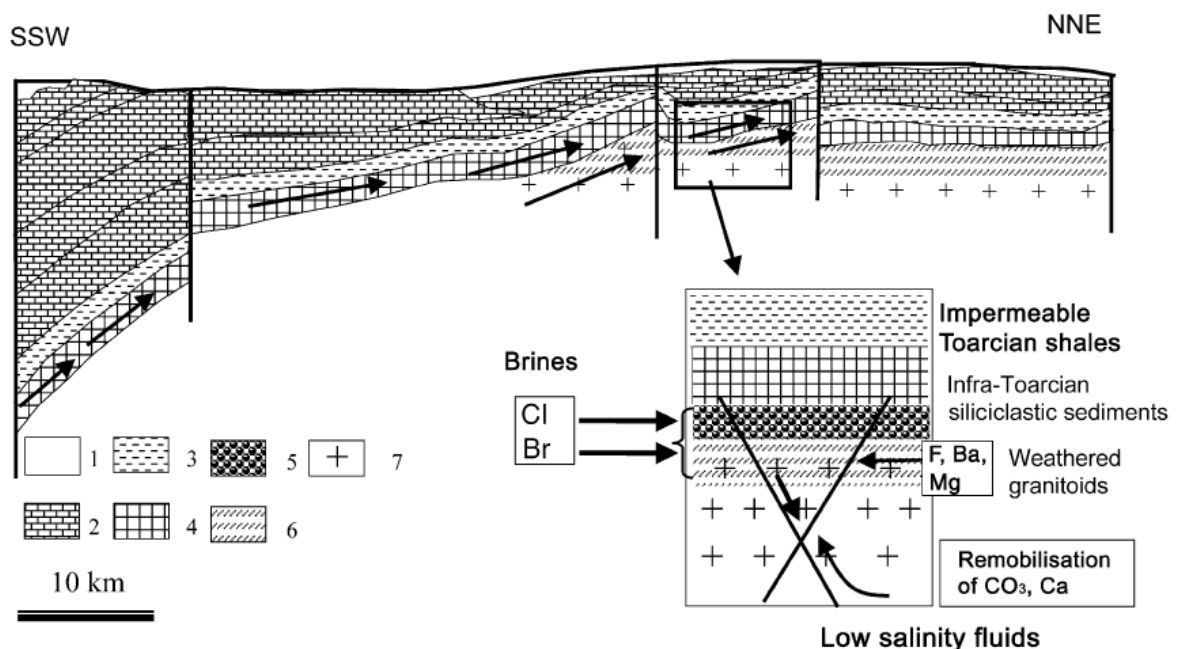


Figure 6 : Modèle de circulations hydrothermales à proximité de la surface de discordance dans le complexe plutonique de Charroux-Civray. 1 Couverture Tertiaire ; 2 Calcaire Mésozoïques ; 3 Toarcien (niveau imperméable) ; 4 Série infra Lias détritique et dolomitique ; 5 Série de base détritique ; 6 Socle altéré par action météorique ; 7 Granitoïdes. (Boiron et al., 2002).

3.2 Méthode de traçage des circulations de fluides

Dans l'étude précédente il semble qu'une des clefs pour établir un modèle métallogénique serait l'identification directe du mécanisme des circulations hydrothermales. Des données de terrain mettant en évidence l'hydrodynamique des circulations hydrothermales permettraient de mieux contraindre les modèles et compléterait de façon indépendante l'ensemble des données géochimiques et structurales.

L'hydrodynamique des paléocirculations est déjà abordée de façon indirecte par les modèles numériques mégascopiques. Ces derniers sont généralement basés sur des bilans de masse (Ferry et al., 2002; Cartwright et Buick 1996), ou sur des bilans thermiques (Norton et Knight, 1977; Hanson et al., 1993; Gerdes et al., 1998; Cui et al., 2001; Oliver et al., 2006). Les bilans de masse permettent d'avoir des flux intégrés dans le temps et donnent des vitesses moyennées dans l'espace et dans le temps. Il y a donc peu de données instantanées en dehors des mesures de forage, et pas de données de terrain sur les circulations dans les paléo-champs hydrothermaux, faute de méthodes d'étude. Le développement de nouvelles techniques de terrain pour approcher la circulation des fluides dans la lithosphère permettrait des avancées significatives dans la compréhension et la modélisation des systèmes hydrothermaux.

Mes travaux de recherches ont pour objectif de proposer une méthode pour obtenir des informations locales et instantanées sur l'hydrodynamique des fluides hydrothermaux. Ces données étant utiles pour retracer l'histoire des circulations anciennes. La démarche est basée sur l'influence de l'hydrodynamique sur la croissance cristalline. Dans la première partie de ce chapitre la croissance cristalline dans un fluide en mouvement est modélisée. Puis, dans la deuxième partie les résultats théoriques seront comparés aux données obtenues expérimentalement sur la croissance d'alun. Enfin les modèles théoriques de croissance cristalline seront utilisés par méthode inverse sur des formations hydrothermales.

3.2.1 Croissance cristalline et hydrodynamique : état de l'art.

Les concepts théoriques sur la croissance cristalline les plus généraux et les plus avancés datent des années 1970. Le premier modèle conceptuel d'envergure a été proposé par la théorie BCF Burton Cabrera et Frank (1950). Ce modèle est focalisé sur les propriétés de surface du cristal (Fig. 7) et définit 3 mécanismes élémentaires de surface basée sur une croissance des faces en escalier.

- L'adsorption sur une face cristalline
- La diffusion sur cette face
- Les vitesses d'incorporation dans le cristal au niveau des sites de croissance

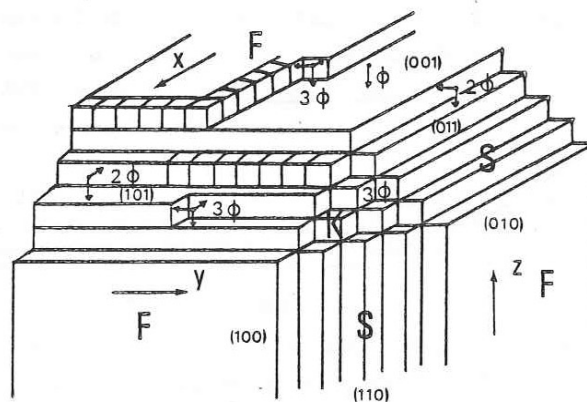


Figure 7 : Cristal hypothétique avec différents types de faces : faces F {001}, faces S {110}, faces K {111}. ϕ : surfaces de liaisons entre les faces cristallines et les petits cubes élémentaires (Boistel 1982)

Dans ce premier modèle l'influence du milieu de cristallisation est globalement ignorée et le lien avec la vitesse de circulation des fluides ne peut pas être pris en compte. Les travaux de Gilmer, Ghez et Cabrera (1971 ; théorie GGC), se basent sur la théorie BCF en y incluant une étape supplémentaire : la diffusion des éléments de croissance dans le volume du milieu extérieur jusqu'à la surface du cristal. Cette approche est particulièrement adaptée aux croissances hydrothermales à partir d'éléments peu concentrés. L'utilisation des équations proposées par ces auteurs nécessite de définir un nouveau paramètre : δ , l'épaisseur de la couche limite de liquide dans laquelle la diffusion chimique domine sur les processus d'advection.

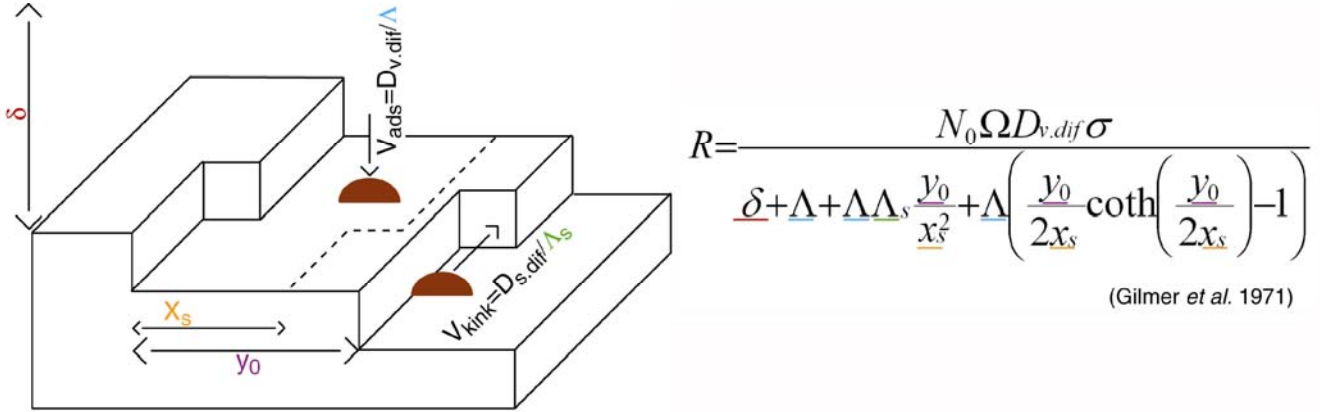


Figure 8 : Modèle de croissance cristalline (GGC), V_{ads} : vitesse d'adsorption ; V_{kink} : vitesse d'incorporation dans le cristal.

N_0 Nombre d'unités constitutives dans la solution

Ω Volume d'une unité constitutive

$D_{v,dif}$ coefficient de diffusion volumique dans le fluide

σ sursaturation de la solution

δ épaisseur de la couche limite

Λ longueur permettant de définir une vitesse d'adsorption

Λ_s longueur permettant de définir une vitesse d'incorporation dans le cristal

y_0 distance entre deux marches

x_s distance au-delà de laquelle une unité constitutive ne peut pas être incorporée dans le cristal (l'unité est désorbée et repart dans le fluide).

Les auteurs modélisent très simplement la croissance cristalline à partir d'un système d'équations différentielles, la première (1) décrit la diffusion dans un liquide, la seconde (2) l'adsorption d'éléments sur la surface du cristal et enfin, la troisième (3) la diffusion sur cette surface (Gilmer et al., 1971, Wang et al., 1999, Hu et Hu 2002)

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_v \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) C \quad \delta > y > 0 \quad (1)$$

$$D_v \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{D_v}{\Lambda} C - \frac{C_s}{\tau} \quad y = 0 \quad (2)$$

$$-D_v \frac{\partial C_s}{\partial y} = D_s \frac{\partial^2 C_s}{\partial x^2} - \frac{\partial C_s}{\partial t} \quad y = 0 \quad (3)$$

Avec :

- C concentration dans la solution, C_s concentration des molécules adsorbées à la surface du cristal,
- D_v diffusion volumique dans la solution, D_s diffusion des molécules au niveau de la surface du cristal,
- D/Λ vitesse d'incorporation des molécules dans la couche d'adsorption à la surface du cristal,
- τ temps moyen de résidence d'une particule dans la couche adsorbée,
- δ épaisseur de la couche limite.

En régime permanent ce système d'équations permet d'aboutir à la solution présentée dans la figure 8. La définition de l'épaisseur de la couche limite de diffusion comme une zone de fluide « mort » (i.e. la vitesse d'écoulement est nulle) est ambiguë car, pour les fluides visqueux, seul le fluide à l'interface solide - liquide a une vitesse nulle. L'épaisseur de la couche limite doit être calculée à partir du flux chimique entrant dans le cristal. Ce flux chimique peut être défini à partir de la variation de la concentration au voisinage du cristal. Le flux chimique donné par l'équation (1) est en réalité gouverné par l'épaisseur de la couche limite δ , elle-même dépendant de l'équation de transport composée d'un terme advectif et d'un terme diffusif.

$$\frac{dC}{dt} = -(V \cdot \nabla)C + D_v \cdot \Delta C + R \quad (4)$$

- C: grandeur transportée (concentration, température),
- D_v : coefficient de diffusion m^2/s ,
- ∇ : Nabla dérivée spatiale,
- Δ : Laplacien dérivée seconde spatiale,
- R : terme source ($=0$),
- $(V \cdot \nabla)C$: terme convectif, dépendant de la vitesse du fluide. Cette vitesse peut provenir de différentes équations qu'il convient de choisir convenablement,
- $D_v \cdot \Delta C$: terme diffusif.

Le terme convectif dépend de V la vitesse du fluide. Une bonne description du flux nécessite de connaître le champ de vitesse autour du cristal, ce qui n'est pas trivial. En effet, à l'échelle du grain, la vitesse du fluide est décrite par les équations de Navier Stokes (5 et 6) dont on ne connaît pas de solution générale :

- Équation de continuité / équation d'incompressibilité

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V} = 0 \quad (5)$$

- Équation bilan de la quantité de mouvement (Fluide incompressible)

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -(\vec{V} \cdot \vec{\nabla})\vec{V} + \nu \cdot \Delta \vec{V} - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P + \vec{f} \quad (6)$$

- ν : Viscosité cinématique m^2/s
- ρ : Masse volumique du fluide (kg/m^3).
- P: Pression de fluides (Pa)
- f: Force (N).

L'équation (5) peut être décrite comme une équation de transport, la grandeur transportée étant ici la vitesse. Pour connaître le terme dominant de cette équation, les termes advectifs et

diffusifs sont comparés en utilisant le nombre de Reynolds Re_L calculé en référence à une longueur caractéristique du système (L) :

$$Re_L = \frac{VL}{\nu} \quad (6)$$

Le nombre de Reynolds est utilisé pour justifier l'utilisation de méthodes de résolutions analytiques approchées. L'une des premières hypothèses consiste à considérer un régime d'écoulement laminaire (bas nombre de Reynolds : $Re < 10^4$ dans le cas de la couche limite). Cette hypothèse est a priori raisonnable pour la majeure partie des processus hydrodynamiques à l'échelle microscopique en sciences de la terre.

Les travaux antérieurs portant sur la croissance cristalline à l'échelle locale (échelle de la face d'un cristal) résolvent le problème de l'évaluation de l'épaisseur de la couche limite de 2 manières différentes :

(i) La première consiste à considérer une épaisseur de fluide δ dans laquelle la diffusion domine suivant le gradient de concentration (loi de Fick). En dehors de ce domaine le fluide a une concentration constante et le terme advectif est dominant. L'ordre de grandeur de cette épaisseur peut être évalué par une analyse dimensionnelle en partant de la notion de couche limite dynamique et plus précisément de couche limite de diffusion. Une définition simplifiée de la couche limite dynamique $\delta_H(x)$ est donnée par la distance prise perpendiculairement à la surface de l'obstacle solide et à partir de laquelle la vitesse diminue de 1% en comparaison à la vitesse V_e qu'aurait un fluide parfait (fluide sans viscosité avec un écoulement potentiel ; Schlichting 1968) :

$$\delta_H(x) = y \Big|_{u=0.99V_e} \quad (7)$$

De la même façon il est possible de définir une épaisseur de couche limite de diffusion.

$$\delta_c(x) = y \Big|_{c=0.99c_\infty} \quad (8)$$

Par analyse dimensionnelle l'ordre de grandeur de la couche limite est donné par les relations suivantes.

$$\delta_H^2(x) \approx \frac{x\nu}{V_e(x)} \quad (9)$$

De même on obtient facilement la relation pour la couche limite de diffusion.

$$\delta_c^2(x) \approx \frac{x D_v}{V_e(x)} \quad (10)$$

x étant la position le long de la face du cristal, $\nu = \mu/\rho$ et D_v sont les viscosités dynamiques et le coefficient de diffusion volumique chimique (m^2/s).

Les travaux de recherche qui ont pour objectif de modéliser la croissance cristalline utilise ces différents résultats pour évaluer/ calculer l'épaisseur de diffusion de la couche limite.

Gilmer et al., (1971) proposent d'utiliser la solution donnée par Carlson (1958), ces derniers auteurs se référant au problème de l'hydrodynamique de la plaque plane résolu par Blasius en faisant l'analogie entre l'équation de la chaleur (Fourier) et l'équation du transport de soluté (Fick).

$$\delta = \frac{3}{2} \left[\frac{\rho D_v}{\mu} \right]^{\frac{1}{3}} \cdot \left[\frac{\mu x}{\rho V} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (11)$$

(ii) La deuxième manière d'évaluer l'épaisseur de la couche limite consiste à résoudre l'équation de transport (4) à partir d'une expression empirique du profil de vitesse au voisinage de la paroi du cristal.

Chernov (1992) propose de modéliser la décroissance de la vitesse du fluide le long d'une face cristalline par la relation suivante :

$$V(z) = V_0 \cdot [1 - e^{-kz}] \quad (12)$$

- V_0 : vitesse globale du fluide
- k^{-1} : épaisseur de la couche limite hydrodynamique. Cet auteur choisi l'épaisseur de la couche limite de la plaque plane (Problème de Blasius), ce qui revient à faire intervenir une valeur estimée de la couche limite $k^{-1} = 5 \sqrt{\frac{\nu x}{V_0}}$

Coriell et al., (1996) mesurent les vitesses d'écoulement et modélisent cette vitesse par l'équation (13), d_1 et d_2 étant des paramètres expérimentaux, \bar{U} est la vitesse du fluide non visqueux.

$$\bar{V}(z) = d_1 z + d_2 \left[1 - e^{-\frac{\bar{U} \rho z}{\nu}} \right] \quad (13)$$

Murray et al., (2000) mesurent eux aussi les vitesses d'écoulement et proposent une nouvelle expression donnée en (14). S_0 et S_1 sont des données expérimentales.

$$V(z,t) = S_0 \frac{\nu}{\rho \bar{V}} \left[1 - e^{-\frac{\rho \bar{U} z}{\nu}} \right] + \text{real} \left(\left[\frac{S_1}{\lambda} e^{-\frac{\rho \bar{V} z}{2\nu}} \right] \sinh(\lambda z) \times e^{i\omega t} \right) \quad (14)$$

Enfin Kwon et al., (2007) donnent une expression pour l'épaisseur de la couche limite et le profil des vitesses en se basant sur le modèle de la plaque plane de Blasius.

$$\delta = 4,64 \frac{V_\infty(x)x}{\nu} \text{ avec : } \frac{V(x,y)}{V_\infty(x,\infty)} = \frac{2}{3} \frac{y}{\delta} - \frac{1}{2} \left(\frac{y}{\delta} \right)^3 \quad (15)$$

Finalement, l'hydrodynamique au voisinage d'un cristal est très largement inspirée du modèle de la plaque plane résolu par Blasius (1908). Ce modèle est le suivant : une plaque parallèle à une vitesse amont V_∞ freine le fluide en créant un profil de vitesse. Ce profil obéit à l'équation de Blasius (1908) qui est valable pour $1 \ll \text{Re}(x) < 10\,000$, c'est à dire pour un grand nombre de Reynolds admettant un écoulement laminaire.

Ce problème revient à trouver la solution de l'équation différentielle donnée en (16) avec les conditions limites.

$$\begin{aligned}
2f'''' + ff'' &= 0 \\
f(0) = f'(0) &= 0 \\
\lim_{\eta \rightarrow \infty} f'(\eta) &= 1
\end{aligned}
\quad \text{en posant} \quad
\begin{aligned}
f'(\eta) &= \frac{V}{V_e} \\
\eta = \frac{y}{\delta(x)} &= y \sqrt{\frac{V_e}{\nu x}}
\end{aligned}
\quad (16)$$

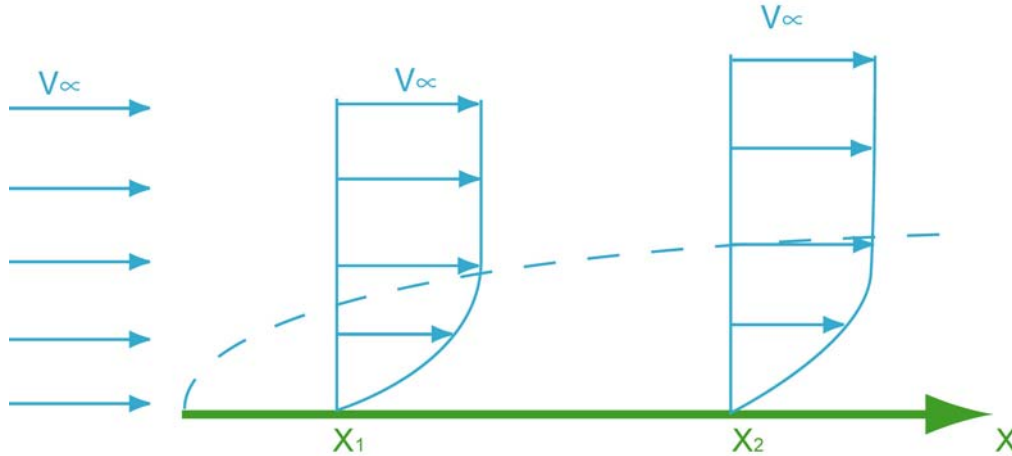


Figure 9 : Profils de vitesses d'écoulement le long d'une plaque plane. L'épaisseur de la couche limite augmente le long de la plaque (en vert). Dans ce cas $V_e = V_\infty$.

Pour une géométrie de plaque plane V_e est égale à la vitesse amont V_∞ , ce résultat n'est pas valable une plaque faisant un angle non nul avec la vitesse amont, pourtant cette dernière géométrie est le cas général pour les faces cristallines dans un fluide en écoulement. Pour bien poser le problème de l'utilisation de la solution de Blasius dans les processus de croissance cristalline, il convient de bien différencier V_∞ qui est la vitesse en amont du cristal, et la vitesse V_e extérieure au profil de vitesse le long d'une face, c'est-à-dire à une distance infini. Il est important de remarquer que V_e varie avec x alors que V_∞ est fixe, le cas où $V_e = V_\infty$ (Problème de Blasius) est un cas particulier.

Cette partie introductive sur la modélisation de la couche limite montre les insuffisances des solutions utilisées et la nécessité d'avoir une meilleure description du champ de vitesse autour d'un cristal. Le problème de l'hydrodynamique autour d'un cristal peut être envisagé de deux façons différentes et complémentaires. (i) La première approche consiste à utiliser les solutions analytiques développées en hydrodynamique. Une première solution sera présentée dans la partie suivante et consiste à utiliser la méthode de résolution du profil de couche limite donnée par Falkner et Skan (1931) pour un écoulement autour d'un « coin » ouvert sur un espace semi infini. Cependant d'autres solutions analytiques peuvent être utilisées, notamment les écoulements rampant autour d'un volume fini (cylindre sphère), et seront présentées dans la partie perspective. (ii) La seconde solution consiste à résoudre l'équation de transport et les équations de Navier Stokes autour d'un cristal par éléments finis (ou différences finies). Les premiers résultats de modélisation par éléments finis seront présentés dans un second temps.

3.2.2 Solution analytique pour les grands nombres de Reynolds en régime laminaire

Sizaret S., Fedioun I., Barbanson L., Chen Y . (2006). Crystallisation in flow Part II: Modelling crystal growth kinetics controlled by boundary layer thickness. *Geophysical Journal International*, 167, 1027-1034.

Dans cette modélisation de la croissance cristalline en contexte hydrodynamique, l'écoulement autour d'un dièdre est étudié en utilisant les solutions auto-semblables de couche limites données par Falkner-Skan (1930) pour les grandes valeurs du nombre de Reynolds et pour des faces faisant un angle avec la vitesse amont de 90° à -18° . Par conséquent, ce travail est une généralisation des travaux précédents qui sont basés sur le cas d'un écoulement parallèle à la face cristalline considérée. Comme nous l'avons vu dans la partie introductive théorique la différence majeure par rapport au problème de Blasius est que pour un angle différent de 0° la vitesse extérieure (V_e) qui dérive du champ potentiel n'est pas constante en (x). La vitesse extérieure se calcule facilement par une transformation de Schwartz-Christoffel d'un écoulement sur un demi-plan. Le résultat est le suivant :

$$V_e(x) = \frac{2k}{2-\beta} x^{\frac{\beta}{2-\beta}} \quad (16)$$

Avec β tel que $\beta.90^\circ$ est une mesure de l'angle considéré (Fig. 10), et k une constante dépendant du champ potentiel, c'est-à-dire de V_∞ et β . Une estimation de $k(V_\infty, \beta)$ a été obtenue par simulation par différence finie (Fluent) lors d'un projet de cinquième année d'étudiant ingénieur de Polytech'Orléans.

$$k(U_\infty, \beta) \approx 1.4 U_\infty (1.17 - \beta)^{-2.8} \quad (17)$$

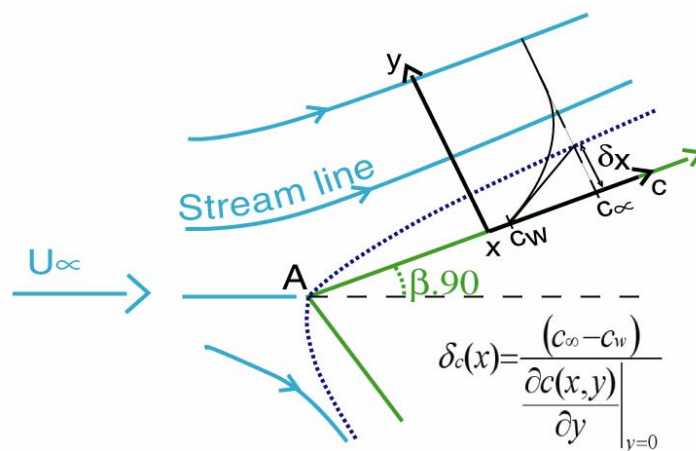


Figure 10 : Ecoulement autour d'un dièdre. L'épaisseur de la couche limite de diffusion est définie à partir du profil de concentration donné par la courbe en noir.

A partir du champ de vitesse, l'équation de transport (4) peut être résolue. Cependant le profil de concentration dépend des conditions aux limites. A l'infini, le fluide est sursaturé et a une concentration constante C_∞ , au voisinage de la paroi du cristal, la situation est plus complexe. Dans un premier temps la concentration peut être considérée constante C_w proche de la saturation par rapport au cristal. Dans ce cas les processus de croissance cristalline de surface sont rapides et consomment le soluté présent dans la couche limite sans dépasser la valeur de saturation, le cristal jouant un rétrocontrôle en tamponnant la solution (Fig. 10). A partir de cette hypothèse, qui sera critiquée par la suite, un profil de concentration peut être établi et permet de définir un flux pariétal ainsi que l'épaisseur de couche limite (18).

$$\delta_c(x) = \frac{(c_\infty - c_w)}{\left. \frac{\partial c(x,y)}{\partial y} \right|_{y=0}} \quad (18)$$

La valeur de la couche limite peut alors être utilisée dans le modèle GGC. L'hypothèse de croissance de surface très rapide devant la diffusion permet de simplifier l'expression du taux de croissance et de dire que finalement le taux de croissance local R_x (dépendant de x et de β) est égal au flux pariétal (Fig. 11).

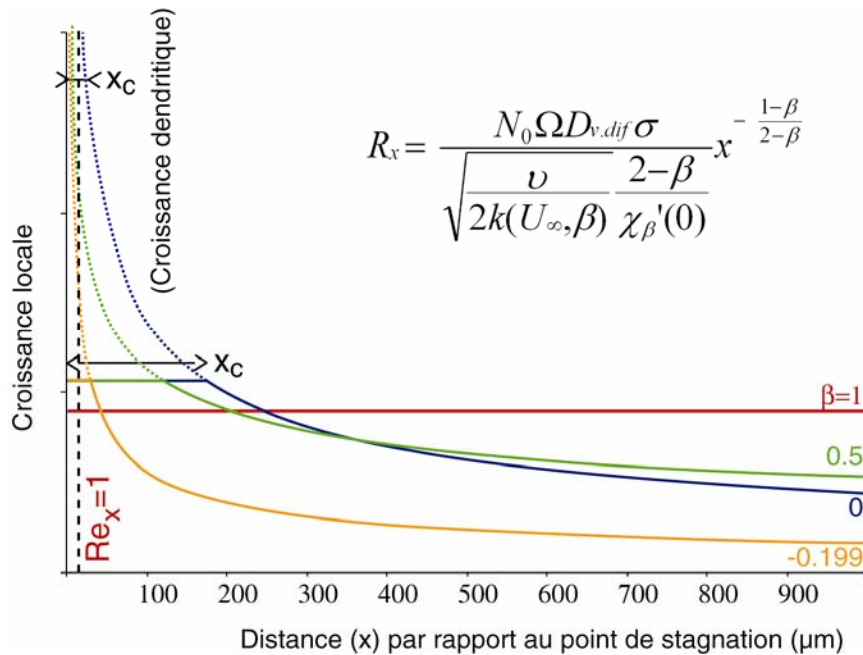


Figure 11 : Taux de croissance locale fonction de la distance à l'apex du dièdre x et de l'angle entre la face du cristal et la vitesse amont β . Les courbes sont données pour une vitesse de $0,01\text{ms}^{-1}$.

L'analyse de la variation du taux de croissance local montre que globalement le taux décroît avec x et quand x est grand le taux croissance diminue avec β . Pour x très petit le taux de croissance tend vers l'infini, ceci appelle 2 commentaires :

- Pour x très petit, le nombre de Reynolds est faible et donc la théorie utilisée n'est pas fiable.
- L'augmentation exponentielle du taux de croissance quand x tend vers l'infini est liée à l'augmentation du gradient de concentration. En effet le terme advectif de l'équation de transport « apporte » une concentration C_∞ au voisinage de la paroi cristalline, alors que nous avons fait l'hypothèse d'une concentration à la paroi constante. Ceci nous amène à considérer deux cas. (i) la concentration au niveau de la paroi est bien constante C_w , cela implique que les réactions de surface sont extrêmement rapides et donc la croissance est localisée au voisinage de l'apex (la loi de croissance donnée ici est très approximative pour Re_x au voisinage de 1 et fautive quand $Re_x < 1$), (ii) les processus de surface sont lents par rapport à la diffusion volumique, la croissance cristalline est donc dominée par les processus de surface jusqu'à une valeur critique x_c , au-delà de laquelle les processus volumiques dominent la croissance cristalline.

L'expression obtenue montre des similitudes avec l'analyse dimensionnelle classiquement utilisée pour estimer l'épaisseur de la couche limite. L'approche analytique donne une expression du taux de croissance local, cependant ce modèle est limité au grand nombre de

Reynolds, il est inadapté dans la zone apicale, il est réalisé sur une figure ouverte sur un demi espace infini et limité à des angles incidents supérieurs à -18° . Pour toutes ces raisons il convient de s'intéresser à une forme cristalline plus proche de la réalité, notamment des formes fermées, avec une solution adaptée aux bas nombres de Reynolds. Plusieurs solutions sont possibles, l'une d'elle consiste à résoudre les équations de Navier Stokes par éléments finis.

3.2.3 Modèle numérique de croissance cristalline en régime laminaire

Sizaret S., Branquet Y., Gloaguen E., Chauvet A., Barbanson L., Chen Y., (2009). Estimating the local paleo-fluid flow velocity: New textural method and application to metasomatism E.P.S.L, 280, 71-82.

