



HAL
open science

Apports d'une approche multi-méthodes pour la compréhension de l'évolution paléo-géothermique des domaines métamorphiques de très bas degré

Sébastien Potel

► **To cite this version:**

Sébastien Potel. Apports d'une approche multi-méthodes pour la compréhension de l'évolution paléo-géothermique des domaines métamorphiques de très bas degré. Sciences de la Terre. Ecole Doctorale en Sciences, Technologie et Santé n° 547 de l'Université de Picardie Jules Verne, 2018. tel-02391950

HAL Id: tel-02391950

<https://hal.science/tel-02391950v1>

Submitted on 3 Dec 2019

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.



Habilitation à Diriger les Recherches

*Apports d'une approche multi-méthodes pour la
compréhension de l'évolution paléo-géothermique des
domaines métamorphiques de très bas degré*

Présentée par

Sébastien POTEL

Mémoire présenté le 11 octobre 2018 devant le jury de l'Ecole Doctorale en Sciences,
Technologie et Santé n° 547

de l'Université de Picardie Jules Verne

Section CNU 35 – Structure et évolution de la terre et des autres planètes

Composé de :

M. François BAUDIN (Professeur, Université Sorbonne) – Rapporteur

Mme Martine BUATIER (Professeur, Université de Franche-Comté) – Rapporteur

Mme Béatrice LEDESERT (Professeur, Université de Cergy-Pontoise) – Rapporteur

M. Denis POSTEL (Professeur, Université de Picardie Jules Verne) – Examineur

M. Pascal BARRIER (E/C HDR, UniLaSalle Beauvais) – Examineur

TABLE DES MATIERES

Table des illustrations	5
Cadre Général	7
I. Curriculum Vitae	9
a) Expériences professionnelles	9
b) Formation universitaire.....	10
c) Relecteur.....	10
d) Organisation de congrès ou sessions scientifiques	11
e) Adhérent à des sociétés savantes	11
f) Relation étudiant-école	11
g) Missions relations entreprises.....	12
h) Responsabilités administratives.....	12
i) Langues et connaissances informatiques	12
II. Activités d'encadrement	13
a) Encadrement de thèses à UniLaSalle (depuis 2008) et Frankfort-sur-le-Main-Giessen (Allemagne, avant 2008).....	13
b) Encadrement de mémoire de recherche M2 à UniLaSalle (depuis 2008) et Frankfort-sur-le-Main-Giessen (Allemagne, avant 2008).....	13
c) Encadrement dans le cadre de l'option recherche en M1 à UniLaSalle.....	14
d) Encadrement de mémoire de recherche L3 à UniLaSalle	14
III. Activités d'enseignement.....	17
a) Institut Polytechnique uniLaSalle Beauvais (France) depuis 2008.....	17
b) Université de Francfort/Main (Allemagne)	20
c) Université de Genève (Suisse).....	21
d) Université de Giessen (Allemagne)	21
e) Université de Bâle (Suisse).....	21
IV. Activités de recherche	22
a) DEA à l'université de Rennes I (1997).....	22
b) Thèse à l'université de Bâle (Suisse) (1997-2001).....	23
c) Projets de Post doctorats réalisés à l'Université de Giessen puis de Francfort-sur-le-Main (2001-2008) 23	
d) Projets de recherche en cours à UniLaSalle (depuis 2008) et perspectives	25
e) Publications et communications	30
Diagenèse et anchimétamorphisme (métamorphisme de très bas degré)	37
I. Introduction	39
II. Méthodes d'étude	41
a) Minéraux index.....	41

b)	Diffraction des rayons X.....	42
c)	<i>Etudes de la matière organique</i>	43
d)	<i>Microthermométrie</i>	46
e)	<i>Modélisation thermodynamique</i>	47
f)	<i>Thématiques de recherche</i>	48
	Les terrains d'étude du métamorphisme de très bas degré	51
I.	La Nouvelle Calédonie – contexte de HP-BT	54
a)	<i>Introduction</i>	54
b)	<i>Contexte général</i>	55
c)	<i>Résultats</i>	56
d)	<i>Discussion et conclusion</i>	61
e)	<i>Articles en relation et Travaux associés</i>	63
II.	La Montagne Noire – contexte de type Barrovien (MP-BT).....	107
a)	<i>Introduction</i>	107
b)	<i>Contexte général</i>	107
c)	<i>Résultats</i>	109
d)	<i>Discussion et conclusion</i>	112
e)	<i>Articles en relation et Travaux associés</i>	115
III.	Les Vosges – contexte associé à un métamorphisme de contact (BP-HT).....	157
a)	<i>Introduction</i>	157
b)	<i>Contexte général</i>	157
c)	<i>Résultats</i>	159
d)	<i>Discussion et conclusion</i>	163
e)	<i>Article en relation et travaux associés</i>	166
	Synthèse & Perspectives	179
I.	Synthèse.....	181
II.	Perspectives	184
a)	<i>La Nouvelle-Zélande</i>	184
b)	<i>Montagne noire et pyrénées</i>	185
c)	<i>Projet MEET – Death Valley</i>	186
	Références bibliographiques.....	187
	Résumé.....	198
	Abstract.....	198

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1 : Diagramme P-T schématique pour le métamorphisme de contact et pour différents types de métamorphismes régionaux (d'après Winkler, 1974).	39
Figure 2 : Pseudo-section P-T pour des pélites hyper alumineuses. Modélisation réalisée sous DOMINO-THERIAK (de Capitani & Brown, 1987 ; de Capitani, 1994). Qtz, Pg et eau sont en excès dans le système. Les abréviations sont d'après Kretz (1983).	41
Figure 3 : Pseudo-section P-T pour des metabasites. Modélisation réalisée sous DOMINO-THERIAK (de Capitani & Brown, 1987 ; de Capitani, 1994). Qtz et eau sont en excès dans le système. Les abréviations sont d'après Kretz (1983).	41
Figure 4 : limite des différentes zones métamorphiques pour KI (indice de Kübler) et AI (indice d'Árkai).	43
Figure 5 : Microscope Leitz (Ortholux 2 POL BK) avec un objectif de 125x à immersion d'huile utilisant une lumière monochromatique polarisée (546 nm) et un photomultiplicateur MPV de Leitz (Université de Giessen, Allemagne).	44
Figure 6 : Schéma du principe de fonctionnement d'un microscope polarisant pour la mesure du pouvoir réfracteur de la matière organique.	44
Figure 7 : Reconstruction récente du corps des conodontes (individus de 4 cm de long approximativement) (d'après Aldridge <i>et al.</i> , 1993 ; Aldridge & Purnell, 1996 ; Purnell, 1995 ; Purnell <i>et al.</i> , 1995).	45
Figure 8 : Exemple de différence de teinte de conodonte en fonction de l'évolution de la température. a) CAI = 2 ; b) CAI = 4.	45
Figure 9 : Indice d'altération des conodontes pour des valeurs entre 1 et 6 (température entre 50 et 550°C) (d'après Königshof, 2003).	46
Figure 10 : Table microthermométrie Linkam THM 600/S/Geo couplée à un contrôleur de température TMS 94, installée sur un microscope Olympus (Université de Giessen, Allemagne).	47
Figure 11 : Inclusions fluides dans une veine de quartz, Montagne Noire (Sud de la France) en LPNA.	47
Figure 12 : Diagramme P-T schématique pour le métamorphisme de contact et pour différents types de métamorphismes régionaux (d'après Winkler, 1974). Les différentes zones d'études ont été rajoutées en fonction de leur domaine de P-T.	49
Figure 13 : Diagramme P-T schématique pour le métamorphisme de contact et pour différents types de métamorphismes régionaux (d'après Winkler, 1974).	53
Figure 14 : Carte structurale de Nouvelle Calédonie montrant les unités tectoniques principales (d'après Potel, 2007).	54
Figure 15 : Pseudo-section P-T pour des métapélites. Modélisation réalisée sous DOMINO-THERIAK (de Capitani & Brown, 1987 ; de Capitani, 1994). Qtz (quartz), Phng (phengite), Hm(hématite) et eau sont en excès dans le système. Les abréviations sont d'après Kretz (1983), Chl (chlorite), Fsp (feldspath), Pg (paragonite), Gln (glaucofane), Ky (Kyanite) et And (andalousite).	56
Figure 16 : Répartition des valeurs de l'indice de Kübler (KI) dans le domaine de HP de l'Eocène (Potel <i>et al.</i> , 2006).	58
Figure 17 : Répartition des valeurs de l'indice de Kübler (KI) dans le domaine central. La « formation à charbon » est indiquée en gris clair (Potel, 2007).	58
Figure 18 : (a) répartition des KI le long de la coupe de Koumac-Ouégoa ; (b) Pourcentage de micas 2M ₁ le long de cette même coupe (Potel <i>et al.</i> , 2006).	58
Figure 19 : Courbes cumulatives des valeurs du paramètre <i>b</i> ₀ des micas blancs pour les échantillons de la zone à HP de l'Eocène. Les échantillons de la zone à glaucophane et/ou lawsonite sont en pointillés, la courbe de la zone à préhnite-pumpellyite est en gras (Potel <i>et al.</i> , 2006).	58
Figure 20 : Conditions pression-température modélisées pour l'échantillon MF3031 en utilisant le programme thermodynamique THERIAK-DOMINO. Le domaine de stabilité de la paragenèse de l'échantillon MF3031 est représenté en gris. Les réactions minéralogiques définissant ce domaine sont les suivantes : (1) Qtz+Phng+Lws+ Gln+Chl+Ttn = Qtz+Phng+Lws+Gln+Chl+Ttn+ Rt; (2) Qtz+Phng+Lws+Gln+Chl+Ttn = Qtz+Phng +Gln+Grt+Chl+Ttn; (3) Qtz+Phng+Lws+Gln+Chl +Ttn = Qtz+Phng+Zo+Gln+Chl+Ttn; (4) Qtz+ Phng+Lws+Gln+Chl+Ttn = Qtz+Phng+Lws+Gln+ Chl+Ab+Ttn; (5) Qtz+Phng+Lws +Gln+Chl+Ttn = Qtz+Phng+Lws+Pg+Gln+Chl+Ttn. Les courbes d'iso valeurs <i>b</i> des micas blancs (en pointillées) sont	

d'après Ramírez & Sassi (2001). Les isopleths pour Ms et Fe-Gln sont calculées. Le domaine hachure est le domaine restrictif de stabilité de l'échantillon MF3031 en combinant les différentes méthodes (d'après Potel <i>et al.</i> , 2006).	60
Figure 21 : Différents domaines P-T de stabilité pour l'assemblage Kln+Chl+Ms+Qtz calculé pour différentes valeurs d'activité de l'eau (0,6 à 1,0).	60
Figure 22 : Carte géologique simplifiée, montrant les péridotites et la nappes de Poya en noir et la formation à charbon en gris clair. La température de la chlorite (d'après Cathelineau, 1988) et les valeurs de b_0 pour les micas blancs sont indiquées pour les échantillons où elles ont été calculées. Les flèches indiquent les gradients métamorphiques (Eocene = A; Late Jurassic = B) observés dans les différentes zones. La limite déduite du métamorphisme Eocene HP est représentée par une ligne grise pleine.	62
Figure 23 : Schéma du chemin d'exhumation en Nouvelle Calédonie (trait plein) comparé à celui modélisé par Dalla Torre <i>et al.</i> (1996) pour le Pacheo Pass (trait gris). Les domaines de stabilité des échantillons MF2994 et MF3031 sont indiqués. Les hexagones schématisent les inclusions fluides et leur évolution le long du chemin d'exhumation (Potel <i>et al.</i> , 2006).	62
Figure 24 : Séquence des phases de déformation dans la partie SE de la Montagne Noire. SX : Schistes X, PA : Parautochtone, Fa : Unité de Faugères, MP : unité du Mont-Peyroux (d'après Franke <i>et al.</i> , 2011).	108
Figure 25 : Carte géologique de la Montagne Noire (modifiée d'après Guérangé-Lozes & Burg, 1990, Demange <i>et al.</i> , 1995), Doublier <i>et al.</i> (2006).	109
Figure 26 : Carte géologique de la vallée de l'Orb (d'après Alabouvette <i>et al.</i> , 1981). Les échantillons sont codés selon leur indice de Kübler. Les échantillons avec un contour gris ont été évalués par ajustement multi-pic. La position de la coupe transversale présentée dans la Figure 27 est indiquée.	110
Figure 27 : coupes géologiques à travers les unités de Faugères et du Mont-Peyroux, avec a) les données de KI et b) les données de ΔI . Les données CAI (Conodont Alteration Index) sont d'après Wiederer <i>et al.</i> , (2002).	111
Figure 28 : Courbes cumulatives des valeurs du paramètre b_0 des micas blancs potassiques pour les unités du Mont-Peyroux et Faugères montrant les séries métamorphiques : (a) valeurs obtenues selon la méthode de Sassi ; (b) valeurs obtenues en utilisant le programme de calcul METRIC. Les lignes en gris clair correspondent aux lignes de référence de Sassi, (1972) ; Sassi & Scolari, (1974).	112
Figure 29 : Carte structurale des Vosges montrant les principales unités tectoniques, d'après Tabaud <i>et al.</i> (2014). Figure globale montrant la chaîne varisque et la localisation des Vosges, modifiée d'après Franke (2000).	158
Figure 30 : Carte structurale du bassin du Markstein montrant la direction et le pendage de la stratigraphie. Carte lithologique du bassin du Markstein modifiée d'après Skrzypek <i>et al.</i> (2012).	159
Figure 31 : Répartition des degrés métamorphiques de l'indice de Kübler (KI), % des types de polytypes et des minéraux $2M_1$ (Bt: biotite; Act: actinote) dans la zone d'étude. Carte lithologique du bassin du Markstein modifiée d'après Skrzypek <i>et al.</i> (2012).	161
Figure 32 : Répartition des degrés métamorphiques de l'indice de Kübler (KI), paramètre b_0 des micas blancs potassiques et températures calculées, basées sur le géothermomètre d'Inoue <i>et al.</i> (2009) et sur un thermomètre de réflectivité de la vitrinite basé sur la formule de Barker & Pawlewicz (1994) et Mullis <i>et al.</i> (2002). La carte d'anomalie de Bouguer et la carte lithologique du bassin de Markstein sont redessinées d'après la carte de Skrzypek <i>et al.</i> (2012).	161
Figure 33 : Corrélation en Nouvelle-Calédonie entre KI, polytypes illite/muscovite, réflectivité de la vitrinite, température et assemblages minéralogiques. Les abréviations minéralogiques sont d'après Kretz (1983).	182
Figure 34 : Corrélation en Montagne Noire entre KI, polytypes illite/muscovite, réflectivité de la vitrinite, température, CAI et assemblages minéralogiques. Les abréviations minéralogiques sont d'après Kretz (1983).	182
Figure 35 : Corrélation dans les Vosges entre KI, polytypes illite/muscovite, réflectivité de la vitrinite, température et assemblages minéralogiques. Les abréviations minéralogiques sont d'après Kretz (1983).	183
Figure 36 : Compilation au sein de différents sites d'études des valeurs de KI et VR en fonction de la température estimée par des méthodes indépendantes.	184

Cadre Général

I. Curriculum Vitae

Sébastien POTEL

Enseignant-Chercheur

Institut Polytechnique UniLaSalle

19 rue Pierre Waguet

60026 Beauvais

Courriel : sebastien.potel@unilasalle.fr

Français, 3 enfants

Né le 17 novembre 1973

À Rennes (Ille et Vilaine)

A) EXPERIENCES PROFESSIONNELLES

- 2018-2021 : **Co-directeur de Thèse** de Clara Gartner à l'Institut Polytechnique UniLaSalle Beauvais - UPJV : Seismic scale fluid indicators within the offshore Hikurangi subduction wedge, North Island, New Zealand. Co-direction G. Mahieux, (UPJV, Amiens) et S. Potel (UniLaSalle Beauvais).
- 2017-2018 : **Editeur associé** du numéro spécial "GG01-Clays in faults & fractures" et "MI-03-Clay mineral reaction progress in very low-grade temperature petrologic studies" avec Blanca Bauluz, Simon Kemp & Anja Schleicher (Eds.), dans Clay Minerals.
- 2017 : **Coorganisateur et Chairman** d'une session «Clay mineral reaction progress in very low-grade temperature petrologic studies» à l'ICC2017 à Grenade (Espagne) avec : Prof. Rafael Ferreira Mählmann, Prof. Fernando Nieto et Dr Blanca Bauluz.
- 2014-2017 : **Co-directeur de Thèse** de Pierre Malié à l'Institut Polytechnique UniLaSalle Beauvais : Evolution thermique et tectono-stratigraphique des bassins compressifs de prisme de subduction : facteurs de contrôle, thermo-barométrie basse température et impact sur les propriétés réservoir. Co-direction Prof. R. Ferreira Mählmann (TU Darmstadt), J. Bailleul et S. Potel (UniLaSalle).
- 2015 : **Conférencier invité** à l'Institut für Angewandte Geowissenschaften à l'Université technique de Darmstadt (TU Darmstadt, Allemagne).
- 2012 : **Editeur associé** du numéro spécial "Clay mineral diagenesis/very low-grade metamorphic processes" Ferreira Mählmann, R., Bozkaya, Ö., Potel, S., & Nieto García, F., (Eds.), Swiss Journal of Geosciences, 105/3.
- 2011 : **Conférencier invité** du Symposium Frey-Kübler "Clay mineral diagenesis/very low grade metamorphism" à l'EUROCLAY 2011, Antalya (Turquie).
Chairman d'une session à l'EUROCLAY 2011, Antalya (Turquie).
- Depuis 2011 : **Directeur de l'unité de recherche** EA 7511 - B2R (Bassins Réservoirs – Ressources)-Institut polytechnique UniLaSalle-UPJV.
- 2009-2013 : **Auditeur interne** à UniLaSalle Beauvais.
- Depuis 2009 : **PCR** (personne compétente en radioprotection) à UniLaSalle Beauvais.
- 2008-2012 : **Responsable de la plateforme** Géosciences à UniLaSalle Beauvais.
- Depuis 2008 : **Enseignant-Chercheur** en Minéralogie-Pétrologie à l'Institut Polytechnique UniLaSalle (ex LaSalle Beauvais).
- 2007 : **Conférencier** invité pour un « short course » sur le métamorphisme de bas degré à l'Université de Genève.