Les travaux présentés précédemment ont permis d'obtenir une expression analytique de la croissance cristalline. Au regard de cette expression il est évident que le rapport des taux de croissance entre deux faces dépend du facteur de géométrie β mais est indépendant de V_∞ . Or l'étude des phases hydrothermales a permis d'observer depuis longtemps des développements de bandes de croissance variables dans un même cristal pour des faces cristallographiquement équivalentes (e.g. Lebedev 1967, Kessler et al., 1972, Prieto et Amoros 1981). Une première explication intuitive est de dire que ces variations d'épaisseur sont liées à des flux différentiels dus à la direction de circulation du fluide. Cette explication intuitive est elle modélisable ? Le modèle théorique peut-il être utilisé pour établir une relation entre les épaisseurs relatives des bandes de croissances et la vitesse du fluide ? Dans cette partie nous allons démontrer que pour une géométrie fermée, les rapports des taux de croissance varient avec V_∞ .

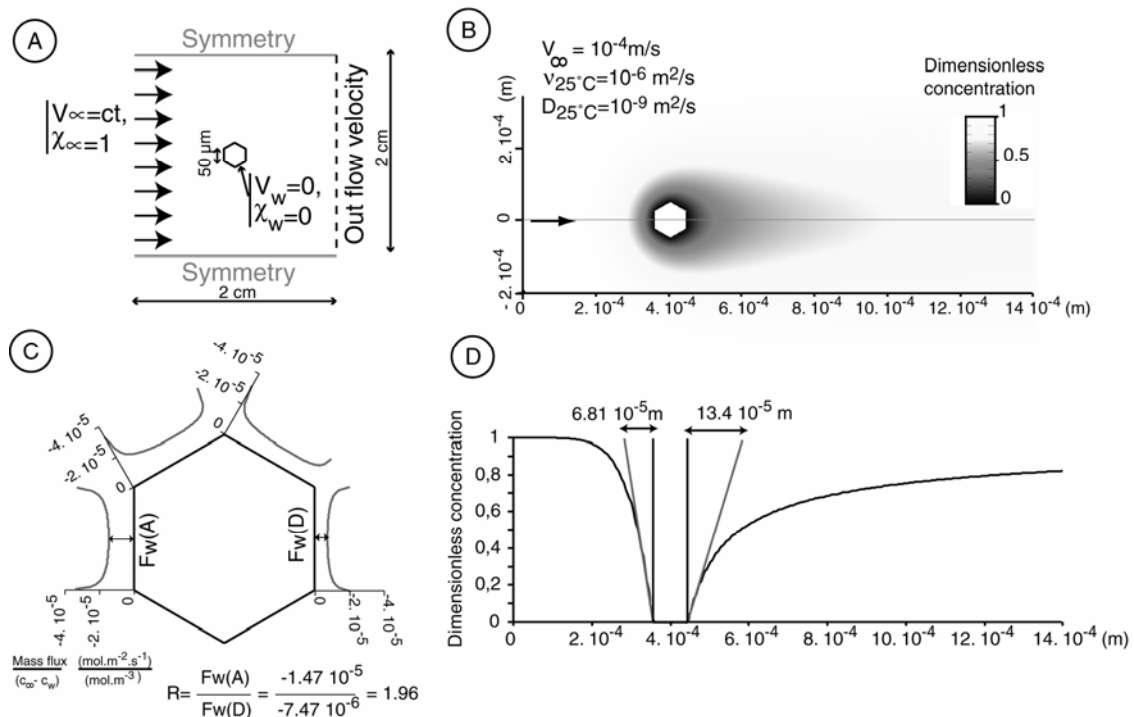


Figure 12 : Modélisation de la croissance d'un cristal hexagonal. (A) Description des conditions aux limites du modèle ; (B) Résultat d'une simulation montrant les variations de concentration à proximité du cristal ; (C) Flux pariétaux locaux donnés par le modèle numérique ; (D) Profils de concentrations passant par le milieu du cristal permettant d'évaluer l'épaisseur limite de la couche de diffusion.

La modélisation a été réalisée en utilisant le logiciel commercial Femlab (Comsol) qui résout les systèmes d'équations différentielles par éléments finis. Les équations de Navier Stokes et l'équation de transport ont été résolues en régime permanent en 2D autour d'un hexagone (=cristal) de 20 μm de côté.

Les conditions limites pour les équations de Navier Stokes sont :

- V_∞ en entrée, variable principale du modèle,
- P =constante en sortie,
- condition de non glissement le long de l'hexagone.

Les conditions limites pour l'équation de transport sont :

- $\chi_\infty = 1$ en entrée (concentration adimensionnée),
- flux advectif sortant en sortie,
- $\chi_w = 0$ le long des parois du cristal (concentration adimensionnée ; Fig. 12A).

Les résultats montrent une variation de concentration hétérogène autour du cristal (Fig. 12B), les gradients de la zone amont sont plus forts par rapport à ceux de la zone aval. Ceci a deux conséquences :

- i) La concentration n'est pas constante autour du cristal ; par conséquent à partir d'une certaine taille l'influence des cristaux voisins n'est plus négligeable (cas d'une roche naturelle).
- ii) Les flux chimiques amont et aval sont différents ; par conséquent, si la croissance est dominée par la diffusion dans la couche limite, les taux de croissance des faces amont et aval sont différents.

L'utilisation de ce modèle sur des cas naturels doit tenir compte de l'influence des cristaux voisins. Deux cas doivent être distingués : (i) le cristal est dans un sillon de concentration plus faible et constant. Dans ce cas le rapport des flux face amont sur face aval est inchangé car indépendant des valeurs de C_∞ et C_w . (ii) le cristal est dans une zone où le gradient de concentration généré par la croissance d'autres cristaux est important. Dans ce cas le modèle présenté ici ne convient pas. Il est donc nécessaire d'évaluer à partir de quelle distance un cristal perturbe significativement le gradient de concentration. Cette distance peut être estimée à partir de l'épaisseur de la couche limite de diffusion, elle-même définie à partir du gradient chimique. Dans la couche limite, le gradient chimique est important et influence la croissance d'autres cristaux, alors qu'en dehors de cette zone les cristaux ont une croissance indépendante. Ce modèle est donc assez robuste pour être appliqué à des cas naturels, moyennant une évaluation de l'épaisseur de la couche limite (Fig. 12D).

Les flux chimiques modélisés sur les surfaces montrent des courbes paraboliques suggérant une croissance infinie au niveau des apex. Cette remarque est identique à celle formulée pour le modèle analytique : le flux élevé est dû à un gradient de concentration important est lié à la condition limite de concentration imposée à la surface du cristal et à l'influence du terme advectif qui « souffle » le profil de concentration le long de la paroi du cristal (Fig. 12C). Si les processus de surfaces sont extrêmement rapides alors il y aura une croissance dendritique localisée dans les zones apicales. En revanche si les processus de surface sont plus lents, alors, dans cette région, la croissance sera constante jusqu'à un seuil critique au-delà duquel la diffusion volumique contrôlera la croissance cristalline.

Finalement les résultats sont utilisés pour établir la relation entre la vitesse en amont et le rapport du flux de la face amont sur le flux de la face aval. A cause de l'inexactitude des résultats dans les zones apicales 2 courbes ont été tracées pour des conditions de pression et de température variables. La première courbe utilise un rapport de la moyenne des flux, la

deuxième est le rapport des flux minimum (Fig. 13A). Parallèlement les épaisseurs de diffusion sont calculées en prenant les flux moyen et minium (Fig. 13B).

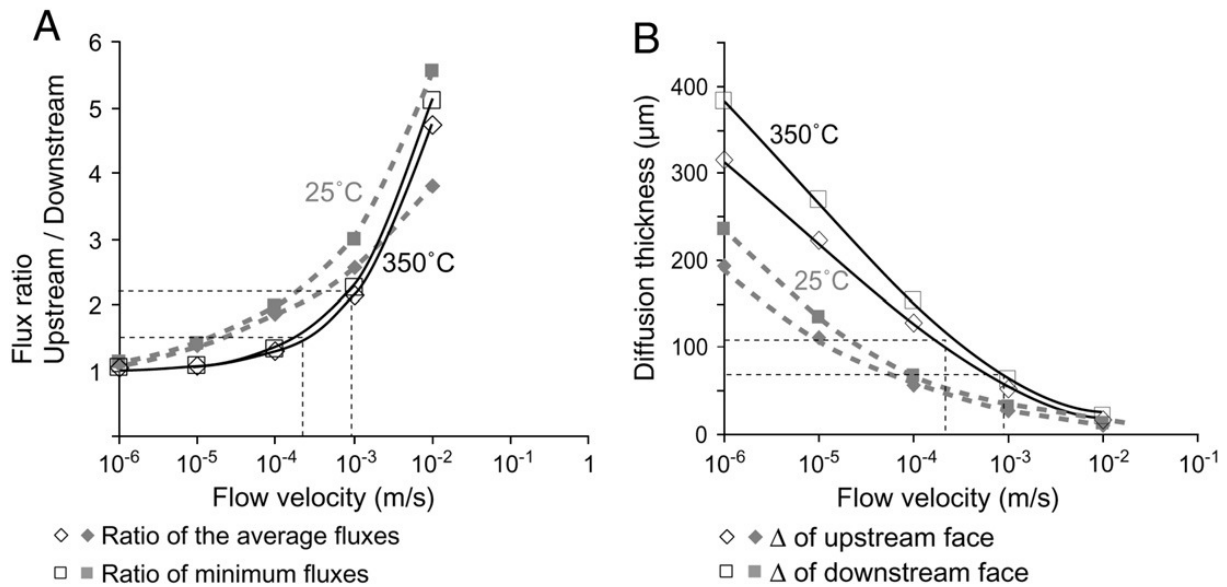


Figure 13 : (A) Courbes montrant les rapports des flux face amont/face aval en fonction de la vitesse amont pour des conditions de pression et de température variables ; (B) Courbes montrant la variation de l'épaisseur de la couche limite de diffusion avec la vitesse.

Les courbes de la figure 13A montrent une augmentation exponentielle du rapport des flux face amont/face aval avec la vitesse de circulation du fluide. Pour les basses vitesses le rapport des flux tend vers 1 (croissance isotrope dans un milieu homogène). Pour les fortes vitesses le modèle ne donne pas de réponse au delà de 10^{-2} m.s^{-1} , les simulations ne convergent plus car l'écoulement devient turbulent. La figure 13B permet de voir la diminution de l'épaisseur de la couche limite de diffusion avec la vitesse. Cette diminution va de pair avec une forte augmentation du gradient de concentration dans le volume défini par l'épaisseur de la couche limite. Une couche limite épaisse aura une influence moins grande qu'une couche limite très resserrée. L'utilisation de ce résultat pour l'estimation de paléo-vitesses sera présentée dans la partie 3.4.2

3.3 Expérimentation

Les travaux expérimentaux ont été entrepris avec deux objectifs principaux :

- Montrer la brisure de symétrie enregistrée par la forme finale des cristaux,
- Vérifier expérimentalement la relation trouvée par la théorie entre la vitesse de circulation et le rapport des taux de croissance des faces amont et aval.

De nombreuses études expérimentales ont été réalisées sur les relations existantes entre les vitesses d'écoulements et la croissance cristalline. Les systèmes industriels ont été les plus étudiés et font intervenir des écoulements en rotation à grande vitesse dans les cristallisoirs (cristal tournant et creuset tournant), le régime d'écoulement étant généralement turbulent (Takubo 1985). Les résultats expérimentaux obtenus dans de telles conditions sont difficilement exploitables sur des cas naturels. Dans cette partie seuls les travaux se rapportant à notre problématique seront présentés. On distinguera les travaux portant sur les monocristaux, ceux qui portent sur la diffusion à travers la couche limite, et enfin ceux qui ont pour objet d'étude la germination et la croissance de plusieurs cristaux dans un fluide en écoulement.

3.3.1 Etude expérimentale de croissance cristalline d'un monocristal.

Dans les travaux présentés ci-après la croissance cristalline est étudiée sur monocristal dans un écoulement globalement rectiligne. Les études comparent les taux de croissance de faces cristallines équivalentes en position amont et aval pour des vitesses assez rapides supérieures au cm/s.

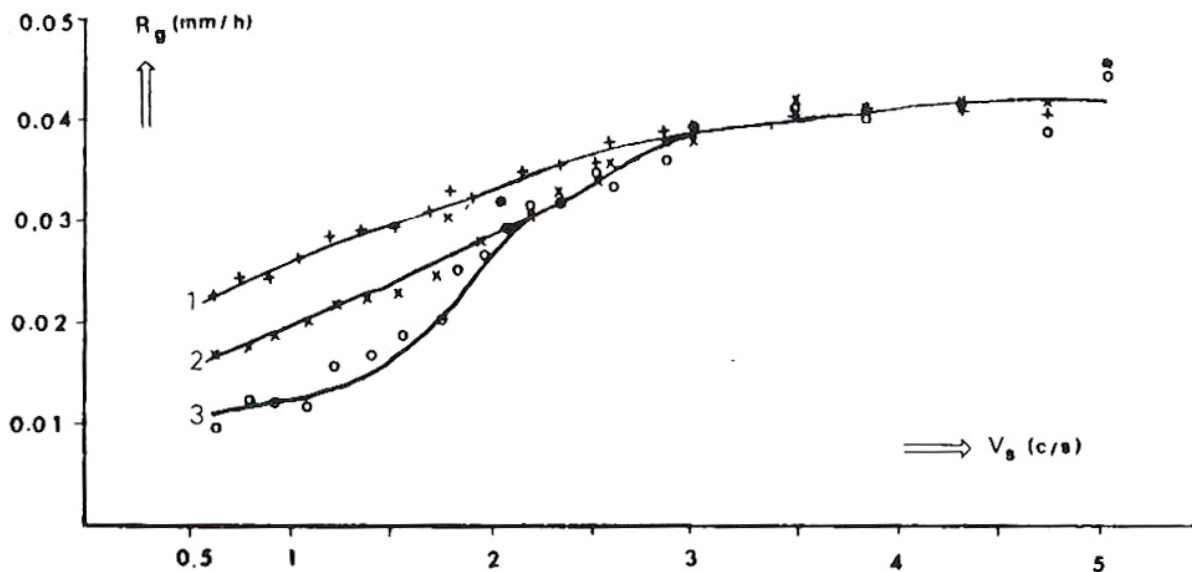


Figure 14 : Taux de croissance des faces $\{101\}$ de KDP en fonction de la vitesse d'écoulement du fluide, $s=1,8\%$ et $T=29,5^\circ\text{C}$. Symboles : + face amont, x face parallèle à l'écoulement, o faces avales (Prieto et Amoros 1981).

Rodriguez-Clemente (1976) étudie l'influence de l'hydrodynamique sur la croissance d'un cristal de NaCl. Dans ces expériences la vitesse d'écoulement de la solution mère varie pour étudier l'évolution du taux de croissance de deux faces (100) sur un monocristal, l'une est en position amont et l'autre en position aval. Les résultats montrent qu'à faible vitesse la croissance de la face amont est supérieure à celle de la face aval. En revanche pour des vitesses plus grandes, en régime turbulent, les cristaux ont une croissance isotrope. Dans la continuité de ces travaux, Prieto et Amoros (1981) ont analysé la croissance d'ADP et de

KDP dans un fluide en écoulement unidirectionnel. L'expérience porte sur 3 faces {101} orientées parallèlement et perpendiculairement en amont et en aval du fluide. Pour les basses vitesses d'écoulement, les taux de croissance sont plus forts pour la face amont par rapport à la face aval (Fig. 14). Là aussi les écarts diminuent avec l'augmentation de la vitesse et de la turbulence. Lorsque la vitesse est supérieure à 3 cm/s et 2 cm/s pour respectivement le KDP et l'ADP, les taux de croissances sont identiques, quelque soit l'orientation de la face cristalline par rapport à la direction d'écoulement. Prieto et al., (1996) reprennent ces expériences sur les faces {011} de cristaux d'ADP et retrouvent des résultats similaires. Ces résultats expérimentaux sont interprétés en distinguant deux régimes de croissance. Pour les grandes vitesses, le taux de croissance est contrôlé par les processus de surfaces. Pour les faibles vitesses, les différences de taux de croissances des faces considérées sont le résultat de la variation de l'épaisseur de la couche limite en fonction de l'angle d'incidence entre la vitesse d'écoulement et la face considérée. Le taux de croissance est inversement proportionnel à l'épaisseur de la couche limite de diffusion. En outre ces travaux ont montré la présence d'inclusions fluides sur les faces en position aval dont le volume des inclusions fluides décroît avec la vitesse de circulation et augmente avec le taux de sursaturation.

3.3.2 Travaux expérimentaux portant sur l'évaluation de la contribution de la diffusion volumique à la croissance cristalline

Les expériences de Mullin et Garside (1967) montrent que la croissance des faces (111) de l'alun augmente avec le taux de sursaturation et la vitesse d'écoulement. A partir de ces résultats les travaux théoriques de Janssen-van Rosmalen et al., (1975) et expérimentaux de Garside et al., (1975) ont évalué l'influence de la diffusion volumique sur la croissance cristalline. Ces auteurs décrivent la croissance cristalline comme le résultat de deux étapes principales : i) la diffusion volumique et ii) l'intégration de surface. Ces deux processus fonctionnant en série, l'un après l'autre il est difficile de déterminer de façon pratique lequel est dominant. Garside et al., (1975) montre que pour une vitesse de circulation infinie, l'épaisseur de la couche limite de diffusion est nulle et donc la croissance est dominée par « l'intégration de surface ». Des expériences menées sur l'alun montrent clairement deux domaines : un premier pour les faibles vitesses, dont le taux de croissance varie en puissance de la vitesse d'écoulement, et un deuxième pour les fortes vitesses dans lequel la loi de croissance tend vers une valeur constante.

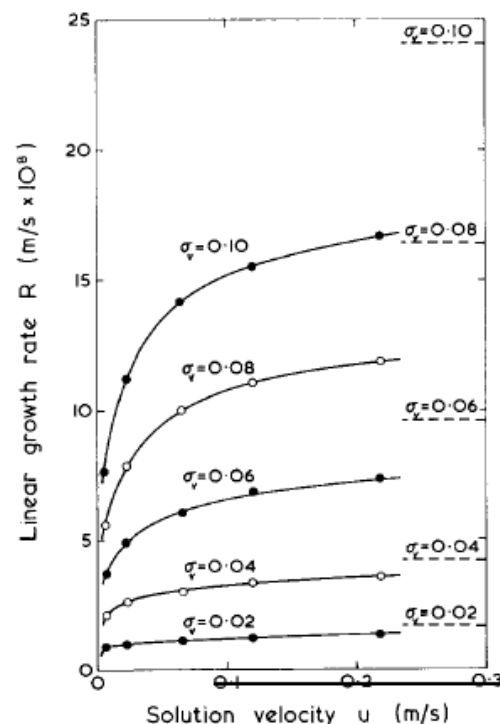


Figure 15 : Effet de la vitesse de la solution sur le taux de croissance d'un cristal d'alun à 32°C (Garside 1975). Les courbes horizontales en tirets représentent la croissance limitée par les effets de surface (modèle BCF pour une vitesse infinie ; d'après Garside 1975).

3.3.3 Etudes expérimentales de la croissance de plusieurs cristaux disposés sur une plaque parallèle à l'écoulement de la solution mère.

Takubo et al., (1984), réalisent des expériences de croissance d'ADP à partir de germes placés dans des rainures réalisées sur des plaques rectilignes. Dans cette expérience les écoulements rectilignes varient de 0,2 à 10 m/s et le taux de sursaturation est atteint progressivement en refroidissant la solution mère. Le taux de croissance est étudié en mesurant l'épaisseur du ruban de particules déposées pour des sursaturations et des vitesses d'écoulement variables.



Figure 16 : Cristaux d'ADP formés dans un écoulement vers la gauche avec une vitesse de $3,8 \pm 0,6 \text{ ms}^{-1}$, une saturation à $29,5^\circ\text{C}$ et un refroidissement de $1,7 \pm 0,05^\circ\text{C}$ (Takubo et al., 1984)

Les expériences montrent, pour une sursaturation moyenne, des formes cristallines allongées avec un angle qui varie entre $30-80^\circ$ et $100-150^\circ$ par rapport au sens d'écoulement (Fig. 16) et des faces courbes pour les fortes vitesses. Les résultats repris par Takubo (1985) montrent que pour les fortes sursaturations la vitesse d'écoulement varie avec la racine carrée de la vitesse (Fig. 17). De fait, la pente des droites de la figure 17, est de 0,4. Notons cependant que pour les faibles taux de sursaturation ($\sigma < 0.03$) et les faibles vitesses ($< 1 \text{ m/s}$) la relation n'est plus linéaire.

Enfin nous terminerons cette partie en présentant les travaux expérimentaux de Hilgers et Urai (2002), lesquels ont étudié la croissance cristalline d'alun dans un filon synthétique. Dans ces expériences la croissance cristalline n'est pas homogène dans la fissure, les taux de croissance étant plus élevés dans les zones amont. En fin d'expérience les fractures sont scellées dans les parties amont du système, la partie aval restant ouverte. Ces travaux ont mis en évidence que la compétition de croissance entre les grains est contrôlée par l'orientation cristallographique et l'orientation du flux chimique. Finalement ces auteurs proposent un modèle de croissance cristalline en faisant référence aux travaux de Mullin et Garside (1967).

$$v_{growth} = Av_{flow}^n \sigma^m \quad (19)$$

A, n, m étant des constantes déterminées expérimentalement.

Il est important de noter que dans les approches précédemment décrites les orientations des faces par rapport au flux chimique ne sont pas analysées, les expérimentateurs ont une vision globale de la croissance cristalline.

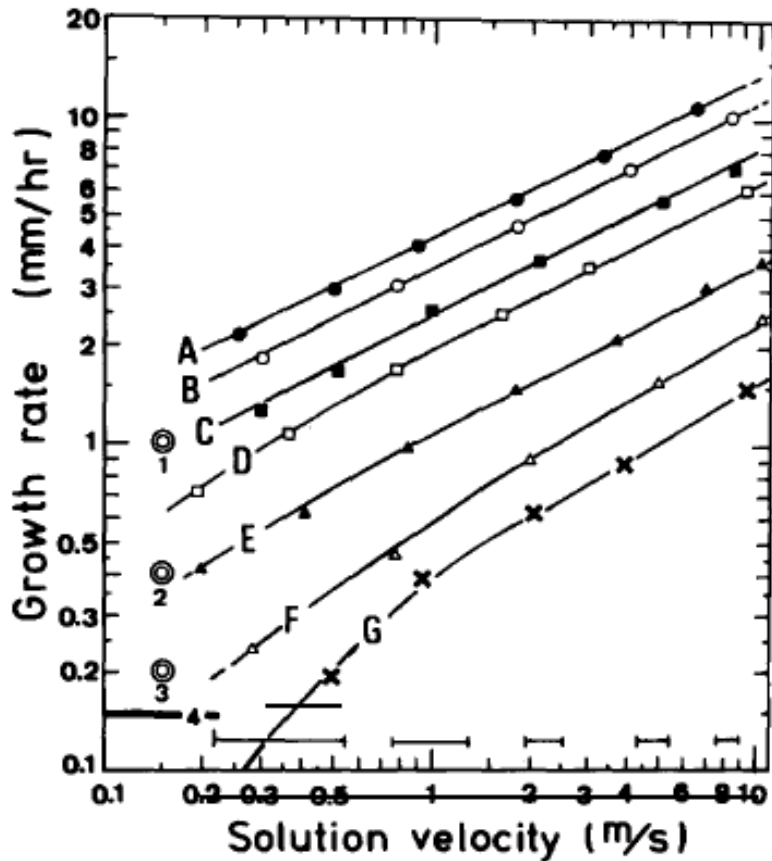


Figure 17 : Effet de la vitesse d'écoulement sur le taux de croissance de cristaux d'ADP à différentes sursaturations (Takubo 1985).

3.3.4 Travaux expérimentaux, premiers résultats, évolution des modèles.

Essalhi, M. (2009) Application de l'étude du magnétisme des roches à la compréhension des gisements : Traçage des paléocirculations (expérimentation et cas des minéralisations de La Florida, Espagne). Structuration et histoire de l'altération des amas sulfurés (cas des chapeaux de fer de la Province Pyriteuse Sud Ibérique, Espagne). Thèse soutenue à l'Université de Orléans sous la direction de Barbanson, L.

Durant la thèse de Mourad Essahli (2009) des expériences ont été menées sur la croissance de monocristaux d'alun. Une attention particulière a été portée sur la variation des taux de croissance pour des faces équivalentes en fonction de leur position par rapport aux directions d'écoulement. Ces expériences se distinguent de celles de Rodriguez-Clemente (1976), et Prieto et Amoros (1981) par les faibles vitesses du fluide correspondant au domaine où une modélisation en régime laminaire est possible.

Il a été choisi d'étudier la croissance cristalline de l'alun dans des écoulements à faible vitesse ($10^{-4} - 10^{-3}$ m/s). Le protocole expérimental est le suivant : une solution d'alun est saturée à une température supérieure à l'ambiante et pompée dans un cristalliseur contenant un germe d'alun, la croissance est suivie par un appareil photo afin de calculer le rapport des taux de croissance amont / aval (Essalhi, 2009 ; figure 18A et B).

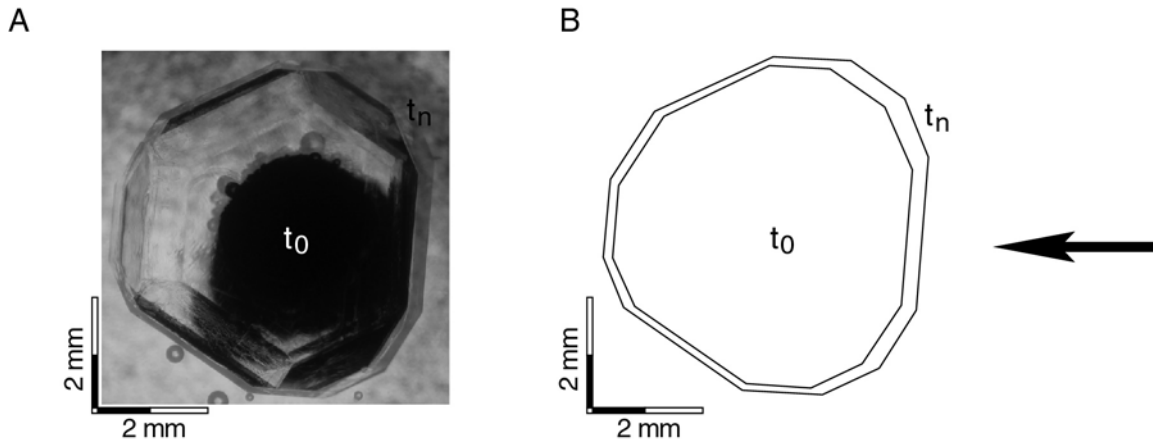


Figure 18 : Résultat expérimentaux pour la croissance d'Alun. (A) superposition de photos montrant l'état initial (t_0) et l'état final (t_n) ; (B) interprétation et détermination du rapport des taux de croissance de la face amont/ avale (Essalhi 2009).

Les résultats présentés sur la figure 19 forment des courbes de tendances en fonction des températures de cristallisation et de sursaturation. Ces courbes montrent qu'à vitesse équivalente les rapports de taux de croissance sont plus importants pour les températures élevées.

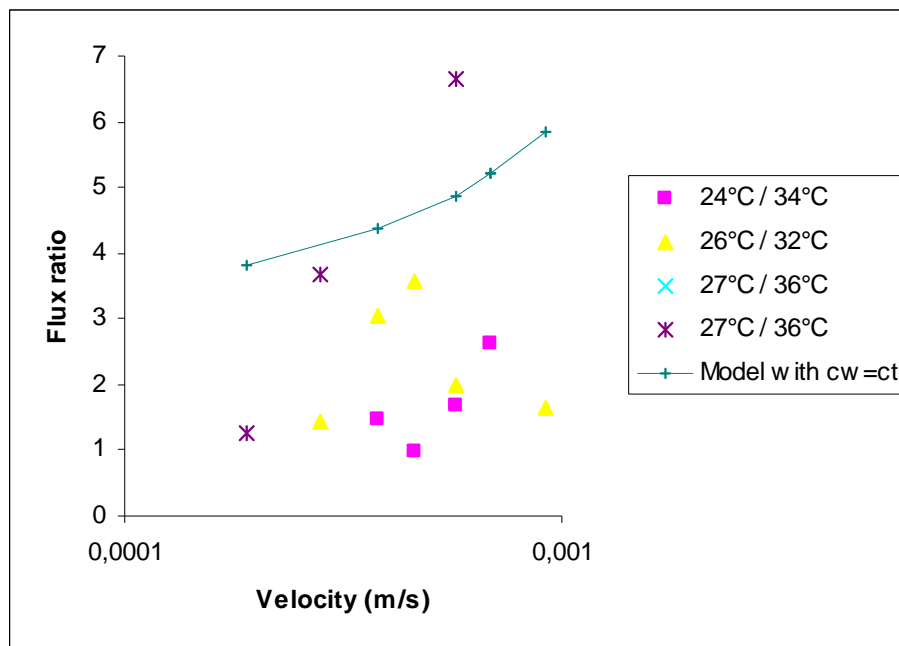


Figure 20 : Rapport des épaisseurs des bandes de croissance entre les faces amont et avale en fonction de la vitesse d'écoulement du fluide. La courbe bleue représente la courbe théorique obtenue à partir de la résolution des équations de Navier Stokes et de l'équation de transport avec comme condition limite $C_w = 0$ (cf partie 3.2.2). Les rapports de température de la légende représentent les températures du cristalliseur (ambiante) suivi des températures de la solution mère.

Les résultats, comparés aux modélisations réalisées dans les conditions décrites au § 3.2.2, c'est-à-dire avec une concentration adimensionnée, indiquent que le rapport du taux de croissance calculé est inférieur à celui observé expérimentalement. Cette différence entre prédiction théorique et les résultats expérimentaux peut être expliquée de plusieurs façons :

- (i) Premièrement, le modèle théorique est basé sur deux hypothèses fortes : (i) la diffusion à travers la couche limite est seule à contrôler la croissance, (ii) dans la région apicale la concentration à la paroi est constante. Finalement ces deux critiques n'en font qu'une adressée à la condition limite $C_w = C_t$. Si on considère que les processus de surface ont un contrôle non négligeable sur la croissance cristalline alors il est évident que la valeur théorique soit supérieure à la valeur expérimentale. L'influence des cinétiques de surface limitant les effets de l'advection sur la croissance cristalline. Cette idée est soutenue par le fait que les rapports de croissance à plus hautes températures se rapprochent de la courbe théorique. L'augmentation de la température ayant pour effet d'augmenter les cinétiques de surface en comparaison à la diffusion volumique. Cependant il reste impossible de dire s'il s'agit de la cinétique d'adsorption, de la diffusion de surface ou alors de la cinétique de réaction au niveau des sites d'incorporation. Toujours est il que ces expériences suggèrent de renouveler les modèles théoriques proposés notamment en utilisant des équations de cinétiques d'adsorption et de diffusion en condition limite pour les surfaces cristallines.
- (ii) En second lieu, les expériences menées au laboratoire n'étaient pas parfaites, idéalement le régime d'écoulement doit être laminaire et un seul cristal doit pousser. En réalité il semblerait que les lignes de courant en position avale aient du mal à se refermer provoquant une zone de turbulence, en outre, le cristalliseur est couvert de germes d'alun en fin de réaction, l'existence de ces germes ont pour effet de perturber la concentration de la solution.

Ces premiers résultats expérimentaux ne valident pas quantitativement l'approche théorique proposée ci-avant, cependant deux résultats sont importants :

- (i) La face amont a une croissance supérieure à la face avale,
- (ii) La valeur de vitesse d'un fluide déduite à partir d'un rapport d'épaisseur de bande croissance est une vitesse minimum.

3.4 Cas d'études

L'étude théorique de la croissance cristalline dans un fluide en écoulement a mis en évidence que la direction et la vitesse du courant sont enregistrées par la brisure de symétrie des formes cristallines hydrothermales. Le lien entre la forme du cristal et la direction d'écoulement a été vérifié expérimentalement, en revanche, la détermination de la vitesse du courant par l'étude des bandes de croissance est plus complexe et nécessite des travaux supplémentaires. Ces premiers résultats permettent de proposer une nouvelle approche des systèmes hydrothermaux en caractérisant l'hydrodynamique locale. Pour ces travaux, l'étude de la fabrique magnétique basée sur l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique s'est montrée particulièrement bien adaptée. Pour maîtriser cet outil il convient de bien comprendre les causes de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.

3.4.1 Relations entre la fabrique magnétique et la fabrique minérale

La susceptibilité magnétique K est mesurée en appliquant un champ magnétique H_{ex} à un échantillon et en mesurant le champ magnétique induit M . La relation entre ces trois grandeurs est la suivante :

$$M = KH_{ex} \quad (20)$$

Le signe de la susceptibilité et l'existence d'un champ rémanent permettent de distinguer 3 groupes de minéraux :

- Les minéraux diamagnétiques, dont les spins ont une orientation aléatoire en l'absence de champ extérieur et qui ont un champ magnétique rémanent nul. Ces minéraux soumis à un champ extérieur ont une aimantation antiparallèle.
- Les minéraux paramagnétiques n'ont pas de rémanence et lorsqu'ils sont soumis à un champ, ont une aimantation parallèle.
- Les minéraux ferromagnétiques parmi lesquels plusieurs comportements sont distingués : les minéraux ferromagnétiques qui ont tous leurs spins orientés dans la même direction, les minéraux antiferromagnétiques avec des spins se compensant (le champ résultant étant nul) et enfin les minéraux ferrimagnétiques dont les spins sont opposés sans se compenser.

La susceptibilité est une grandeur complexe qui dépend de κ la susceptibilité intrinsèque, et du facteur de démagnétisation noté N .

$$K = \frac{\kappa}{1 + N\kappa} \quad (21)$$

La susceptibilité magnétique des roches naturelles est généralement anisotrope et peut être décrite par un tenseur de rang 2. L'anisotropie a trois origines possibles : la forme des grains, l'orientation spatiale des cristaux, et l'alignement des grains. (Tarling et Hrouda 1984).

Anisotropie de forme

L'anisotropie de forme des grains est directement liée au facteur de démagnétisation. Un corps, soumis à un champ, produit une magnétisation M à laquelle s'oppose un champ de démagnétisation interne $H_d = -NM$. Dans le cas où le grain est cristallographiquement isotrope

(i.e. la susceptibilité intrinsèque est constante) et a une forme parfaitement sphérique le facteur de démagnétisation est isotrope et vaut $1/3$ (SI) (Fig. 21).

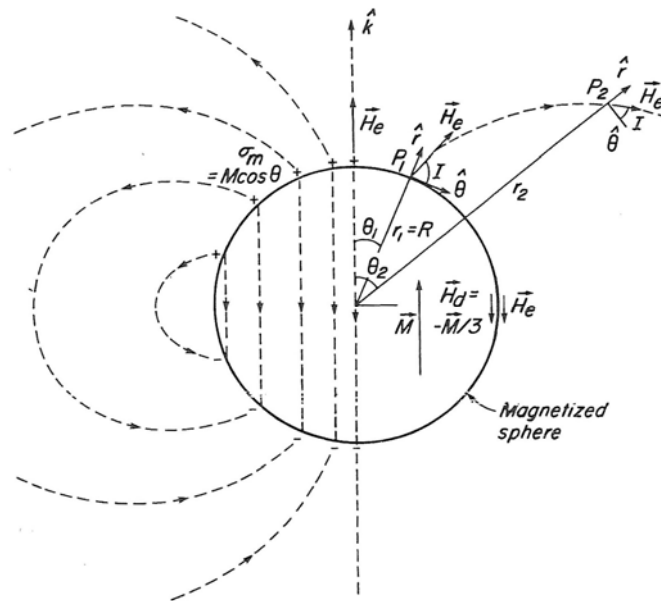


Figure 21 : Champ interne M et externe H_e d'une particule sphérique magnétisée le long de l'axe z . Les pôles magnétiques sont indiqués par $+$ et $-$. Dans ce cas $H_d = -1/3M$ (Dunlop et Özdemir 1997)

En revanche si la forme du grain est anisotrope, alors le champ de démagnétisation varie avec la forme du grain. L'étude d'un grain dont la forme décrit un ellipsoïde permet d'avoir une idée de la variation spatiale des valeurs du facteur de démagnétisation. Une coupe elliptique permet de définir un grand axe et un petit axe, dans ce plan le champ de démagnétisation sera plus intense suivant l'axe court comparé à celui produit le long de l'axe long (Fig. 22).

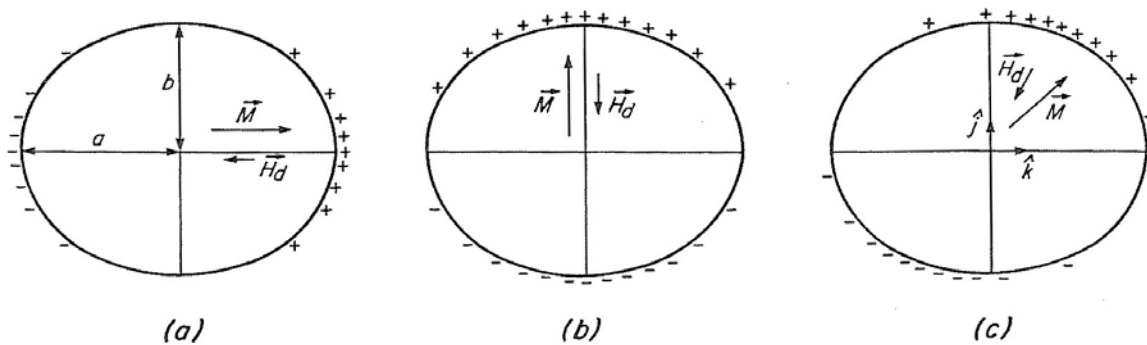


Figure 22 : Pôles magnétiques de surface et champ de démagnétisation interne H_d pour un sphéroïde prolate (aplatis) avec une magnétisation uniforme. (a) Magnétisation le long de l'axe long, (b) de l'axe court et obliquement par rapport aux axes principaux. H_d est uniforme dans chacun des cas mais non antiparallèle pour (c) ; (Dunlop et Özdemir 1997).

Les calculs théoriques sur les ellipsoïdes de révolution prolates et oblates donnent une idée de la valeur des facteurs démagnétisants des cristaux ayant une forme uniaxe (Fig. 23). Dans le cas prolate $N_a + 2N_b = 1$ et pour le cas oblate $2N_a + N_b = 1$ (Dunlop et Özdemir 1997).

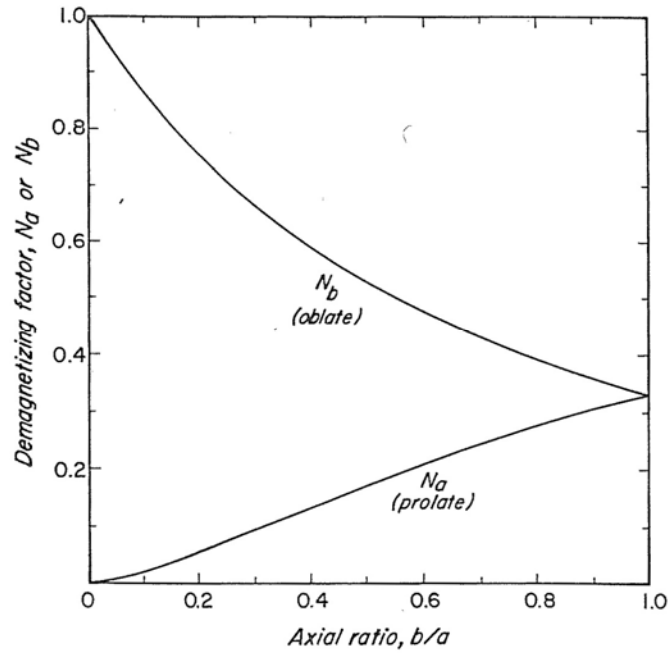


Figure 23 : Facteur de démagnétisation le long des axes de révolution d'ellipsoïdes, parallèlement à l'axe long pour les sphéroïdes prolates et le long de l'axe court pour les ellipsoïdes oblates, pour différent rapport d'élongation a/b (d'après Stacey et Barnerjee 1974 dans Dunlop et Özdemir 1997)

A partir des facteurs démagnétisation et de la susceptibilité intrinsèque, il est possible de déterminer les axes principaux de l'ellipsoïde de susceptibilité pour un sphéroïde :

$$K_a = \frac{\kappa}{1 + \kappa N_a} \quad K_b = \frac{\kappa}{1 + \kappa N_b} \quad (22)$$

Le degré d'anisotropie pour un ellipsoïde de révolution est donné par le rapport :

$$\frac{K_a}{K_b} = \frac{1 + \frac{1}{2} \kappa (1 - N_a)}{1 + \kappa N_a} \quad (23)$$

Le cas limite d'un ellipsoïde de révolution prolate dont l'allongement est infini a un pourcentage d'anisotropie donné par $\frac{1}{2} \kappa$. Dans ce cas limite l'anisotropie de forme est proportionnelle à la valeur de susceptibilité intrinsèque. Pour une valeur de susceptibilité intrinsèque de l'ordre de 10^{-3} SI/cm³, l'anisotropie de forme est de l'ordre de 0,5%. La sensibilité donnée pour les mesures sur un kappabridge AGICO est de l'ordre de 10^{-9} SI, suggérant la possibilité de détecter des degrés d'anisotropies de forme de très faible amplitude 0,000 000 5 %. Cependant, cette faible amplitude peut être masquée par d'autres phénomènes, notamment ceux liés aux alignements de grains et aux variations d'orientation d'axes cristallographiques.

La correspondance entre l'anisotropie de forme et l'anisotropie de susceptibilité magnétique est généralement vérifiée pour les grains poly-domaines des minéraux cristallographiquement isotropes possédant une forte susceptibilité (Magnétite poly-domaine et pseudo single domaine).

Enfin, la démagnétisation des grains ferromagnétiques mono-domaines est un cas particulier. Un champ appliqué parallèlement à l'axe long (axe facile) de ce type de grains ne produit aucune magnétisation, la susceptibilité est nulle le long de cet axe. La susceptibilité augmente avec l'angle entre la direction de magnétisation et l'allongement du grain. Elle est maximale quand le champ extérieur est perpendiculaire au grand axe. Les directions d'allongement de la forme du grain sont donc inversées par rapport à celles de la susceptibilité, on parle alors de fabrique inverse (Tarling et Hrouda 1984).

Anisotropie magnéto-cristalline

Celle-ci apparaît s'il existe des axes cristallographiques le long desquels les spins des électrons s'alignent plus facilement, l'aimantation induite est plus importante dans la direction de ce plan. Un grain sphérique uniaxe a donc une susceptibilité supérieure le long de l'axe facile (κ_f) et plus faible le long de l'axe difficile (κ_d). Le degré d'anisotropie est le suivant.

$$R = \frac{\kappa_f}{\kappa_d} \cdot \frac{1 + \frac{1}{3}\kappa_f}{1 + \frac{1}{3}\kappa_d} \quad (24)$$

Si les valeurs de κ_f et de κ_d sont faibles alors d'après (24) $R = \frac{\kappa_f}{\kappa_d}$, pour cette raison les minéraux cristallographiquement anisotropes et de faible susceptibilité sont considérés comment ayant une ASM dépend de leur orientation cristallographique. Dans la suite de cette partie nous comparerons l'anisotropie de forme et l'anisotropie cristalline pour les carbonates plus ou moins riches en fer. Ce résultat sera utilisé par la suite pour affiner les interprétations dans les cas d'étude.

Les carbonates sont des minéraux rhomboédriques dont les propriétés peuvent être décrites par un ellipsoïde de révolution (minéraux uniaxes). Il y a donc une valeur de susceptibilité intrinsèque le long de l'axe $\langle c \rangle$ et une autre mesurable dans le plan perpendiculaire à cet axe. La localisation de l'axe « facile » dépend de la teneur en fer. Les travaux de Rochette (1988) permettent de déterminer les susceptibilités le long de ces axes et de montrer que, pour les fortes teneurs en fer, l'axe facile est parallèle à $\langle c \rangle$. Cet auteur montre aussi que la susceptibilité augmente avec la teneur en fer, la calcite passant de diamagnétique à paramagnétique et son anisotropie magnéto-cristalline diminue.

Tableau 2 : Comparaison de l'anisotropie magnéto-cristalline et de l'anisotropie de forme maximum (axe d'allongement infini) pour des carbonates avec des teneurs en fer variables (Données Rochette 1988).

Echantillon	Fe ²⁺ (Mol%)	K(à 300°K)	R (degré d'anisotropie magnéto-cristalline)	R (degré d'anisotropie de forme maximum)
1 // $\langle c \rangle$ ⊥ $\langle c \rangle$	0,31	-1,4 10 ⁻⁶ -0,62 10 ⁻⁶	2,3	1,0000007
2 // $\langle c \rangle$ ⊥ $\langle c \rangle$	1,7	53 10 ⁻⁶ 37 10 ⁻⁶	1,4	1,0000265
3 // $\langle c \rangle$ ⊥ $\langle c \rangle$	4,27	150 10 ⁻⁶ 130 10 ⁻⁶	1,1	1,0000736

La comparaison de l'anisotropie magnéto-cristalline à l'anisotropie de forme pour un cristal prolate d'allongement infini (Na = 0) en utilisant la susceptibilité maximale (conditions

les plus favorables pour l'anisotropie de forme) montre que l'anisotropie magnéto-cristalline domine de plusieurs ordres de grandeur l'anisotropie de forme (tabl. 2).

Orientation et distribution spatiale des grains

Dans les deux paragraphes précédents l'anisotropie de susceptibilité magnétique a été envisagée sur des grains uniques. Si l'orientation de forme, et /ou si l'orientation cristallographique de l'ensemble des grains est similaire, l'anisotropie globale de l'échantillon est renforcée.

La fabrique magnétique renseigne donc soit sur l'orientation préférentielle de la forme des grains, soit sur leur orientation cristallographique. Ces données pourront être interprétées en terme d'anisotropie de croissance, ou alors en terme d'alignement cristallographique suivant un axe particulier.

3.4.2 Proposition d'une méthode d'étude des paléo-directions hydrothermales

Sizaret S., Chen Y., Barbanson L., Camps P., Henry B., Marcoux E. (2006). Crystallisation in flow Part I: paleo-circulation track by texture analysis and magnetic fabrics; *Geophysical Journal International*, 167: 605-612.

L'étude des précipitations minérales essentiellement calciques dans une conduite en PVC à Chaudes Aigues ont servi à tester les différentes hypothèses énoncées dans la partie théorique et sur l'utilisation de l'ASM pour tracer les paléoécoulements.

Les précipitations se présentent sous forme de rubans avec des épaisseurs variables (Fig. 24a). Ces rubans sont composés de calcites rousses, dont les cristaux sont orientés avec leurs axes $\langle c \rangle$ perpendiculaires au plan du ruban. Cette observation est confirmée par l'analyse des orientations préférentielles cristallines montrant une orientation de l'axe $\langle c \rangle$ perpendiculaire au ruban (Fig. 24d). La calcite cristallise dans un système trigonal, le plan cristallographique (0001) perpendiculaire à l'axe $\langle c \rangle$ est donc isotrope. Une coupe parallèle à l'axe $\langle c \rangle$ a permis de montrer l'allongement des sections basales dans l'axe du tube (Fig. 24b), des variations d'épaisseur de bande de croissance ont été observées en cathodoluminescence et sont interprétées comme la marque d'une croissance cristalline plus rapide sur la face amont que sur la face aval (Fig. 24c).

L'analyse de la minéralogie magnétique de ces dépôts indique que le minéral porteur de la susceptibilité magnétique est la magnétite de type « pseudo single domaine ». L'anisotropie est donc une anisotropie de forme normale : l'allongement des grains est parallèle à l'axe de susceptibilité maximum (Rochette et al., 1992). 63 mesures d'ASM réalisées sur 5 sections de tube (Fig. 25a), donnent un alignement de l'axe maximum de susceptibilité avec l'axe du tube. La linéation magnétique, ayant pour origine la forme des grains de magnétite hydrothermale, donne statistiquement la direction d'écoulement du fluide (Fig. 25b).

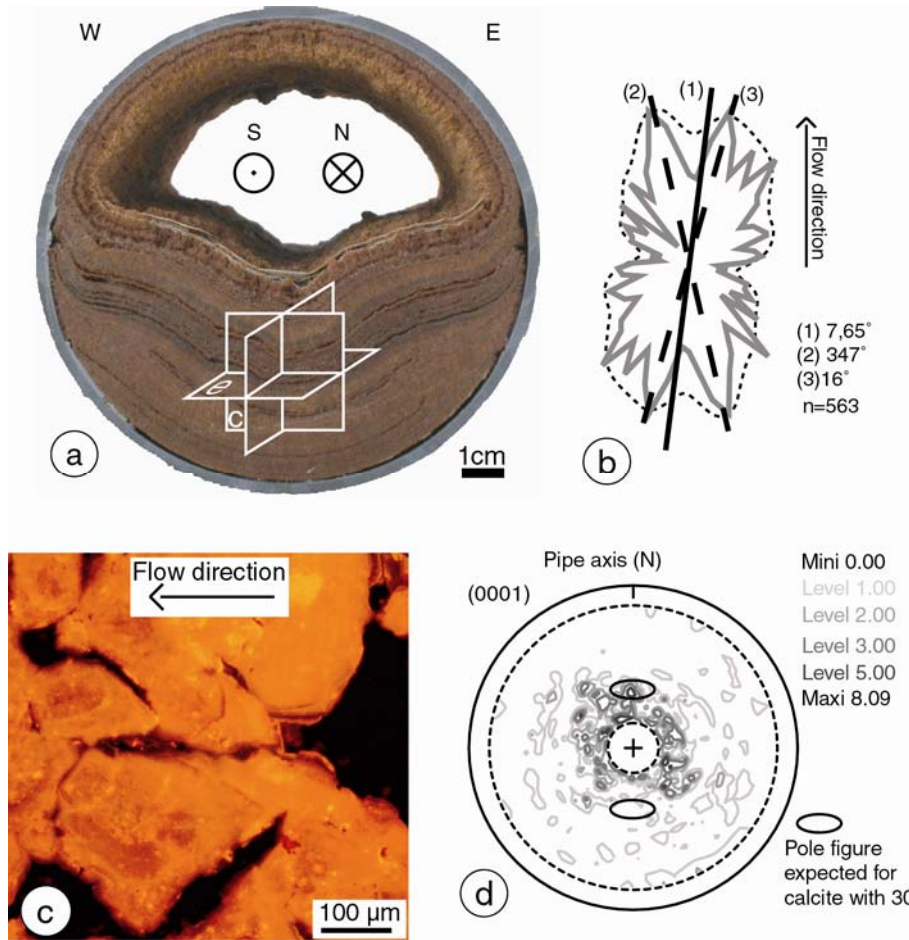


Figure 24 : Précipitation de calcite dans une conduite à Chaudes-Aigues. (a) section de tube montrant le dépôt rubané ; (b) statistique des orientations des axes d'allongement des sections (0001) des grains de calcite ; (c) image en cathodoluminescence de section (0001) montrant des bandes de croissances épaissies dans la zone amont ; (d) orientation statistique des axes $\langle c \rangle$ par rapport au plan du ruban de calcite.

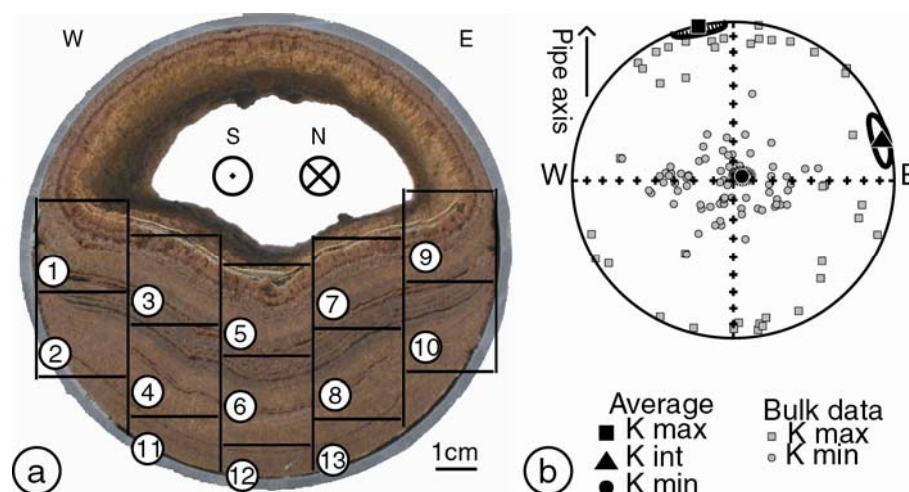


Figure 25 : (a) localisation des échantillons mesurés en ASM ; (b) projection des résultats montrant un alignement statistique entre l'axe de la conduite et la linéation magnétique.

3.4.3 Proposition d'une méthode de calcul des paléo vitesses d'écoulement à l'échelle locale.

Sizaret S., Branquet Y., Gloaguen E., Chauvet A., Barbanson L., Chen Y., (2009). Estimating the local paleo-fluid flow velocity: New textural method and application to metasomatism E.P.S.L, 280, 71-82.

A partir des résultats présentés dans la partie 3.2.3, il est possible de déterminer les paléo-vitesses des champs hydrothermaux par méthode inverse, en étudiant les variations des épaisseurs des bandes de croissance pour des faces équivalentes. L'identification des textures liées à un écoulement est absolument nécessaire pour éviter tout abus dans l'emploi de cette méthode. Il convient d'observer la forme d'un plan cristallographiquement isotrope, la croissance du cristal doit montrer un changement de la forme et notamment la perte d'un centre de symétrie : d'après le principe de Curie un cristal influencé par une « force » extérieure présente les éléments de symétrie communes au cristal à la force. Dans le cas de la croissance cristalline dans un écoulement directionnel il y a perte du centre de symétrie des plans isotropes (Fig. 26).

Le modèle théorique est basé sur une concentration adimensionnée permettant de proposer une méthode robuste indépendante de la valeur absolue de la concentration. Cependant il faut tenir compte de la proximité des autres cristaux qui peuvent influencer localement le gradient de concentration. Enfin ce modèle fait l'hypothèse du contrôle de la vitesse de croissance par la couche limite de diffusion. Les premiers travaux expérimentaux montrent que cela conduit à proposer à une minimale, la vitesse réelle pouvant être supérieure.

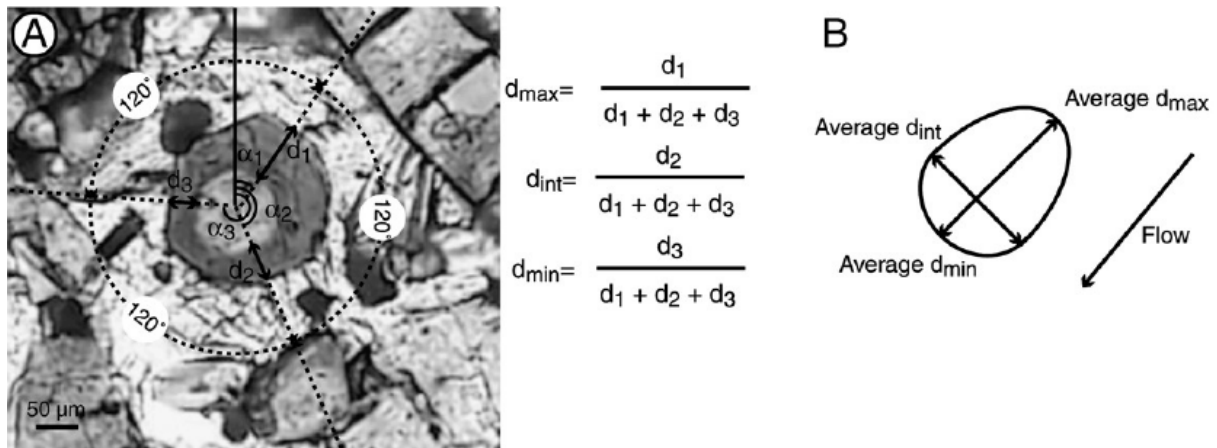


Figure 26 : Méthode de mesure des bandes de croissance sur les tourmalinites de Galice. (A) les épaisseurs sont mesurées pour des faces équivalentes (120°), les valeurs mesurées sont adimensionnées pour (B) construire un modèle spatial de taux de croissance permettant de retrouver la direction d'écoulement et le rapport épaisseur de la bande de croissance amont / épaisseur de la bande avale (Les épaisseurs de bande de croissance sont des flux intégrés dans un lapse de temps très court et leur rapport est égal au rapport des flux).

Cette méthode de calcul des vitesses des paléo-écoulement est appliquée pour la première fois à des roches métasomatiques associées au magmatisme. Le site d'étude choisi est localisé en Galice dans le domaine hercynien et concerne des tourmalinites associées à des minéralisations à Sn-W bordant des sills de leucogranite. La tourmaline cristallise dans le système trigonal et est allongée suivant l'axe $\langle c \rangle$. L'étude des textures met en évidence une croissance syndéformation des tourmalines, leurs axes $\langle c \rangle$ étant parallèles à la linéation régionale N-S. Les lames minces orientées E-W montrent les sections basales de tourmaline,

ces plans (0001) étant isotropes. L'observation des bandes de croissance présente une brisure de symétrie de la forme des cristaux avec perte du centre de symétrie. Parfois, lorsque les symétries de l'écoulement (∞m) et la symétrie du cristal coïncident, il y a conservation d'un plan de symétrie. Les mesures des rapports des épaisseurs des bandes de croissance sont utilisées pour évaluer des taux de croissances relatifs de faces équivalentes (i.e. suivant des directions séparées par un angle de 120°). La valeur du rapport est reportée sur la courbe de la figure 13A) pour déduire une vitesse locale.

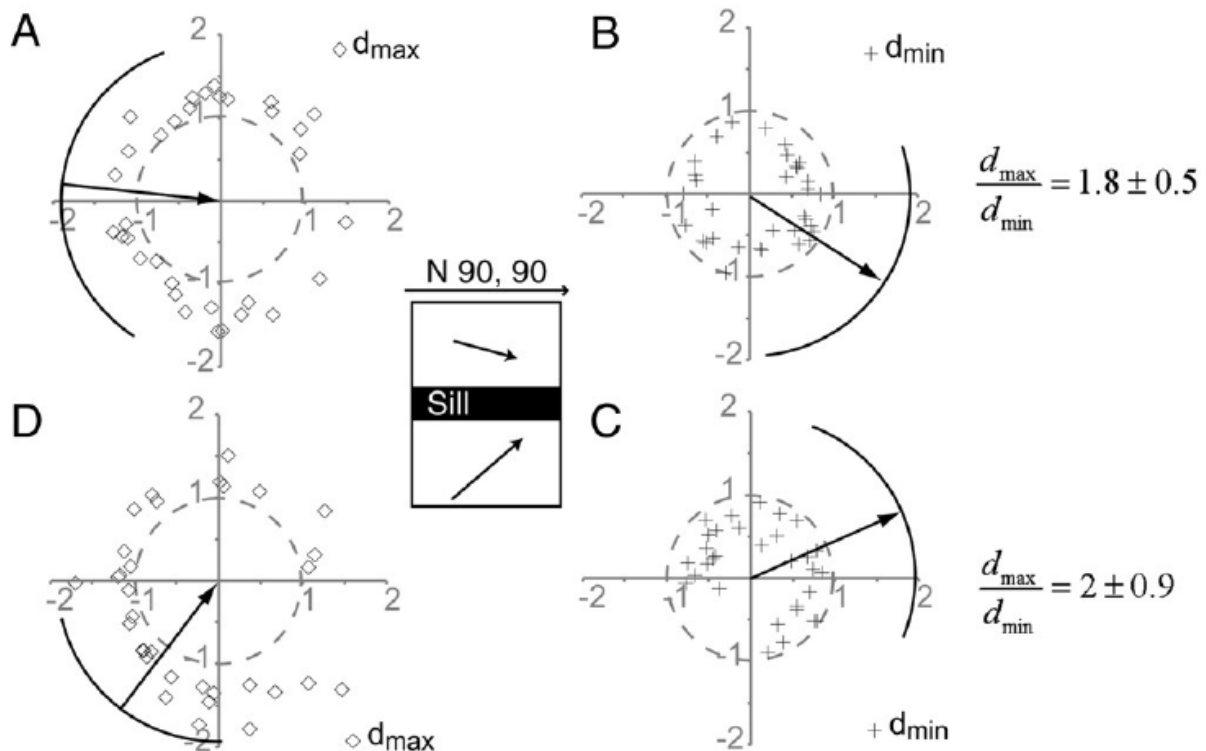


Figure 27 : Directions des épaisseurs maximum (A, D) et minimum (B, C) des bandes de croissance, au dessus (A, B) et en dessous (D, C) d'un sill de leucogranite. Les arcs de cercle en noir représentent l'intervalle de confiance à 95%.

Pour obtenir des mesures de bonnes qualités, les sections doivent être choisies avec soin. Toute face en contact avec une autre sera éliminée parce que la proximité d'un autre cristal perturbe le gradient de concentration locale. Quand une section est choisie, il est nécessaire de positionner le centre du cristal, là où se trouvait le germe initial. En général le centre du cœur est choisi. Pour comparer les épaisseurs de bande croissance de faces cristallines équivalentes les mesures sont effectuées dans trois directions respectant la symétrie (120° pour un système trigonal). Les différentes épaisseurs de bandes de croissance sont une mesure de l'intégrale temporelle du flux chimique pour une durée relativement courte, le rapport des bandes de croissance est égal au rapport des flux. Toutefois, les directions cristallographiques choisies sur différents cristaux ne sont pas strictement équivalentes. Afin de comparer les données, les mesures ont été normalisées par la valeur moyenne des trois épaisseurs mesurées sur chaque grain (Fig. 26B). Finalement pour chaque cristal mesuré, trois épaisseurs normalisées sont obtenues : d_{max} , d_{int} et d_{min} , avec leurs directions correspondantes. La direction moyenne de d_{min} donne la direction d'écoulement et est opposée à d_{max} . La vitesse U_∞ est donnée par le rapport d_{min} / d_{max} reporté sur la courbe du rapport des flux amont/aval en fonction de la

vitesse d'écoulement (Fig. 13A). Dans le cas des tourmalinites étudiées, les vitesses trouvées sont sub parallèles au sill leucogranitique avec des vitesses de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} ms^{-1} (figs. 27 et 13A). Pour les vitesses les plus basses (10^{-3} ms^{-1}), l'épaisseur de diffusion est d'environ 110 μm (Fig. 13B), l'hypothèse d'indépendance des profils de concentration les uns par rapport aux autres n'est donc pas vérifiée en fin de croissance. Cependant les résultats sur les directions de d_{min} et d_{max} sont cohérents et suggèrent que le signal de l'écoulement est relativement bien préservé (Fig. 27).