- 2006 : **Conférencier** invité pour un « short course » sur le métamorphisme de bas degré à l'Université de Genève.
- 2005 : **Conférencier** invité pour un « short course » sur le métamorphisme de bas degré à l'Université de Genève.
- 2005-2008 : **Assistant** en pétrologie métamorphique (spécialité : métamorphisme de bas degré) et **responsable et fondateur** du laboratoire de mesure d'inclusions fluides et du pouvoir réflecteur de la vitrinite à l'Université de **Francfort-sur-le-Main** (Allemagne).
- 2003 : **Coorganisateur** d'une session « Quantifying diagenesis to low-grade metamorphism: Old shoes & new paths » au congrès EUG-UGS (2003) à Nice avec le Dr. M. Rahn.
- 2002 : **Animation** dans le cadre de l'année des Géosciences (septembre 2002) à Francfort-sur-le-Main, vulgarisation des géosciences pour le grand public.
- 2002-2006 : **Co-directeur de Thèse** de Michael Patrick Doublier à l'Université de Francfort-sur-le-Main : Structure et métamorphisme sur le flanc Sud de la Montagne Noire, S France. Co-direction Prof. W. Franke et S. Potel.
- 2001-2005 : **Assistant** en pétrologie métamorphique (spécialité : métamorphisme de bas degré) et **responsable et fondateur** du laboratoire de mesure d'inclusions fluides et du pouvoir réflecteur de la vitrinite à l'Université de **Giessen** (Allemagne).

B) FORMATION UNIVERSITAIRE

- 1997-2001 : Thèse de doctorat de l'Université de Bâle (Suisse), soutenue le 31 AOUT 2001. Travaux réalisés à l'Institut de Minéralogie et Pétrologie de l'Université de Bâle.
Titre : “**Very low-grade metamorphism of northern New Caledonia**”.
Mention : Magna cum Laudae
Directeur de Thèse : Prof. Martin Frey† et P.D. Susanne Th. Schmidt
- 1997 : **DEA** “Géosciences” à l'Université de **Rennes I**.
Sujet du DEA : “*Etude géochimique et géochronologique des gneiss granitiques du terrain à Ultra Haute Pression du Dabieshan, Chine centrale – Implications tectoniques*” sous la direction du Professeur Bor-ming Jahn – mention assez bien.
- 1996 : Service national.
- 1995 : “**Maîtrise** des Sciences de la Terre – mention géologie fondamentale et appliquée” à l'Université de **Rennes I** (mention par unité de valeur).
Stage de maîtrise : “*Etude du cisaillement Sud Armoricaïn dans la région de Redon (Bretagne Sud)*”.
- 1994 : “**Licence** des Sciences de la Terre – mention géologie fondamentale et appliquée” à l'Université de **Rennes I** (mention par unité de valeur).
- 1993 : “**DEUG A**” Section Physique-Chimie-Sciences de la Terre à l'Université de **Rennes I** – mention assez-bien.
- 1991 : **Baccalauréat D** – mention assez-bien.

C) RELECTEUR

Relecteur revues scientifiques

- Applied Clay Sciences

- Crystals
- Swiss Journal of Geosciences
- International Journal of Earth Sciences
- Turkish Journal of Earth Sciences
- American Mineralogist
- Journal of Metamorphic Geology
- Terra Nova
- Tectonophysics
- International Journal of Coal Geology

Relecteur projets scientifiques

- FONDECYT CHILI (fond national de recherche scientifique et technologique chilien)

D) ORGANISATION DE CONGRES OU SESSIONS SCIENTIFIQUES

- EUROCLAY (2019), Paris, France, co-organisateur de la session « Diagenesis & Low-Grade Metamorphism (4th Frey-Kübler Symposium) » avec Rafael Ferreiro Mählmann.
- ICC (2017), Granada, Espagne, co-organisateur de la session « Clay mineral reaction progress in very low-grade temperature petrologic studies » avec Rafael Ferreiro Mählmann, Blanca Bauluz et Fernando Nieto.
- Membre du comité scientifique des JNGG (journées nationales de géotechnique et de géologie de l'ingénieur) 2014 (Beauvais).
- Chairman d'une session à l'EUROCLAY 2011, Antalya (Turquie).
- EUG-UGS (2003), Nice, France, co-organisateur de la session « Quantifying diagenesis to low-grade metamorphism: Old shoes & new paths » avec le Dr. M. Rahn.

E) ADHERENT A DES SOCIETES SAVANTES

- Membre du Groupe Français des Argiles
- Membre de la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie
- Membre de la société géologique allemande : Deutsche Geologische Gesellschaft - Geologische Vereinigung

F) RELATION ETUDIANT-ECOLE

- Salon de l'étudiant à Orléans (2010)
- Salon de l'étudiant à Rennes (2012-2013-2015)
- Salon de l'étudiant à Rouen (2018)
- Entretiens de motivations des primo-entrants à l'institut Polytechnique UniLaSalle (tous les ans depuis 2009)

G) MISSIONS RELATIONS ENTREPRISES

- Décembre 2011 : Pollutec Paris, représentant UniLaSalle Beauvais sur stand Région Picardie
- 2008 – présent : Prestations et études pour différentes entreprises avec des expertises en relation avec la minéralogie et la pétrologie des argiles mais également des roches métamorphiques de haut grade. Les travaux pour expertise ont été réalisés pour : LUNDIN, EDF, ToreadorEnergy, INERIS, IMERYS, TECHNOSOL, ANTEA, FUGRO, HOLCIM, EUROVIA, GEOLAB...

H) RESPONSABILITES ADMINISTRATIVES

- Directeur de l'unité de recherche EA 7511 - B2R (Bassins Réservoirs – Ressources)-Institut polytechnique UniLaSalle-UPJV.
- Membre du COSSI (Comité d'Orientations Stratégiques et de Suivi Interne) et des comités et conseils scientifiques à l'Institut Polytechnique UniLaSalle Beauvais depuis 2011.
- Depuis 2009 : PCR (Personne Compétente en Radioprotection) à l'Institut Polytechnique UniLaSalle Beauvais.
- 2009-2013 : Auditeur interne (ISO 9001) à l'Institut Polytechnique UniLaSalle Beauvais.
- 2008-2012 : Responsable de la plateforme Géosciences à l'Institut Polytechnique UniLaSalle Beauvais.
- 2005-2008 : Responsable du laboratoire de mesures d'inclusions fluides et du pouvoir réflecteur de la vitrinite à l'Université de **Francfort-sur-le-Main** (Allemagne).
- 2002-2005 : Responsable du laboratoire de mesures d'inclusions fluides et du pouvoir réflecteur de la vitrinite à l'Université de **Giessen** (Allemagne).

I) LANGUES ET CONNAISSANCES INFORMATIQUES

Langues :

Anglais, allemand et espagnol : lues, écrites et parlées (conversation courante et technique).

Connaissances informatiques :

- Systèmes Mac OS, Windows, UNIX.
- Programmes de modélisation thermodynamique THERIAK-DOMINO, THERMOCALC.
- Programme de calcul thermodynamique TWQ 2.02.
- Langage de programmation PASCAL.
- Logiciels de bureautique et de graphisme divers (Microsoft, Adobe suite, Corel Draw).

II. Activités d'encadrement

A) ENCADREMENT DE THESES A UNILASALLE (DEPUIS 2008) ET FRANKFORT-SUR-LE-MAIN-GIESSEN (ALLEMAGNE, AVANT 2008)

- Clara Gartner (2018-2021) Seismic scale fluid indicators within the offshore Hikurangi subduction wedge, North Island, New Zealand. Co-direction G. Mahieux, (UPJV, Amiens) et S. Potel (UniLaSalle Beauvais).
- Pierre Malié (2014-2017) Evolution thermique et tectono-stratigraphique des bassins compressifs de prisme de subduction : facteurs de contrôle, thermo-barométrie basse température et impact sur les propriétés réservoir. Co-direction Prof. R. Ferreiro Máhlmann (TU Darmstadt), J. Bailleul et S. Potel (UniLaSalle Beauvais).
- Michael Patrick Doublier (2002-2007) Die tektono-metamorphe Entwicklung der sehr niedergradigen pläozoischen Sedimente der Montagne Noire (Südfrankreich). Co-direction de thèse Prof. W. Franke et S. Potel.

B) ENCADREMENT DE MEMOIRE DE RECHERCHE M2 A UNILASALLE (DEPUIS 2008) ET FRANKFORT-SUR-LE-MAIN-GIESSEN (ALLEMAGNE, AVANT 2008)

- Séverine Cornillon (2014). Structural study of the Malsburg plutonic unit (Black-Forest, Germany) & its para-autochthonous sedimentary cover. New insights in the determination of stress fields using GIS, terrestrial LIDAR & processing imagery. Co-encadrement Prof. A. Henk (TU Darmstadt), G. Trullenque et S. Potel (LaSalle Beauvais).
- Pierre Malié (2013). Factors controls on the thermal evolution of slope basins of the Hikurangi subduction wedge. Co-encadrement J. Bailleul et S. Potel (LaSalle Beauvais).
- Verena Roedl (2008). Etude de l'évolution de la cristallinité de l'illite dans les nappes de St Gervais (Montagne Noire).
- Florian Äppli (2008). Etude des inclusions fluides dans les veines de quartz et de calcite du Massif de Moutoumet.
- Simon Krechtner (2007). Etude de la matière organique dans la zone W de la nappe de Faugères dans les sédiments carbonifères (Montagne Noire).
- Klemens Link (2005). Etude du métamorphisme HT-BP et modélisation thermodynamique dans les Schistes X de la Montagne Noire : « Metamorphoseentwicklungen in der Schieferhülle am Ostrand des Caroux-Doms (Montagne Noire / Südfrankreich) ».
- Matthias Kumert (2005). Etude du métamorphisme de bas degré dans les sédiments paléozoïques en Hesse centrale : « Illitkristallinität der Hörre-Zone und angrenzender Gebiete ».
- Bernd Herrman (2005). Etude du métamorphisme de bas degré dans les sédiments paléozoïques de la région Lahn-Dill et Hörre (Hesse centrale) : « Untersuchungen zur Anchimetamorphose (Illitkristallinität) im Lahn-Dill-Gebiet und in der Hörre-Zone ».
- Illya W. Brandt (2004). Etude du métamorphisme de bas degré dans les écailles du nord-est des Monts de Lacaune : « Anchimetamorphose-Untersuchungen an kambro-ordovizischenn pelitischen Sedimenten auf dem Nordflügel der Montagne Noire (Frankreich) ».
- Anne-Katrin Müller (2002). Etude du métamorphisme de bas degré dans la nappe de Faugères (Montagne Noire, S France): « Anchimetamorphoseuntersuchungen anhand der Illitkristallinität in der Montagne Noire ».

- Barbara Lange (2002). Etude du métamorphisme de bas degré dans la nappe de Pardailhan : « Untersuchungen zur Anchimetamorphose des Paläozoikums der Montagne Noire (Südfrankreich): Illitkristallinität in Kambrische Tonschiefern der Pardailhan-Decke ».

C) ENCADREMENT DANS LE CADRE DE L'OPTION RECHERCHE EN M1 A UNILASALLE

- Ségolène Rabin (2016). Caractérisation des argiles de puits de forage pétrolier pour Lundin Petroleum. Co-encadrement S. Potel et T. Maison.
- Marine Mailliet et Anta-Clarisse Sarr (2014). Etude du métamorphisme de bas-degré dans le bassin de Giromagny et comparaison avec le bassin du Markstein (Vosges du Sud).

D) ENCADREMENT DE MEMOIRE DE RECHERCHE L3 A UNILASALLE

- Alexis Marié et Martin Doligez (2017). Etude pétrologique des argiles et caractérisation de leur évolution dans les schistes cartons du Toarcien (Cévennes).
- Geoffroy Etre et William Leger (2017). Etude tectono-métamorphique du massif des Aspres.
- Constantin Lambert et Lucas Nowaczeck (2017). Etude pétrologique des argiles et caractérisation de leur évolution en bordure d'un granite (Mont Aigoual, Cévennes).
- Charlotte Laine et Tom Fraisse (2017). Etude tectono-métamorphique d'un bassin d'avant-pays Pays Pyrénéens (Céret-Pyrénées).
- Youssef Sanogo (2016). Etude de la thermicité du « east coast » de la Province est néo-zélandaise.
- Alice Delaunay (2016). Etude thermique des bassins perchés de la Côte Est de l'île Nord de Nouvelle-Zélande.
- Joséphine Chan et Marie Le Mouillour (2016). Evolution thermique au sein du bassin de Tremp, zone centrale Sud-Pyrénéenne, Espagne.
- Matthieu Cedou et Thomas Tabary (2015). Etude du métamorphisme du Cap de Creus (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet).
- Ségolène Rabin et Pierre Ouvette (2015). Caractérisation des phyllosilicates et des calculs des conditions de température dans les domaines de basse température.
- Agathe Bohand et Clément Laudrin (2014). Evolution tectono-sédimentaire et marqueurs thermo-barométriques du bassin d'arrière-pays de la nappe de Boixols et étude de son chevauchement aveugle (co-encadrement Benoit Proudhon et Yannick Vautier).
- Virginie Floch et Aymeric Houdus (2014). Caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique des schistes cambro-ordoviciens de la nappe de Pardailhan (Zone Sud de la Montagne Noire) (co-encadrement Olivier Pourret).
- Philippe Boitiau et Kevin Copigny (2014). Caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique des schistes cambro-ordoviciens de la nappe de Pardailhan (Zone Sud de la Montagne Noire) (co-encadrement Olivier Pourret).
- Grégoire Dewez et Quentin Guelennoc (2014). Etude de la géologie du bassin de Giromagny – Vosges du Sud (Territoire de Belfort, 90) (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet).
- Julien Letondel et Florian Simon (2014). Etude du métamorphisme de bas degré en Nouvelle-Zélande.