Les vitesses trouvées sont beaucoup plus rapides que celles données dans la littérature et obtenues sur des modèles mégascopiques utilisant la loi de Darcy. Dans ces modèles, les vitesses de Darcy varient de 10^{-9} ms^{-1} à 10^{-11} ms^{-1} pour le métamorphisme de contact (Ferry et al., 2002). Pour le métamorphisme régional, une vitesse de Darcy de 10^{-11} ms^{-1} est considérée comme une valeur moyenne (Ingebritsen et Manning, 1999). Les vitesses de Darcy sont des vitesses moyennées dans le temps et dans l'espace, il est donc normal que ces vitesses soient inférieures aux vitesses locales. Pour revenir sur l'ordre de grandeur d'une vitesse non moyennée dans l'espace il faut la diviser par la porosité (de l'ordre de 1%). Il est évident que cette correction ne peut expliquer un écart de 5 ordres de grandeur. Cette importante différence permet de supposer que le fonctionnement des systèmes hydrothermaux est très localisé dans l'espace et discontinu dans le temps, avec de fortes vitesses locales et instantanées.

3.4.4 Application à un travertin ferro-barytique

Sizaret S., Chen Y., Chauvet A., Marcoux E., Touray J-C, (2003). AMS fabric and flow directions in hydrothermal systems. *Earth and Planetary Science Letters*. 206, 555-570.

Sizaret S., Chen Y., Marcoux E., Touray J-C., (2001). Anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) et chimie des traces : une nouvelle méthodologie pour démêler processus hydrothermaux et supergènes. Application au gisement à Ba-Fe-F de Chaillac (Indre, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences*, 332, 431-437.

Cette étude présente l'utilisation de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) pour décrire le processus de minéralisation dans les systèmes hydrothermaux. Le gisement à F Ba et Fe de Chaillac, présenté dans la partie 3.2, montre dans la zone stratiforme des structures variées avec des filons verticaux orientés N-S et E-W, à proximité les grès sont également cimentés par les produits hydrothermaux (Fig. 28). Les filons verticaux recoupent et/ou sont coiffés par des concrétions horizontales interprétées comme des précipitations sur la paléosurface hettangienne. Cet ensemble forme un travertin hydrothermal structuré lors d'une phase extensive. Enfin, superposée à cet ensemble se développe une cuirasse latéritique qui a pu être clairement identifiée et caractérisée à proximité de la minéralisation mais pas sur le gisement.

L'analyse de la minéralogie magnétique montre que le porteur principal de la susceptibilité magnétique est la goethite sur l'ensemble du gisement. Dans la partie inférieure de la formation, la linéation est bien marquée et domine souvent. Elle est fortement inclinée pour les filons verticaux et les grès localisés à proximité (Fig.29). Dans les encroûtements horizontaux, la linéation magnétique est presque à l'horizontale avec un azimuth similaire à la direction du flux sédimentaire. Dans la partie supérieure, quelque soit le site d'échantillonnage (filon vertical, grès, travertin) la fabrique magnétique a une foliation horizontale nettement dominante. Ce type de fabrique est caractéristique des formations latéritiques (Mathé et al., 1999). Par ailleurs cette interprétation est confirmée par les teneurs en éléments traces des latéritiques des grès ferrugineux hydrothermalisés. Dans cet exemple

les fabriques magnétiques permettent de distinguer aisément les formations hydrothermales et celles remaniées par la phase de latéritisation.

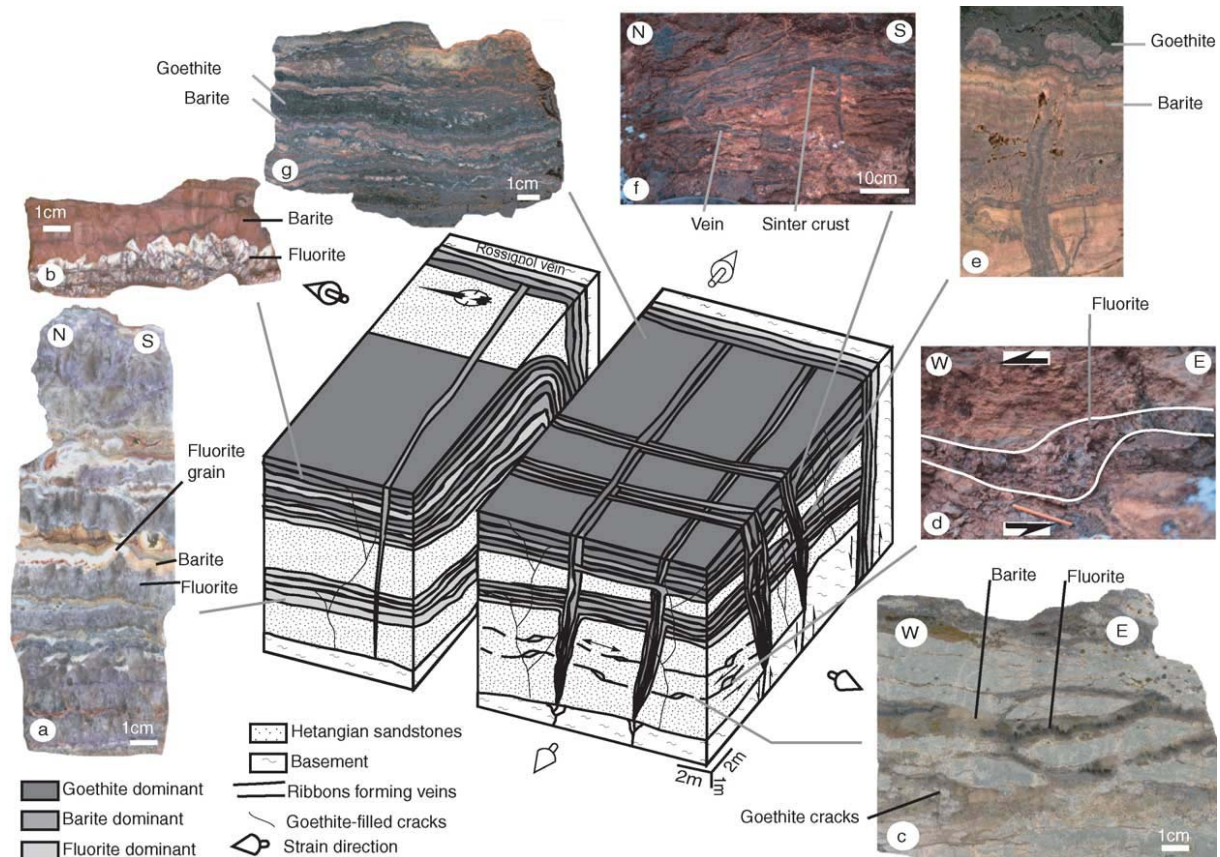


Figure 28 : Structure du gisement stratiforme de Chaillac. (a) Rubanements horizontaux de fluorine et de barytine ; (b) rubanement avec épaissement des rubans de barytine ; (c) filonnets de fluorine recoupant le sédiment hetangien, (d) ouverture en pull apart des filons horizontaux de fluorine, (e) filonnet de barytine passant en continu à une structure horizontale interprétée comme un encroûtement de surface, (f) vue montrant la structure de travertin à Ba-Fe, (g) veines hydrothermales tardives riches en fer.

Cette étude a permis de compléter le modèle métallogénique de Chaillac et est le premier exemple dans lequel la linéation magnétique est interprétée en terme de paléo-écoulement. L'origine de la linéation portée par la goéthite a été recherchée pour le cas des filons verticaux. La goéthite a une fabrique de forme inverse. Les mesures de goniométrie de texture n'ont pas permis de trouver de relation entre l'axe $\langle c \rangle$ et la linéation. En revanche l'allongement des botryoïdes de goéthite est globalement parallèle à la direction de la linéation. Il semble que l'allongement des groupes de goéthites soit contrôlé par les écoulements, ce type d'arrangement rappelle les observations de Lebedev (1967) sur des groupes de cristaux d'aragonite formés dans des écoulements.

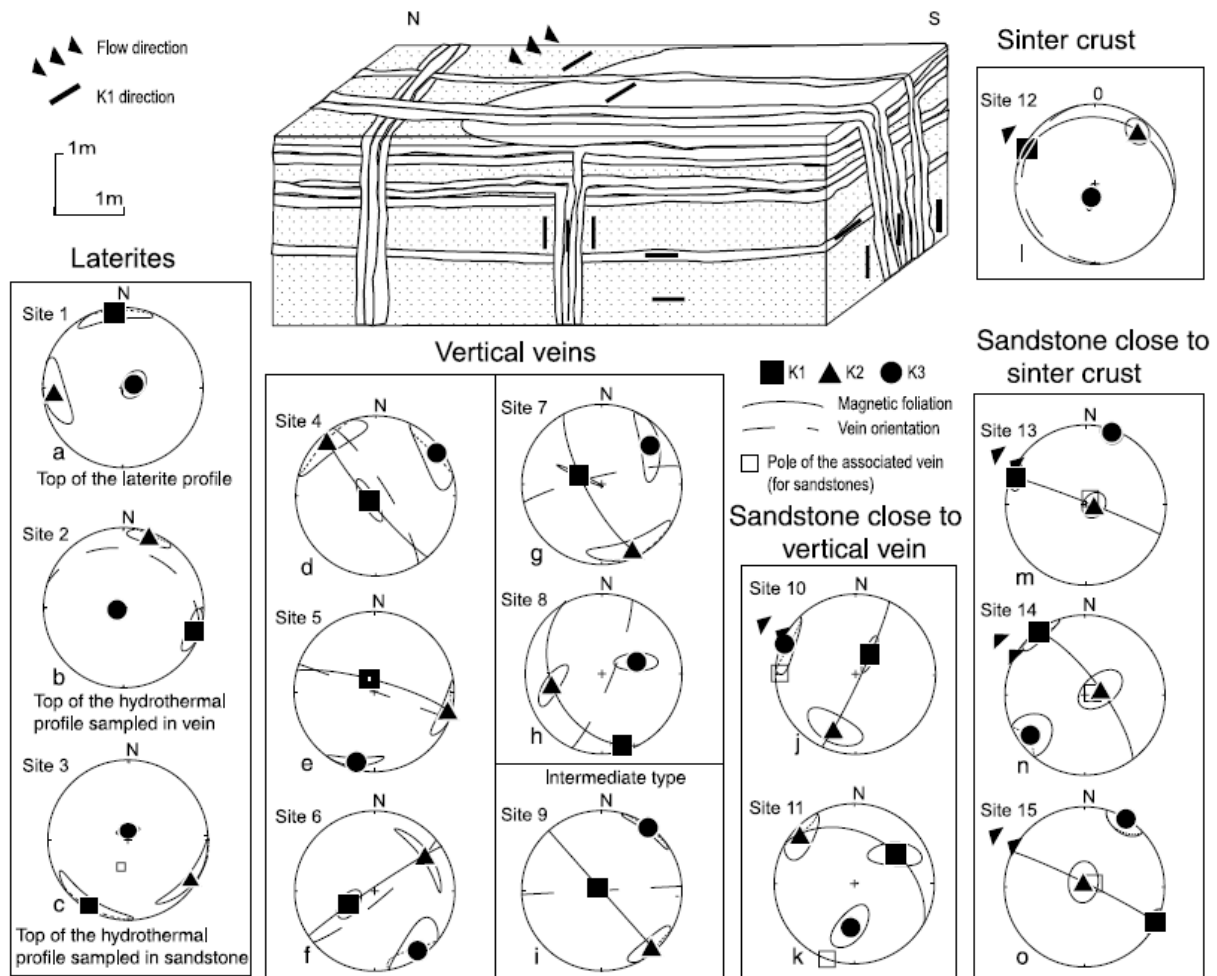


Figure 29 : Diagramme montrant les résultats des mesures d'ASM sur le travertin à Fe-Ba de Chaillac. Les cercles représentent l'intervalle de confiance à 95%.

3.4.5 Application à un gisement de type MVT

Essalhi M., Sizaret S., Barbanson L., Chen Y., Branquet Y., Canals A., Rochette P. (2009). Contribution of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) method to track paleocirculations : The Aptian dolomites and limestone of La Florida (Cantabria, Spain). *E.P.S.L.*, 277, 501–513.

Cette deuxième étude est un exemple d'utilisation des fabriques magnétiques pour déterminer les paléodirections hydrothermales sur une formation d'ampleur pluri-kilométrique. Le site choisi concerne les formations urgoniennes de Cantabrie dans lesquelles des minéralisations à Zn-Pb de type MVT (La Florida) se sont formées lors d'une métasomatose à fer affectant des roches dolomitiques (Barbanson et Touray 1987). La formation a été échantillonnée le long de trois coupes NS, sur chaque coupe les formations prélevées sont : les calcaires urgoniens, les dolomies et les dolomies ferrifères associées aux minéralisations.

L'analyse des résultats indique que la susceptibilité magnétique est négative dans les calcaires, positive et faible pour les dolomies alors qu'elle est élevée pour la dolomie ferrifère. La valeur de la susceptibilité est donc dominée par les carbonates. Cependant l'étude de la minéralogie magnétique met en évidence la présence de magnétite. Il est donc important de caractériser la contribution de la magnétite pour bien interpréter les directions d'anisotropie, notamment pour les mesures effectuées dans les calcaires et la dolomie, où la

susceptibilité des carbonates est faible. Les directions mesurées en ASM et ARM (Anisotropie de rémanence magnétique) ont été comparées. Elles sont identiques pour les calcaires et la dolomie, les directions d'ASM sont donc contrôlées par la magnétite. En revanche, les directions d'ASM et d'ARM sont différentes pour la dolomie ferrifère, l'ASM est effectivement liée à la texture de la dolomie ferrifère. Dans le paragraphe 3.4.1 nous avons vu que le signal magnétique des carbonates est complexe et dépend de la présence ou non d'éléments ayant des électrons non appariés sur leur orbital (e.g. Fe). Les carbonates riches en fer ont une fabrique magnéto-cristalline telle que, l'axe maximal de susceptibilité est parallèle à l'axe $\langle c \rangle$, alors que pour les carbonates plus pauvres en fer c'est l'axe minimum qui est parallèle à $\langle c \rangle$ (Rochette 1988, Schmidt et al., 2006).

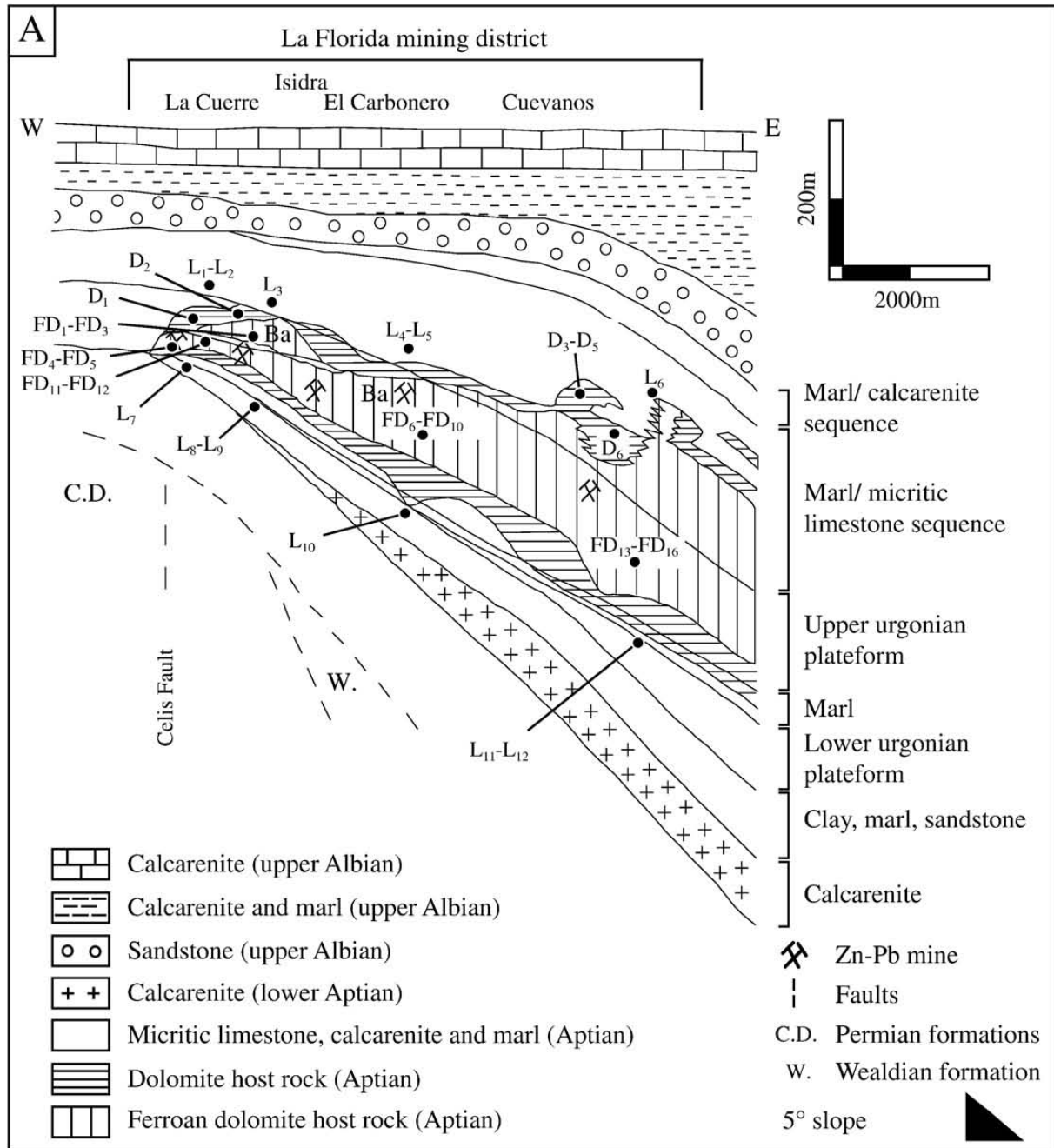


Figure 30 : Coupe des minéralisations de la Florida (D'après Barbanson et al., 1983). Les points représentent les sites d'échantillonnage. L : calcaires, D : dolomies, FD : dolomies ferrifères.

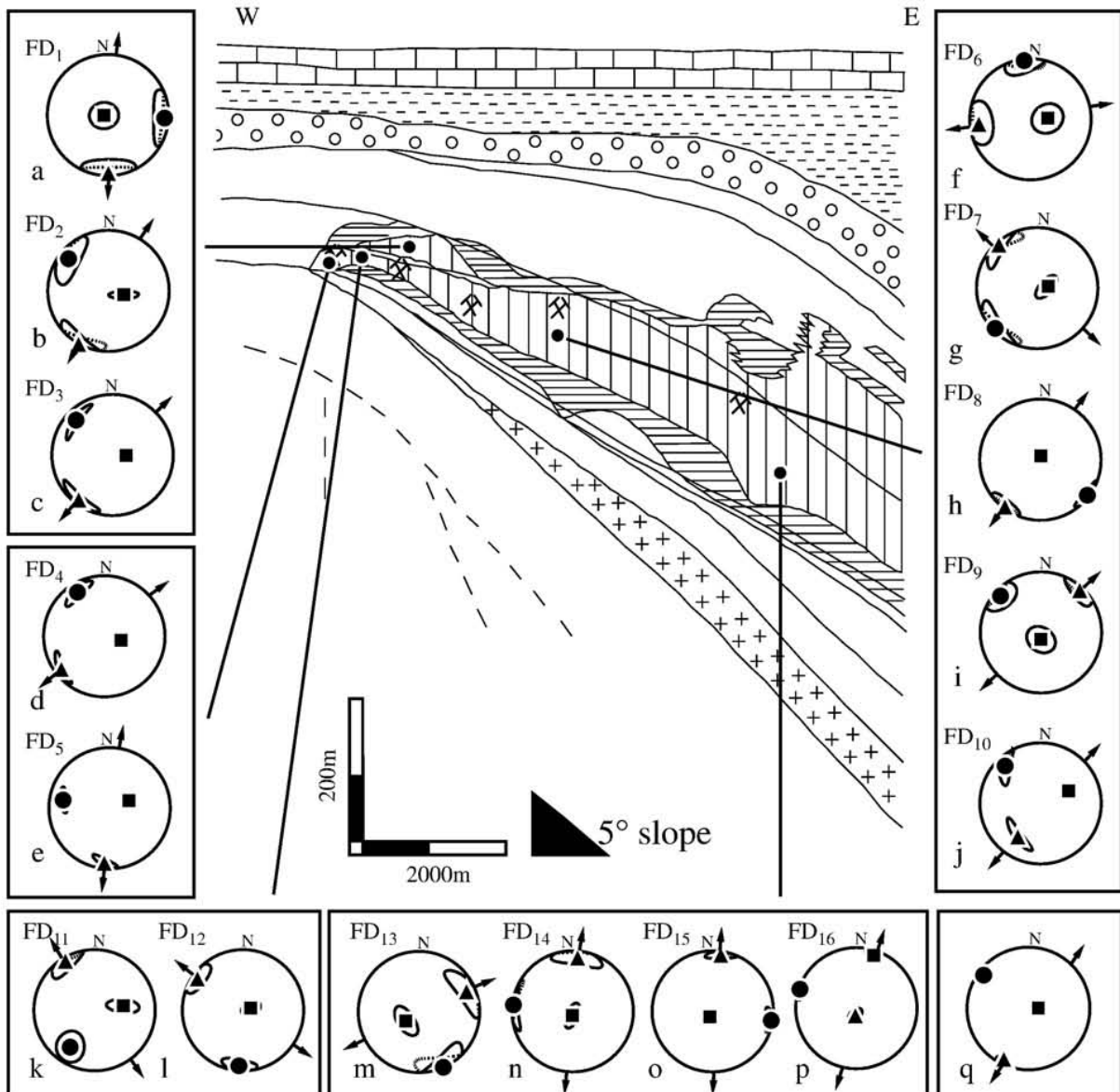


Figure 31: Fabriques magnétiques des dolomies ferrifères. La linéation est verticale et correspond à une orientation préférentielle des axes $\langle c \rangle$, la direction de l'axe intermédiaire est régulière et statistiquement orientée NNE, SSW (Essalhi et al., 2009).

Les mesures des fabriques magnétiques donnent les résultats suivants :

- La fabrique magnétique de la dolomie ferrifère est caractérisée par une linéation dominante verticale, l'axe intermédiaire a globalement une direction NNE-SSW (Fig. 31).
- Les calcaires sont caractérisés par une foliation horizontale dominante, avec une linéation NW-SE. Cependant cette tendance est relativement floue ceci est sans doute lié aux contributions de la calcite diamagnétique et de la magnétite.
- Enfin la dolomie présente un signal extrêmement bruité, qui pourrait représenter un comportement intermédiaire entre les calcaires et la dolomie ferrifère.

La linéation magnétique des calcaires peut être en partie interprétée comme l'enregistrement du transport sédimentaire. Le signal porté par la dolomie ferrifère est plus complexe à interpréter. Les mesures de goniométrie de texture attestent le parallélisme entre la linéation magnétique et l'axe <c> des dolomies. D'un point de vue cristallographique, le plan perpendiculaire à l'axe <c> est un plan isotrope ne permettant pas d'individualiser de direction particulière. La direction NNE-SSW donnée par l'axe de susceptibilité intermédiaire est difficilement explicable par un allongement des cristaux dans le plan (0001) car l'anisotropie de forme est faible (1,00005) pour une susceptibilité de l'ordre de 10^{-4} SI. Une interprétation possible peut être donnée à partir de l'observation des alignements de reliques de dolomie dans la dolomie ferrière, formant des rubans d'orientation NNE SSW parallèles à kint et liés aux écoulements métasomatiques.

Ce résultat est cohérent avec celui obtenu sur Chaillac, les 2 études présentées utilisant l'ASM suggèrent que la fabrique magnétique hydrothermale est principalement contrôlée par des alignements de cristaux. Une approche théorique sur la distribution des cristaux dans un fluide en écoulement est donc nécessaire. Cette idée sera développée dans la partie perspective.

3.4.6 Application aux chapeaux de fer

Mourad Essalhi, Stanislas Sizaret, Luc Barbanson, Yan Chen, François Demory, José M. Nieto, Reinaldo Sáez, M. Ángeles Capitán, (Soumis à Mineralium Deposita). A magnetic study case on gossans in the Iberian Pyrite Belt, Spain. Part I: Application of the anisotropy of magnetic susceptibility to study the internal structures of gossans and implications in the weathering process.

Mourad Essalhi, Stanislas Sizaret, Yan Chen, Luc Barbanson, France Lagroix, José M. Nieto, Reinaldo Sáez, M. Ángeles Capitán (Soumis à Mineralium Deposita). A magnetic study case on gossans in the Iberian Pyrite Belt, Spain. Part II: Dating by paleomagnetism.

Les précédentes études ont été menées sur des systèmes hydrothermaux avec des écoulements relativement dynamiques, les résultats montrent que les écoulements jouent un rôle important dans la formation de la texture des roches hydrothermales. Il est assez intuitif d'imaginer que l'influence des écoulements sur la texture diminue avec la dynamique de l'écoulement, cette intuition est en partie corroborée par la courbe des rapports des taux de croissance qui tend vers 1 lorsque la vitesse tend vers 0 ms^{-1} (Fig. 13A). Afin d'identifier les limites de l'approche proposée, nous avons étudié les fabriques magnétiques de roches précipitées lors d'écoulements réputés lents. La province sud ibérique offre un site particulièrement bien adapté à ce type d'étude. En effet de nombreux chapeaux de fer (gossan) sont connus et peuvent être classés en deux catégories : les gossans primaires développés sur les amas sulfurés et les gossans secondaires déplacés par rapport à la zone de sulfures, d'où provient l'essentiel du fer remobilisé en condition supergène. Sur ces formations ont été réalisées des mesures d'ASM pour caractériser la texture, et des mesures de champ rémanent pour préciser l'évolution temporelle de ces formations.

Cinq coupes verticales ont été échantillonnées sur quatre gossans primaires et sur un gossan déplacé. Les mesures d'hystérésis ont identifié l'hématite comme porteur de la susceptibilité dans les gossans et la magnétite dans les amas sulfurés sous jacents. Les mesures d'ASM et de champs rémanents montrent une structuration des gossans primaires en trois niveaux :

- Un niveau à sulfure (sommet de l'amas) avec une foliation magnétique verticale, d'orientation E-W correspondant à la schistosité régionale.

- Un niveau inférieur avec une foliation magnétique redressée et un azimuth variable, la polarité du champ rémanent est normale.
- Un niveau supérieur avec une foliation magnétique horizontale et une polarité inverse pour le champ rémanent (Fig. 32).

Le test d'inversion, réalisé sur les polarités normales et inverses des zones oxydées supérieures et inférieures indique deux âges de formations différents. Les incertitudes sont relativement importantes, néanmoins les résultats permettent de proposer deux âges d'altération :

- Oligocène supérieur pour les niveaux supérieurs
- Messinien pour les niveaux inférieurs (Fig. 32).

Les fabriques magnétiques des niveaux inférieurs sont similaires à celles observées dans les formations latéritiques (Mathé et al., 1999) et sont interprétées comme le résultat de la perte de volume lors de la reprécipitation des sulfures en oxydes. La fabrique du niveau inférieur est interprétée comme le mélange entre la fabrique liée à la déformation hercynienne et la fabrique de compaction latéritique aux différents stades d'évolution de la formation.

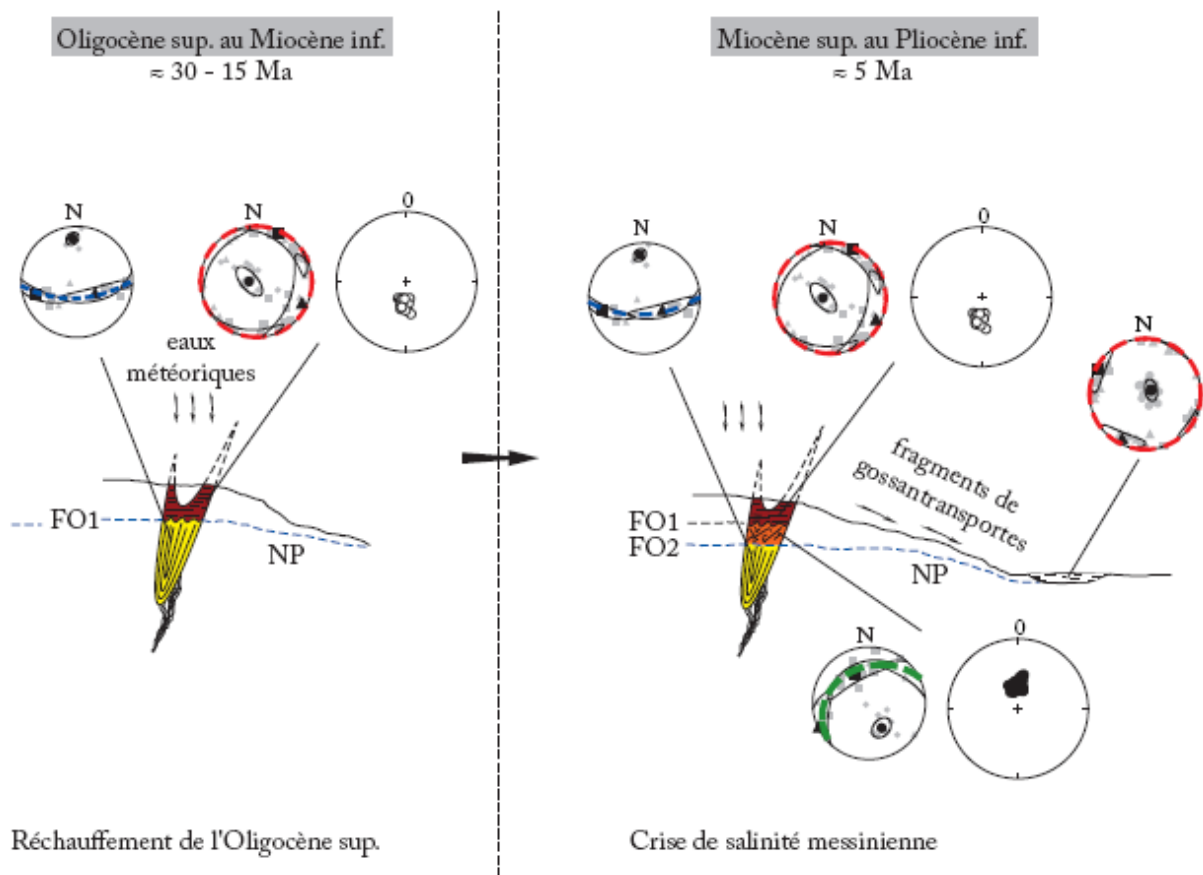


Figure 32 : Résultats des mesures d'ASM et de champ rémanent permettant de proposer un modèle de formation des gossans de la zone sud ibérique. Ici ne sont présentées que les deux dernières étapes avec à l'Oligocène sup. formation du gossan supérieur (en rouge) et au Messinien formation de la partie inférieure du gossan (en orange). Les grands stéréo présentent les résultats des mesures de champ rémanent (cercle vide polarité inverse, cercle polarité normale) ; FO front d'oxydation (Essahli 2009).

Enfin les mesures réalisées dans le gossan déplacé ont montré une foliation magnétique horizontale typique des fabriques sédimentaires. Le champ rémanent mesuré est un mélange

de polarités normales et inverses sans logique verticale. Le test d'inversion est positif et le pôle magnétique est proche du pôle actuel, cependant l'incertitude sur l'âge est assez grande et ne permet pas d'interprétation fiable.

Ces résultats ont été synthétisés dans un modèle de formation en trois étapes, (Fig. 32) débutant par la formation d'un amas sulfuré au Dévonien, suivie d'une déformation durant l'orogénèse hercynienne, puis une première phase d'altération est apparue à l'Oligocène supérieur, avec la formation d'un gossan présentant une texture de type latéritique, enfin au Messinien se développe, sous le chapeau de fer Oligocène, une altération conservant en partie la signature de la déformation hercynienne. Du point de vue méthodologique nous pouvons conclure que les écoulements lents en zone non saturée ont peu d'influence sur la texture des roches. Celles-ci étant nettement marquées par les textures originelles et les pertes de volume lié à l'altération de la roche.

3.5 Travaux en marge :

3.5.1 Modélisation des écoulements dans le karst du Val de Loire

Joodi A.S., Sizaret S., Binet S., Bruand A., Albéric P., Lepiller M. (2010). Development of a Darcy- Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France). *Hydrogeol. J.*, 18, 295-309

Cette thématique de recherche a été développée suite au décès de Michel Lepiller en 2006 qui avait proposé un sujet de thèse sur la modélisation numérique des variations de températures de l'aquifère karstique du val d'Orléans. Cette modélisation nécessitait d'avoir au préalable un modèle de champ de vitesse fiable décrivant les écoulements dans le karst du Val d'Orléans. Les modèles hydrogéologiques classiques utilisent la loi de Darcy pour modéliser des écoulements à grande échelle dans les aquifères où la taille des pores est relativement faible. Dans les aquifères karstiques la grande taille des pores pose de nombreuses difficultés :

- Les forces de cisaillement fluide / fluide ne sont plus négligeables et ne sont pas pris en compte dans la loi de Darcy
- Les écoulements sont parfois turbulents, l'effet de turbulence n'est pas modélisé dans la loi de Darcy. La turbulence a deux effets principaux : l'augmentation de l'effet de diffusion par mélange mécanique et l'augmentation du cisaillement interne au fluide. Les tourbillons des écoulements turbulents sont le lieu de cisaillement important. Ces structures ont tendance à réduire leur taille jusqu'à une longueur critique correspondant à un Reynolds unitaire, dans ces tourbillons de petite taille le terme visqueux n'est plus négligeable et favorise la dissipation de l'énergie de l'écoulement.

L'équation de Brinkman (25) a été développée pour modéliser les écoulements dans les milieux très poreux à l'interface entre un milieu d'écoulement libre et un milieu où l'écoulement est darcien. La formulation de cet écoulement reprend la loi de Darcy, en ajoutant un terme de viscosité pour rendre compte des forces de cisaillement fluide/ fluide, et, par conséquent, peut être adaptée pour résoudre le problème de perte de charge par interaction fluides – fluides dans les écoulements turbulents.

$$u_{Br} = \frac{k_{Br}}{\mu} \left[-\nabla p + \mu_e \nabla^2 u_{Br} \right] \quad (25)$$

u_{Br} vitesse de Brinkman (m/s), μ viscosité (Pa.s), k_{Br} perméabilité intrinsèque relative à l'équation de Brinkman (m^2), μ_e viscosité effective tenant compte des cisaillements internes aux fluides, La mesure de μ_e n'est pas triviale (Nield and Bejan 1992), la viscosité μ est prise pour μ_e (Hsu et Cheny 1985; Kaviani 1986; Allan et Hamdan 2002; Parvazinia et Nassehi 2006).

Le terme de cisaillement ajouté à l'équation de Darcy dans l'équation de Brinkman est une modification de la loi de Darcy, et apporte une contribution significative uniquement si les écoulements sont courbes : si le conduit est rectiligne et perpendiculaire au gradient de pression le terme $\nabla^2 u_{Br}$ est nul. On peut conclure de cette remarque que l'équation de Brinkman apporte un terme de perte de charge par interaction fluide / fluide et ce terme est dépendant de la géométrie du drain. Il est adapté numériquement par l'utilisation de μ_e la viscosité effective. L'équation de Brinkman couplée à l'équation de transport a été utilisée pour modéliser les écoulements dans la zone des conduites karstiques du val d'Orléans. Dans le reste de l'aquifère, la loi de Darcy est utilisée. Les différentes modélisations sont validées par comparaison des débits et des courbes de restitution obtenues lors de traçages réalisés à différentes périodes (crue, étiage). Les simulations montrent que la perméabilité du conduit varie entre 10^{-6} et $10^{-5} m^2$, la perméabilité de l'aquifère calcaire est de l'ordre de $10^{-10} m^2$, et les coefficients de dispersion dans le conduit vont de 23 à 55 m et dans les calcaires de 1 à 5 m, dans ces simulations $\mu_e = \mu$.

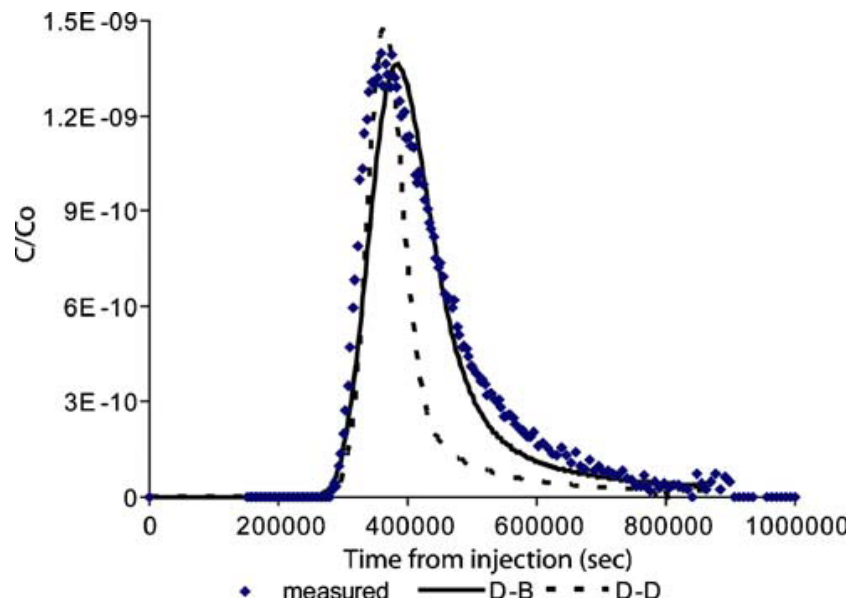


Figure 33 : Comparaison des courbes de restitution de traceurs mesurée et simulée (karst du val d'Orléans, source de Loiret), D-B et D-D simulations basées sur la loi de Brinkman et respectivement, de Darcy dans le conduit (Joodi et al., 2010).

Cette modélisation est comparée à celle pour laquelle la loi de Darcy est employée dans la conduite karstique. L'emploi de la loi de Brinkman permet une meilleure simulation, la courbe simulée étant plus dissymétrique et reflète mieux la réalité (Fig. 33). D'un point de vue théorique, l'emploi de l'équation de Brinkman permet d'avoir une équation macroscopique qui tient compte des pertes de charges par cisaillement interne au fluide. Les effets de turbulence sur le mélange mécanique au cours du transport du traceur sont gérés par le terme de diffusion mécanique introduit au niveau de l'équation de transport.

3.5.2 Analyse des textures : hétérogénéités de distribution et de constitution d'une grandeur dans un solide.

Barbanson L., Sizaret S., Olivier R., Rouet J.-L., (2009). Evaluation de la distribution d'une grandeur dans un solide à l'aide des fonctions hétérogénéités de P. Gy. Application à la caractérisation de textures. *Mathematical Geosciences*, 41, 855-868.

Cette étude a été initiée par Luc Barbanson à partir de la théorie d'échantillonnage de Pierre Gy (1988). Le solide étudié est considéré comme un ensemble de volumes élémentaires jointifs dans lesquels une propriété est mesurée (concentration, orientation). La distribution de la propriété dans le solide peut être caractérisée par deux paramètres déduits des fonctions hétérogénéités de constitution et de distribution. Ces deux paramètres sont les variances de séries statistiques formées à partir d'unités élémentaires variables constituant le solide.

Les séries statistiques sont construites en considérant un réseau de mailles d'observation dans lequel on observe la mesure de ϕ . Le réseau sera caractérisé par le volume V_{MO} de la maille d'observation et son échelle $\alpha = V_{\Sigma}/V_{MO}$. A chaque maille j est associée la grandeur $h_{j\phi\alpha}$:

$$h_{\phi,\alpha,j} = \left(\frac{a_{\phi,\alpha,j} - a_{\phi}}{a_{\phi}} \right) \cdot \left(\frac{U_j}{\bar{U}} \right) \quad (26)$$

$a_{\phi,\alpha,j}$ est la mesure de ϕ dans la maille j d'un réseau d'échelle α ; a_{ϕ} est la valeur de ϕ dans le solide ; U_j est le volume de matière attribuée à la maille j et \bar{U} la moyenne des U_j .

Le réseau d'observation devra être construit de façon à assurer une collecte non biaisée et homogène des mesures de ϕ . Ces deux conditions sont remplies si :

- (i) le réseau recouvre strictement le solide étudié,
- (ii) sa maille est la plus isotrope possible.

En pratique on pourra choisir une maille cubique et par commodité, quand cela sera possible, un réseau périodique. La règle suivante a été adoptée : toute UE dont le barycentre appartient à la maille j est assignée à cette maille. Une conséquence de cette règle est que U_j peut être supérieur à V_{MO} . Dans ce cas, la somme des U_j devant être égale à V_{Σ} , certaines mailles seront vides. Soit $\beta(\alpha)$ le nombre de mailles vides décomptées dans un réseau d'échelle α . L'hétérogénéité de distribution du solide modèle ($HD_{\phi,\alpha}$), au regard de la grandeur ϕ , à l'échelle α , est la variance des $h_{\phi,\alpha,j}$:

$$HD_{\phi,\alpha} = (\alpha - \beta(\alpha)) \cdot \sum_{j=1}^{\alpha - \beta(\alpha)} \left[\left(\frac{a_{\phi,\alpha,j} - a_{\phi}}{a_{\phi}} \right) \cdot u_j \right]^2 \quad (27)$$

où $u_j = U_j/V_{\Sigma}$ est le volume relatif de matière assigné à la maille j . $HD_{\phi,\alpha}$ est fonction de l'échelle du réseau d'observation et de la distribution spatiale de ϕ .

On peut identifier deux échelles remarquables :

- i. Si $V_{MO} = V_{\Sigma} \Rightarrow \alpha = 1 \Rightarrow a_{\phi,\alpha,j} = a_{\phi} \Rightarrow HD_{\phi,\alpha} = 0$.
- ii. Soit n_j le nombre d'UE attribuées à la maille j . Il existe une valeur α_c de α telle que la taille de toutes les mailles est inférieure à la taille des grains. Dans ce cas la valeur de $a_{\phi,\alpha,j}$ ne varie plus pour les valeurs de α plus grandes et de même pour $HD_{\phi,\alpha}$. Cette valeur particulière est alors appelée hétérogénéité de constitution (HC_{ϕ}) et ne dépend plus des positions relatives des grains par rapport aux autres.

Dans ces conditions, un diagramme $HD_{\phi,\alpha}/HC_{\phi}$ versus α (courbe de distribution) permet de comparer la distribution de ϕ dans différents solides. Si $\alpha < \alpha_c$ $HD_{\phi,\alpha} = 0$ alors la distribution de ϕ est parfaitement homogène. Dans le diagramme $HD_{\phi,\alpha}/HC_{\phi}$ versus α une telle distribution est représentée par une courbe telle que: $HD_{\phi,\alpha}/HC_{\phi} = 0$ pour $\alpha < \alpha_c$ et $HD_{\phi,\alpha}/HC_{\phi} = 1$ pour $\alpha \geq \alpha_c$ (Fig. 34a).

Par ailleurs, pour un solide modèle donné, l'intégrale $A_{\phi} = \int_1^{\alpha_c} \frac{HD_{\phi,\alpha}}{HC_{\phi}} \cdot d\alpha$ est définie sans ambiguïté et peut être considéré comme une estimation du paramètre de distribution d'une description texturale (Fig. 34b). A_{ϕ} mesure l'écart entre la distribution observée et une distribution parfaitement homogène. La "texture" d'une grandeur ϕ dans un solide peut être représentée dans un diagramme HC_{ϕ} versus A_{ϕ} . Enfin la texture d'un solide peut être définie par K grandeurs. Les K points représentant ces grandeurs dans un diagramme HC_{ϕ} versus A_{ϕ} représentent le domaine textural du solide. Une modification texturale pourra alors être représentée comme K translations opérant sur les points du domaine de la texture initiale.

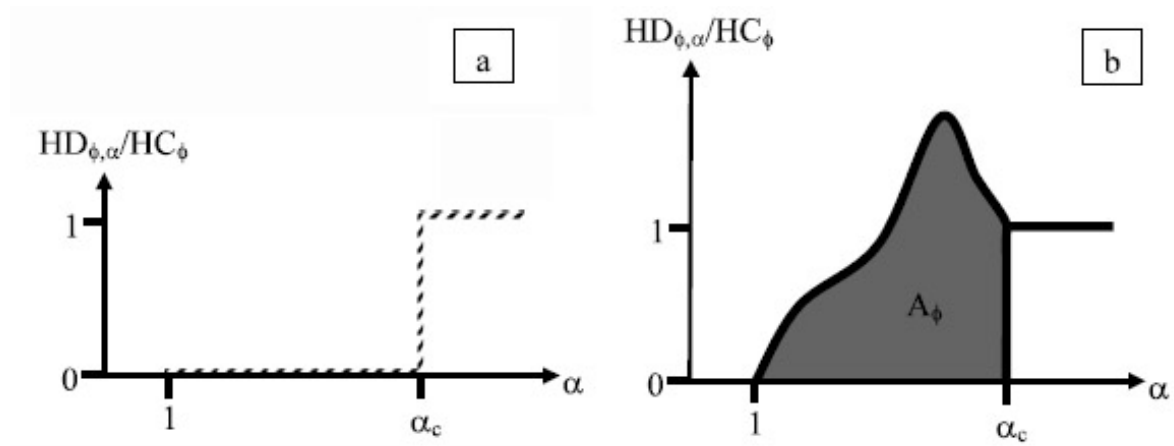


Figure 34 : Rapport des hétérogénéités de distribution et de constitution pour (a) un solide homogène, (b) un solide quelconque (Barbanson et al., 2009).

4) Perspectives :

Les orientations futures de mon activité de recherche sont focalisées sur l'hydrodynamique des systèmes hydrothermaux avec trois axes majeurs et complémentaires : modélisations de la croissance cristalline, l'expérimentation et les applications de terrain.

4.1 Amélioration et tentatives de développement d'autres modèles de croissance cristalline

4.1.1 Modélisation focalisée sur la croissance d'un seul cristal en fonction du nombre de Péclet.

Avilov (1994) propose une méthode pour déterminer le nombre de Nusselt (i.e. le flux adimensionné) local pour un écoulement autour d'un cylindre. La solution donnée en coordonnées cylindrique a été utilisée pour calculer l'intégrale du flux à la paroi pour différente valeur du nombre de Péclet ($Pe=r.V_{\infty}/(2D)$; avec r le rayon du cylindre). Celle ci a été calculée en divisant la section du cylindre en 8 sections équivalentes (45°) puis en deux (180°). Les rapports de l'intégrale de la face amont sur la face aval sont des fonctions du nombre de Péclet et sont comparées au modèle numérique ($C_w=C_t$; Fig. 35). Les résultats montrent que la solution diverge fortement des résultats expérimentaux. Ces derniers suggèrent une la relation complexe entre le nombre de Péclet et l'intégrale du flux. Dans l'état actuel de mes recherches j'en conclue que la géométrie polygonale des cristaux en cours de croissance semble avoir un effet déterminant sur la valeur du flux.

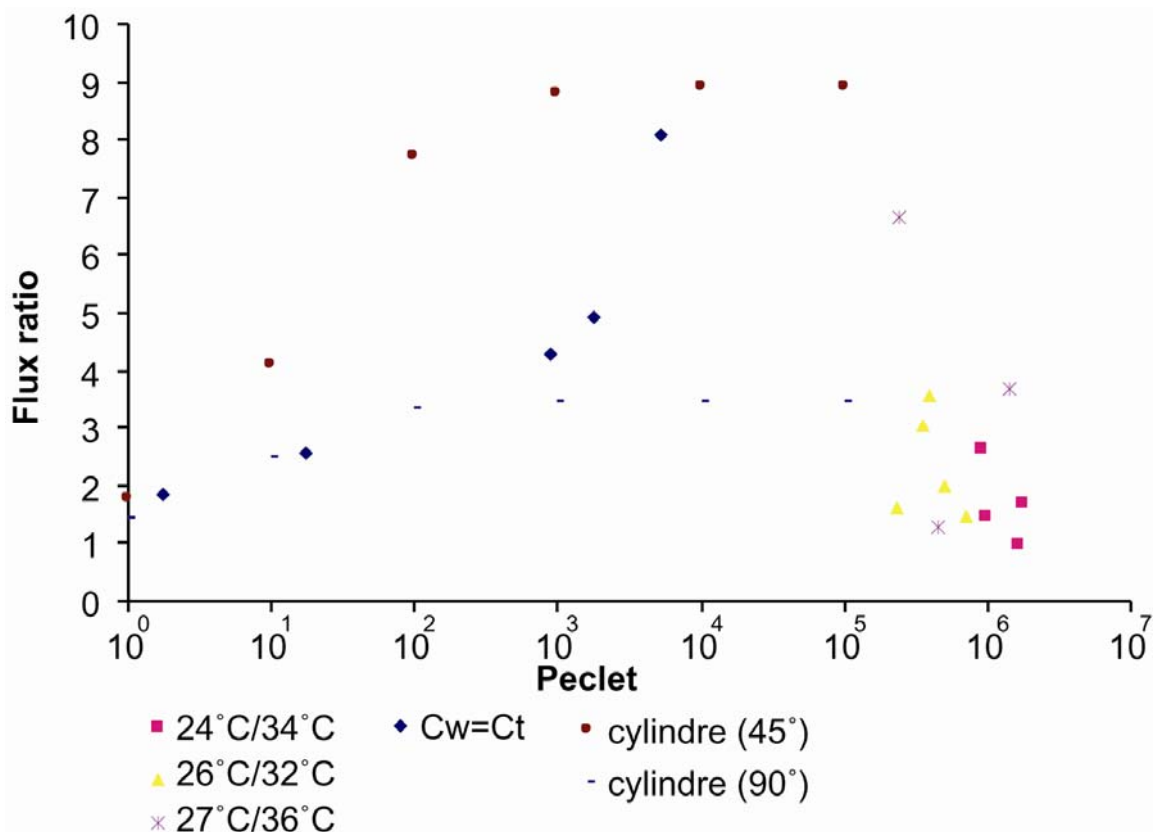
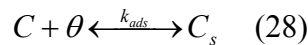


Figure 35 : Rapports des flux faces amonts sur avales en fonction du nombre de Péclet : pour des données expérimentales sur la croissance d'alun obtenu par refroidissement d'une solution mère 24°C/34°C ; 26°C/32°C ; 27°C/36°C, pour des simulations numériques ($C_w=C_t$), et la solution analytique d'Avilov (1994) en intégrant sur 45° , et sur 180° .

4.1.2 Modèle numérique tenant compte des processus de surface.

Les modèles proposés précédemment font l'hypothèse d'une concentration constante au voisinage de la paroi cristalline. Cette hypothèse est justifiée tant que la croissance est limitée par la diffusion dans la couche limite. Cependant à proximité des arêtes cristallines cette hypothèse est très discutable car la couche limite est amincie et le flux chimique devient très important à cause de gradient de concentration. Dans ces régions la croissance est probablement contrôlée pro parte par les cinétiques de surface. Un nouveau modèle de croissance est en cours de réalisation, prenant en compte la cinétique d'adsorption des éléments sur la surface cristalline, la diffusion de surface et la cinétique de réaction au niveau des sites d'incorporation du cristal. Cela revient à imposer sur la couche adsorbée de la surface du cristal :

- i) Une cinétique d'échange de soluté entre la surface cristalline et le soluté :

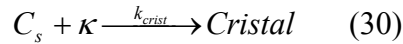


Avec k_{ads} coefficient de vitesse d'adsorption, k_{des} de désorption, C_s concentration surfacique, θ concentration surfacique des sites d'adsorption.

- ii) Une loi de diffusion surfacique :

$$\frac{\partial C_s}{\partial t} = \nabla \cdot (-D_s \nabla C_s) = \Phi(C_s) \quad (29)$$

- iii) Une vitesse d'incorporation dans les kinks



Avec κ la concentration surfacique de site d'incorporation dans le cristal

De (28) et (29) il est possible de déduire le flux gouvernant la concentration de surface :

$$\Phi(C_s) = k_{ads} \cdot C \cdot (\theta - C_s) - k_{des} \cdot \theta \cdot C_s - k_{cris} \cdot C_s \cdot \kappa \quad (31)$$

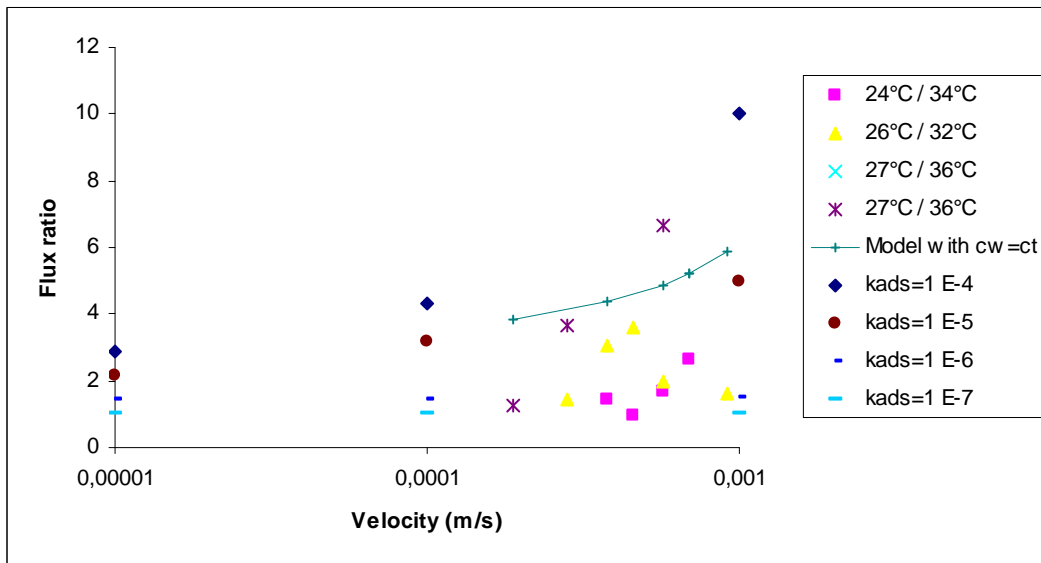


Figure 36 : Résultat de la modélisation de la croissance cristalline pour des vitesses d'adsorption variables (kads) comparée au modèle où la condition limite de surface est une concentration constante et aux résultats expérimentaux obtenus par Essalhi (2009).

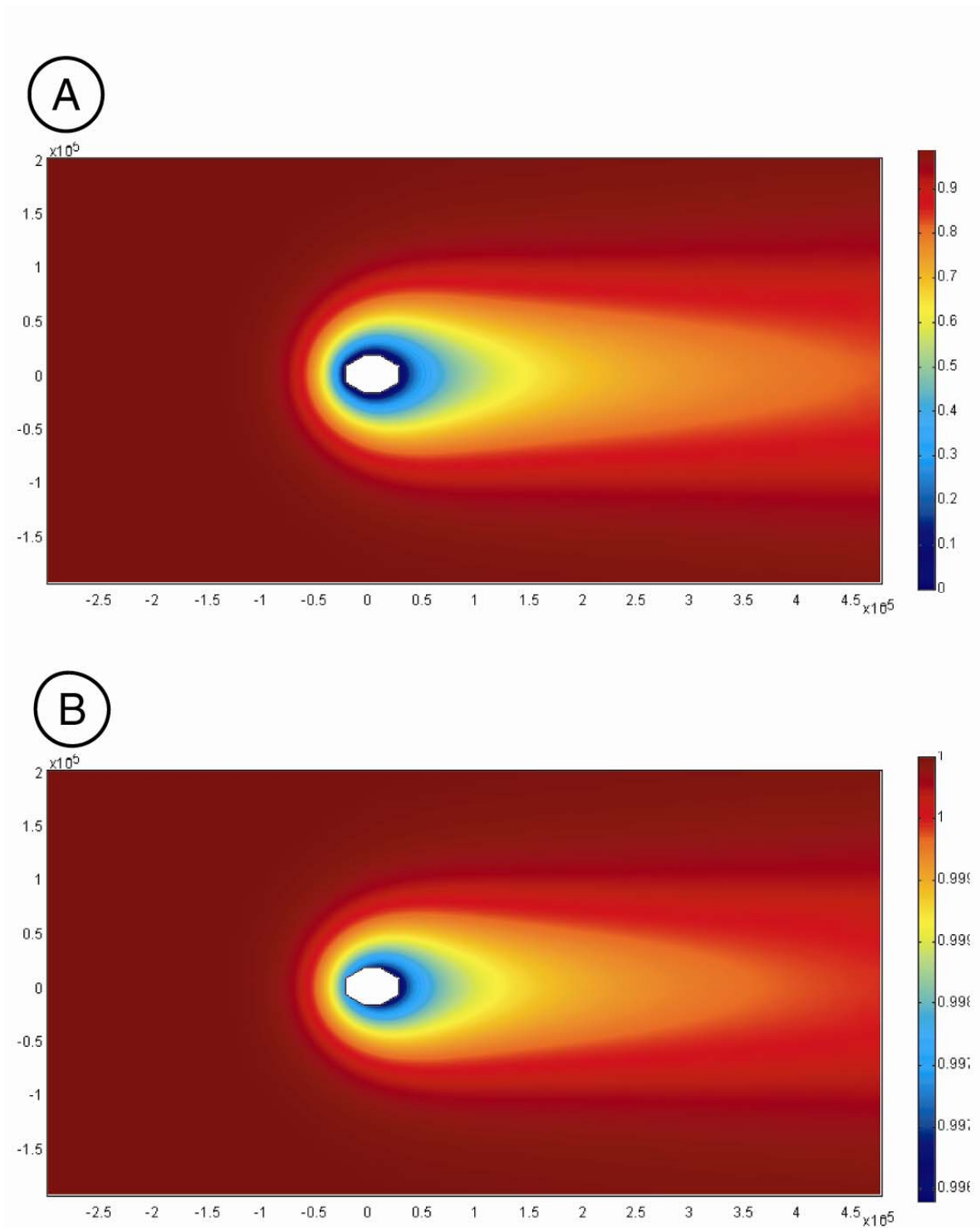


Figure 37: Comparaison des modèles numériques montrant la structure des gradients de concentrations pour un modèle A, où la condition limite est $C_w=ct$, et B pour laquelle une loi d'absorption et une loi de diffusion ont été utilisées, dans ce cas la concentration de la solution varie très peu autour du cristal.

Le modèle peut être résolu numériquement et est utilisé pour calculer les rapports des flux des faces amonts et des faces avalés avec un solveur instationnaire sur une géométrie

équivalente à celle présentée dans la figure 12A. Le nombre de paramètres intervenant pour le calcul a nettement augmenté : il faut fixer les grandeurs de k_{ads} , k_{des} , k_{crist} , θ , κ , D_s et l'adimensionnement de la concentration n'est pas évident.

Quelques simulations ont été réalisées dans le but de les confronter aux résultats expérimentaux de Mourad Essahli. Dans ce modèle 2D, l'équation (31) est simplifiée en considérant que la cinétique d'adsorption domine $\Phi(C_s) = k_{ads} \cdot C \cdot (\theta - C_s)$, D_s est fixé à $10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$, C_∞ à 1 et θ à 1.

Finalement dans ce modèle deux valeurs varient : k_{ads} et la vitesse d'écoulement. Le résultat est présenté dans la figure 37. Le cas où le coefficient d'adsorption est supérieur à 10^{-5} est peu vraisemblable car les rapports des taux de croissance sont supérieurs à ceux obtenus dans le modèle où la concentration de surface est constante. En outre la diminution de la cinétique d'adsorption diminue, avec le rapport des flux qui tend vers 1, ce résultat est prévisible puisque dans ce cas ce sont les propriétés de surface qui gouvernent la croissance.

Ce modèle préliminaire se heurte à plusieurs difficultés.

- Comment adimensionner le système pour obtenir un résultat dans lequel le rapport de taux de croissance est indépendant de la concentration ?
- Un modèle basé sur des équations de diffusion et de cinétiques de réaction peut-il être validé expérimentalement ?

4.1.3 Réflexions sur la distribution spatiale des cristaux dans un fluide en écoulement

Les expériences de Takubo et al., (1984), les observations de Kostov et Kostov (1999) et de Lebedev (1967) montrent un alignement des cristaux parallèlement aux directions d'écoulement. Takubo et al., (1984) ont montré que les axes d'allongement sont inclinés dans la direction d'écoulement. Cette organisation spatiale est une des clefs pour expliquer les linéations magnétiques observées sur les formations hydrothermales, notamment la linéation magnétique mesurée sur les filons de goethite du gisement de Chaillac s'explique par un alignement de groupes de cristaux (Sizaret et al., 2003) et, dans la dolomie ferrifère de la Florida, la linéation est liée à des rubans de dolomite (Essahli et al., 2009).