- Léo Thévenin et Baptiste Vincens (2013). Projet ASTER (co-encadrement Olivier Pourret).
- Artis Kensai et Alexandre Borniche (2013). Projet ASTER (co-encadrement Olivier Pourret).
- Faddy Nassif et Pierre-Marie Bastien (2013). Projet ASTER (co-encadrement Olivier Pourret).
- Delphine Chassagnac et Mathilde Laffay (2013). Etude du métamorphisme de bas-degré des dépôts varisques du bassin du Markstein dans les Vosges du Sud.
- Marine Maillet et Anta-Clarisse Sarr (2013). Etude du métamorphisme de bas-degré des dépôts varisques du bassin du Markstein dans les Vosges du Sud.
- Vincent Bellier et Boris Gailleton (2013). Etude structurale des séries ophiolitiques de Belledone (Massif cristallin externe, Alpes Dauphiné) (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet).
- Olivier Garin et Cassandre Gatineau (2013). Etude de la déformation et du métamorphisme hercyniens et alpins dans les ophiolites de Chamrousse (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet).
- Marion Batigne et Léo Yecora-Zorzano (2013). Etude pétrographique des séries ophiolitiques de Belledone (Massif cristallin externe, Alpes Dauphiné) (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet).
- Julie da-Rocha et Etienne de Gail (2012). Etude métamorphique du complexe ophiolitique de la Corse alpine au Sud-Ouest de Bastia (Haute-Corse).
- Eline Baudet et Hélène Legros (2012). Etude tectono-métamorphique de la relation entre les nappes ophiolitiques et le socle hercynien (co-encadrement Elsa Ottavi-Pupier).
- Alexandra Gauci et Liliane Coureau (2012). Etude tectono-métamorphique de la relation entre les nappes ophiolitiques et le socle hercynien (co-encadrement Elsa Ottavi-Pupier).
- Pierre Louis Junot et Robin Pelletier (2012). Caractérisation des sables de fonderie - Projet Ecosable (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet et Olivier Pourret).
- Karine Charbonier et Adrien Moreau (2012). Caractérisation des sables de fonderie - Projet Ecosable (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet et Olivier Pourret).
- Maximilien Guillot et Christophe Marin (2011). Caractérisation des sables de fonderie - Projet Ecosable (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet et Olivier Pourret).
- Anthony Aubert et Thomas Brochot (2011). Analyse structurale du versant sud de la Montagne Noire (Massif Central) : caractérisation de la mise en place des nappes du Mont-Peyroux et des Monts de Faugères (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet).
- Robin Boutry et Adeline Souf (2011). Analyse structurale du versant sud de la Montagne Noire (Massif Central) : caractérisation de la mise en place des nappes du Mont-Peyroux et Pardailhan (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet).
- Clémence Jouveau du Breuil et Romain Mercieux (2011). Etude pétrologique et structurale des gneiss et granites de la Zone Axiale de la Montagne Noire.
- François Huchet et Nicolas Richardi (2010). Caractérisation des formations argileuses tertiaires au Maroc.
- Bertrand Rottier et Pierre Henri Trapy (2010). Etude thermobarométrique des schistes lustrés de la vallée de Saint Vérant (co-encadrement Johann Tuduri).
- Corentin Faivre et Nicolas Vrentzos (2010). Etude tectono-métamorphique en bordure de Massifs de Nore et de l'Agoût. Influence de la faille de Mazamet.
- Jeanne Giniaux et Paul Saby (2010). Reconstruction pression-température des associations minéralogiques dans la région de St Pons de Thomières.

- Céline Bertrand et Judith Bouchain (2009). Evolution métamorphique de métapelites et metabasites océaniques dans l'orogène alpin (Saint Véran) (co-encadrement Johann Tuduri).

III. Activités d'enseignement

A) INSTITUT POLYTECHNIQUE UNILASALLE BEAUVAIS (FRANCE) DEPUIS 2008

Responsable de modules d'enseignement de la formation Ingénieur en Géologie : Minéralogie, Géodynamique interne, Cycle Interne, Pétrologie endogène, Terrain Bretagne Normandie, Optique Cristalline en L2, en L1.

2016-2017 ; 2017-2018 ; 2018-2019

Formation	Matière	CM	TP	TD
L1	Terrain Bretagne Normandie		36	
L1	Interactions onde-matière	6	6	
L2TSP	Pétrographie microscopique		14	
L2TSP	Manipulations plateforme		12	
L2	UE Minéralogie	8	39	6
L2	Pétrologie magmatique		36	
L3	Présentation plateforme analytique	1		
L3	Introduction aux Domaines qualité et sécurité			6
L3	Microscopie (Minéralogie et pétrologie)	6	6	
L3	Synthèse géologique	2		6
L3	Transept des Alpes – Geological Field School		12	24

2015-2016

Formation	Matière	CM	TP	TD
L1	Terrain Bretagne Normandie		36	
L1	Interactions onde-matière	6	6	
L2TSP	Pétrographie microscopique		14	
L2TSP	Manipulations plateforme		12	
L2	UE Minéralogie	8	39	6
L2	Pétrologie magmatique		36	
L3	Présentation plateforme analytique	1		
L3	Microscopie (Minéralogie et pétrologie)	6	6	
L3	Synthèse géologique	2		6
L3	Transept des Alpes – Geological Field School		12	24

2014-2015 ; 2013-2014

Formation	Matière	CM	TP	TD
L1TSP	Pétrologie Endogène	6		
L1	Pétrologie Endogène	6	16	
L1	Terrain Bretagne Normandie		36	
L1	Interactions onde-matière	6	6	
L2TSP	Pétrographie microscopique		14	
L2TSP	Manipulations plateforme		12	
L2	UE Minéralogie	8	39	6
L2	Pétrologie magmatique		36	
L3	Présentation plateforme analytique	1		
L3	Microscopie (Minéralogie et pétrologie)	6	6	
L3	Synthèse géologique	2		6
L3	Transept des Alpes – Geological Field School		12	24

2012-2013

Formation	Matière	CM	TP	TD
L1TSP	Cycle interne	12		
L1TSP	Pétrologie Endogène	6		
L1	Pétrologie Endogène	6	16	
L1	Terrain Bretagne Normandie		36	
L1	Interactions onde-matière	6	6	
L2TSP	Pétrographie microscopique		14	
L2TSP	Manipulations plateforme		12	
L2	UE Minéralogie	8	39	6
L2	Pétrologie magmatique		36	
L3	Présentation plateforme analytique	1		
L3	Microscopie (Minéralogie et pétrologie)	6	6	
L3	Synthèse géologique	2		6
L3	Transept des Alpes – Geological Field School		12	24

2011-2012

Formation	Matière	CM	TP	TD
L1TSP	Cycle interne	12		
L1TSP	Pétrologie Endogène	6		
L1	Pétrologie Endogène	6	16	
L1	Terrain Bretagne Normandie		36	
L1	Interactions onde-matière	6	6	
L2TSP	Pétrographie microscopique		14	
L2TSP	Manipulations plateforme		12	
L2	UE Minéralogie	8	39	6
L2	Pétrologie magmatique		36	
L3	Présentation plateforme analytique	1		
L3	Microscopie (Minéralogie et pétrologie)	6	6	
L3	La Série des Sables d'Olonne		12	24
L3	Pétrologie du métamorphisme 2	2	12	

2010-2011

Formation	Matière	CM	TP	TD
L1TSP	Cycle interne	12		
L1TSP	Pétrologie Endogène	6		
L1	Pétrologie Endogène	6	14	
L1	Terrain Bretagne Normandie		36	
L1	Interactions onde-matière	6	6	
L1	Géodynamique interne	22		
L1	Optique cristalline	12		12
L2	Minéralogie microscopique	12	6	
L2	Pétrologie magmatique 2		50	
L3	Présentation plateforme analytique	1		
L3	Microscopie (Minéralogie et pétrologie)	6	6	
L3	La Série des Sables d'Olonne		12	24
L3	Pétrologie du métamorphisme 2	2	12	

2009-2010

Formation	Matière	CM	TP	TD
L1	Pétrographie endogène	12	48	
L2	Cartographie en domaine métamorphique		48	
L2	Optique cristalline	12	36	
L2	Minéralogie microscopie	12	36	
L2	Géodynamique interne	24		
L2	Pétrologie magmatique 2		72	
L3	Pétrographie du métamorphisme 2	2		18
L3	Microscopie 3A Prepa	6	6	

2008-2009

Formation	Matière	CM	TP	TD
L1	Pétrographie endogène	12	48	
L1	Cristallographie-Minéralogie 1A	12	48	
L1	Atelier terrain - Bretagne-Normandie 1A		40	
L1	Atelier géologie régionale 1A		40	
L2	Optique cristalline	12	36	
L2	Minéralogie microscopie	12	36	
L2	Géodynamique interne	24		
L2	Pétrologie magmatique 2		72	
L2	Cartographie en domaine magmatique 2A		88	
L3	Pétrographie du métamorphisme 2	2		18

B) UNIVERSITE DE FRANCFURT/MAIN (ALLEMAGNE)

- 2005-2008 :

- * *Cours d'Introduction à la modélisation thermodynamique. (Licence-Master-Doctorat - 2H/semaine, cours magistraux + TP + TD)*

- * *Cours de diagenèse et métamorphisme de bas degré. (Licence-Master-Doctorat - 2H/semaine, cours magistraux + TP + TD)*

- * *Encadrement d'excursions d'introduction à la géologie de terrain en Montagne Noire (France). (DEUG - 12 jours)*

- * *Co-organisateur d'une excursion géologique dans le Fichtelgebirge, Frankenwald (Allemagne). (DEUG-Licence - 4 jours)*

- * *Co-responsable d'un séminaire sur les aspects régionaux et structuraux de la chaîne varisque. (Licence-Master-Doctorat)*

- * *Cours de géologie sur le Massif Armoricaïn. (DEUG - 2H)*

C) UNIVERSITE DE GENEVE (SUISSE)

- 2005, 2006, 2007 :
 - * Co-organisateur d'un « short-course » sur le métamorphisme de bas degré. (**Licence-Maîtrise-DEA** - 3 jours)

D) UNIVERSITE DE GIESSEN (ALLEMAGNE)

- 2002-2004 :
 - * *Cours d'introduction à la modélisation thermodynamique.* (**Licence-Maîtrise-DEA** - 4H/semaine, cours magistraux + TP + TD)
 - * *Co-organisateur d'une excursion de pétrologie-volcanologie dans le Rhön (Allemagne).* (**Licence-Maîtrise** - 2 jours)
 - * *Cours de diagenèse et métamorphisme de bas degré.* (**Licence-Maîtrise-DEA** - 4H/semaine, cours magistraux + TP + TD)

E) UNIVERSITE DE BALE (SUISSE)

- 1997-2001 :
 - * Encadrement de différentes excursions géologiques (Alpes, Ecosse, Allemagne...). (**Licence-Maîtrise**)
 - * Assistant des cours de microscopie optique. (**Licence-Maîtrise** - 3H/semaine, TP + TD)
 - * Assistant des cours d'introduction au métamorphisme. (**DEUG** - 2H/semaine, TP +TD)

IV. Activités de recherche

Ce chapitre vise à présenter de manière synthétique les activités de recherche qui ont été menées, depuis le DEA jusqu'à aujourd'hui avec les orientations futures en association avec les projets en cours. A la fin de ce chapitre (chapitre IV.E), la liste des travaux et publications en association avec ces travaux de recherche est donnée, ainsi que les communications orales et affichées de congrès (nationaux et internationaux) et les conférences invitées.

A) DEA A L'UNIVERSITE DE RENNES I (1997)

Mon travail de DEA a été réalisé à l'institut des Géosciences de Rennes auprès du Prof. B.M. Jahn. Le sujet portait sur l'« étude géochimique et géochronologique des gneiss granitiques du terrain à Ultra Haute Pression (UHP) du Dabieshan, Chine centrale – implications tectoniques ». Mon stage de DEA en laboratoire comportait un apprentissage des techniques géochimiques modernes (techniques de dissolution isotopique et de la chromatographie liquide) et une application directe de ces techniques en résolvant un problème concernant l'évolution d'un terrain métamorphique d'UHP en Chine centrale : le Dabieshan (= unité du Dabie). Ainsi, j'ai pu apprendre et mettre en œuvre la datation Rb-Sr sur feldspath, micas (muscovite et biotite) et hornblende, mais aussi Sm-Nd sur roche totale et U-Pb sur zircon. Ultérieurement, j'ai pratiqué des analyses Ar-Ar sur biotite, muscovite, hornblende et feldspath à l'Institut de Géochimie de Bern (Suisse) auprès du Prof. I. Villa.

La zone du Dabie constitue la partie Est de l'orogène du Qinling-Dabie en Chine centrale. Cette chaîne de collision triasique qui s'étend sur près de 2 000 Km marque la suture entre les cratons Sino-Coréen et Yangtze. La présente étude avait pour but de comprendre les relations tectono-métamorphiques entre les éclogites d'UHP et leurs gneiss encaissants, mais également, de caractériser l'origine de l'unité du Dabie Nord par rapport à l'unité du Dabie centre. Deux échantillons de l'unité du Dabie Nord, un granite intrusif et son gneiss encaissant, ainsi que deux échantillons de l'unité d'UHP, deux gneiss encaissants d'éclogites, avaient été sélectionnés pour analyses pétrographiques, géochimiques et isotopiques. La composition géochimique en éléments majeurs, traces et REE des gneiss des deux unités ont permis de calculer les âges modèles en Nd (T_{DM}) sur roche totale et de définir l'origine des protolithes de ces roches (informations comparées à celles fournies par les caractéristiques géochimiques). Toutes les données géochimiques et géochronologiques ont eu pour implications : (1) de réfuter l'idée d'une origine sino-coréenne de l'unité du Dabie Nord ; (2) de supposer une évolution commune des éclogites et de leur gneiss encaissant avant 120 Ma. Les résultats de ce travail de DEA ont été présentés au cours de la RST 1998 à Brest (Potel *et al.*, 1998) et ont été intégrés au travail présenté au workshop UHPM à l'Université de Waseda (abstract étendu, Jahn *et al.*, 2001).

Mes connaissances sur les différentes méthodes de datation ont été renforcées au cours de ma Thèse par l'apprentissage de la datation par trace de fission sur apatite et zircon auprès du Prof. B. Fügenschuh. Cette méthode est utile dans le cadre de l'étude du métamorphisme de bas degré (température inférieure à 350°C) puisque les zones d'« annealing » des zircons et apatites sont respectivement entre 250-320°C et 60-120°C.

B) THESE A L'UNIVERSITE DE BALE (SUISSE) (1997-2001)

J'ai effectué ma Thèse à l'Université de Bâle (Suisse), sous la tutelle du Prof. M. Frey (décédé en septembre 2000) puis sous la tutelle du Privat Dozen (P.D.) S.Th. Schmidt. Le travail de recherche était basé sur l'étude des métapelites dans le domaine de haute pression et basse température du nord de la Nouvelle-Calédonie.

En tout premier lieu, l'étude a porté sur la compréhension de l'évolution métamorphique dans cette région grâce à l'analyse de la progression des réactions au sein des phyllosilicates (évolution des réactions smectite/smectite-chlorite/chlorite ou smectite/smectite-illite/illite) et des mesures de la cristallinité des phyllosilicates (mica et chlorite), du paramètre b_0 des micas riches en potassium, des roches métabasiques (assemblage minéralogique + composition chimique), des inclusions fluides dans les veines de quartz et de la réflexion de la matière organique.

L'étude des phyllosilicates a permis de montrer une progression du degré métamorphique depuis la diagenèse (faciès zéolites) jusqu'à des valeurs épizonales (faciès schistes bleus à glaucophane-lawsonite). Les conditions pression-température (P-T) au sein des zones à prehnite-pumpellyite et à glaucophane-lawsonite ont été déterminées grâce à la modélisation thermodynamique (programme THERIAK-DOMINO basé sur la minimisation de l'énergie de Gibbs) d'échantillons provenant de ces différentes zones. L'étude des inclusions fluides au sein de veines de quartz (ordonnées du point de vue des phases de déformation) a également fourni des informations permettant de mieux contraindre le chemin P-T dans la région étudiée.

Le deuxième but de cette étude était de voir l'influence possible de la pression sur la maturation de la matière organique en milieu naturel. En effet, une étude expérimentale (Dalla Torre *et al.*, 1996) avait montré un retard dans la maturation de la matière organique par rapport à la cristallinité de l'illite (pour une température donnée) dans des conditions métamorphiques de haute pression. Contrairement à ce qui était attendu dans des conditions de HP, la maturation de la matière organique ne montrait pas de retard par rapport aux autres indicateurs du métamorphisme de bas degré. Une évolution rétrograde particulière des unités étudiées a permis à la matière organique de se rééquilibrer par rapport aux autres paramètres. Les résultats de cette étude (conditions métamorphiques et effet de la pression sur la maturation de la matière organique) ainsi que les analyses ultérieures ont été publiés dans *Journal of Petrology* (Potel *et al.*, 2006) et dans *Island Arc* (Potel, 2007).

La présence de roches métabasiques au sein des formations étudiées en Nouvelle-Calédonie a permis d'accumuler des informations sur la composition des minéraux caractéristiques du métamorphisme de bas degré dans les roches basiques en fonction de différents paramètres tels que : température, pression, fugacité de l'oxygène et composition des roches totales. Les résultats de cette étude sont parus dans un numéro spécial du journal *SMPM* dédié au métamorphisme de bas degré en la mémoire du Prof. M. Frey (Potel *et al.*, 2002).

C) PROJETS DE POST DOCTORATS REALISES A L'UNIVERSITE DE GIESSEN PUIS DE FRANCFORT-SUR-LE-MAIN (2001-2008)

A la suite de ma thèse, j'ai été intégré au sein du groupe du Prof. W. Franke (avec le P.D. E. Stein et le Dr. W. Dörr) à Giessen, où j'ai développé un laboratoire spécialisé dans le domaine du métamorphisme de basse température. Ce laboratoire (transféré à Francfort-sur-le-Main par la suite en 2006) permettait d'étudier les argiles (séparation de la fraction fine, diffraction des rayons X), de mesurer la réflexion de la matière organique et d'analyser les inclusions fluides. La présence d'un spectromètre Raman à Francfort-sur-le-Main a permis de compléter nos études de la matière organique

et des inclusions fluides. Ce laboratoire a autorisé la réalisation de différents travaux de Diplôme (équivalence M2) en Montagne Noire (S. de la France) et une Thèse (Michael P. Doublier) portant sur l'étude des sédiments paléozoïques métamorphisés dans des conditions de basse température. Les paramètres des phyllosilicates (« cristallinité » de l'illite, « cristallinité » de la chlorite, paramètre b_0 des micas potassiques, polytypie des micas potassiques), les réactions des phyllosilicates, l'étude des inclusions fluides dans des fentes de tension (calcite et quartz), la réflexion de la matière organique, la couleur d'altération des conodontes (CAI) et la datation K/Ar des micas blancs ont permis de caractériser l'évolution métamorphique des sédiments. Les résultats de ces études étaient associés à d'autres travaux de Diplôme (étude tectonique, datation U-Pb sur monazite et zircon) et une Thèse de datation Rb-Sr sur micas (Brigitte Rotthaus) menés dans le cœur gneissique de la Montagne Noire, afin de mieux comprendre l'évolution de la région. L'ensemble de ces travaux a fait l'objet de différentes publications concernant l'évolution des sédiments paléozoïques des Monts de l'Est de Lacaune (Doublier *et al.*, 2006), mais également concernant le versant Sud de la Montagne Noire (Doublier *et al.*, 2010 et Doublier *et al.*, 2015) et un article plus général sur l'évolution géodynamique de la région étudiée (Franke *et al.*, 2012).

En coopération avec le Prof. R. Ferreiro Mählmann (Université TU Darmstadt, Allemagne), nous avons initié un projet "Study of low-grade metamorphism in the Vosges (France) in order to decipher the orogenic metamorphic zonation in the sediments versus the effect of thermal imprints of the magmatic intrusions on the low-grade parameters (organic matter reflectance versus clay & facies diagnostic mineral parameters)" qui correspondait à l'étude de l'influence de la température et de la durée du métamorphisme sur l'évolution des paramètres du métamorphisme de bas degré. Au cours de nos recherches en Nouvelle-Calédonie, en Montagne Noire et dans les Alpes, il est apparu que les modèles actuels prédisant l'évolution des paramètres du métamorphisme de bas degré n'étaient pas fiables. Il est connu que la pression, la tectonique et la composition de la roche peuvent avoir une influence non négligeable sur l'évolution des indicateurs du métamorphisme de bas degré. L'idée était donc d'acquiescer davantage d'informations dans un système naturel simple. Nous avons donc choisi une première région d'étude où il était possible de s'affranchir de ces derniers facteurs. Les Vosges représentent un terrain d'étude intéressant en permettant de comparer des sédiments métamorphisés dans des conditions de basse température avec des sédiments ayant subi une surimposition d'un métamorphisme de contact lié à l'intrusion des granites vosgiens. Cette étude s'est poursuivie à UniLaSalle (voir chapitre suivant).

Au cours de cette période, j'ai également travaillé sur différents sujets portant sur l'étude du métamorphisme de bas degré dans les Alpes avec l'Institut de Géologie de Bâle (groupe de travail du Prof. S. Schmid). J'ai ainsi étudié et mesuré l'évolution des phyllosilicates (cristallinité et paramètre b_0) dans les Alpes de l'Ouest (zone apenninique) ainsi que dans la région SE du Massif du Pelvoux. L'étude du métamorphisme au sein de cette dernière a été complétée par une étude des inclusions fluides dans des veines de quartz, et l'ensemble des résultats a été comparé aux données de traces de fission déjà existantes dans la littérature. Les différents résultats sont publiés dans des revues de rang A, Ceriani *et al.* (2003) pour la zone apenninique et Potel et Trullenque (2012) pour les domaines dauphinois du SE du Massif du Pelvoux. Ces études ont permis de suivre l'évolution des minéraux argileux dans des domaines polyphasés.

De même, un projet commun avec l'Université de Genève (P.D. S.Th. Schmidt) et en coopération avec l'Université de Rennes I (Prof. M. Ballèvre) centré sur l'étude des metabasites de l'île de Groix a été mené pendant cette période également. Ce projet comprenait une Thèse financée par le fond national Suisse qui faisait suite au travail de DEA réalisé par Afifé el Korh. Au sein de ce projet, j'étais en charge de la modélisation thermodynamique (programme THERIAK-DOMINO) afin de déterminer les conditions pression-température de métamorphisme dans les roches de HP et BT de

l'île de Groix. Ce travail a été synthétisé dans une publication parue dans *Journal of Petrology* («FormuleAppel» *et al.*, 2009).

Au cours de mon activité à l'Université de Francfort-sur-le-Main, j'ai également participé à un projet d'étude de la déformation du sel de manière analogique avec le Prof. G. Zulauf. J'ai ainsi réalisé l'étude des inclusions fluides observées dans le sel afin de mettre en évidence leurs évolutions (forme et composition) en fonction du type de déformation et de la température. Ce travail a été publié dans la revue *Journal of Structural Geology* (Zulauf *et al.*, 2011).

D) PROJETS DE RECHERCHE EN COURS A UNILASALLE (DEPUIS 2008) ET PERSPECTIVES

Je suis arrivé à l'Institut Polytechnique UniLaSalle (anciennement LaSalle Beauvais) en septembre 2008. En l'absence d'un laboratoire pour l'étude du métamorphisme de basse température, j'ai été obligé d'interrompre mon travail sur mes projets antérieurs dans un premier temps. La mise en place d'un laboratoire de séparation des argiles parfaitement opérationnel a duré 2 ans. Pendant cette période, je me suis associé à d'autres collègues afin de participer à des projets en cours sur l'étude du métamorphisme dans différentes régions (Saint Véran, Maroc ...) et la rédaction des articles sur les travaux antérieurs.

A partir de septembre 2010, le laboratoire de séparation des argiles a pu être opérationnel. La mise en service du laboratoire a permis de relancer des projets autour du métamorphisme de basse température et le développement d'un des axes de recherche de l'unité de recherche B2R (Bassins-Réservoirs-Ressources) en relation avec les argiles.

Dans un premier temps, nous avons pu reprendre les études du projet sur les Vosges en impliquant des mémoires de Bachelor et Master (Chassagnac & Laffay ; Maillet & Sarr ; Rabin & Ouvette). Ce projet a permis la publication d'un premier article Potel *et al.* (2016) et de différentes communications à des congrès nationaux et internationaux. Dans un deuxième temps, dans le cadre du projet ASTER (Analyse Systémique des Terres Rares), différents mémoires de Bachelor ont pu être conduits en Bretagne (Thévenin et Vincens ; Artis et Borniche ; Nassif et Bastien) et en Montagne Noire (Floch et Houdus ; Boitiau et Copigny). Les résultats de ce projet ont pu être présentés à des congrès nationaux et internationaux. Dans le même temps, ce laboratoire a pu être utilisé sur des projets en relation avec l'équipe B2R, au Pérou (thèse de Mélanie Louterbach) et sur la Nouvelle-Zélande (Letondel & Simon ; Malié ; Sanogo ; Delaunay). Les résultats en Nouvelle-Zélande ont permis de déposer un sujet de thèse autofinancé par UniLaSalle (Pierre Malié). La thèse de Pierre Malié a été soutenue le 14 décembre 2017 à UniLaSalle Beauvais, et a déjà permis la publication d'un premier article dans un journal de rang A (Malié *et al.*, 2017).

Les objectifs du projet scientifique de l'unité B2R se placent dans le cadre général des études des processus d'évolution des bassins sédimentaires en concentrant ses compétences sur les approches suivantes :

- (i) l'analyse intégrée et critique des marqueurs thermo-barométriques de cette évolution ;
- (ii) la mise en corrélation des résultats issus de l'interprétation des marqueurs thermo-barométriques avec ceux issus de l'interprétation des marqueurs stratigraphiques ;
- (iii) la mise en évidence des modalités de contrôle au cours du temps des différents facteurs sur les propriétés des réservoirs sédimentaires.

Mon expertise se concentre plus particulièrement sur les 2 premiers points du projet de l'unité et correspondent à l'orientation de mes travaux de recherche actuels. Ainsi, parmi les principaux facteurs ayant une forte influence sur les propriétés pétrophysiques des roches, la température et la pression constituent des paramètres prépondérants. Or, dans les domaines de la diagenèse et de du métamorphisme de bas degré, les transitions minéralogiques, les corrélations entre les différentes méthodes analytiques et les processus en jeu restent peu compris comparativement au domaine du métamorphisme de plus haut degré. Dans ces domaines, les pélites et les métapélites représentent 45 à 55% des lithologies les plus fréquemment rencontrées dans les bassins sédimentaires et peuvent ainsi fournir des informations concernant le développement thermique des bassins. Malheureusement, les transformations métamorphiques des roches dans le domaine de basses températures ne sont pas ou peu reconnaissables macroscopiquement contrairement aux roches de haute température. Le problème réside dans la faible taille des grains du protolithe (<63 μm) et des minéraux néoformés, difficiles à reconnaître au microscope polarisant. Pour cela, l'étude des roches de basse température a bénéficié de progrès technologiques et d'une approche pluridisciplinaire combinant différentes méthodes permettant d'apporter des informations en termes de conditions de pression et de température :

- Le microscope électronique à balayage pour reconnaître les phases [P-T]
- La microsonde ionique pour analyser et identifier les différentes phases [P-T]
- La diffraction des rayons X pour l'identification des minéraux (silicate Ca-Al et phyllosilicates) [P-T]
- La « cristallinité » de l'illite (KI) et de la chlorite (ÁI) pour déterminer le degré métamorphique [T]
 - La mesure du paramètre b_0 des micas blancs potassiques. [T]
 - La réflectance de la matière organique (vitrinite, inertinite,...) [T]
 - L'utilisation de l'index de coloration des conodontes (CAI) [T]
 - L'étude des inclusions fluides dans les veines de calcite ou de quartz [P-T]
 - Les compositions isotopiques (isotopes de l'O et de l'H) et les datations géochronologiques (Rb-Sr, K-Ar) [T]
 - Les traces de fission sur apatite et zircon [T]

Il faut noter que les transformations associées à l'évolution de la matière organique se font de manière irréversible. Pour ces raisons, ces méthodes enregistrent le maximum de température, même si plus tardivement un évènement thermique de plus basse température vient à se surimposer. A contrario, des méthodes comme la « cristallinité » des phyllosilicates, les inclusions fluides, les traces de fission et les isotopes stables sont rééquilibrées partiellement, voire totalement dans ce cas-là. Ceci peut causer des contradictions et problèmes de corrélations entre les différentes méthodes et montre la nécessité de bien contraindre l'histoire tectono-sédimentaire (Potel *et al.*, 2006, 2016 ; Potel, 2007 ; Malié *et al.*, 2017). Ainsi, les premières tentatives de corrélation entre les indicateurs minéralogiques du métamorphisme et la maturation de la matière organique ont eu lieu dans les années 60. Cette corrélation visait à relier l'apparition de minéraux index et les valeurs de « cristallinité » de l'illite avec l'évolution de la matière organique afin de mieux définir les limites des zones du métamorphisme de bas degré (diagenèse-anchizone-épizone). Par exemple, celles définies par Kisch (1974) ont été en partie confirmées, mais le recoupement assez large entre les différentes méthodes ne permet pas de donner des limites absolues pour ces zones. Un aspect extrêmement important est le manque de standardisation des méthodes jusque dans les années 90 (Frey & Niggli, 1971 ; Teichmüller, 1987), rendant difficile les corrélations entre méthodes menées parfois avec des décennies d'écart.

Depuis, d'autres corrélations ont été faites, essayant de relier entre eux la maturation de la matière organique, la « cristallinité » de l'illite et les faciès métamorphiques en leur assignant des températures absolues (Dalla Torre *et al.*, 1996 ; Ferreiro Mählmann, 1996, 2001 ; Potel *et al.*, 2006 ; Potel, 2007 et références au sein de ces publications). Cependant, les résultats obtenus ne sont pas transposables pour des contextes géodynamiques différents en raison des variations des paramètres pression, température et durées des phénomènes. De plus, Frey (1987) a montré que la lithologie induit des résultats différents dans des contextes géodynamiques identiques. Cette variabilité montre l'importance de l'appréhension du contexte tectono-sédimentaire (relation entre l'évolution de la température, la tectonique et le remplissage sédimentaire) et de l'évolution post-enfouissement.

Les études récentes menées en Nouvelle-Calédonie (Potel *et al.*, 2006 ; Potel, 2007), Montagne Noire (Doublie *et al.*, 2015) et Vosges (Potel *et al.*, 2016) ont permis de montrer qu'avec une approche multi-méthodes, il était possible de démontrer une évolution polyphasée des zones d'étude et de comprendre les problèmes de corrélation. Chaque méthode a des sensibilités et cinétiques différentes permettant de conserver des informations des différents épisodes subis.

Ce constat a été utilisé au sein de l'unité de recherche B2R que je dirige depuis 2012. Ainsi, un des axes de travail de l'unité vise entre autres à améliorer les connaissances sur les marqueurs du métamorphisme dans les domaines de bas degré. Une partie des travaux de recherche actuels sont orientés sur l'étude des argiles et de la matière organique au sein de différents bassins sédimentaires et sous différentes conditions thermo-barométriques, mais également dans des zones de faille pour mieux contraindre l'évolution des minéraux argileux dans ces conditions si particulières. Ces travaux font partie de différents projets et chantiers internationaux en cours au sein de l'unité de recherche B2R, en Nouvelle-Zélande, dans les Pyrénées (Espagne), dans la « Death Valley » (USA) - Projet H2020 MEET et dans le cadre d'expéditions IODP (en Nouvelle-Zélande et au Japon).

En Nouvelle-Zélande, dans le cadre de la thèse de Pierre Malié (autofinancement UniLaSalle) combinée à différents sujets de recherche de L3 et M2, la présence récurrente au sein du miocène de séries argileuses et de débris de végétaux supérieurs, a offert des conditions idéales pour 1) corréler les différents indicateurs thermo-barométriques (IC, séries réactionnelles des phyllosilicates, paramètres b_0 des micas, réflectivité de la vitrinite), et 2) déterminer les conditions thermo-barométriques du trench-slope break. L'échantillonnage réalisé au cours des différentes missions a couvert les différents niveaux stratigraphiques du Miocène et l'ensemble des unités structurales identifiées. Cet échantillonnage a été complété au cours de la thèse par l'étude de deux puits de forage en mer pour comparaison. Il a été ainsi possible de comparer des niveaux de même âge présentant des positions structurales différentes (i.e. sous ou au-dessus des nappes chevauchantes) et inversement. La maille d'échantillonnage choisie devait également permettre de mettre en évidence l'influence ou non de la proximité des accidents majeurs, d'évaluer la maturation organique et l'évolution minéralogique d'une nappe à l'autre. Un intérêt a été porté au caractère progressif ou non de l'évolution verticale des indicateurs thermo-barométriques afin de tester l'influence possible dans le bassin des événements tectoniques matérialisés par les discontinuités principales. Les résultats de cette étude ont permis par la comparaison des différentes méthodes (organiques et minéralogiques) de mettre en évidence la présence de matériels argileux détritiques (minéraux néoformés versus minéraux hérités) dans les échantillons. Cette influence des minéraux détritiques n'aurait pu être mise en évidence sans une approche multi-méthodes.

Ce projet est également complété par une campagne en mer menée par le Dr P. Malié dans le cadre de son post-doc au cours de l'expédition IODP 375 (marge de subduction de Hikurangi en Nouvelle Zélande), à bord du Joides Resolution (mars-mai 2018), et qui visait l'étude de la matière organique au sein de forages en complément de l'étude des minéraux argileux. Dans le cadre des

missions IODP, Dr T. Maison a participé à l'expédition 380 (Nankai, Japon) au début de l'année 2018. Cette mission avait pour objectif : 1) d'améliorer la connaissance de la fosse du Nankai du point de vue de la tectonique, sédimentation et hydrogéologie ; 2) mais aussi cette étude va permettre au sein de l'unité B2R, de comparer l'évolution thermique de la marge de Hikurangi à celle du Nankai.