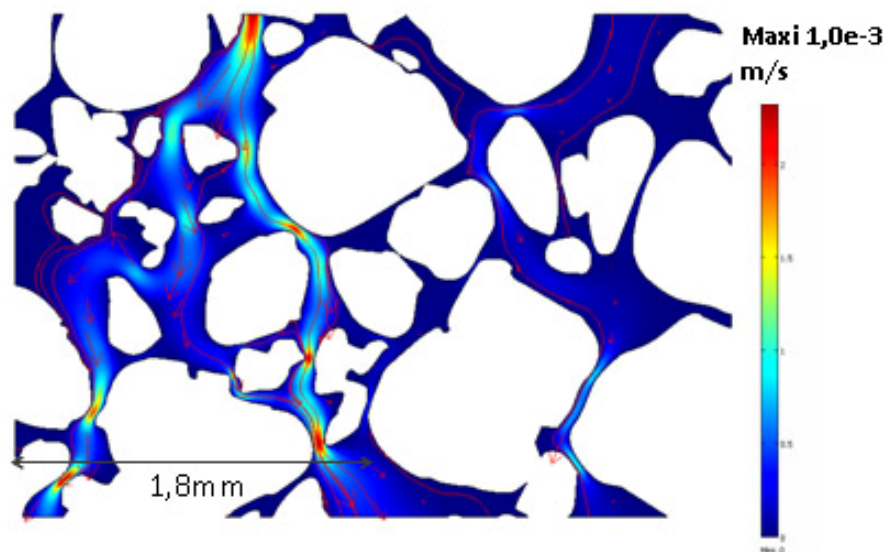


Figure 38 : Modélisation d'écoulement dans un grès, la structure des écoulements montre une répartition hétérogène des vitesses le long des lignes de courant. Cette répartition influence les flux chimiques et donc les taux de croissances locaux.

Un début de réponse peut déjà être apporté par la modélisation des écoulements dans les milieux poreux montrant une grande variation des vitesses locales, et l'existence de chemins d'écoulement privilégiés (Figure 38). Ces circulations hétérogènes sont responsables de concentrations et de flux différentiels au sein de la roche. L'étude de l'organisation spatiale du flux et de la concentration devrait permettre d'identifier des zones favorables à la nucléation et à la croissance de cristaux conduisant à une organisation spatiale des phases hydrothermales liée aux lignes de courant.

4.2 Développement expérimentaux

Les travaux expérimentaux constitueront une priorité pour mes recherches à court et moyen terme.

4.2.1 Croissance de monocristal d'alun.

Avec les travaux de thèse de Mourad Essahli (2009) des études ont été initiées dans le domaine de la croissance de monocristal d'alun dans un fluide en écoulement. Ces expériences de croissance ont été réalisées dans des conditions où une modélisation numérique est possible ($<10^{-2} \text{ ms}^{-1}$; Essahli, 2009). Les premiers résultats montrent que les faces amont croissent plus rapidement que les faces avalées. Nous avons vu que les valeurs des rapports des taux de croissance en fonction de la vitesse d'écoulement sont inférieures à celles prévues par la théorie. Deux critiques ont été formulées.

1. Les hypothèses de calcul ne sont pas vérifiées.
2. Le protocole expérimental est imparfait.

Afin de disposer d'une base expérimentale permettant de développer des modèles théoriques réalistes, de nouvelles expériences seront menées prochainement, avec un taux de sursaturation plus bas et un meilleur contrôle de la température. Ces conditions devraient permettre d'éliminer les nucléations parasites. Les résultats seront alors à confronter avec le modèle numérique afin de l'améliorer et de le valider.

4.2.2 Expérimentations en conditions naturelles, investigation des inter-relations entre circulation, déformation et cristallisation.

Un important travail expérimental est prévu autour des relations entre la déformation, la circulation des fluides et la cristallisation. Cette thématique sera proposée dans les grands projets de l'ISTO pour le quadriennal 2012-2016. L'équipe s'intéressera tout particulièrement aux actions et rétro-actions entre circulation, déformation et interactions fluides-minéraux des systèmes hydrothermaux océaniques. Dans cette thématique les travaux expérimentaux consisteront à faire réagir un échantillon de roche du plancher océanique avec un fluide minéralisateur dans les conditions de pression et de température des systèmes hydrothermaux océaniques. Pour réaliser ces travaux une thèse intitulée « Interaction fluide-cristallisation-déformation: approche expérimentale » sera encadrée par Laurent Arbaret (directeur), Yannick Branquet et Stanislas Sizaret. L'objectif majeur de ce sujet sera d'obtenir des données expérimentales inédites reliant la perméabilité, le taux de cristallisation et le taux de déformation d'une roche soumise à une déformation synchrone d'une circulation de fluide. Une étude texturale précise utilisant les méthodes classiques (goniométrie X, ASM...), ainsi que la micro tomographie X permettra de mettre en regard l'évolution des textures et des structures avec les paramètres sus-cités. Les expériences seront réalisées sur la presse Paterson de l'ISTO, équipée de deux volumètres permettant de gérer les pressions de fluides. Les réactions hydrothermales escomptées seront d'abord testées en autoclave statique. La spécificité de cet appareillage réside dans le fait de pouvoir travailler sur des systèmes hydrothermaux chauds et relativement « profonds » (e.g. formation des épidosites...) lors

d'une déformation en cisaillement pur et simple. Des expériences seront réalisées sur des charges synthétiques parfaitement contrôlées ainsi que sur échantillons naturels du plancher océanique. En particulier, suite aux résultats préliminaires obtenus par notre équipe à l'ISTO et ceux réalisés à Cambrera par Tenthorey et Fitz Gerald (2006), une analyse fine des textures devra distinguer la part des processus de cicatrisation (« healing ») et/ou de colmatage hydrothermal (« sealing ») lors des chutes de perméabilité observées. Le retour et l'application de ces expériences sont majeurs et pluridisciplinaires (mécanique sismique des failles, métasomatose...). Nous nous focaliserons sur les implications en métallogénie et particulièrement la mobilisation par les fluides du stock métal du plancher océanique.

4.2.3 Projet ANR « Fluxhyd » (Porteur M. Pichavant)

Participants : M. Pichavant ; B. Scaillet, S. Sizaret, Y. Branquet, H. Raimbourg, J.-M. Beny, C. Ramboz, M. Cannat, C. Mével, J. Dubessy, A.-M. Boullier, P. Nehlig (1 doctorant, 2 Post-doctorants)

L'utilisation d' H_2 en tant que vecteur énergétique est à la base de la filière hydrogène. Celle-ci comprend plusieurs étapes, notamment la production d' H_2 qui est quasi-exclusivement envisagée à partir de processus industriels. En effet, l'hydrogène n'est pas considéré comme un gaz présent en quantités significatives dans les milieux naturels. Les découvertes, réalisées par l'IFREMER au cours des 10 dernières années, de fluides hydrothermaux extrêmement riches en H_2 sur la dorsale médio-atlantique sont susceptibles de remettre fondamentalement en cause certains aspects de la filière hydrogène. L'évaluation de l'impact sur le plan énergétique de ces systèmes hydrothermaux réduits constitue donc une question prioritaire. L'objectif de ce projet est de fournir des données de base permettant de calculer les flux d' H_2 associés à ces systèmes hydrothermaux sous-marins.

Les données des campagnes océanographiques montrent que les systèmes hydrothermaux riches en H_2 résultent d'un processus d'ensemble dont les principales caractéristiques sont maintenant bien décrites (dorsale lente, roches mantelliques, système géothermique, serpentinitisation, fluides riches en H_2). Néanmoins, la modélisation physique et chimique de ces systèmes hydrothermaux fait complètement défaut. Dans ce projet, une simulation expérimentale des mécanismes contrôlant la chimie des fluides est proposée. Les données expérimentales renforceront le cadre interprétatif des systèmes hydrothermaux océaniques et serviront à mieux définir les paramètres pour l'évaluation des flux d' H_2 .

Le projet repose sur une triple approche, descriptive, expérimentale et analytique. Il est basé sur une connaissance approfondie du cadre géologique et océanographique des systèmes hydrothermaux océaniques. Les expériences de serpentinitisation seront basées sur une approche nouvelle de mesure de la PH_2 à l'aide de membranes semi-perméables à l'hydrogène. La PH_2 est lue in situ, directement et en continu, l'évolution PH_2 -temps permettant d'accéder à la cinétique d'avancement de la réaction. Nos expériences porteront systématiquement sur des péridotites naturelles et seront réalisées à plus de 250°C. Elles seront complétées par des expériences de circulation de fluides (en conditions de pression de confinement à la fois hydrostatique et non-hydrostatique) dont le but sera de coupler serpentinitisation, écoulement des fluides et régime de déformation, et de tester l'existence de rétrocontrôles entre ces facteurs. La détermination expérimentale du coefficient de partage de H_2 entre phase liquide et vapeurs chlorurées permettra de préciser le facteur de concentration de H_2 lors de la séparation de phases. Des expériences de perméabilité de H_2 dans des péridotites établiront la capacité des roches mantelliques à piéger l' H_2 produit. Les compositions des fluides expérimentaux, complétées de données sur les inclusions gazeuses naturelles, seront comparées aux fluides des événements et les estimations des flux d'hydrogène réévaluées.

Dans ce cadre ma contribution aux expériences de serpentinitisation consistera à participer au montage expérimental et à analyser les produits expérimentaux avec pour

objectif de caractériser l'hydrodynamique locale durant les expériences. Pour ce faire, les analyses porteront particulièrement sur la distribution spatiale des phases hydrothermales dans les produits expérimentaux afin d'identifier une éventuelle chenalisation des écoulements au sein de l'échantillon. En outre une cartographie des écoulements sera réalisée à partir de l'analyse des bandes de croissance et celle-ci sera comparée aux taux de déformation locaux enregistrés par l'échantillon. Les données expérimentales seront utilisées pour comprendre les relations entre les informations moyennées (Vitesse de Darcy et déformation globale) et les valeurs locales (vitesses instantanées, déformations locales).

4.3 Etudes de terrain

Quatre études de terrain sont en cours de démarrage ou prévues à très court terme. Ces travaux seront réalisés au sein de la future équipe « fluide » proposée pour le prochain quadriennal de l'ISTO. Les cibles ont été choisies dans des contextes géologiques variés : sédimentaire, magmatiques, périmagmatiques et volcanosédimentaires, pour lesquels l'accent est mis sur les relations entre la déformation et les circulations de fluides : sens et vitesses.

4.3.1 Projet Calamines

Ce projet porté par Luc Barbanson a été déposé à la Région Centre et est financé à hauteur de 165k€. Il a contribué à l'émergence du programme de recherche « Fluides ».

Participants : L. Barbanson, Y. Chen, Y. Branquet, S. Sizaret, L. Guillou Frottié, G. Martelet, L. Bardra, Post-doc à recruter.

Une des motivations du projet « Calamines » est la recherche et le développement d'exploitation minière faiblement polluant dans le haut Atlas Marocain (Collaboration ONA et Université de Meknes). Les gisements de calamines (carbonates de zinc pour l'essentiel) répondent à cette exigence environnementale. Ces dernières années, l'apparition de nouvelles techniques métallurgiques (Gregor, 2004 et Gilg et al., 2008a) confèrent à nouveau aux calamines le statut de minerai de zinc qu'elles avaient perdu au début du XXe siècle, au bénéfice des minerais sulfurés.

Ce type de minéralisation est intéressant pour les raisons suivantes :

1. Il redevient possible de valoriser les hydrosilicates et les carbonates de zinc à des coûts économiques intéressants.
2. Ces minerais étant par nature proche de la surface, les frais d'extraction sont réduits.
3. Cette dernière caractéristique, joint à l'absence, dans la plupart des cas, de sulfures et d'éléments potentiellement polluants, limitent l'impact de l'exploitation des calamines sur l'environnement.

Cette nouvelle situation a conduit les sociétés minières à rechercher des gisements de zinc non sulfurés. Ces efforts se sont traduits par: l'ouverture d'une mine en Namibie (Gregor, 2004); une prospection débouchant sur un sujet économiquement prometteur en Iran (Reichert et Borg, 2008) et l'évaluation des calamines associées aux gisements de sulfures irlandais (Balassone et al., 2008). Après une étude des anciennes exploitations de calamines du Haut Atlas, la CMG (Compagnie Minière des Guemassa, filiale du groupe ONA) a mis en exploitation deux sites où la calamine est associée aux karsts (Tadaghast et Ighfker) et déposé des permis dans la région d'Errachidia.

Les modèles de formation de ce type de minéralisations datent de près d'un siècle et, bien entendu, ne prennent pas en compte les nouveaux outils apparus durant ce laps de temps.

Aussi, en parallèle aux efforts de prospection des sociétés minières, des travaux académiques sont menés pour renouveler les modèles génétiques des amas calaminaires. Ces études: soit mettent l'accent sur la description des paragenèses minéralisées (Balassone et al., 2008), avec collecte de données sur les fluides (inclusions fluides et isotopes stables) (Coppola et al., 2008); soit concernent des aspects plus généraux comme le fractionnement isotopique par les minéraux des calamines (Gilg et al., 2008b), l'élaboration de modèles géochimiques (Reichert et Borg, 2008) et la datation directe du dépôt des calamines (Schneider et al., 2008).

Les minéraux des calamines remplissent des cavités karstiques. La consultation de la littérature minière ancienne (voir par exemple Mazarasa Quintanilla, 1930) et récente (Reichert et Borg, 2008) distingue deux types de calamines: (1) la calamine rouge, qui correspond à une oxydation en place de sulfures de métaux de base encaissés dans des formations carbonatées, (2) la calamine blanche, généralement sans sulfures. Les modèles, tant anciens que récents, considèrent chacune de ces calamines comme deux stades de formation des gisements de zinc non sulfuré. Un stade d'oxydation supergène, durant lequel, sous l'action des eaux météoriques, les sulfures sont oxydés. Il en résulte une solution acide, riche en métaux de base. La traduction, sur le terrain, de ce processus est la calamine rouge. Cette dernière contient de nombreuses impuretés qui peuvent la rendre inaptes au traitement hydrométallurgique propre aux calamines. Le pH de la solution métallique est tamponné par l'encaissant carbonaté ce qui conduit à la précipitation des carbonates de zinc et, si les caractéristiques de la solution s'y prêtent, des silicates hydratés ou non de ce métal. Cette seconde calamine est couramment exempte d'impuretés et les teneurs en zinc y sont généralement plus élevées. La calamine blanche est donc une cible particulièrement recherchée par les mineurs. Sa formation est précédée par un transport à l'intérieur d'un réseau karstique et le but du projet CALAMINES est de développer une approche permettant de déterminer la dynamique des karsts minéralisés. Pour ce faire, trois axes de travail seront développés:

1. Etude "sédimentologique" et minéralogique du remplissage des poches karstiques

L'histoire d'un karst est généralement polyphasée. Il est possible de décrypter cette histoire en adoptant une méthode de type sédimentologique (voir par exemple Verraes, 1983). La distinction de différents type de remplissage, l'étude de leur texture et de leurs relations géométriques ainsi que l'observation des remplacements minéralogiques, devraient permettre de repérer les événements ayant jalonné la structuration du système minéralisé.

2. Reconstitution des paléocirculations

La reconstitution des paléocirculations sera menée en combinant les études d'ASM et l'analyse des textures calamines. Sur cet exemple on peut espérer associer à chaque événement distingué un sens et une vitesse de circulation, ma contribution portera essentiellement sur cette partie du sujet.

3. Relation entre dynamique des remplissages karstiques et évolution tectonique régionale

Les calamines du Haut Atlas marocain sont géométriquement associées à de grandes failles inverses apparues à la fin de la structuration actuelle de la chaîne. Le contrôle structural des minéralisations a été avancé par Hilal et al., 2004. En étudiant la cinématique de ces accidents, nous espérons pouvoir établir un lien entre la dynamique des remplissages karstiques minéralisés et l'évolution tardive du Haut Atlas. Notre attention portera en particulier sur l'existence d'un éventuel lien entre les (re)jeux des accidents régionaux et les niveaux de base des différentes phases distinguées dans l'histoire du karst. Ces observations seront synthétisées dans un modèle numérique. Le fonctionnement hydrodynamique particulier des karts sera modélisé par simulation numérique. Le but de cette reconstruction numérique sera de confronter l'hydrodynamique moyennée en temps et en espace car déduite du flux chimique, aux valeurs mesurées ponctuellement. Cette confrontation, devrait montrer des vitesses locales supérieures aux vitesses moyennées et doit permettre d'envisager un

fonctionnement discontinu en temps et espaces. Ces discontinuités seront pistées, modélisées et confrontées aux données tectoniques.

L'objectif du projet CALAMINES est d'établir un lien entre des observations faites à différentes échelles pour replacer les calamines dans leur contexte hydrogéologique et d'en tirer des enseignements sur la formation de ce type de minéralisation. Une telle modélisation serait une première scientifique, ouvrirait une nouvelle démarche pour l'étude des minéralisations karstiques.

4.3.2 Projet minéralisations à Sn W varisque (Oulmès / Hasmash)

Paléocirculations péri-granitiques (Oulmès / Hasmash), Action Intégrée Université d'Orléans / Université de Meknès (2009-2013). Participants : L. Barbanson, A. Chauvet, S. Sizaret, Y. Chen, L. Badra, A. El Maz, M. Haddad, E. Mahjoubi (Doctorant U. Meknès).

Au Maroc de nombreux indices miniers périgranitiques à Sn / W nécessitent une réactualisation scientifique. En effet, peu de travaux ont été réalisés sur les circulations fluides à l'origine des minéralisations périgranitiques. Dans ce sens, nous proposons d'appliquer, pour la première fois au Maroc, les outils de traçage élaborés dans mes travaux antérieurs en vue de préciser la dynamique de circulation de ces fluides. A partir des données collectées sur le terrain, nous tenterons d'apporter des éléments de réponse concernant les relations entre la direction de circulation des fluides et la déformation régionale. Nos cibles d'études s'inscrivent dans les districts miniers d'Oulmès (El Karrit, Zguit, Tarmilat) et d'Achmmach / El Hammam (Maroc central) avec des minéralisations périgranitiques de type filoniennes ou métasomatiques (skarns). Outre le fait qu'il est représentatif des minéralisations périgranitiques développées, en Europe, autour des plutons hercyniens, l'intérêt de ce secteur se manifeste notamment par:

- l'existence de plusieurs études antérieures et d'une base de connaissances favorable à la mise en œuvre des nouvelles approches,
- des régimes de circulations fluides et des rapports roche/fluide très contrastés (filon, métasomatoses à tourmalines et skarn).
- un intérêt minier pour la fluorine et l'étain.

Cadre géologique régional

Dans le Maroc central les gisements et indices d'étain et de tungstène sont spatialement associés aux massifs granitiques hercyniens (Oulmès, Zaër, Ment, Achmmach et Jbel Aoum). Leur agencement est de type skarns ou filonien.

Le massif central marocain est subdivisé en plusieurs unités structurales orientées NE-SW qui sont de l'Ouest vers l'Est (Fig. 39) : le môle côtier avec les terrains les moins déformés du massif, le synclinorium occidental, l'anticlinorium de Khoribga-Oulmès, le synclinorium Fourhal-Telt et l'anticlinorium de Kasbat Tadla-Azrou. Ces ensembles sont séparés par des méga-décrochements tardi-hercyniens (Piqué, 1979). Les sites proposés dans ce projet relèvent de l'anticlinorium Kasbat Tadla – Azrou.

Du point de vue lithostratigraphie, les formations du socle sont essentiellement cambro-ordoviciennes, composées de calcaires, des schistes et des quartzites associés parfois à des roches volcano-détritiques. Le Silurien est caractérisé par des schistes noirs à graptolites; faciès presque uniforme à l'échelle du massif central. Au Dévonien, apparaissent des dépôts carbonatés récifaux de rides.

La phase bretonne se manifeste entre le Faménienn et le Viséen supérieur par la formation de grands plis déversés vers l'Est avec une schistosité de flux. Une transgression générale au Viséen supérieur, montrant à la base des conglomérats et des calcaires, a engendré

une épaisse série pélitique passant progressivement à des flyschs. La phase hercynienne majeure d'âge Namuro-Westphalienne, est accompagnée d'un métamorphisme régional épizonal et de chevauchements. L'ensemble des stocks granitiques calco-alcalins du Maroc Central pourrait être attribué au relâchement de ces contraintes compressives (Mrini et al., 1992).

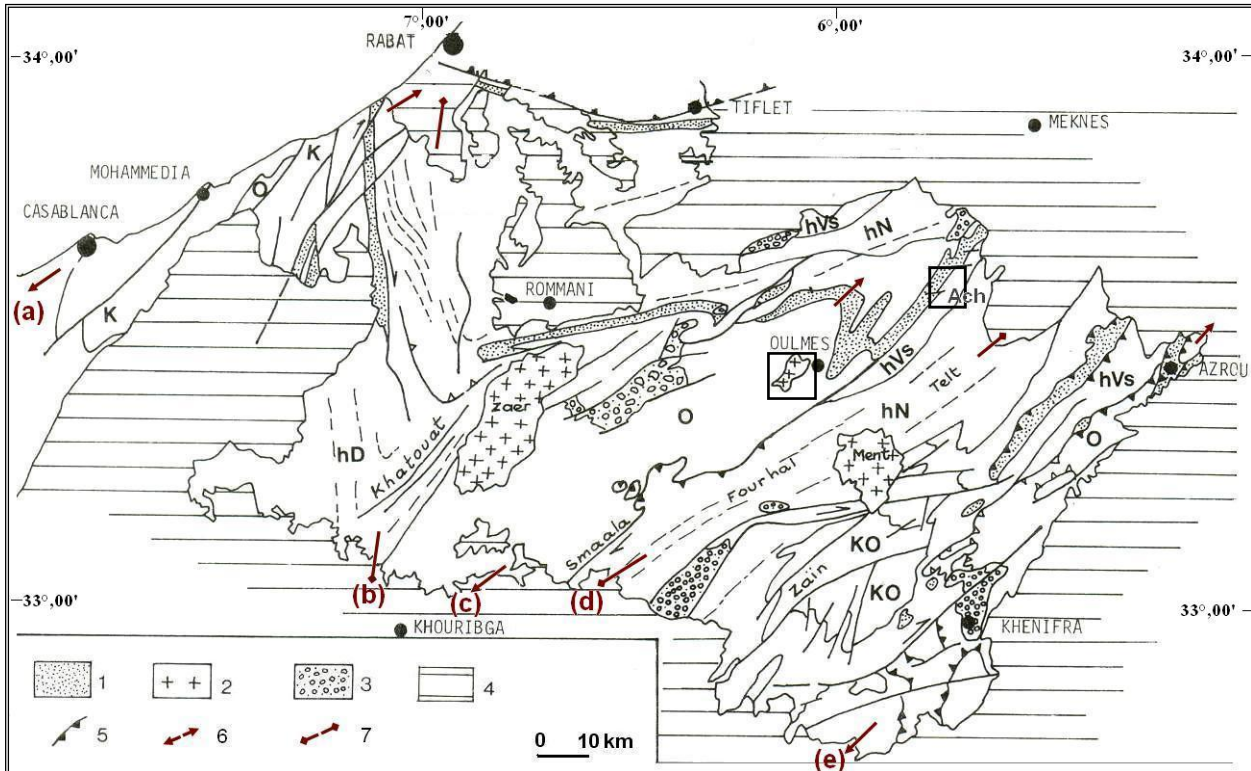


Figure 39 : Rides dévoniennes, 2 : granites hercyniennes, 3 : conglomérats post-orogéniques, 4 : terrains de couverture, 5 : contacts de chevauchements, 6 : Anticlinorium, 7 : Synclinorium, Encadré : Oulmès et El Hammam-Achmmach, K : Cambrien, O : Ordovicien, KO : Cambro-Ordovicienv ; hD : Dévono-Dénantien, hVs : Viséen supérieur, hN : Viséo-Namurien. (a) : môle côtier (Anticlinorium de casablanca); (b) : Synclinorium occidental; (c) : Anticlinorium de Khouribga-Oulmès; (d) : Synclinorium Fourhal-Telt ; (e) : Anticlinorium de Kasbat Tadla-Azrou (ou Khenifra- Azrou). (in El Hassan, 1991)

L'intrusion des plutons du Stéphano-Autunnien du Maroc central s'inscrit dans un contexte régional qui concerne l'ensemble du Maroc occidental. Ces intrusions sont distribuées le long des failles crustales qui témoignent d'un grand couloir décrochant dextre orienté ENE-WSW (dont faille de Smaala-Oulmès) qui affecte toute la meseta (Lagarde et al., 1990). Une tectonique de failles tardi-hercynienne se développe pendant et après le dépôt des conglomérats rouges de l'Autunnien et est associée au volcanisme acide. La plupart des failles résultent de la réactivation de la fracturation antérieure, cette fracturation tardive est très souvent associée à des intrusions doléritiques sous forme de dykes et parfois de sills.

Le district d'Oulmès : El Karit, Tarmilet et Zguit

Le massif granitique d'Oulmès syntectonique est l'un des plus importants stocks granitiques du Maroc central hercynien. Il se situe au cœur de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès. Quatre faciès peuvent y être distingués (Fig. 40) : (1) un granite principal à deux micas à grains moyens d'âge moyen de 298 Ma ; (2) un granite porphyrique à deux micas à grains fins au centre du massif ; (3) un granite à deux micas à grain fin d'El Karit. Ce petit

stock est considéré comme le plus ancien granite d'Oulmlès. (4) Le granite à muscovite (granite aplitique) en forme des filons couches dans les schistes encaissants ou en bandes au sein du granite principal.

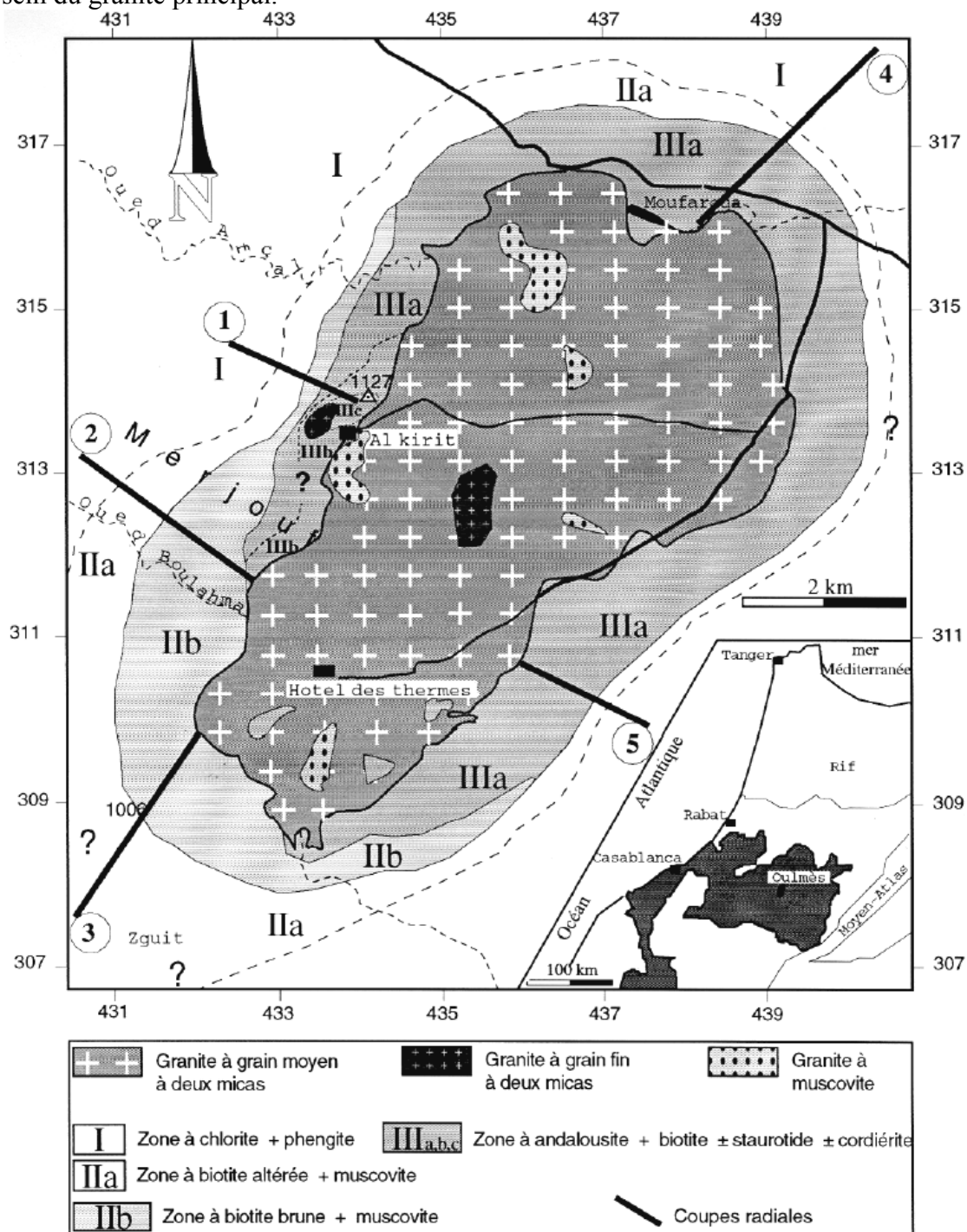


Figure 40 : carte géologique d'Oulmès (Termier et al., 1950, Dahmani, 2001).

L'auréole métamorphique est engendrée par le pluton granitique d'Oulmès syntectonique. Elle est générée dans une série grésopélique cambro-ordonvienne, déjà affectée par un métamorphisme régional à faciès schistes verts (Michard 1976). La zonéographie de l'auréole métamorphique (Fig. 40) établie par Termier et al., (1950) et confirmée ultérieurement par d'autres études est la suivante : (1) zone à chlorite, (2) zone à mica vert, (3) zone à biotite brune et enfin (4) zone à andalousite. Les roches métamorphiques

d'Oulmès sont pour la plupart schisteuses, le faciès cornéen y est peu développé et les skarns font défaut.

Après la montée et la consolidation de granite, une phase tardi tectonique a provoqué la formation d'un réseau de cassures de direction principale NNE et ESE avec une direction mineure EW. Sur les bordures du massif granitique, le réseau de fracturation est intense ; les solutions émises par le magma résiduel ont été acheminées pour former le système de filons de quartz dans lequel se présente l'ensemble des minéralisations stannio-wolframifère. Ils affleurent près du contact entre le granite et les schistes (El Karit), soit dans le granite (Tarmilet), soit dans les schistes (Zguit).

- Dans le champ d'El Karit, principale occurrence minéralisée en étain, la cassitérite est encaissée dans les filons quartzeux ou aplitiques, voire même dans les veines micacées à béryl, elle se présente sous deux formes : en nodules englobés dans les micas où elle est associée au béryl et au feldspath ou en inclusion dans le quartz. La tourmalinisation est parfois intense aux épontes. C'est la seule localité où la cassitérite a été exploitée (de 1934 à 1975). Lors de la mission réalisée en juin 2010 plusieurs échantillons de tourmalinites ont été prélevés dans le but d'étudier les circulations de fluides dans les filons de quartz et dans les schistes tourmalinisés.

- Les filons du champ de Zguit ne sont minéralisés qu'en tungstène (wolframite et scheelite), sulfures, fluorine et quelques feldspaths, muscovites et tourmalines rarissimes. Dans ce champ, la cassitérite et le béryl font défaut.

- Dans le champ de Tarmilet, les deux types de paragenèses se superposent ; les filons contiennent alors cassitérite, wolframite et molybdénite ainsi que les feldspaths et les sulfures.