Un autre domaine d'étude est situé dans les Pyrénées, celui-ci vise l'étude de l'unité Sud-Pyrénéenne Centrale (USPC) qui s'étend du bassin de Jaca à l'Ouest, aux massifs de la Pedraforca et de Cadi à l'Est et depuis la Haute Chaîne au Nord, jusqu'au bassin de l'Ebre au Sud. Constituée d'une série décollée allant du Trias à l'Oligocène, elle représente un vaste domaine trapézoïdal en plats et rampes. Ce dispositif correspond à l'imbrication de 3 sous-unités transportées sur des chevauchements à vergence sud, avec du Nord au Sud et de la plus ancienne à la plus récente, les nappes de Boixols (Maastrichtien), Montsech (Eocène inférieur à supérieur) et Sierras Marginales (Eocène inférieur à Oligocène). La couverture méso-cénozoïque, décollée au niveau des évaporites triasiques, s'est déplacée vers le Sud, chevauchant le Bassin d'avant-pays de l'Ebre, par le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen situé au front des Sierras Marginales.

Dans cette région, les études précédentes montrent :

- Un diachronisme systématique des phénomènes de formation des bassins et de chevauchement du Nord au Sud ;
- De fortes similitudes dans l'architecture et la nature des dépôts au sein de ces bassins ;
- Un contrôle de la sédimentation par la tectonique active au cœur des bassins en piggy-back, se traduisant par des modes de déformation des dépôts syntectoniques et des séquences sédimentaires particulières.

Pour le moment, les études sur ce projet, menées à l'aplomb de mes travaux de recherche le sont dans le cadre de mémoire d'initiation à la recherche (L3). Une étude basée sur un transept orienté N-S de ces bassins offre la possibilité de travailler sur l'influence de la tectonique (liée à la phase pyrénéenne) sur la recristallisation des phyllosilicates, l'évolution de la matière organique et ainsi le degré métamorphique supposé et la maturation du bassin. La répétition de séquences sédimentaires identiques au sein des trois bassins mais d'âge différents permettra de traiter la question de l'évolution spatio-temporelle des marqueurs thermo-barométriques et visera ainsi à établir un lien potentiel avec l'évolution des facteurs de contrôle de la sédimentation influant sur les caractéristiques pétrophysiques des réservoirs pétroliers. Le but est de développer ces études préliminaires dans le cadre de collaborations internationales (espagnole par exemple) afin de pouvoir comparer ce système à ce que nous observons en Nouvelle Zélande.

Le dernier grand projet en devenir pour l'unité B2R (début mai 2018 pour une durée de 42 mois) est le projet associé à la « Death Valley » qui fait partie du projet MEET (**M**ultidisciplinary & multi-context demonstration of **E**GS exploration & **E**xploitation **T**echniques & potentials) en relation avec la géothermie. Ce projet H2020 à caractère international implique 16 partenaires académiques et industriels de différents pays européens (France, Islande, Allemagne, Belgique, Hongrie). Un des buts de ce projet est d'augmenter la production de chaleur à partir des usines existantes et des puits de pétrole convertis, de réduire le LCOE de l'énergie géothermique et de réduire le risque de poursuite du développement des centrales EGS, mais aussi, de recueillir des connaissances sur la production de chaleur et d'électricité EGS dans divers environnements géologiques. Dans ce cadre-là, les minéraux argileux et la matière organique sont utilisés pour déterminer les conditions P-T, et mon expertise visera à répondre à ces questions. De plus, le projet offre la possibilité de poursuivre l'étude des argiles dans les failles et leur comportement dans des systèmes où la circulation de fluides à jouer un grand rôle.

Références bibliographiques (hors publications propres) :

- Dalla Torre, D.T., De Capitani, C., Frey, M., Underwood, M.B., Mullis, J., Cox, S.C., 1996. Very-low temperature metamorphism of shales from the Diablo Range, Franciscan complex, California : New constraints on the exhumation path. *GSA Bull.* 108, 578–601.
- Ferreiro Mählmann, R., 1996. Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein - Teil 2: Korrelation kohlenpetrographischer und mineralischer Parameter. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen* 76, 23–46.
- Ferreiro Mählmann, R., 2001. Correlation of very low grade data to calibrate a thermal maturity model in a nappe tectonic setting, a case study from the Alps. *Tectonophysics* 334, 1–33.
- Frey, M., 1987. *Low temperature metamorphism.* Chapman & Hall, New York - USA.
- Frey, M., Niggli, E., 1971. Illit-Kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen* 51, 229–234.
- Kisch, H.J., 1974. Anthracite & meta-anthracite coal ranks associated with anchimetamorphism & very-low-stage metamorphism. 1. *Proc. K. Ned. Akad. VAN Wet. Ser. B-Palaeontol. Geol. Phys. Chem. Anthropol.* 77, 81–96.
- Teichmüller, M., 1987. Organic material & very low-grade metamorphism. *Low Temp. Metamorph.* 114–161.

a) Publications Rang A

- 1) Maison, T., **Potel, S.**, Malié, P., Ferreiro Mählmann, R., Chanier, F., Bailleul, J., accepté. Low-grade evolutions of clay minerals & organic matter in fault zones of the Hikurangi prism (New Zealand). **Clay Minerals**.
- 2) Malié, P., Bailleul, J., Chanier, F., Toullec, R., Mahieux, G., Caron, V., Field, B., Ferreiro Mählmann, R., **Potel, S.**, 2017. Spatial distribution & tectonic framework of fossil tubular concretions as onshore analogues of cold seep plumbing systems, North Island of New Zealand. **BSGF**, 188, DOI: 10.1051/bsgf/2017192.
- 3) Trullenque, G., Parashar, R., Delcourt, C., Collet, L., Villard, P., **Potel, S.**, 2016. Properties of a pair of fracture networks produced by triaxial deformation experiments: insights on fluid flow using discrete fracture network models. **Hydrogeological Journal**, DOI: 10.1007/s10040-017-1551-y.
- 4) **Potel, S.**, Maison, T., Maillet, M., Sarr, A.C., Doublier, M.P., Trullenque, G., Ferreiro Mählmann, F., 2016. Reliability of very low-grade metamorphic methods to decipher basin evolution: case study from the Markstein basin (Southern Vosges, NE France). **Applied Clay Sciences**, DOI:10.1016/j.clay.2016.10.003.
- 5) Trullenque, G., Parashar, R., Delcourt, C., Collet, L., Villard, P., **Potel, S.**, 2016. Properties of a pair of fracture networks produced by triaxial deformation experiments: insights on fluid flow using discrete fracture network models. **Hydrogeological Journal**, DOI 10.1007/s10040-016-1468-x
- 6) Doublier, M.P., **Potel, S.**, Wemmer, K., 2015. The tectono-metamorphic evolution of the very low-grade hangingwall constrains two-stage gneiss dome formation in the Montagne Noire (Southern France). **Journal of Metamorphic Geology**, 33; 71-89.
- 7) Doublier, M.P., Roache, T., **Potel, S.**, Laukamp, C., 2012. Short-wavelength infrared spectroscopy of chlorite can be used to determine very low metamorphic grades. **European Journal of Mineralogy**, 24, 891-902.
- 8) Doublier, M.P., **Potel, S.**, Franke, W., & Roache, T., 2012. Very low-grade metamorphism of Rheno-Hercynian allochthons (Variscides, Germany): facts & tectonic consequences. **International Journal of Earth Sciences**, DOI: 10.1007/s00531-011-0718-3.
- 9) Ferreiro Mählmann, R., Nieto, F., Bozkaya, O., **Potel, S.**, Türkmenoğlu, A. G., 2012. Preface: clay mineral diagenesis & very low-grade metamorphic processes. Proceedings of the 2011 Frey–Kübler symposium. **Swiss Journal of Geosciences**, 105, 117-120.
- 10) Ferreiro Mählmann, R., Botzkaya, O., **Potel, S.**, Le Bayon, R., Šegvić B. & Nieto García, F., 2012. The pioneer work of Bernard Kübler & Martin Frey in very low-grade metamorphic terranes: paleo-geothermal potential of variation in Kübler-Index/organic matter reflectance correlations. A review. **Swiss Journal of Geosciences**, 105, 121-152.
- 11) Hetherington, C., Nakrem, H. A. , & **Potel, S.**, 2012. Note on the composition & mineralogy of Wenlock Silurian bentonites from the Ringerike District: Implications for local & regional stratigraphic correlation & sedimentary environments. **Norwegian Journal of Geology**, 91, 181-192.
- 12) **Potel, S.**, & Trullenque, G., 2012. Study of the very low-grade metamorphism in the Dauphinois Domain, SE of Pelvoux Massif (Alps, France). **Swiss Journal of Geosciences**, 105, 235-247.
- 13) Franke, W., Doublier, M.P., Klama, K., **Potel, S.**, & Wemmer, K., 2011. Hot metamorphic core complex in a cold foreland. **International Journal of Earth Sciences**, 100, 753–785.

- 14) Zulauf, G., Gutiérrez-Alonso, G., Kraus, R., Petschick, R., & **Potel, S.**, 2011. Formation of chocolate-tablet boudins in a foreland fold & thrust belt: A case study from the external Variscides (Almogrove, Portugal). *Journal of Structural Geology*, 33, 1639-1649.
- 15) Doublier, M.P., Roache, T., & **Potel, S.**, 2010. Short-wavelength infrared spectroscopy: A new petrological tool in low-grade to very low-grade pelites. *Geology*, 38, 1031–1034.
- 16) Doublier, M.P., Roache, T., & **Potel, S.**, 2010. Application of SWIR spectroscopy in very low-grade metamorphic environments: a comparison with XRD methods. *Geological Survey of Australia Record*, 07/2010, pp. 61.
- 17) El Korh, A., Schmidt, S.Th., Ulianov, A., & **Potel, S.**, 2009. Trace Element Partitioning in HP/LT Metamorphic Assemblages during Subduction-related Metamorphism, Ile de Groix, France: a Detailed LA-ICPMS Study. *Journal of petrology*, 50, 1107-1148.
- 18) **Potel, S.**, 2007. Very low-grade metamorphism study in the Pre-Late Cretaceous terranes of New Caledonia (SW Pacific): implications on the metamorphic distribution. *Island Arc*, 16, 291-305.
- 19) **Potel, S.**, Ferreira Mählmann, R., Stern, W.B., Mullis, J. & Frey, M., 2006. Very low-grade metamorphic evolution of pelitic rocks under high-pressure/low-temperature conditions, NW New Caledonia (SW Pacific). *Journal of Petrology*, 47, 991-1015.
- 20) Doublier, M.P., **Potel, S.** & Wemmer, K., 2006. Variscan externides in the French Massif Central: age & grade of metamorphism in the eastern Monts de Lacaune. *Geodynamica Acta*, 19, 391-407.
- 21) Rahn, M.K., **Potel, S.** & Steinmann, M., 2003. Chloritoid in the Penninic Tomül nappe: HP or LP formation? A reply to a comment by R. Oberhänsli, R. Bousquet, & B. Goffé. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 83, 345-348.
- 22) Ceriani, S., Fügenschuh, B., **Potel, S.** & Schmid, S.M., 2003. The tectono-metamorphic evolution of the Frontal Penninic units of the Western Alps: correlation between low-grade metamorphism & tectonic phases. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 83, 111-131.
- 23) **Potel, S.**, Schmidt, S.Th. & de Capitani, C., 2002. Composition of pumpellyite, epidote & chlorite from New Caledonia – How important are metamorphic grade & whole-rock composition? *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 82, 229-252.

b) Publications autres

- 1) Maison, T., **Potel, S.**, 2016. Apports des argiles dans l'étude des ressources potentielles du bassin du Markstein (Vosges). Conference Paper, JNGG 2016 <http://jngg2016.sciencesconf.org/809468JNGG2016-6-8/07/2016>
- 2) Cornillon, S., Trullenque, G., **Potel, S.**, Combaud A., Henk, A., Laux, D., 2014. Intérêt de deux approches géomatiques (SIG et LIDAR terrestre) pour la détermination de champs de contraintes. Cas du pluton granitique de Malsburg (Forêt Noire, Allemagne). Conference Paper, *SAGEO 2014, Grenoble, France*.
- 3) **Potel, S.**, 2001. Very low-grade metamorphism of northern New Caledonia. PhD thesis, Basel, 207 pp.
- 4) Jahn, B.M., Chen, B., Li, H. & **Potel, S.**, 2001. Continental subduction & mantle metasomatism: consequence on the Cretaceous magmatism & implications for the architecture of the Dabie Orogen. *UHPM workshop at Waseda University, Japan*. p. 147-154. (Résumé étendu)
- 5) **Potel, S.**, 1997. Etude géochimique et géochronologique des gneiss granitiques du terrain à Ultra Haute Pression du Dabieshan, Chine centrale. Implications tectoniques. *Mémoires de Stages 1996-1997, Université Rennes I*, 15-28.

c) Principaux résumés

Communications invitées

1. **Potel, S.**, 2015. Introduction & application of short wavelength infrared spectroscopy in very low-grade petrology: a case study in the Montagne Noire (South of France). TU Darmstadt Kolloquium, 10 février 2015.
2. **Potel, S.**, Doublier, M.P. & Roache, T., 2011. Application of short wavelength infrared spectroscopy for very low-grade petrology of chlorites. *European Clay Conference, Euroclay 2011, Book of Abstracts*, p. 24. Invited Lecturer.

Communications orales

1. **Potel, S.**, Maison, T., Malié, P., Doublier, M.P. & Ferreiro Mählmann, R., 2018. Correlation between clay minerals & organic matter: potential source of information for paleo-geothermal evolution under low-grade metamorphic conditions. *26ème Réunion des Sciences de la Terre, Lille, France 22-26/10/2018*.
2. Malié, P., Bailleul, J., Chanier, F., **Potel, S.**, Mahieux, G., Maison, T. & Ferreiro Mählmann, R., 2018. Geodynamic history & hydrocarbon migration system of the Hikurangi accretionary prism (North Island, New Zealand). *26ème Réunion des Sciences de la Terre, Lille, France 22-26/10/2018*.
3. Malié, P., Bailleul, J., Chanier, F., **Potel, S.**, Mahieux, G., Toullec, R. & Ferreiro Mählmann, R., 2018. Fossil seafloor oil & gas hydrocarbon seepage – impact on the shallow fluid migration system of the Hikurangi prim (North Island, New Zealand). *26ème Réunion des Sciences de la Terre, Lille, France 22-26/10/2018*.
4. Maison, T., **Potel, S.**, Malié, P., Ferreiro Mählmann, R., Chanier, F., Mahieux, G. & Bailleul, J., 2018. Low-grade evolution of clay minerals & organic matter in fault zones of the Hikurangi prism (New Zealand). *26ème Réunion des Sciences de la Terre, Lille, France 22-26/10/2018*.
5. Malié, P., Ferreiro Mählmann, R., Bailleul, J., Maison, T., Chanier, F., Toullec, R., Mahieux, G., Field, B. & **Potel, S.**, 2017. Diagenetic organic matter & clay studies to precise the geodynamic history & hydrocarbon migration system of the Hikurangi prism (North Island, New Zealand). *33rd International Meeting of Sedimentology, 16ème congrès français de sédimentologie*, abstract book, 10-12 octobre 2017, Toulouse, p. 71.
6. Bailleul, J., Malié, P., Chanier, F., Mahieux, G., Toullec, R., Gagnaison, C., Maison, T., **Potel, S.** & Caron, V., 2017. Deformation, basin development, fluid migrations & shelf deposits on the lower trench slope of the Hikurangi prism (North Island, New Zealand). *33rd International Meeting of Sedimentology, 16ème congrès français de sédimentologie*, abstract book, 10-12 octobre 2017, Toulouse, p. 574.
7. **Potel, S.**, Maison, T., Doublier, M.P., Ferreiro Mählmann, F., 2017. Illites indices under low-temperature conditions to decipher complex geodynamic evolution, a review. *16th International Clay Conference (ICC 2017), Granada, Spain, 17-21/07/2017*.
8. Malié, P., **Potel, S.**, Ferreiro Mählmann, R., Bailleul, J., Chanier, F., Maison, T., Toullec, R., Mahieux, G., Field, B., 2017. Application of organic matter & clay studies to the mio-Pliocene tectonic history of the Hikurangi prism (North Island, New Zealand). *16th International Clay Conference (ICC 2017), Granada, Spain, 17-21/07/2017*.
9. **Potel, S.**, Maison, T., Maillet, M., Sarr, A.C., Doublier, M.P., Trullenque, G., Ferreiro Mählmann, F., 2016. Reliability of very low-grade metamorphic methods to decipher basin evolution: case study from the Markstein basin (Southern Vosges, NE France). *25ème Réunion des Sciences de la Terre, Caen, France 24-28/10/2016*.