Le district d'El Hammam / Achmmach

Le district d'El Hammam-Achmmach se situe à environ 50km au SW de Meknès, dans l'extrême SE de la feuille de Bouqachmir (1/50.000) entre les méridiens 5°45'-5°55' et les parallèles 33°30'-33°35'. Le gisement d'Achmmach est situé à 5km à l'Est de la mine de fluorine d'El Hammam. En dehors de l'activité liée à la mine de fluorine d'El hammam, la population vit essentiellement de l'élevage et de l'agriculture.

La série lithostratigraphique du district comprend des terrains allant de l'Ordovicien au Dévonien. Ils sont recouverts en discordance par une épaisse série carbonifère (Fig. 41). Les terrains du Viséen supérieur couvrent la majeure partie du district, encaissant ainsi l'essentiel des minéralisations reconnues.

Structuralement, le district est organisé en unités anticlinoriales et synclinoriales d'orientation NE-SW généralement délimitées par des failles longitudinales d'extension kilométrique. La phase majeure hercynienne, orientée NW-SE, a engendré des plis synschisteux à déversement léger vers le SE. Postérieurement à la phase majeure, des failles tardi-hercyniennes et des fractures d'extension variables viennent guider la mise en place des minéralisations filoniennes

Le magmatisme hercynien du district peut être subdivisé en trois grands types : les dykes de roches basiques (dolérites), les microgranites qui affleurent sur des extensions variables et le granite d'El Hammam (ou de l'oued Beht) d'âge permien supérieur : 243 ± 7 Ma (Jebrak, 1984) et dont la mise en place est fini hercynienne. La principale manifestation plutonique du district est le granite calco-alcalin d'El Hammam. Il est intrusif dans un encaissant, gréseux et calcaire du viséen supérieur. Il affleure en deux pointements restreints, suivant l'oued Beht, entourés d'une large zone de métamorphisme (11 x 8km) (Agard, 1966), à l'aplomb d'une anomalie gravimétrique négative du socle, signe de granite caché. Cette intrusion granitique est composée du point de vue pétrographique de quatre faciès : il s'agit du granite à grains fins, granite tacheté, granite greisé et granite à biotite. Les trois premiers

sont affleurants et à fort cachet crustal, le quatrième est reconnu uniquement par sondage (Sonnet, 1981).

La cordiérite et l'andalousite donnent la limite de l'auréole du métamorphisme de contact qui efface progressivement le débit schisteux. Trois faciès ont été décrits dans cette auréole (Sonnet, 1981) : d'une part les skarns dans les séquences carbonatées, d'autre part les cornéennes et les schistes tachetés.

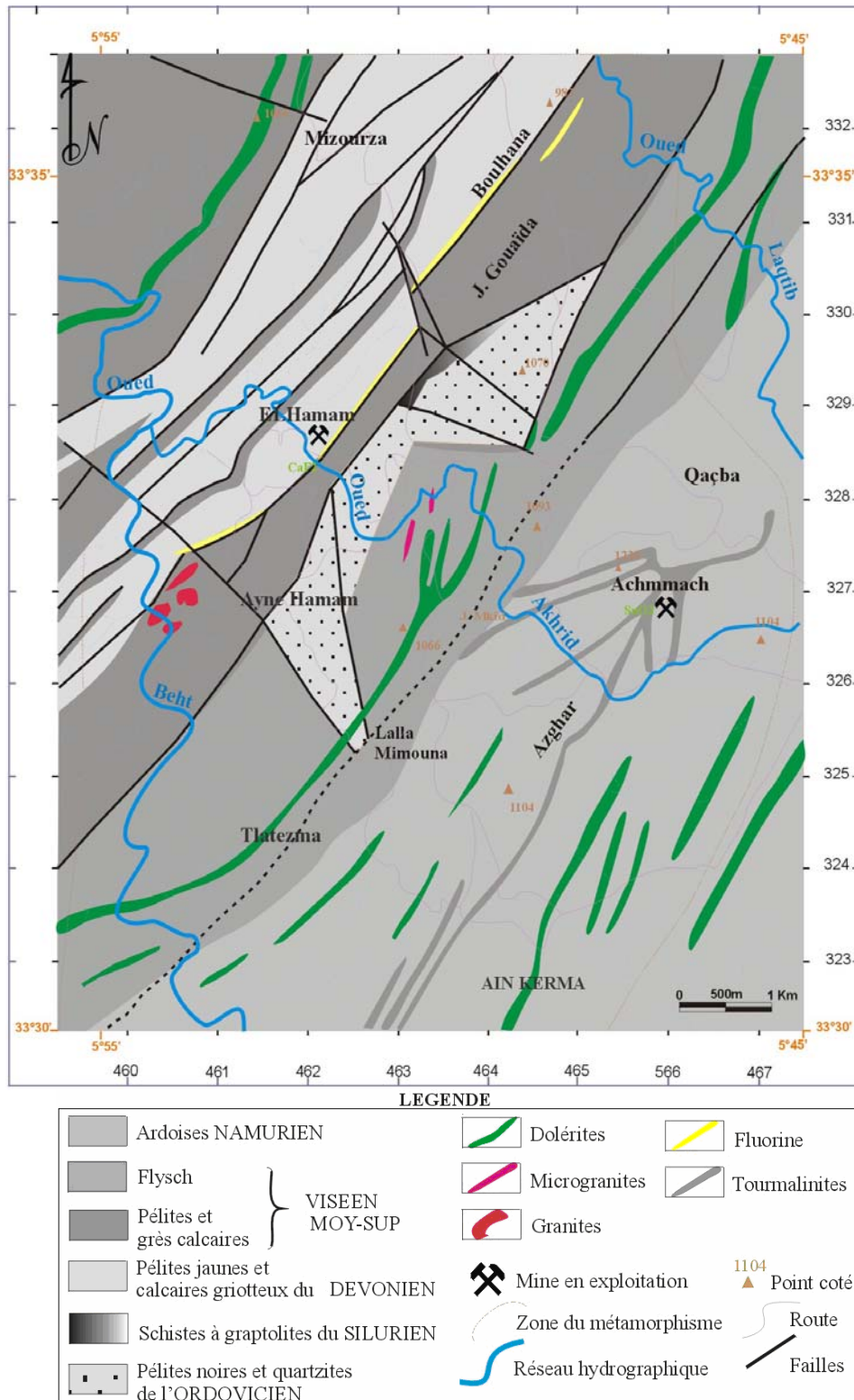


Figure 41 : Carte géologique de la région d'El Hammam-Achmmach.

Trois types de minéralisations ont été reconnus dans le district d'El Hammam-Achmmach. Il s'agit de minéralisations "précoces" liées à une activité métasomatique responsable de la formation des skarns, suivies de minéralisations filoniennes à étain, sulfures et/ou fluorine en relation avec les manifestations hydrothermales.

- Minéralisations liées aux skarns

Les skarns d'El Hammam (Fig. 41) présentent plusieurs particularités, aussi bien sur le plan minéralogique qu'au niveau de leur répartition spatiale par rapport au granite enfoui d'Achmmach. Ces minéralisations métasomatiques précoces ont été largement étudiées notamment par Sonnet (1981, 1989). Trois générations de skarns mises en place de façon indépendante (spatialement, chronologiquement, minéralogiquement et géochimiquement), peuvent être distinguées : (1) des skarns à tungstène précoces, (2) des skarns à étain et (3) un épisode boré tardif. Toutefois la superposition spatiale d'au moins deux stades peut avoir lieu localement.

Lors de notre mission en juin 2010, des échantillons ont été prélevés sur le skarn d'El Hammam pour faire une analyse fine de la minéralogie et caractériser les textures minérales. Des mesures d'ASM sont prévues, l'interprétation des données sur ce site sera particulièrement délicate en terme de paléocirculation, car l'influence de la déformation sera sans doute à prendre en compte. En effet, de Wall (2000) a caractérisé les fabriques magnétiques des marbres de Thassos et a proposé une interprétation liant les fabriques magnétiques et la déformation. Le choix de notre interprétation sera guidé par l'analyse des bandes de croissance des minéraux isotopes du skarn.

- Minéralisations filoniennes

La manifestation du stade hydrothermal polyphasé dans le district réside dans la minéralisation stannifère, l'épisode sulfuré, et enfin la minéralisation fluorifère exploitée par la société SAMINE à El Hammam depuis 1974 à ce jour.

Les filons à étain d'Achmmach s'organisent suivant trois directions principales : N70, N30 et N120 encaissés dans des turbidites tourmalinisées. Les filons les plus importants se présentent en faisceau de filons parallèles, orientés N 70°, à fort pendage vers le nord. Les principales structures définies sur ce site sont constituées de deux faciès : l'un bréchique au centre, l'autre à tourmalinite rubanée aux épontes (Fettouhi et al., 1999). L'étain s'exprime au sein des filons essentiellement sous forme de cassitérite en cristaux millimétriques dans un quartz blanc à gris blanchâtre. La paragenèse est composée de cassitérite (plages de 30 à 800 μm) stannite (faible proportion) pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite, chalcopyrite et d'autres minéraux d'altération. Sur ce secteur l'étude des bandes de croissance des tourmalines métasomatiques, des brèches et des filons a débuté dans le cadre de la thèse d'E. Majhoubi pour caractériser les écoulements pervasifs métasomatiques et les écoulements localisés dans les structures filoniennes.

Les minéralisations sulfurées filoniennes sont encaissées dans les faciès non calcaires (schistes, granite et dolérites). Elles sont disséminées dans les skarns et cornéennes calcosilicatées. Trois paragenèses ont été distinguées : (1) paragenèse à mispickel –bismuth, (2) paragenèse à pyrrhotine-blende et chalcopyrite et (3) paragenèse à pyrrhotine -bismuth, scheelite et fluorine (Sonnet 1981).

Les filons de fluorine montrent un remplissage à carbonates, fluorine suivi d'un stade tardif à sulfures et quartz. Ce champ filonien s'étend sur 8km du SW au NE. Parmi les carbonates précipités la présence de sidérite permet d'avoir un signal ASM bien caractérisé. Lors de notre première mission la société Samine nous a fourni des échantillons pour faire des tests préliminaires afin d'évaluer la possibilité d'une étude des paléo écoulements, avant de réaliser un échantillonnage systématique.

Dans ce secteur, seule la fluorine a fait l'objet d'une exploitation minière. Le batholite enfoui d'Achmmach s'est mis en place à la fin de la phase majeure. Ce massif a développé une

large zone de métamorphisme de contact suite au flux thermique et à la circulation des fluides hydrothermaux. Ces derniers ont diffusé largement comme en témoigne la répartition des skarns et des filons.

En conclusion, soulignons que les districts d'Oulmès et d'El Hammam-Achmmach, présentent plusieurs particularités qui en font des sites privilégiés pour l'étude et la quantification des minéralisations périgranitiques et les circulations de fluides associées :

- les fluides hydrothermaux qui sont à l'origine des minéralisations périgranitiques puisent leur charge des batholithes profonds et empruntent les fractures pour la déposer dans l'encaissant de celui-ci ;
- le mode de mise en place de la minéralisation périgranitique est de type filonien à Oulmès alors qu'il est de type skarns et filon à El Hammam; ces deux objets offrent la possibilité de mieux caractériser la minéralisation et l'écoulement des fluides minéralisateurs formant des types géologiques très différents ;
- la minéralisation Sn-W est antérieure aux minéralisations sulfurées et fluorifères. Ainsi l'Sn-w appartiennent à un stade pneumatolytique alors que les autres minéralisations se rapportent au stade hydrothermal de basse température ;

4.3.3 Projet minéralisations du Tianshan Est

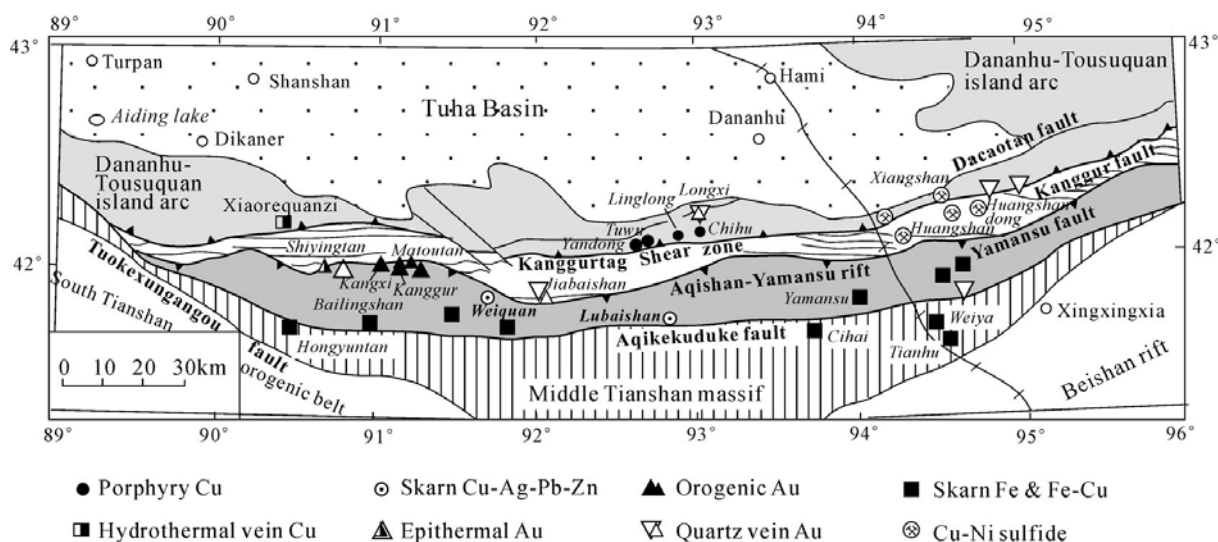


Figure 42 : Carte montrant les principales unités tectoniques et les gisements métalliques majeurs du Tianshan Est (compilées de Yang et al., 1997 ; Mao et al., 2002 ; Li et al., 2002 et Rui et al., 2002 dans Mao et al., 2005 ;)

La Ceinture Orogénique d'Asie Centrale (CAOB) est la plus grande chaîne d'accrétion du monde avec de nombreux gisements de classe mondiale. Elle se situe entre le craton de la Sibérie au Nord, les blocs du Tarim et de la Chine du Nord au Sud, le craton baltique à l'Ouest et la marge active du Pacifique à l'Est. Cette ceinture est un sujet d'étude majeur de l'équipe Géodynamique de l'ISTO depuis une dizaine d'années. Les concentrations minérales font l'objet de travaux internationaux focalisés sur les datations et les signatures isotopiques. Cependant, peu d'études portent sur le rôle de la tectonique dans la genèse des minéralisations (e.g. Xiao et al., 2009). Ce projet vise à replacer les minéralisations dans leur cadre tectonique et de voir quelles sont les relations entre déformation et minéralisation dans la CAO. Les cibles choisies constituent une coupe dans la chaîne du Tianshan. Celle-ci est constituée de trois grandes ceintures séparées par des failles majeures. Avec du nord au sud les gisements de Huangshandong (intrusions mafiques à Cu, Ni, 280 Ma ; Zhang et al., 2008) ; de Yamansu

(Skarn à Fe, 286 Ma ; Mao et al., 2005), Cihai (Fe) et Weeiy (Fe, V, Ti, 214 Ma) (Zhang et al., 2008)

Huangshandong

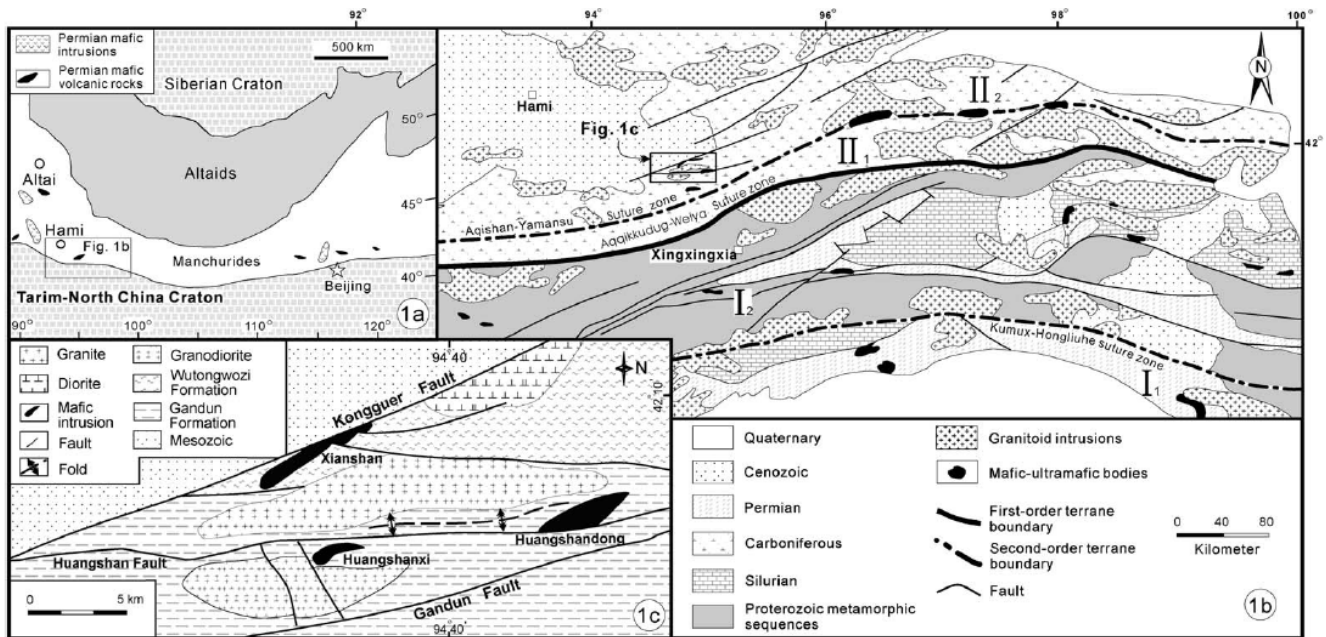


Figure 43 : Carte Géologique simplifiée montrant : (a) la localisation de la zone de Huangshan dans la CAO (Sengör et al., 1993 ; Chen et al., 2000) ; (b) les ceintures découpées par les grandes failles de la zone Est du Tianshan (d'après Wang et al., 1990 ; Shu et al., 2000 , 2002) ; et (c) la localisation des intrusions mafiques de Huangshan (d'après Li et al., 1996) ; in (Zhou et al., 2004).

Le gisement de Huangshandong est l'une des intrusions mafiques caractéristiques de la ceinture de Huangshan-Hulu dans laquelle se développent des minéralisations à Cu-Ni. Ces intrusions de grabbronorites ont des signatures isotopiques et des compositions typiques d'une source mantellique (Zhou et al., 2004). Les études pétrographiques de Zhou et al., (2004) montrent trois stades intrusifs : (i) le premier stade est à olivine gabbro, hornblend gabbro et diorite, (ii) la deuxième phase est constituée de grabbronorite et (iii) le troisième stade à lherzolite. L'abondance de biotite et d'hornblende suggère un magma très hydraté (3%) avec une évolution deutérique importante (serpentine, talc). Les modèles proposent une mise en place lors d'une période de Rifting, or la forme en sigmoïdes de Huangshandong et en cornue de l'intrusion Huangshanxi indiquent plutôt une mise en place lors d'un cisaillement dextre (Fig. 42). Ce cisaillement est compatible avec celui observé par Charvet et al., (2007) et daté du Permien.

Deux missions ont été réalisées par l'équipe géodynamique sur cette intrusion. Lors de la deuxième mission à laquelle j'ai participé à l'automne 2009 l'intrusion a été échantillonnée en mine dans les hornblendes gabbro de la phase 1 le long d'une coupe traversant une structure magmatique hydrothermalisée. L'objectif de ces travaux est de caractériser les structures magmatiques actives lors de la fin de la cristallisation du magma en lien avec la déformation, et d'étudier les relations entre ces structures et les circulations deutériques responsables de la serpentinisation.

Yamansu – Cihai - Weia

L'étude du skarn à magnétite de Yamansu et du gisement de Cihai a débuté dans le cadre de la thèse de G.R. Li (Minéralisation des skarns du Tianshan oriental, soutenance

prévue fin 2011). Le gisement de Yamansu situé dans le Tianshan central est relativement bien connu, il s'agit d'un skarn encaissé dans la série du carbonifère inférieur formée de tuff andésitiques, de brèches volcaniques et de calcaires. La minéralogie de ce skarn est globalement connue, le stade prograde est constitué d'andradite, de grossulaire, de diopside et d'hedenbergite ; le stade rétrograde est caractérisé par la présence d'actinolite, de chlorite et d'épidote. Les âges mesurés sur plusieurs skarns similaires vont de 360 à 190 Ma, le meilleur âge pour Mao et al., 2005 étant 286 Ma. Le but de cette thèse est de faire l'étude fine des stades paragénétiques en relation avec les phases de déformation. Là encore ma participation à l'encadrement de ces travaux consistera à caractériser les textures minérales, notamment par des mesures ASM, et d'essayer de voir quelles sont les fabriques liées à la déformation et celles permettant de retracer les paléocirculations.

4.3.4 Applications de terrain envisagées dans le cadre du Grand Projet « Fluides »

Le projet circulations hydrothermales océaniques et genèse des VMS initié dans le cadre des réflexions pour le prochain quadriennal de l'ISTO fera l'objet d'une demande de financement à l'ANR (2 ans).

Les circulations hydrothermales dans la croûte océanique sont le siège d'échanges thermiques et chimiques d'importance majeure entre la géosphère et l'hydrosphère. Une des manifestations visibles de ces circulations est la formation d'amas sulfurés de type VMS (Volcanic Massive Sulphides). Les amas sulfurés dont on peut observer la formation à l'heure actuelle au niveau des fonds océaniques sont considérés comme des équivalents des systèmes fossiles. Les amas anciens constituent une catégorie de gisements de cuivre, plomb et zinc de première importance. Ils se répartissent dans plusieurs provinces métallogéniques auxquelles ils confèrent une importance économique de premier plan : Oural, province sud ibérique. Pour les gisements de type amas sulfurés, deux sites en particulier font référence: les amas de type Chypre associés à des basaltes de type MORB et les amas de type Kuroko associés à du volcanisme d'arc.

Les amas sulfurés à Cu, Zn de l'ophiolite de Troodos (Chypre) sont un cas d'école en métallogénie. Des corps stratiformes de petite taille (< 2 Mt) sont encaissés dans les pillow lavas proche du sommet de la séquence ophiolitique (Fig. 44). Les gisements montrent une évolution verticale avec à la racine un stockwerk à Zn, Cu surmonté par un niveau siliceux à Au et Cu. En surface les formations passent progressivement aux amas sulfurés. Au voisinage de la minéralisation, une altération dominée par la chlorite se développe dans les roches encaissantes. En profondeur, proche de la base du complexe filonien de l'ophiolite, un autre type d'altération hydrothermale à zoïsites et épidotes forme les épidosites. Ces roches appauvries en Zn et Cu sont produites par lessivage de la croûte océanique par de l'eau de mer (350°C-400°C) dont les circulations à grande profondeur (2,5 km) sont activées par la convection thermique (Richardson et al., 1987 ; Fontaine et al., 2001) . Pour les amas sulfurés de type Kuroko, des exemples géants (>100 Mt) sont situés dans la zone sud ibérique et font de cette région l'une des provinces métallogéniques majeure de l'Europe de l'Ouest (330 MT pour Rio Tinto). Ces gisements dévoniens ont été tectonisés durant l'orogénèse varisque. Si les éléments des zones de réactions restent identifiables (stockwerk, épidosites), les connections entre ces zones et les mécanismes de circulation sont encore débattus.

En résumé le site de Troodos est un site de référence en métallogénie permettant une coupe verticale des événements sulfurés associés aux stockwerks jusqu'aux zones de lessivage de la croûte océanique (Fig. 44). C'est donc une cible favorable pour étudier un système hydrothermal profond de la croûte océanique. Le projet consistera à étudier l'hydrodynamisme des zones de réaction : épidosite, stockwerks et zones de recharge du fluide, pour établir un modèle numérique de circulation des fluides. Ce modèle et les données

de terrain seront utilisés comme point de départ pour les paléocirculations au niveau de la province sud ibérique.

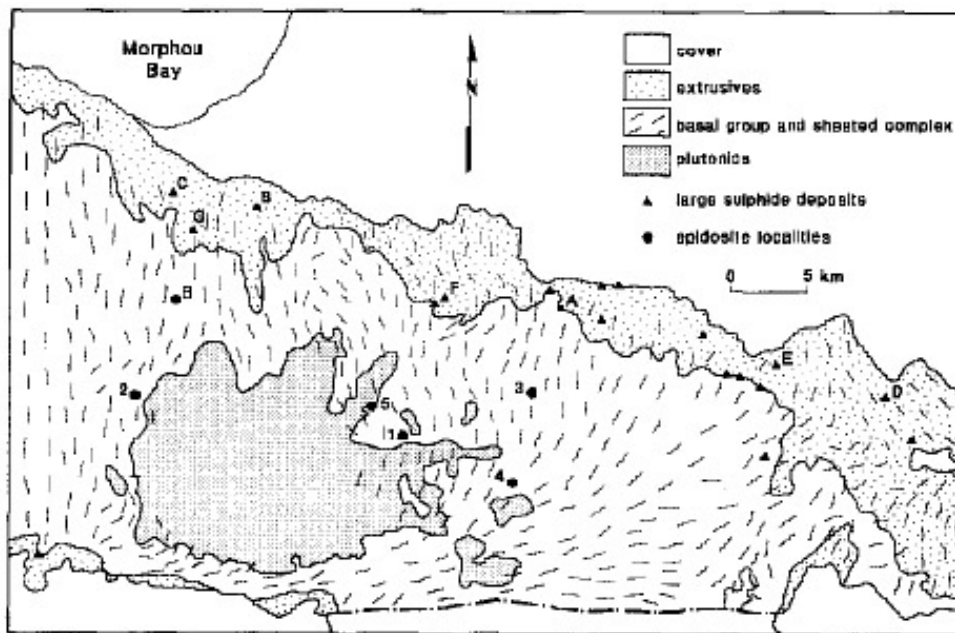


Figure 44 : Carte de la partie centrale de l'ophiolite de Troodos. Localisation des épidosites : 1 Adhelphi, 2 route de Kykko-Pedhoulas ; Phterykhoudi Potamos, 4 Platanistasa, 5 Splilia-Kannavia, 6 vallée de Marathasa. Localisation des amas sulphurés : A Kokkinopezoula, B Skouriotissa, C Mavrovouni, D Mathiati, E Kambia, F Menni, G Apliki. L'attitude des dykes est donnée par le figuré du complexe des dykes feuilletés (Richardson et al., 1987).

La modélisation des paléocirculations dans l'ophiolite de Troodos combinera une approche expérimentale avec des simulations numériques basées sur des observations de terrain. L'approche expérimentale consistera à faire percoler de l'eau de mer dans des échantillons du complexe filonien et à mesurer la variation de la perméabilité lors de la transformation des basaltes en épidosites. Les produits expérimentaux obtenus seront comparés à leurs équivalents naturels. Par ailleurs, les vitesses d'écoulement déduites des bandes de croissance des produits expérimentaux seront comparées aux vitesses macroscopiques. A partir de ces données, une loi d'évolution de la perméabilité sera proposée. Le travail de terrain envisagé sur l'ophiolite de Troodos aura pour objectif de caractériser la géométrie des structures susceptibles de drainer les fluides, d'échantillonner les zones de réactions pour évaluer les sens d'écoulement par ASM et les vitesses d'écoulement par analyse des bandes de croissances. Les données expérimentales et de terrains seront utilisées dans un modèle numérique simulant l'hydrodynamique du système hydrothermal et les conséquences en termes d'échanges de chaleur et de matière. Les résultats de ce modèle seront comparés aux mesures de terrain permettant de contraindre l'hydrodynamique locale (direction, sens, et vitesse) et aux données bibliographiques (mesures in situ sur les VMS actuels, campagnes IODP ; Rona, 2008). Les données de terrain obtenues sur Troodos seront comparées à celle de la province sud ibérique. A partir de cette comparaison, des modèles de circulations permettant d'aboutir à ces objets minéralisés de taille géante pourront être discutés.

5) Production scientifique :

- Essalhi M., Sizaret S., Barbanson L., Chen Y., Demory F., Nieto J.-M., Sáez R., Ángeles Capitán M., (**Soumis à Mineralium Deposita**). A magnetic study case on gossans in the Iberian Pyrite Belt, Spain. Part I: Application of the anisotropy of magnetic susceptibility to study the internal structures of gossans and implications in the weathering process.
- Essalhi M., Sizaret S., Chen Y., Barbanson L., Lagroix F., Nieto J.-M., Sáez R., Ángeles Capitán M. (**Soumis à Mineralium Deposita**). A magnetic study case on gossans in the Iberian Pyrite Belt, Spain. Part II: Dating by paleomagnetism and occurrence of pyrrhotite.

Publications à comité de lecture

- Joodi A. S., Sizaret S., Binet S., Bruand A., Albéric P., Lepiller M. (2010). Development of a Darcy- Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France). *Hydrogeol. J.*, 18, 295-309.
- Barbanson L., Sizaret S., Olivier R., Rouet J.-L., (2009). Evaluation de la distribution d'une grandeur dans un solide à l'aide des fonctions hétérogénéités de P. Gy. Application à la caractérisation de textures. *Mathematical Geosciences*, 41, 855-868.
- Sizaret S., Branquet Y., Gloaguen E., Chauvet A., Barbanson L., Chen Y., (2009). Estimating the local paleo-fluid flow velocity: New textural method and application to metasomatism *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 71-82.
- Essalhi M., Sizaret S., Barbanson L., Chen Y., Branquet Y., Canals A., Rochette P. (2009). Contribution of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) method to track paleocirculations : The Aptian dolomites and limestone of La Florida (Cantabria, Spain). *E.P.S.L.*, 277, 501-513.
- Sizaret S., Marcoux E., Boyce A., Jébrak M., Stevenson R., Ellam R., (2009) Isotopic (S, Sr, Sm/Nd, D, Pb) evidences for multiple sources in the lower Jurassic Chaillac F-Ba ore deposit (Indre, France), *B.S.G.F.* 180, 84-93.
- Sizaret S., Fedioun I., Barbanson L., Chen Y . (2006). Crystallisation in flow Part II: Modelling crystal growth kinetics controlled by boundary layer thickness. *Geophysical Journal International*, 167, 1027-1034.
- Sizaret S., Chen Y., Barbanson L., Camps P., Henry B., Marcoux E. (2006). Crystallisation in flow Part I: paleo-circulation track by texture analysis and magnetic fabrics; *Geophysical Journal International*, 167: 605-612.
- Sizaret S., Marcoux E., Jebrak M., Touray J-C, (2004). The Rossignol fluorite vein, Chaillac, France: Multiphase hydrothermal activity and intra-vein sedimentation. *Economic Geology*, 99, 1107-1122.
- Sizaret S., Chen Y., Chauvet A., Marcoux E., Touray J-C, (2003). AMS fabric and flow directions in hydrothermal systems. *Earth and Planetary Science Letters*. 206, 555-570.
- Sizaret S., Chen Y., Marcoux E., Touray J-C., (2001). Anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) et chimie des traces : une nouvelle méthodologie pour démêler processus hydrothermaux et supergènes. Application au gisement à Ba-Fe-F de Chaillac (Indre, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences*, 332, 431-437.