10. Malié, P., Bailleul, J., Chanier, F., Toullec, R., Mahieux, G., Caron, V., **Potel, S.**, 2016. Relationships between tectonic structures & cold seep plumbing systems on active accretionary margins from field exposures of tubular concretions (North Island, New Zealand). *25ème Réunion des Sciences de la Terre, Caen, France 24-28/10/2016*.
11. Toullec, R., Bailleul, J., Malié, P., Chanier, F., Mahieux, G., **Potel, S.**, 2016. Miocene carbonates pipes from the Hikurangi active margin (New Zealand, North Island): From early initiation to migration pathway. *25ème Réunion des Sciences de la Terre, Caen, France 24-28/10/2016*.
12. **Potel, S.**, Maillet, M., Sarr, A.-C., Doublier, M.P., Maison, T., & Ferreiro Mählmann, R., 2015. Reliability of very low-grade metamorphic methods to decipher basin evolution: cases studies from basins of the Southern Vosges (NE France). *Euroclay, Edinburgh 2015*, abstract book p. 125.
13. **Potel, S.**, Chassagnac, D., Laffay, M., Maillet, M., Sarr, A.-C., Doublier, M., & Ferreiro Mählmann, R., 2014. Low-Grade metamorphic study based on Arkai Index & Kübler Index correlations in basins of Southern Vosges (NE France). *7th Mid-European Clay Conference, Dresden, Germany, abstractbook* p. 114.
14. Cornillon, S., Combaud, A., Trullenque, G., Bain, O., Henk, A., Chalumeau, L., Devos, A., Lejeune, O., **Potel, S.**, 2014. Comparaison du contrôle géomorphostructural de réseaux hydrographiques par traitement automatique sous ArcGIS. Cas des massifs des Vosges et de la Forêt Noire. *Conférence Francophone ESRI-SIG 2014, Paris Versailles, France*.
15. Tuduri, J., Pourret, O., Gloaguen, E., Gouin, J., **Potel, S.**, Dörr, D., Colin, S., & Chevillard, M., 2014. U-Pb age & geochemistry of authigenic monazites of the Armorican Massif. Implications for formation of monazite-(MREE) from paleozoic shales. *24ème Réunion des Sciences de la Terre, Pau, France*.
16. Ferreiro Mählmann, R., Botzkaya, O., **Potel, S.**, Le Bayon, R., Šegvić, B. & Nieto García, F., 2012. "Clay mineral diagenesis/very low-grade metamorphic processes". *Abstract Volume 10th Swiss Geoscience Meeting*, p. 80.
17. **Potel, S.**, Doublier, M.P. & Roache, T. 2010. Short Wavelength InfraRed petrology: a new laboratory & remote sensing method in low to very low-grade pelites. Présenté à *IMA 2010 - 20th General Meeting of the International Mineralogical Association*, Août 21, Budapest, Hungary. *Mineralogica-Petrographica Abstract Series*, 6, p. 703.
18. Doublier, M.P., **Potel, S.**, Franke, W. & Wemmer, K., 2006. Dating of tectono-metamorphic evolution in foreland belts: a combined study of very low-grade metamorphism & K-Ar geochronology in Montagne Noire (S-France). *Réunion des Sciences de la Terre -2006*, Dijon.
19. El Korh, A., Schmidt, S.Th., **Potel, S.** & Ballèvre, M., 2006. Garnet in mafic rocks of Ile de Groix (France) & ist relationship to the tectonic units & whole rock composition. *4th Swiss Geoscience Meeting*, Bern.
20. **Potel, S.**, Ferreiro Mählmann, R. & Stern, W.B., 2004. Use of low-grade metamorphic tools in order to decipher the metamorphic zonation in northern New Caledonia (SW Pacific): implications of phyllosilicate characteristics. *Réunion des Sciences de la Terre - GV 2004*, Strasbourg.
21. Franke, W., Dörr, W., Doublier, M.P., **Potel, S.** & Stein, E., 2004. The Granite pump: heating & exhumation of LP/HT-rocks in the Montagne Noire (S-France). *Réunion des Sciences de la Terre - GV 2004*, Strasbourg.
22. **Potel, S.**, Schmidt, S. Th. & de Capitani, C., 2003. Thermodynamic modelling for metabasites in New Caledonia (SW Pacific): factors controlling the mineral assemblages & the mineral compositions. *Geophysical Research Abstracts*, 5, 03907.
23. **Potel, S.**, Ferreiro Mählmann, R., Stern, W.B., Mullis, J. & Frey, M., 2002. Evolution de la zone métamorphique à HP-BT en Nouvelle-Calédonie septentrionale. *19^{ème} Réunion des Sciences de la Terre*, 199.

24. Ferreiro Mählmann, R., Belmar, M., Ciulavu, M., Dalla Torre, M., Petrova, T., **Potel, S.**, Schmidt, D., Zimmermann, B., Barrenechea, J. & Ernst, G. W., 2002. Anwendungsmöglichkeiten der Bituminitreflexion zur Erkennung mehrphasiger, niedriggradiger Metamorphosen: tektono-metamorphe und genetische Folgerungen. *TSK IX – Erlangen*, 25.
25. **Potel, S.**, Ferreiro Mählmann, R. & Frey, M., 2001. Low grade Metamorphism in Northern New Caledonia: Evolution of Metapelites Under HP-LT Conditions. *J. Conf. Abs.*, 6, 230.
26. **Potel, S.** & Frey, M., 2000. Etude pétrographique du métamorphisme de très bas-degré (HP-BT) en Nouvelle-Calédonie septentrionale. *18^{ème} Réunion des Sciences de la Terre*, 214.
27. **Potel, S.** & Frey, M., 2000. Low-Grade Metamorphism in Northern New Caledonia (SW Pacific Ocean). *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft Beihefte zum European Journal of Mineralogy*, 12, 157.
28. **Potel, S.** & Jahn, B.M., 1998. L'Orogène du Dabieshan : Messages des Gneiss Granitiques associés avec des Roches Métamorphiques à UHP. *17^{ème} Réunion des Sciences de la Terre*, 178.
29. Jahn, B.M., **Potel, S.**, Villa, I., Whitehouse, M. & Andriessen, P., 1999. Age & Isotopic Constraints to the Architecture of the Dabie UHP Metamorphic Terrane, China. *J. Conf. Abs.*, 5, 111.

Poster

1. Toullec, R., Bailleul, J., Malié, P., Chanier, F., Mahieux, G., Caron, V. & Potel, S., 2018. Les cheminées carbonatées de la marge Hikurangi (Nouvelle-Zélande, île Nord) : mise en place et traçage des circulations de fluides en contexte de marge active. *26^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Lille, France 22-26/10/2018*.
2. Malié, P., Bailleul, J., Ferreiro Mählmann, R., Chanier, F., Toullec, R., Mahieux, G., Maison, T., Field, B. & **Potel, S.**, 2017. Solid bitumen in Miocene tubular carbonate concretions: implications for hydrocarbon migrations & paleo cold seep systems in the Hikurangi prism (North Island, New Zealand). *33rd International Meeting of Sedimentology, 16^{ème} congrès français de sédimentologie*, abstract book, 10-12 octobre 2017, Toulouse, p. 573.
3. Maison, T., **Potel, S.**, Malié, P., Chanier, F. & Bailleul, J., 2017. Mineralogical & cristallographic evolutions of clay minerals in faults of the Hikurangi prism (New Zealand). *16th International Clay Conference (ICC 2017), Granada, Spain, 17-21/07/2017*.
4. Maison, T., **Potel, S.**, Malié, P., Gagnaison, C., Proudhon, B. & Bailleul, J., 2016. Caractérisation du métamorphisme de bas-degré des systèmes turbiditiques syn-orogéniques des bassins d'avant-pays sud-pyrénéens. *25^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Caen, France 24-28/10/2016*.
5. Malié, P., **Potel, S.**, Ferreiro Mählmann, R., Bailleul, J., Chanier, F., Toullec, R., Mahieux, G., Crombez, V., Maison, T. & Field, B., 2016. Multi-proxy analysis of the burial history of slope basins on the Hikurangi accretionary wedge (North Island, New Zealand). *25^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Caen, France 24-28/10/2016*.
6. Trullenque, G., Parashar, R., Delcourt, C., Collet, L., Villard, P. & **Potel, S.**, 2016. Simulation des propriétés hydrauliques d'un réseau de fracture expérimental. Apports de la modélisation numérique par éléments finis. *25^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Caen, France 24-28/10/2016*.
7. Malié, P., **Potel, S.**, Ferreiro-Mahlmann, R., Bailleul, J., Chanier, F., Mahieux, G., Crombez, V. & Field, B., 2015. Study of the low-grade thermal evolution of the Wairarapa area, North Island, New Zealand. *Euroclay 2015, Edinburgh, UK, 5-10 july 2015*, p.246.

8. Cornillon, S., Trullenque, G., Combaud A., **Potel, S.**, Henk, A., Laux, D., 2014. Interest of two geomatical approaches (GIS & terrestrial LIDAR) in the stress field determination: Marlsburg plutonic unit case (Black Forest, Germany). *SAGEO 2014, Grenoble, France*.
9. Malié, P., **Potel, S.**, Bailleul, J., Chanier, F., Mahieux, G., Caron, V., Crombez, V., Vautier, Y., Nicol, A., Field, B., & Ferreiro-Mahlmann, R., 2014. Factors controls on the thermal evolution of slope basins of the Hikurangi subduction wedge, North Island, New Zealand. *24ème Réunion des Sciences de la Terre, Pau, France*.
10. Chassagnac, D., Laffay, M., Maillet, M., Sarr, A.-C., & **Potel, S.**, 2014. Low-grade metamorphic study based on Árkai Index & Kübler Index correlation in Markstein basin (Southern Vosges, NE France). *24ème Réunion des Sciences de la Terre, Pau, France*.
11. Faivre, C., Giniaux, J., Saby, P., Vrentzos, N., Laurent-Charvet, S. & **Potel, S.**, 2010. Etude tectono-métamorphique et modélisation thermodynamique des schistes X en bordure des Massifs de Nore et de l'Agoût (Montagne Noire, France), *Réunion des Sciences de la Terre - 2010, Bordeaux*.
12. Doublier, M.P., **Potel, S.**, Franke, W., Wemmer, K. & Brandt, I.W., 2005. From compression to extension in an external part of the Variscan belt: new geochronological & tectonometamorphic data (S French Massif Central). *GV-DGG-2005, Erlangen*.
13. Doublier, M.P., **Potel, S.**, Franke, W. & Wemmer, K., 2005. Metamorphic evolution of southern flank of Montagne Noire (Variscan belt, France) & its implications. *GV-DGG-2005, Erlangen*.
14. **Potel, S.** & Trullenque, G., 2004. Very low-grade metamorphism in the Dauphinois Domain, SE of Pelvoux Massif (Alps, France): relationships between deformation & metamorphic indicators. *Réunion des Sciences de la Terre - GV 2004, Strasbourg*.
15. Doublier, M.P., Franke, W., Brandt, I.W. & **Potel, S.** & Wemmer, K., 2004. Extension versus compression in the core complex of the Montagne Noire: evidence from the Palaeozoic mantle. *Réunion des Sciences de la Terre - GV 2004, Strasbourg*.
16. **Potel, S.**, Schmidt, S.Th. & de Capitani, C., 2001. Composition of Pumpellyite & Chlorite From New Caledonia – How Important is Metamorphic Grade & Whole Rock Composition?. *J. Conf. Abs.*, 6, 234.
17. **Potel, S.** & Frey, M., 1999. Very Low-Grade Metamorphism of Northern New Caledonia. *J. Conf. Abs.*, 5, 164.
18. **Potel, S.** & Frey, M., 1999. LT-HP metapelites from Northern New Caledonia. *Program with abstracts Euroclay'99*, 122.

Diagenèse et anchimétamorphisme (métamorphisme de très bas degré)

I. Introduction

Le métamorphisme est le processus qui conduit à des changements dans la minéralogie et/ou structure et/ou la composition chimique des roches à l'état solide. Ces changements sont causés par des conditions physiques et/ou chimiques qui se produisent juste après la sédimentation et qui continuent avec l'augmentation de l'enfouissement (Frey, 1987). Tilley (1924) a introduit le terme de « metamorphic grade » (degré métamorphique). La température et la pression sont les principaux facteurs physiques de contrôle des processus métamorphiques. Cependant, lorsque l'on parle d'une augmentation de degré métamorphique, on se réfère en terme de métamorphisme à une augmentation de température principalement (Winkler, 1974 ; Turner, 1981 et Bucher & Frey, 2002). Quatre grandes divisions ont pu être faites sur ce principe pour délimiter différentes zones métamorphiques en fonction de la température (Winkler, 1974). Par ordre croissant de la température, on trouve respectivement : les très bas (very-low), bas (low), moyen (medium) et haut (high) degrés métamorphiques (Figure 1). Il arrive que dans certains cas, une information sur la pression soit indiquée en complément (Winkler, 1974). La limite inférieure du métamorphisme de très bas degré est définie par la fin de la diagenèse et est dépendante de la nature du matériel de départ. En effet, dans les roches riches en matière organique, vitreuses ou de type évaporitiques, les réactions de transformations commencent à des températures plus basses que dans les roches silicatées et carbonatées. Ainsi, la limite inférieure du métamorphisme peut être fixée à $150 \pm 50^\circ\text{C}$ (Bucher & Frey, 2002), et la limite supérieure de cette zone est fixée par le début du faciès des schistes verts pour des températures supérieures à 300°C à basse pression (Winkler, 1974 ; Bucher & Frey, 2002) (Figure 1). Cette zone entre la diagenèse et le faciès des schistes verts comme défini par (Eskola, 1915) est appelée zone de l'anchimétamorphisme ou zone du métamorphisme de très bas degré ou encore « sub-greenschist facies » (Winkler, 1974).

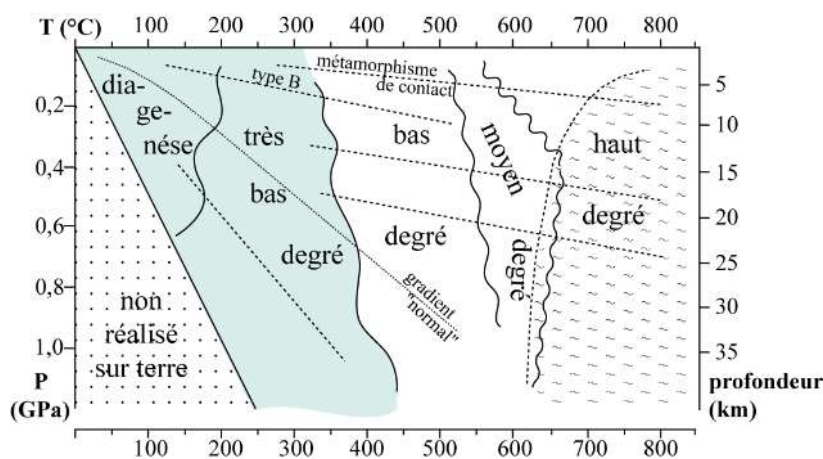


Figure 1 : Diagramme P-T schématisé pour le métamorphisme de contact et pour différents types de métamorphismes régionaux (d'après Winkler, 1974).

Chaque zone métamorphique est définie par des minéraux index caractéristiques, tels que chlorite, biotite, grenat almandin, staurotide, disthène et sillimanite (Bucher & Frey, 2002). Dans la zone du métamorphisme de très bas degré, très peu de réactions et d'isogrades de minéraux index sont présents mis à part pour les zéolithes et les phyllosilicates. De même à l'échelle de la roche, on note en général un état de déséquilibre thermodynamique (Ferreiro

Mählmann et al., 2012). Pour cette raison, pendant de nombreuses années, la plupart des études du métamorphisme concernaient les zones à températures supérieures à 300°C et la première apparition de minéraux néoformés comme la biotite, le chloritoïde ou l'actinote (Turner, 1981 ; Winkler, 1974 ; Bucher & Frey, 2002). Dans les zones de métamorphisme de très bas degré, la petite taille des grains (infra millimétrique) rend l'étude des minéraux néoformés très durs au microscope polarisant. Pour cela, pendant très longtemps, les zones de très bas degré étaient assimilées à des zones à chlorite, illite sans réelle étude de l'évolution du métamorphisme au sein de ces zones. Avec l'apparition de nouvelles méthodes et le développement des technologies, l'anchimétamorphisme est devenu plus intéressant au cours de ces 50 dernières années pour le domaine de la pétrologie du métamorphisme. Parmi ces « nouvelles » méthodes, les suivantes sont celles développées dans le cadre de ma recherche sur les études du métamorphisme de très bas degré, et présentées par la suite de ce chapitre :

- Le microscope électronique à balayage pour mieux identifier les phases présentes optiquement,
- La microsonde électronique pour l'analyse chimique des phases et les calculs thermodynamiques pour déterminer les conditions chimiques ou P-T de formation des phases à l'équilibre,
- La diffraction des rayons X pour identifier les silicates calco-alumineux et les phyllosilicates, mais aussi caractériser le degré de « cristallinité » de l'illite ou de la chlorite,
- Le degré de maturité de la matière organique par réflectivité de la lumière ou par spectrométrie Raman,
- La composition isotopique et géochronologique des isotopes stables (O, C) ou radiogéniques (Rb-Sr, K-Ar),
- La micro-thermométrie des inclusions fluides dans le quartz ou la calcite pour identifier les conditions de formations de ces minéraux.

II. Méthodes d'étude

A) MINÉRAUX INDEX

Les minéraux les plus intéressants pour le métamorphisme de très bas degré sont les phyllosilicates et les silicates calco-alumineux. Ces minéraux marquent le début du métamorphisme et leur apparition est fonction des conditions de pression (P) et température (T), mais aussi de la composition chimique du protolithe. Voici quelques-uns de ces minéraux caractéristiques du métamorphisme de très bas degré et les diagrammes P-T caractéristiques pouvant y être associés en fonction de la nature du protolithe :

- Fe- et Mg-carpholite (Fe-, Mg-Carph) (roche pélitique riche en Al) (Figure 2)
- Glaucofane (Gln) (roche basique) (Figure 3)
- Lawsonite (Lws) (roche basique) (Figure 3)
- Paragonite (Pg) (roche pélitique) (Figure 2)
- Prehnite (Prh) (roche basique)
- Pumpellyite (Pmp) (roche basique) (Figure 3)
- Zéolite (Zeo) (roche basique) (Figure 3)
- Actinote (Act) (roche basique) (Figure 3)
- Pyrophyllite (Prl) (roche pélitique riche en Al) (Figure 2)
- Stilpnomélane (Stp) (roche pélitique riche en Al)

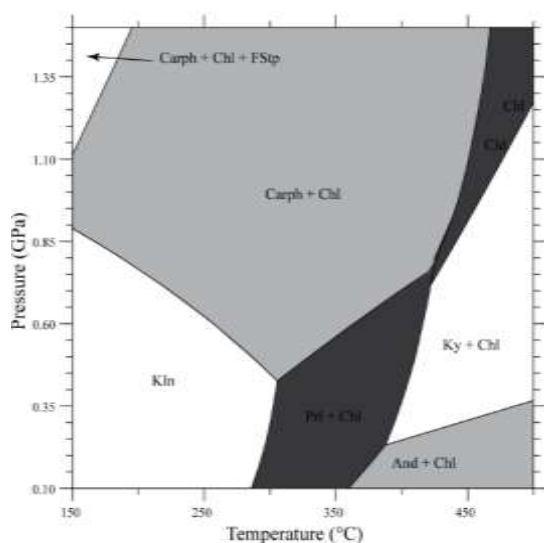


Figure 2 : Pseudo-section P-T pour des pélites hyper alumineuses. Modélisation réalisée sous DOMINO-THERIAK (de Capitani & Brown, 1987 ; de Capitani, 1994). Qtz, Pg et eau sont en excès dans le système. Les abréviations sont d'après Kretz (1983).

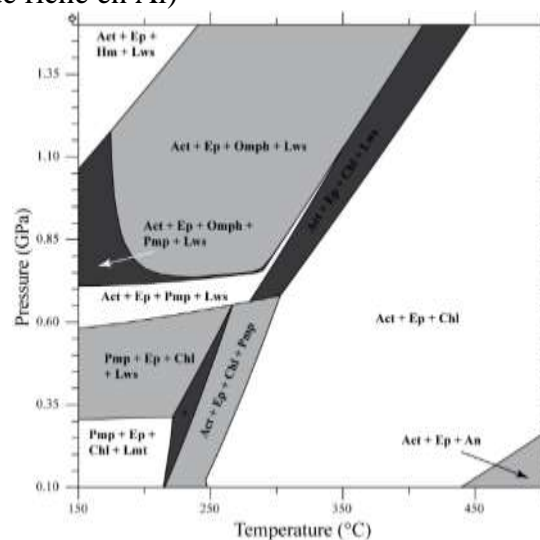


Figure 3 : Pseudo-section P-T pour des metabasites. Modélisation réalisée sous DOMINO-THERIAK (de Capitani & Brown, 1987 ; de Capitani, 1994). Qtz et eau sont en excès dans le système. Les abréviations sont d'après Kretz (1983).

Il est à noter toutefois que ceux-ci peuvent également apparaître en tant que minéraux détritiques au sein des roches sédimentaires. Dans ce cas, une étude au microscope optique ou électronique peut permettre de lever le doute sur leur origine.

B) DIFFRACTION DES RAYONS X

A cause de la faible taille des grains, cette méthode est la plus rapide et la plus économique de celles utilisées pour l'étude du métamorphisme de bas degré. Elle permet, dans un premier temps, de déterminer de manière semi-quantitative et semi-qualitative les phases présentes dans la roche. De manière complémentaire, l'étude des fractions inférieures à 2 μm permet de mettre en évidence les phyllosilicates néoformés.

Cette méthode a permis de développer une technique permettant de caractériser les roches sédimentaires de très bas degré en utilisant les indices de « cristallinité » des phyllosilicates. Ainsi, les changements de forme et du rapport de netteté du pic de l'illite à 10 Å sont caractéristiques des changements du degré de métamorphisme. Il est reconnu qu'une diminution constante du rapport hauteur-largeur du pic à 10 Å existe avec l'augmentation du degré métamorphique (Weaver, 1961). Depuis Kübler (1967), la « cristallinité » de l'illite (IC) est utilisée comme un paramètre, empiriquement relié à l'agrégation des feuillets de l'illite (Ferreiro Mählmann et al., 2012). La température est reconnue comme étant le paramètre le plus important affectant les valeurs de l'IC (Kübler, 1967; Kübler, 1968). En règle générale, la valeur de l'IC diminue (ce qui correspond à une augmentation de la « cristallinité ») avec l'augmentation de la température (par exemple lors de l'enfouissement sédimentaire ou la superposition tectonique de différentes unités). Les variations de l'IC sont attribuées à différents phénomènes : 1) une diminution de la proportion d'argiles gonflantes (en particulier dans des conditions de basses températures diagenétiques); 2) une augmentation de l'épaisseur principale des cristallites, souvent causée par la diminution du nombre de défauts affectant les liaisons de couches à couches; 3) une diminution des déformations du réseau cristallin des cristallites (Merriman & Peacor, 1999; Árkai *et al.*, 2002). Ceci a été mis en évidence dans les auréoles de métamorphisme de contact et par des expériences hydrothermales (Krumm, 1984). Cette « cristallinité » de l'illite est définie comme la largeur à mi-hauteur (FWHM en anglais) de la première réflexion basale de l'illite sur les diffractogrammes et est exprimée en $\Delta^{\circ}2\theta$ (Frey, 1987; Guggenheim *et al.*, 2002). Guggenheim *et al.* (2002) recommandent de se référer aux valeurs de l'indice en citant l'auteur décrivant les procédures pour générer les valeurs de l'indice et la calibration. En effet, Kisch a montré que la méthode de l'IC n'est pas calibrée de manière homogène. Pour cela, on parle d'IC pour les valeurs brutes et de KI (indice de Kübler) après étalonnage par rapport à l'échelle de Kübler (Ferreiro Mählmann *et al.*, 2012). Dans le but de permettre la comparaison entre les différents laboratoires et les différents terrains d'étude, des standards existent pour calibrer les différents échantillons en se référant aux zones définies par Kübler (Warr & Rice, 1994; Warr & Ferreiro Mählmann, 2015) (Figure 4).

En complément de cette méthode, la mesure du paramètre b_0 des micas blancs potassiques (appelé également paramètre b_0) peut être utilisée pour décrypter l'évolution métamorphique des roches (Sassi & Scolari, 1974; Sassi, 1972). L'évolution du paramètre cristallographique de la maille des micas blancs est ainsi utilisée comme une estimation du gradient de pression atteint dans les roches métapélitiques de bas degré métamorphique (Frey & Robinson, 1999). Potel *et al.* (2006) et Potel *et al.* (2016) ont montré que cette méthode, dans le cadre d'un

métamorphisme pluri-faciès, pouvait conserver l'enregistrement du type de métamorphisme précédent.

Degré métamorphique	KI	ÁI
<i>Diagenèse</i>	0,42	0,33
<i>Bas Anchizone</i>		
<i>Haute Anchizone</i>	0,30	
<i>Epizone</i>	0,25	0,24

Figure 4 : limite des différentes zones métamorphiques pour KI (indice de Kübler) et ÁI (indice d'Árkai).

Árkai (1991) et Árkai *et al.* (1995) ont proposé une méthode similaire en utilisant la « cristallinité » de la chlorite (ChC) (appelé également index d'Árkai, (Guggenheim *et al.*, 2002) pour enregistrer les progressions des réactions au cours de la diagenèse et du métamorphisme de bas degré. Cette méthode, bien que moins sensible, permet de suivre la progression du métamorphisme particulièrement dans les roches plus basiques (par exemple, les roches volcaniques) au sein desquelles il n'y a pas de micas blancs.

C) ETUDES DE LA MATIERE ORGANIQUE

- Réfectivité de la matière organique

La méthode la plus utilisée dans l'étude de la matière organique est celle de la réfectivité de la vitrinite. Cette méthode a été principalement développée et utilisée au départ pour la détermination de la carbonisation du charbon et plus tard pour l'exploration des hydrocarbures au cours des deux derniers siècles. Les premières études au microscope de la matière organique ont été réalisées dès 1854 (Stach *et al.*, 1982). White & Thiessen (1913) publient le premier manuel « The origin of coal » sur les études microscopiques de la matière organique. Différents ouvrages ont également été publiés ultérieurement comme ceux de Stach *et al.* (1971) et Taylor *et al.* (1998) qui traitent de la caractérisation et de l'évolution de la matière organique.

Dans le domaine de la diagenèse et du métamorphisme de très bas degré, la matière organique présente dans les roches sédimentaires réagit de manière beaucoup plus sensible à

l'effet de la température que les minéraux. La maturation de la matière organique des charbons et kérogènes est le produit simple de réactions irréversibles telles que : déshydratation, dégazage, ainsi que la compression des molécules d'hydrocarbures, ce qui correspond à l'augmentation des cycles aromatiques. Ces réactions sont désignées sous le nom de houillification chimique et mesurée par la réflectivité de la matière au microscope. Les macéraux que l'on peut retrouver dans les roches sédimentaires sont répartis dans trois grands groupes à partir de leurs minéralogies et structures (Stach *et al.*, 1982). Les trois grands groupes ainsi déterminés sont : la vitrinite qui représente des fragments de végétaux dits « supérieurs » comme le bois ; l'exinite (ou liptinite) qui correspond à des fragments de spores, pollens, résines et cuticules ; l'inertinite qui sont les résidus oxydés de débris de plantes.



Figure 5 : Microscope Leitz (Ortholux 2 POL BK) avec un objectif de 125x à immersion d'huile utilisant une lumière monochromatique polarisée (546 nm) et un photomultiplicateur MPV de Leitz (Université de Giessen, Allemagne).

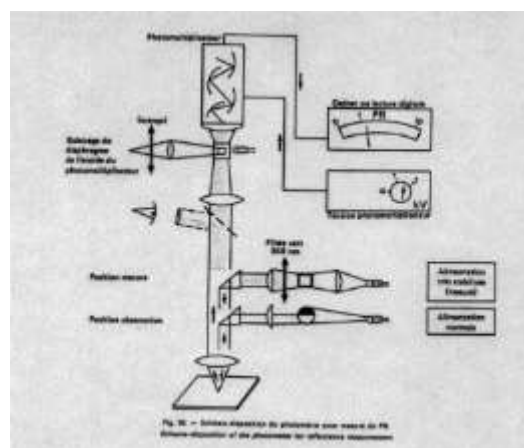


Figure 6 : Schéma du principe de fonctionnement d'un microscope polarisant pour la mesure du pouvoir réflecteur de la matière organique.

Les particules mesurées, les mieux caractérisées, sont celles de la vitrinite, donnant le nom à la méthode de mesure de la réflectivité de la vitrinite (« vitrinite reflectance »). Des études récentes montrent que l'utilisation de la bituminite (groupe de l'inertinite) est une méthode également intéressante pour enregistrer les évolutions thermiques au sein des roches (Ferreiro Mählmann & Le Bayon, 2016). Dans tous les cas, ces mesures se font au microscope à réflexion (Figure 5 et Figure 6) sur des préparations d'échantillons polis en mesurant la proportion de lumière qui se reflète sur les phytoclastes. Cette valeur est exprimée en % et dénommée R (R_{max} , R_{min} ou R_0 en fonction de la méthode utilisée pour les mesures).

L'intérêt de l'étude de la matière organique réside dans le fait que les conditions de température mesurées à l'heure actuelle, sont les maximums de température subie par la roche. En effet, les réactions de transformations de la matière organique sont des processus irréversibles (déshydratation, volatilisation...).

- Index d'altération des conodontes (CAI)

Depuis les travaux de Epstein *et al.* (1977), l'index d'altération des conodontes (CAI) est utilisé couplé à une étude structurale fine (Königshof, 1992 ; Nowlan & Barnes, 1987 ; Rejebian *et al.*, 1987) pour la détermination des degrés du métamorphisme et de la diagenèse. Les conodontes sont des fragments de l'appareil masticatoire de microfossiles des premiers chordés (Figure 7) que l'on trouve depuis la fin du Cambrien jusqu'à la fin du Trias (Aldridge & Donoghue, 1998). Les conodontes sont utilisés comme marqueur thermométrique dans les séquences carbonatées car ils sont relativement résistants à la recristallisation et l'altération au cours de la diagenèse et du métamorphisme dans les sédiments marins. Les conodontes, dans ces séries comblent l'absence ou la rareté par exemple de macéral de type vitrinite.



Figure 7 : Reconstruction récente du corps des conodontes (individus de 4 cm de long approximativement) (d'après Aldridge *et al.*, 1993 ; Aldridge & Purnell, 1996 ; Purnell, 1995 ; Purnell *et al.*, 1995).

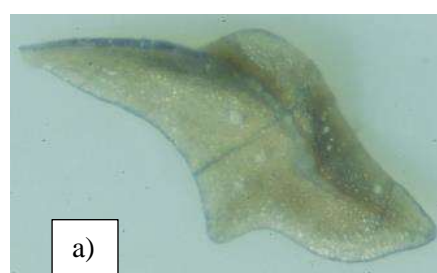


Figure 8 : Exemple de différence de teinte de conodonte en fonction de l'évolution de la température. a) CAI = 2 ; b) CAI = 4.

La méthode de l'index d'altération des conodontes (CAI) a été définie par Epstein *et al.* (1977) et complétée plus tard par Rejebian *et al.* (1987). Elle est basée sur l'évolution optique de la couleur des conodontes qui change avec l'augmentation de la température (Figure 8). Les changements de couleur sont causés par une maturation de la matière organique contenue dans la structure de composition type apatite (CaP_2O_5). Les couleurs observées sont comparées à celle de l'échelle empirique permettant de définir les températures maximales enregistrées par les échantillons comme définie par Epstein *et al.* (1977), puis complétée par Rejebian *et al.* (1987) ou encore Königshof (2003) (Figure 9). De même que pour la mesure de la réflectivité de la matière organique, les températures ainsi déterminées sont des maximums de température auxquels la roche a été soumise tout au long de son histoire (les réactions mises en jeu sont irréversibles).







CAI	Naturally altered conodonts from field samples (Rheinisches Schiefergebirge and Montagne Noire)	Temperature range
1		<50°-80°
2		60°-140°
3		110°-200°
4		190°-300°
5		300° - 480°
6		360° - 550°

Figure 9 : Indice d'altération des conodontes pour des valeurs entre 1 et 6 (température entre 50 et 550°C) (d'après Königshof, 2003).