Publications sans comité de lecture

- Marcoux E. et Sizaret S. (2001). Le gisement de barytine et fluorine de Chaillac. *Géologues* 130-131, 175-181.
- Marcoux E., Sizaret S. (2005) – Chaillac, un geyser à barytine et fluorite de 203 millions d'années. *Le Règne Minéral, Hors-série X, 9-20*

Communications et résumés

- Sizaret S., Barbanson L., Branquet Y., Chen Y., Marcoux E. (2009). Les Méthodes de traçages des paléo-écoulements : de nouveaux outils pour la prospection de l'Uranium ? *Géochimie et Géologie de l'Uranium, SGF, Orsay, 31 novembre et 1er décembre, 2009.*
- Essalhi M., Sizaret S., Chen Y., L. Barbanson (2009). Track of paleo-circulation: development of new textural tools. Application to dolomitized formations, the IAGA 11th Scientific Assembly of International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Sopron, Hungary, 23-30 August, 2009.
- M. Essalhi, S. Sizaret, L. Barbanson et Y. Chen, (2009). Formation des chapeaux de fer associés aux amas sulfurés de Tharsis (Ceinture Pyriteuse Sud-Ibérique, Espagne) ; âge et processus de formation. Apport des méthodes magnétiques : Paléomagnétisme et Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique. Colloque 3MA, Beni Mellad. 23 et 24 Avril 2009.
- Sizaret S., Essalhi M., Barbanson L., Branquet Y., (2008). Reconstruction de l'hydrodynamique locale des paléo-circulations de fluides -Développement méthodologique- Applications-Hydrothermalisme en domaine continental-. Séance spécialisée de SGF, 23-24 Octobre 2008, Aix-les-Bains – Le Bourget-du-Lac.
- Salim Joodi A., Sizaret S., Bruand A., Binet S., Alberic P., Lepiller M., (2008). Development of a model for simulation of water flow./Réunion des Sciences de la Terre –Nancy – France. 21-24 avril (2008).
- Salim Joodi A., Alberic P., Sizaret S., Binet S., Bruand A., (2008). Tests for modelling the unsteady behaviour of a karstic aquifer. 33rd GCI, Oslo.
- Essalhi M., Sizaret S., Barbanson L., Chen Y., (2008). Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique : Théorie et exemples d'application pour la mise en évidence de paléocirculations de fluides. 20ème Colloque des Bassins Sédimentaires Marocains, Oujda : Maroc.
- Essalhi M., Barbanson L., Sizaret S., Chen Y. (2006). Apport de la méthode de l'ASM (Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique) dans la caractérisation des paléocirculations dans les carbonates : Cas de l'encaissant des minéralisations Zn-Pb-(Ba) de La Florida (Province de Santander, Espagne). RST2006 Réunion des Sciences de la Terre, 20/11-25/11 2004, Dijon.
- Sizaret S., Gloaguen E., Branquet Y., Barbanson L., Chauvet A., Chen Y. (2006). Advection during metasomatism : flow direction and velocity. RST2006 Réunion des Sciences de la Terre, 20/11-25/11 2004, Dijon.
- Barbanson L. and S. Sizaret, (2005). Quantitative evaluation of the distribution of a variable within a solid by a method using constitution and distribution heterogeneities of P. Gy, application to textural study of ores. Congrès SEM /SFMC: hydrothermalisme, solution aqueuses et minéralogie, 03/11-04/11, Biarritz.

- Sizaret S. and L. Barbanson, (2005). Crystal growth in flowing solution, observations and modelisation. Congrès SEM /SFMC: hydrothermalisme, solution aqueuses et minéralogie, 03/11-04/11, Biarritz.
- Sizaret S., Gloaguen E., Barbanson L., Chauvet A., Branquet Y., Swennen R. (2004). Cristallisation et circulations fluides, apports de la modélisation et applications à l'estimation des paléo-vitesses. RST2004 Réunion des Sciences de la Terre, 20/09-25/09 2004, Strasbourg.
- Sizaret S., Chen Y., Chauvet A., Marcoux E., Touray J-C., (2003) Hydrothermal flow direction traced by Anisotropy of magnetic susceptibility. EGS-AGU-EUG, April, NICE.
- Sizaret S., Chen Y., Chauvet A., Marcoux E., Touray J-C., (2002). Etude de la fabrique magnétique d'une formation hydrothermale. La fabrique magnétique Méthode & applications, Journée spéciale de la Société Géologique de France, 29/11/2002, Paris.
- Sizaret S., Marcoux E., Jebrak M., Touray J-C., (2002). Le filon à fluorine(s) du Rossignol (Chaillac, Indre, France) : genèse polyphasée par ébullition d'un fluide hydrothermal hettangien. RST2002 19 Réunion des Sciences de la Terre, 17/04-20/04 2002, Nantes.
- Sizaret S., Chen Y., Marcoux E., Touray J-C., (2001). Textural study and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) to discriminate hydrothermal and supergene processes: application to the Ba-Fe-F deposit of Chaillac (Indre, France). EUG 2001, April, Strasbourg.
- Sizaret S., and Marcoux, E., (2000). Des Galets de barytine dans les grès de base à Chaillac (Indre France) : un élément nouveau pour la compréhension du système hydrothermal à fluorine et barytine. Poster, RST2000 18^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, 17/04-20/04 2000, Paris.

Conférences invitées

- Sizaret S. (2005) Un système hydrothermal de surface au Lias: le gisement à fluorine - barytine de Chaillac (Indre), Séminaire du CRPG ; 27/10, Nancy.

Encadrement de Thèses

- Essalhi, M. (2009-12-04) Application de l'étude du magnétisme des roches à la compréhension des gisements : Traçage des paléocirculations (expérimentation et cas des minéralisations de La Florida, Espagne). Structuration et histoire de l'altération des amas sulfurés (cas des chapeaux de fer de la Province Pyriteuse Sud Ibérique, Espagne). Thèse soutenue à l'université de Orléans sous la direction de Barbanson, L..
- Joodi, Ali Salim (2009-08-31) Apport de l'équation de Brinkman à la modélisation de l'écoulement d'eau et du transport de soluté dans l'aquifère karstique: application au système karstique du Val d'Orléans. Thèse soutenue à l'université de Orléans sous la direction de Bruand, A..

6) Références :

- Agard J., 1966. données nouvelles sur le district fluorifère d'El Hammam-Berkamène (Maroc central). Rapport service d'étude des gîtes minéraux, n°843, Rabat.
- Alibert C., 1985. A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrennes (France° and the Messajan Dyke (Spain and Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.* 73, 81-90.
- Allan F.-M. et Hamdan M.-H., 2002. Fluid mechanics of the interface region between two porous layers. *Appl. Math. Comput.* 128, 37-43.
- Avilov V.-V. et Decker, 1994. Heat transfer to laminar flow across plates and cylinders of various cross sections. *JETP lett.*, 59,12, 890-894.
- Balassone G., Rossi M., Bono M., Stanley G., McDermott P., 2008. Mineralogical and geochemical characterization of nonsulfide Zn-Pb mineralization at Silvermines and Galmoy (Irish Midlands). *Ore Geology Reviews* 33, 168-186.
- Barbanson, L. et Touray, J.-C., 1987. Les minéralisations Zn-Pb des systèmes biosédimentaires urgoniens du domaine Ouest-Santandérin (Nord de l'Espagne). In: Pélissonnier, K., Sureon, J. (Eds.), *Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires, manifestations, mécanismes, prospection*. Mémoire BRGM, Orléans, 129-141.
- Barbanson L., Sizaret S., Olivier R., Rouet J.-L., 2009. Evaluation de la distribution d'une grandeur dans un solide à l'aide des fonctions hétérogénéités de P. Gy. Application à la caractérisation de textures. *Math. Geol.*, 41, 855-868.
- Baubron, J.-C., Jébrak, M., Joannès, C., Lhégu, J., Touray, J.-C., Ziserman, A., 1980. Nouvelles datation K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C. R. Acad. Sci. Paris* 290, 951-953.
- Barbanson, L., Touray, J.C., Saulas, D., Vadala, P., 1983. Distribution à différentes échelles et chronologie relative des carbonates de l'Aptien de la Province de Santander: relation entre auréole ferrifère et minéralisations Zn-Pb du type Réocin. *Chron. Rech. Min.* 473, 39-48.
- Blasius, H. 1908. Grenzschichten in Flüssigkeiten mit kleiner Reibung, *Z. Math. Phys.* 56, 1-37.
- Boistel R., 1982. Aspects fondamentaux de la croissance cristalline en solution 395-445; In Gabis V. et Lagache M., *Les surfaces de solides minéraux*, 2, eds SMFC.
- Boiron, M.-C., Cathelineau M., Banks D.-A., Buschaert S., Fourcade S., Coulibaly Y., Michelo, J.L., Boyce A., 2002. Fluid transfers at a basement/cover interface PartII. Large-scale introduction of chlorine into the basement by Mesozoic basinal brines. *Chem. Geol.*, 192, 121-140.
- Burton W.K., Cabrera N., Frank F.C., 1951. The growth of crystals and the equilibrium structure of their surfaces, *Phil Trans Roy Soc London*, A243, 243-299.
- Carlson, A., 1958. The fluid mechanics of crystal growth from solution, in *Growth and perfection of crystals*, pp. 421--426, ed. R.H. Doremus, B.W. Roberts, and D. Turnbull, Wiley and sons, New York.
- Cartwright I. et Buick I.-S., 1996. Determining the direction of contact metamorphic fluid flow: an assessment of mineralogical and stable isotope criteria. *J. Metamorph. Geol.* 14, 289-305.
- Charvet J., Shu L., Laurent-Charvet S., 2007. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of Tarim and Junggar plates, *Episodes*, 30, 162-186.
- Chernov A.-A., 1992. How does the flow within the boundary layer influence morphological stability of a vicinal face? *Jcryst. growth*, 118, 33-347.

- Coppola V., Boni M., Gilg H.A., Balassone G., Dejonghe L., 2008. The "calamine" nonsulfide Zn – Pb deposits of Belgium: Petrographical, mineralogical and geochemical characterization. *Ore Geol. Rev.*, 33, 187-210.
- Coriell S.-R., Murray B.-T., Chernov A.-A., McFadden G.-B., 1996. Step bunching on a vicinal face growing in a flowing solution, *J. Cryst. Growth* 169 773–785.
- Cui, X., Nabelek, P.-I., Liu, M., 2001. Controls of layered and transient permeability on fluid flow and thermal structure in contact metamorphic aureoles, with application to the Notch Peak aureole, Utah. *J. Geophys. Res.* 106, 6477-6491.
- Dahmani A., Sawyer E.-W., 2001. Variabilité géochimique des métapélites dans métamorphique d'Oulmès (Maroc central)- *Bulletin de l'Institut scientifique, section Sciences de la Terre*, 23, 7-20.
- Downes, H., Dupuy, C., Leyreloup, A.-F., 1990. Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower-crustal granulitic xenoliths (French Massif Central). *Chem. Geol.* 83, 209-231.
- Downes H., Shaw A., Williamson B.-J., Thirlwall M.-F., 1997. Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chem. Geol.* 136, 99-122.
- Dunlop D.-J., Özdemir Ö., 1997. *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, New York.
- El Hassan A., 1991. La zone de Rabat-Tiflet : Bordure nord de la chaîne calédonohercynienne du Maroc. *Bull. Inst. Sci., Rabat*, n° 15, 1-134.
- Essalhi M., Sizaret S., Barbanson L., Chen Y., Branquet Y., Canals A., Rochette P. 2009. Contribution of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) method to track paleocirculations : The Aptian dolomites and limestone of La Florida (Cantabria, Spain). *Earth Planet. Sc. Lett.*, 277, 501–513.
- Essalhi M., 2009. Application de l'étude du magnétisme des roches à la compréhension des gisements : Traçage des paléocirculations (expérimentation et cas des minéralisations de La Florida, Espagne). Structuration et histoire de l'altération des amas sulfurés (cas des chapeaux de fer de la Province Pyriteuse Sud Ibérique, Espagne). Thèse de l'Université d'Orléans.
- Falkner V.-M., Skan S.-W., 1931. Some approximations of the boundary layer equations, *Philos. Mag.* 12, 865-896.
- Fettouhi, A., et Qalbi, A., (1999)- Gîtes stannifères d'Achmmach : Géologie, bilan des travaux et évaluation des ressources : Rapport interne BRPM.
- Ferry, J., Wing, B., Penniston-Dorland, S., Rumble, D., 2002. The direction of fluid flow during contact metamorphism of siliceous carbonate rocks: new data for the Monzoni and Predazzo aureoles, northern Italy, and a global review. *Contrib. Mineral. Petr.* 142, 679-699.
- Fontaine F.J., Rabinowicz M., Boulègue J., 2001. Permeability changes due to mineral diagenesis in fractured crust : implications for hydrothermal circulation at mid-ocean ridges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 407-425.
- Garside, J., Janssen-van Rosmalen, R., Bennema, P., 1975. Verification of crystal growth rate equations, *J. Cryst. Growth*, 29, 353-366.
- Gerdes M.L., Baumgartner L.P., Person M., 1998. Convective fluid flow through heterogeneous country rocks during contact metamorphism *J. Geophys. Res.* 103, B10, 23983-24003.
- Gilg H.-A., Boni M., Cook N.-J., 2008a. A special issue devoted to Nonsulfide Zn-Pb deposits. *Ore Geol. Rev.* 33, 115-116.

- Gilg H.A., Boni M., Hochleitner R., Struck U., 2008b. Stable isotope geochemistry of carbonate minerals in supergene oxidation zones of Zn-Pb deposits. *Ore Geol. Rev.* 33, 117-133.
- Gilmer, G.H., Chez, R., Cabrera N., 1971. An analysis of combined surface and volume diffusion processes in crystal growth. *J. Cryst Growth*, 8 79-93.
- Gregor B., 2004. Ecological, economical and political advantages of supergene zinc ores for the sustainable use of african mineral resources. 20e colloque de Géologie africaine, Orléans, 2-7 juin 2004. Résumé p82.
- Gleeson, S-A., Wilkinson, J-J., Shaw, H-F., Herrington, R-J., 2000. Post-magmatic hydrothermal circulation and the origin of base metal mineralization, Cornwall, UK. *J. Geol. Soc. Lond.*, 157, 589-600.
- Gy P. (1988) Hétérogénéité échantillonnage homogénéisation, Mason, Paris, 607p.
- Hanson, R.B., Sorensen, S.S., Barton, M.D., Fiske, R.S., 1993. Long-Term Evolution of Fluid-Rock Interactions in Magmatic Arcs: Evidence from the Ritter Range Pendant, Sierra Nevada, California, and Numerical Modeling. *J. Petrol.* 34, 23-62.
- Heijlen, W., Muchez, P., Banks, D.A., 2002. Origin and evolution of high-salinity, Zn-Pb mineralizing fluids in the vaiscides of Belgium. *Mineralium Deposita*, 36, 165-176.
- Hilal M., Amrhar M., Mouguina E.M., Kersit M., Elhassani E.H., 2004. Contrôle tectonique de la mise en place des minéralisations du gîte de Bou Ahrous (Hait Atlas Oriental, Maroc. 20e colloque de Géologie africaine, Orléans, 2-7 juin 2004. Résumé p196.
- Hilgers C., Urai J.L., 2002. Experimental study of syntaxial vein growth during lateral fluid flow in transmitted light: first results. *J. Str. Geol.*, 24, 1029-1043.
- Hu W.-R., Hu Q., 2002. The concentration intrinsic instability for crystal growth in diffusion process, *J. Cryst. Growth*, 244, 102-107.
- Hsu C.-T., Cheng P., 1985. The Brinkman model for natural convection about a semi-infinite vertical flat plate in a porous medium. *Int. J. Heat Mass Transfer* 28, 663-97
- Ingebritsen, S.E., Manning C.E., 1999. Geologic implications of a permeability-depth curve for continental crust. *Geology* 27, 1107-1110.
- Janssen-Van Rosmalen R., Bennema P., Garside J., 1975. The influence of volume diffusion on crystal growth, *J. Cryst. Growth*, 29, 342-352.
- Jebrak M., Debbah B., Touray J.-C. 1984. Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque. Thés de l'Université d'Orléans, 470p.
- Joodi A.-S., Sizaret S., Binet S., Bruand A., Albéric P., Lepiller M., 2010. Development of a Darcy- Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France). *Hydrogeol. J.*, 18, 295-309
- Joseph D., Bellon H., Derré C., Touray J.-C., 1973. Fluorite veins dated in the 200 million year range at La Petite Verrière and Chavagnac, France. *Econ. Geol.* 68, 707-708.
- Joseph D., 1974. Etude géologique et minéralogique des gisements de fluorine de Voltenne et de Maine (Saône et Loire, France). Thèse de l'Université d'Orléans.
- Kaviany M., 1986. Non-Darcian effects on natural convection in porous media con ned between horizontal cylinders. *Int. J. Heat Mass Transfer*, 29,1513–1519.
- Keto, L.-S., Jacobsen, S.-B., 1988. Nd isotopic variations of Phanerozoic paleoceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 395-410.
- Kessler S.-E., Stoiber R.-E., Billings G.-K., 1972. Direction of flow mineralizing solutions at Pine Point, N. W. T., *Econ. Geol.*, 67, 19-24.
- Koepnick R.-B., Denison R.-E., Burke W.-H., Hetherington E.-A., Dahl, D.-A., 1990. Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 80, 327-349.
- Kostov I. et Kostov R.-I., 1999. *Crystal Habits of Minerals*, 415 pp. Pensilvania, Sofia.

- Kwon Y.-L., Dai B., Derby J.-J., 2007. Assessing the dynamics of liquid-phase solution growth via Stepp growth models: From BCF to FEM. *Process in crystal growth and characterization of materials*, J. Cryst Growth, 53, 167-206.
- Lebedev, L.-M., 1967. *Metacolloid in Endogenic Deposits*, 298 pp. Plenum Press, New York.
- Leach D.-L., Bradley D., Lewchuk M.-T., Symons D.-T.-A., de Marsily G., Brannon J., 2001. Mississippi Valley type lead zinc deposits through geological time: implication for recent age dating research. *Miner. Deposita*, 36, 711-740.
- Mao J., Goldfarb R.-J., Wang Y., Hart C.-J., Wang Z., Yang J., 2005. Late paleozoic base and precious metal deposits, East Tianshan, Xinjiang, China: Characteristics and geodynamic setting. *Episodes*, 28, 1, 23-36.
- Mathé P., Rochette P., Vandamme D., Colin F., 1999. Volumetric changes in weathered profiles: iso-element mass balance method questioned by magnetic fabric. *Earth Planet. Sc. Lett.* 167:255-267
- Mazarasa Quintanilla J.-M., 1930. Estudio de criaderos minerales de la provincia de Santander: criaderos de los Picos de Europa". *Boletín Oficial de Minas, Metalurgia y Combustibles*, nº159, 631-657 et nº160, 675-692, Madrid.
- Michard A., 1976. *Éléments de géologie Marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 252, 408p.
- Mrini, Z., Rafi A., Duthou, J.-L., Vidal, P., 1992. Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc : conséquences : *Bull. Soc. Géol. France*, t. 163, pp. 281-291.
- Muchez P., Heijlen W., 2003. Origin and migration of fluids during the evolution of sedimentary basins and the origin of Zn-Pb deposits in Western and Central Europe. *J. Geochem. Explor.* , 78-79, 149-152.
- Muchez Ph., Heijlen W., Banks D., Blundell D., Boni M., Grandia F., 2005. Extensional tectonics and the timing and formation of basin-hosted deposits in Europe. *Ore Geol. Rev.*, 27, 241-267.
- Murray B.-T., Coriell S.-R., McFadden G.-B., and Chernov A.-A., 2000. The Effect of Oscillatory Shear Flow on Step Bunching, *J. Cryst. Growth*, 218, pp. 434-446.
- Mullin J.-W. and Garside J., 1967. Crystallization of aluminium potassium sulphate: a study in the assessment of crystallizer design data: I: Single crystal growth rates, II : growth in a fluidized bed. *Transaction of the institution of chemical engineers*, 45, 285-295.
- Nigon P., 1988. *La fluorine stratiforme de la bordure ouest du Morvan : géologie, géochimie et modélisation. Thèse de l'Université d'Orléans.*
- Norton D., Knight J., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. *Am. J. Sci.* 277, 937-981.
- Oliver N.-H.-S., McLellan J.-G., Hobbs B.-E., Cleverley J.-S., Ord A., Feltrin L., 2006. Numerical models of extensional deformation, heat transfer, and fluid flow across basement-cover interfaces during basin-related mineralization. *Econ. Geol.* 101, 1-31.
- Parvazinia M., Nassehi V., Wakeman R.-J., 2006. Finite element modelling of flow through a porous medium between two parallel plates using the Brinkman equation. *Transport in Porous Media* 63:71-90
- Patrier P., Beaufort D., Bril H., Bonhomme M., Fouillac A.M., Aumaitre R., 1997. Alteration-mineralization at the Bernardan U deposit (Western Marche, France); the contribution of alteration petrology and crystal chemistry of secondary phases to a new genetic model. *Econ. Geol.*, 92, 448-467.
- Péligon H., 1965. Le problème de la concentration naturelle des substances minérales. *Ann. Mines*, 889-924.
- Péligon H., 2001. *Réflexions sur la métallogénie*. Paris, eds SIM, 431.
- Pique, A., 1979- Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la meseta marocaine nord occidentale : *Sci. Géol., Mém.* 56, 243p

- Pin, C., J-L., Paquette, 2002. Le magmatisme basique calcoalcalin d'âge dévono-dinantien du nord du Massif Central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd. *Geodin. Acta* 15, 63-77.
- Prieto M. et Amoros J.-L., 1981. On the influence of hydrodynamic environment on crystal growth. *Bull. Minéral.*, 104, 114-119.
- Richardson C.J., Cann J.R., Richards H.G., Cowan J.G., 1987. Metal-depleted root zones of the Troodos ore forming hydrothermal systems, Cyprus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 243-253.
- Rochette P., 1988. Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 90, 229-237.
- Rochette P., Jackson M., Aubourg C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, *Geophys. Rev.*, 30.3, 209-226.
- Rodriguez-Clemente R., 1976. Sobre la dependencia del hábito cristalino respecto de la hidrodinámica del medio en que crece el cristal, referido al caso del NaCl. *Geologica Hispanica*, XI, 4, 93-95.
- Rona P.A., 2008. The changing vision of marine minerals. *Ore Geol. Rev.*, 33, 618-666.
- Routhier P., 1980. Où sont les métaux pour l'avenir ? Les provinces métalliques. Essai de métallogénie globale. Eds BRGM, Mémoire n°105, 410 p.
- Reichert J. et Borg G., 2008. Numerical simulation and geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits. *Ore Geology Reviews* 33, 134-151.
- Schlichting H., 1968. *Boundary-layer Theory*, 6th edn, pp. 77-310 Mc Graw-Hill book company
- Schmidt V., Gunther D., Hirt A.M., 2006. Magnetic anisotropy of calcite at room temperature. *Tectonophysics* 418, 63-73.
- Schneider J., Boni M., Laukamp C., Bechstädt T. and Petzel V. 2008. Willemite (Zn₂SiO₄) as a possible Rb-Sr geochronometer for dating nonsulfide Zn-Pb mineralization: Examples from the Otavi Mountainland (Namibia). *Ore Geol. Rev.* 33, 152-167.
- Sizaret S., Chen Y., Chauvet A., Marcoux E., Touray J.-C., 2003. AMS fabric and flow directions in hydrothermal systems. *Earth Planet. Sc. Lett.* 206, 555-570.
- Sizaret S., Marcoux E., Jebrak M., Touray J.-C., 2004. The Rossignol fluorite vein, Chaillac, France: Multiphase hydrothermal activity and intra-vein sedimentation. *Econ Geol.*, 99, 1107-1122.
- Sizaret S., Chen Y., Barbanson L., Camps P., Henry B., Marcoux E., 2006. Crystallisation in flow Part I: paleo-circulation track by texture analysis and magnetic fabrics; *Geophys. J. Int.*, 167: 605-612.
- Sizaret S., Fedioun I., Barbanson L., Chen Y., 2006. Crystallisation in flow Part II: Modelling crystal growth kinetics controlled by boundary layer thickness. *Geophys. J. Inter.*, 167, 1027-1034.
- Sizaret S., Marcoux E., Boyce A., Jébrak M., Stevenson R., Ellam R., 2009. Isotopic (S, Sr, Sm/Nd, D, Pb) evidences for multiple sources in the lower Jurassic Chaillac F-Ba ore deposit (Indre, France), *B. Soc. Geol. Fr.* 180, 84-93.
- Sizaret S., Branquet Y., Gloaguen E., Chauvet A., Barbanson L., Chen Y., 2009. Estimating the local paleo-fluid flow velocity: New textural method and application to metasomatism *Earth Planet. Sc. Lett.*, 280, 71-82.
- Sonnet P.-M., 1981. Les skarns à Sn, W, B de la région d'El Hammam (Maroc central). Thèse, Université Catholique de Louvain, 512p.
- Sonnet, P.-M. et Verkaeren J., 1989. Scheelite-Bearing, malayaite-bearing, and axinite-bearing skarns from El-Hammam, central Morocco. *Econ. Geol.*, 84, 3, 575-590.
- Soulé de Lafont D. et Lhégu J., 1980. Les gisements stratiformes du Morvan (sud-est du bassin de Paris, France), 26° CGI, Paris, 7-17/07/1980, BRGM fascicule E2, 40p.

- Takubo H., Kume S., Koizumi M., 1984. Relationships between supersaturation, solution velocity, crystal habit and growth rate in crystallisation of $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$, *J. Cryst. Growth*, 67, 217-226.
- Takubo H., 1985. Dependence of growth rate on solution velocity in growth of $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$ crystal. *J. Cryst. Growth* 72, 631-638.
- Tarling D.-H., Hrouda F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London.
- Tenthorey, E. et Fitz Gerald, J.D., 2006. Feedbacks between deformation, hydrothermal reaction and permeability evolution in the crust: Experimental insights. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 247(1-2): 117.
- Termier H., Owodenco B., Agard J., 1950. Les gîtes d'étain et de tungstène de la région de Oulmès (Maroc central). *Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, N° 21, 328p.
- Turpin L., Velde D., Pinte G., 1988. Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European Hercynian orogen: trace element and Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 73-86.
- Valette C.-O., 1983. Karsts et filons à fluorine dans le faisceau synclinal du morvan : Le gisement d'argentolle (Saône et Loire, France), Thèse de l'Université d'Orléans, 300.
- Verraes G. 1983. Etude monographique du district minier des Malines et de ses environs (Province sous-cévenole, France). Thèse d'Etat, Université de Montpellier, 591p.
- de Wall, H., Bestmann, M. Ullemeyer, K., 2000. Anisotropy of diamagnetic susceptibility in Thassos marble: a comparison between measured and modeled data. *J. Struct. Geol.* 22 1761-1771.
- Wang M., Yin X.-B., Vekilov P.-G., Peng R.-W., Ming N.-B., 1999. Intrinsic instability of the concentration field in diffusion-limited growth and its effect on crystallisation. *Phys. Rev. E*, 60, 1901-1905.
- Xiao W.-J., Windley B.-F., Han C.-M., Yuan C., Sun M., Li J.-L., Sun S., 2009. End Permian to mid-Triassic termination of the southern Central Asian Orogenic Belt. *Inter. J. Earth Sci.* 98, 1189–1217.
- Yaman, S. et Guilhaumou N., 1980. Analyse thermo-optique des inclusions aqueuses des fluorines du Rossignol, de la Charbonnière et du Châtenet. *Mém. BRGM* 104, 344-374.
- Zhang L., Qin K., Xiao W., 2008. Multiple mineralization events in eastern Tianshan district, NW China : Isotopic geochronology and geological significance. *J. Asian Earth Sci.*, 32, 236-246.
- Zhou M.-F., Leshner C.-M., Yang Z.-X., Li J.-W., Sun M., 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni–Cu–(PGE) sulfidebearing mafic intrusions in the Huangshan district, Eastern Xinjiang, Northwestern China: implication for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt. *Chem. Geol.*, 209, 233–257.

Résumé des travaux :

Les circulations hydrothermales sont le vecteur d'échanges thermiques et chimiques d'importance majeure entre la géosphère et l'hydrosphère. Un grand nombre de concentrations métalliques et minérales sont liées à ces transferts et les modèles métallogéniques évoquent très souvent des directions de paléo-écoulements entre différents réservoirs géologiques. Cependant l'hydrodynamique des systèmes hydrothermaux reste mal connue et les directions d'écoulement sont peu contraintes par les données de terrain.

Mes travaux de thèse sur le gisement à F, Ba et Fe de Chaillac ont montré que les textures des formations hydrothermales permettent d'obtenir une information locale sur les directions des paléoécoulements. A partir de cette observation, mes recherches ont été orientées suivant trois axes complémentaires. (i) La modélisation de la croissance cristalline d'un monocristal dans un fluide en écoulement : plusieurs modèles ont été développés, le plus performant consiste à résoudre numériquement les équations de Navier Stokes et l'équation de transport autour d'un cristal polyédrique (hexagonal). Dans ce modèle simple de croissance cristalline les cinétiques de surface sont négligées devant les cinétiques de diffusion volumique. Les flux chimiques simulés sur la face amont sont supérieurs aux flux de la face aval et leur rapport augmente avec la vitesse de circulation du fluide. (ii) La croissance expérimentale de monocristal d'alun dans un fluide en écoulement a permis de vérifier que la croissance est plus rapide pour les faces amonts que pour les faces avales, le rapport des flux augmente avec la vitesse mais diffère significativement du modèle numérique. L'hypothèse d'une croissance sans influence des processus de surface conduit à surestimer le rapport des flux. (iii) Les études de terrain sur des gisements hydrothermaux ont été menées, en exploitant les modèles développés afin d'évaluer in situ l'hydrodynamique des paléoécoulements. Les premières études ont consisté à tracer les directions d'écoulement des paléochamps hydrothermaux à partir des fabriques magnétiques. Dans les formations riches en magnétite, les résultats suggèrent que la forme allongée des grains marque le sens de l'écoulement comme le modèle et les expériences l'ont prouvé. Les fabriques magnétiques mesurées dans les formations carbonatées, et riche en goethite laissent penser que la croissance cristalline est organisée suivant les lignes de courant. Ce dernier résultat rend nécessaire le développement de nouveaux modèles dans lesquels la croissance de plusieurs cristaux doit être considérée dans la porosité de la roche. Enfin, l'utilisation de la variation des rapports des flux en fonction de la vitesse d'écoulement a été utilisée pour estimer des vitesses dans une tourmalinite formée au contact d'un sill leucogranitique. Les rapports des bandes de croissances permettent d'estimer une vitesse minimum d'écoulement locale et instantanée de l'ordre de 10^{-3} m/s, ce qui est bien supérieur aux vitesses couramment proposée dans la littérature, celles-ci étant calculées à partir de modèles macroscopiques donnant des vitesses moyennées en temps et en espace.