D) MICROTHERMOMETRIE

Les inclusions fluides sont de minuscules cavités hermétiquement cicatrisées dans les minéraux, qui sont remplies par des liquides et/ou gaz. Il s'agit d'inclusions d'une phase fluide homogène à l'origine, qui était présente lors de la formation des roches. Ainsi, on distingue différentes générations ou type d'inclusions fluides à partir de l'étude de leur typologie. Les inclusions fluides primaires sont formées au cours de la croissance cristalline, par exemple dans des défauts de structure à la surface du cristal en croissance. Les inclusions fluides peuvent être secondaires, en se formant en réponse à des contraintes tectoniques ou thermiques créant des fissures dans les cristaux qui sont remplies alors par les fluides. On parle également d'inclusions fluides reliques qui correspondent à des fluides qui étaient présents lors de la formation de la roche et qui sont préservés alors que la roche a depuis été soumise à différentes températures et pressions au cours de son histoire. Les inclusions fluides sont les témoins du fluide originel. L'étude se fait à l'aide d'une platine chauffante (Figure

10) qui permet de faire varier la température afin de pouvoir déterminer les différentes températures nécessaires à la caractérisation des inclusions :

- Homogénéisation
- Fusion
- Eutectique
- Clathrate

Dans le domaine du métamorphisme de très bas degré (mais également pour les autres domaines), l'étude des inclusions fluides permet de reconstituer l'histoire de la roche et de contraindre les conditions de P et T de formation des minéraux. Dans les conditions de basse température, les inclusions sont de petites tailles (2 à 10 μm) ce qui rend leurs études beaucoup plus complexes à étudier (Figure 11).



Figure 10 : Table microthermométrique Linkam THM 600/S/Geo couplée à un contrôleur de température TMS 94, installée sur un microscope Olympus (Université de Giessen, Allemagne).

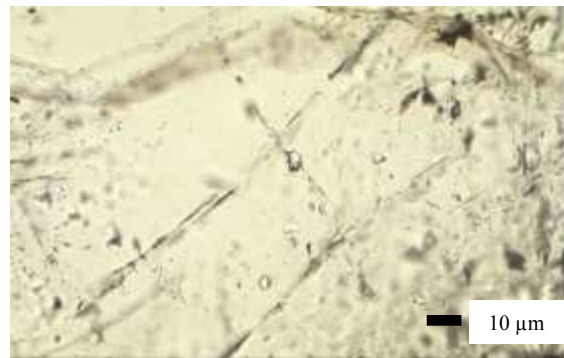


Figure 11 : Inclusions fluides dans une veine de quartz, Montagne Noire (Sud de la France) en LPNA.

E) MODELISATION THERMODYNAMIQUE

Dans le paragraphe A, la description des minéraux index observés permet de déterminer un faciès métamorphique (domaine de pression et température). Ceci implique que les minéraux appartiennent à une même génération et qu'ils ont grandi en même temps et dans les mêmes conditions (paragenèse à l'équilibre). Depuis le travail pionnier de Hashimoto (1966), plusieurs études ont été publiées sur la composition des phases coexistantes dans les roches métabasiques de bas et très bas degrés métamorphiques. Les premières études se sont concentrées sur les roches basiques car les assemblages minéralogiques dans ces roches sont des indicateurs très sensibles des variations des conditions P-T. Pour cette raison, plusieurs grilles pétrogénétiques ont été construites dès les années 1970 pour les roches basiques afin de mieux contraindre les conditions P-T de formation des assemblages minéralogiques observés

dans ces roches (Liou, 1971 ; Liou *et al.*, 1987, 1985 ; Thompson, 1971). Ces études se sont de plus en plus basées sur les données expérimentales et les propriétés thermodynamiques des phases en présence. Les modèles sont devenus de plus en plus précis avec le développement des bases de données thermodynamiques (Berman, 1988 ; Holland & Powell, 1998, 1990) et l'introduction des solutions solides dans les modèles thermodynamiques (Frey *et al.*, 1991). Ainsi, les premières grilles pétrogénétiques étaient réalisées pour des systèmes simples de type CASH (Ca-Al-Si-H) ou CMASH (Ca-Mg-Al-Si-H), systèmes qui se sont de plus en plus complexifiés avec l'amélioration des bases de données thermodynamiques.

Les minéraux développés dans les roches vont être fonction des conditions de pression et température, mais aussi de la composition chimique de la roche, des conditions d'oxydo-réduction et de l'activité des phases en présence par exemple. Des modélisations thermodynamiques sont réalisées en utilisant des programmes basés sur les équilibres de phases (minimisation de l'énergie de Gibbs : THERIAK-DOMINO, THERMOCALC...) (Figure 2 et Figure 3) ou bien sur des équilibres plus locaux associés à des géothermomètres ou géobaromètres basés sur la composition géochimique d'un ou plusieurs minéraux (Bourdelle *et al.*, 2013 ; Dubacq *et al.*, 2010 ; Inoue *et al.*, 2009 ; Vidal *et al.*, 2006, 2001, 1999). Cet ensemble permet ainsi de déterminer des pressions et températures de transformation des minéraux à l'équilibre rencontrés dans les roches étudiées ; mais aussi de montrer les facteurs limitant dans l'apparition de certaines associations minéralogiques nécessaires à la définition de certains faciès minéralogiques (Frey *et al.*, 1991 ; Potel *et al.*, 2002).

F) THÉMATIQUES DE RECHERCHE

Dans le cadre de l'étude du métamorphisme, chacune de ces méthodes peut être utilisée séparément. Cependant, au sein des domaines de très bas degré, seule une approche multi-méthodes semble être en mesure de pouvoir donner une réponse cohérente. Cette approche est celle utilisée dans le cadre de mes thématiques de recherche qui concernent les problématiques associées (1) à la compréhension de l'évolution thermo-barométrique des formations de très bas et bas degré ; et (2) à la mise en évidence des paramètres affectant les différents marqueurs. J'ai ainsi travaillé sur plusieurs chantiers correspondant à différents domaines de P-T dans des cadres géodynamiques et des orogènes différents, en Nouvelle Calédonie (HP-BT), Alpes (MP-BT), Bretagne (MP-BT), Montagne Noire (MP-MT), Harz (MP-BT), les Vosges (BP-MT) (Figure 12).

Après cette introduction sur les différentes méthodes, cette habilitation présente les principaux domaines étudiés et les articles majeurs associés (car il faut toujours faire un choix) : Nouvelle Calédonie, Montagne Noire et Vosges. Le dernier chapitre dresse un bilan des thématiques de recherche actuelles et les projets en cours et à venir.

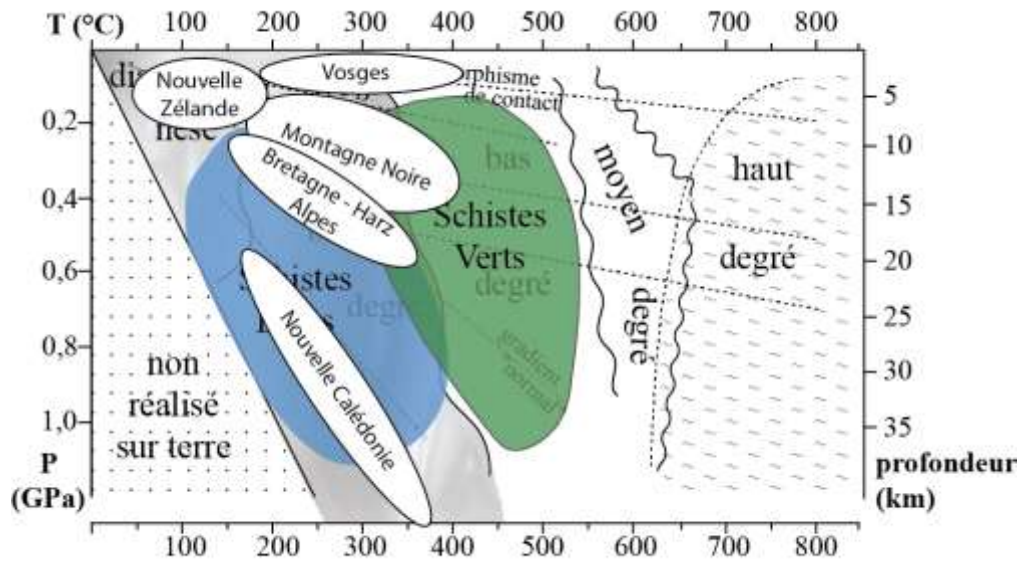


Figure 12 : Diagramme P-T schématique pour le métamorphisme de contact et pour différents types de métamorphismes régionaux (d'après Winkler, 1974). Les différentes zones d'études ont été rajoutées en fonction de leur domaine de P-T.

Les terrains d'étude du métamorphisme de très bas degré

Comme décrit dans le premier chapitre, les terrains du métamorphisme de très bas degré sont définis par des températures inférieures à 350°C et des pressions variables. Ainsi, des roches de bas degré métamorphique peuvent être rencontrées dans le domaine des schistes bleus ou schistes verts, mais aussi en limite des zones de métamorphisme de contact (Figure 13). Il est recommandé d'utiliser une approche multi-méthodes basée sur l'étude des minéraux argileux pour déchiffrer les histoires orogéniques et les scénarios géodynamiques des bassins en combinant, si possible, les méthodes minéralogiques et organo-pétrologiques (Ferreiro Mählmann *et al.*, 2012).

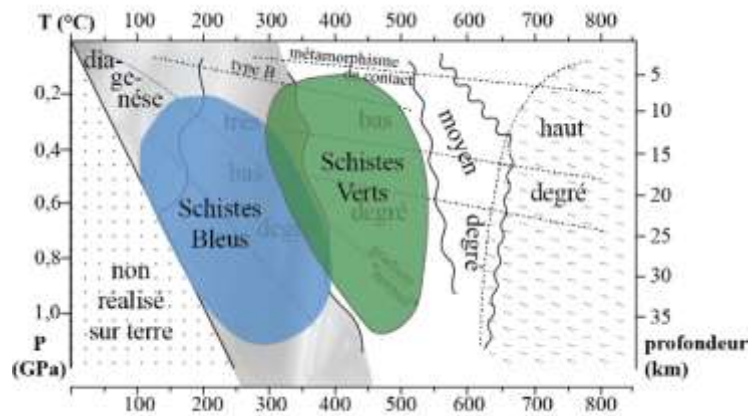


Figure 13 : Diagramme P-T schématisant les conditions de métamorphisme de contact et pour différents types de métamorphismes régionaux (d'après Winkler, 1974).

Dans cette partie, nous allons revenir sur ces différents régimes métamorphiques qui ont permis l'observation du métamorphisme de très bas degré dans des conditions de pression et température très différentes : la Nouvelle Calédonie (HP-BT, faciès type Schistes Bleus), la Montagne Noire (MT-MP, faciès type Schistes Verts) et les Vosges (BP-HT, influence du métamorphisme de contact sur le métamorphisme barrovien). L'objectif a été de tester la fiabilité des différentes méthodes généralement utilisées pour étudier les séries métamorphiques impliquant des minéraux argileux dans une évolution métamorphique pluri-faciès et dans des conditions de métamorphisme variables (métamorphismes d'enfouissement et de contact).

I. La Nouvelle Calédonie – contexte de HP-BT

A) INTRODUCTION

Depuis la première étude de Brothers (1970), la Nouvelle-Calédonie est bien connue pour sa ceinture métamorphique haute pression (HP) Eocène située dans la partie nord de l'île. Dans le sud-ouest de la ceinture métamorphique, les unités de Koumac et Diahot (voir figure 1, Potel *et al.*, 2006) (Cluzel *et al.*, 1994) (Figure 14), composés de métasédiments et métavolcaniques d'âge Crétacé à Eocène, présentent des conditions de faciès diagénétiques à Schistes Bleus. Ces unités ont fait l'objet de nombreuses études pétrologiques (Brothers, 1970 ; Brothers & Black Jr, 1973 ; Black Jr & Brothers, 1977 ; Diessel *et al.*, 1978 ; Brothers & Yokoyama, 1982 ; Ghent *et al.*, 1987 ; Black *et al.*, 1993 ; Cluzel *et al.*, 1994 ; Clarke *et al.*, 1997 ; Carson *et al.*, 2000 ; Fitzherbert *et al.*, 2003), qui ont porté sur l'étude des schistes à lawsonite-albite dans le SW du de l'unité de HP Eocène et omphacite à grenat dans le NE l'unité de HP Eocène. Jusqu'au début des années 2000, le métamorphisme de très bas degré a été très peu étudié en Nouvelle Calédonie et les rares observations étaient limitées à la détermination des champs de stabilité des assemblages minéralogiques et à la cartographie des isogrades de minéraux (Black, 1975 ; Black Jr & Brothers, 1977), ou à l'évolution de la matière organique (Diessel *et al.*, 1978).

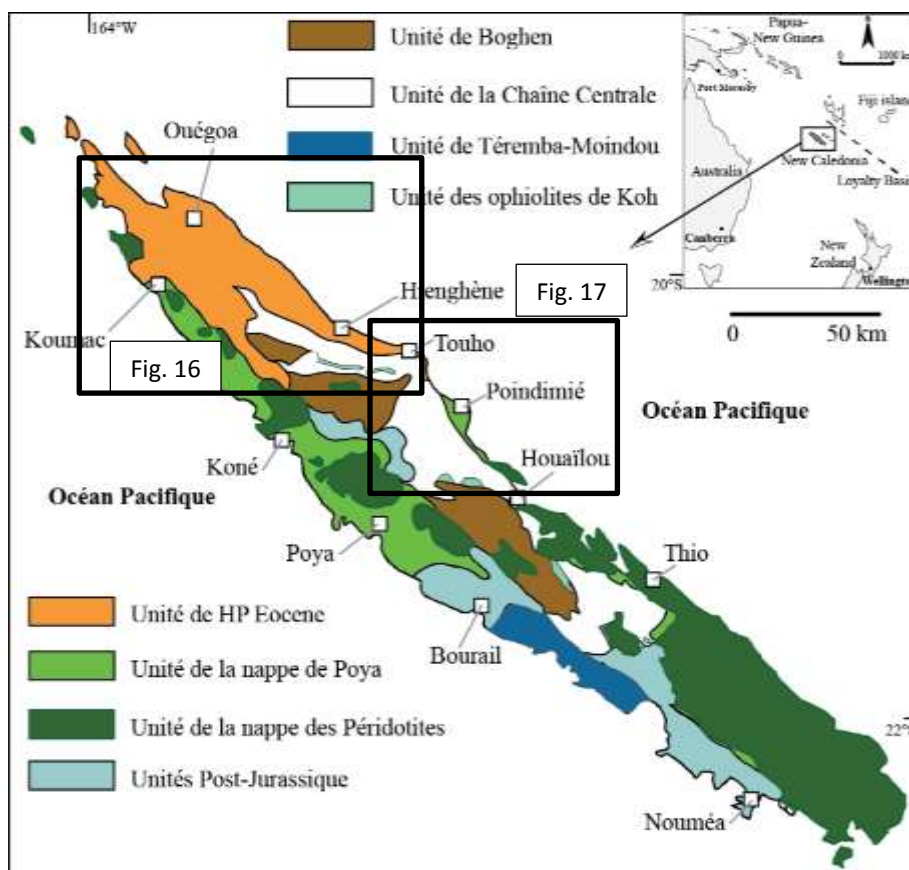


Figure 14 : Carte structurale de Nouvelle Calédonie montrant les unités tectoniques principales (d'après Potel, 2007).

La Nouvelle Calédonie, avec la présence de cette zone métamorphique de HP-BT, offre la possibilité de tester l'effet de la HP sur l'évolution de la matière organique et des réactions minéralogiques pour les argiles. Une étude précédente dans le domaine HP du San Franciscan Belt (Dalla Torre *et al.*, 1996) a démontré que la pression pouvait avoir un effet retardateur sur la maturation de la matière organique. Le but, en Nouvelle Calédonie, était de tester cette hypothèse dans un système équivalent.

B) CONTEXTE GENERAL

Le socle est composé de terrains d'âge paléozoïque à mésozoïque de degrés métamorphiques variables, affectés par le métamorphisme de HP Jurassique (*ca* 150 Ma, Cluzel & Meffre, 2002), sur lequel repose de manière transgressive des roches sédimentaires allant du Crétacé supérieur à l'Eocène déposées lors de la dispersion du Gondwana (Aitchison *et al.*, 1995 ; Clarke *et al.*, 1997). Le métamorphisme HP tardif de l'Eocène observé a affecté la partie nord de la Nouvelle Calédonie (Cluzel *et al.*, 2001). Les terrains pré-Crétacé sont constitués par : (1) l'unité de Boghen, un complexe d'accrétion formé le long de la marge active Est-Gondwana et métamorphisé au Jurassique (Cluzel & Meffre, 2002 ; Cluzel, 1996); (2) l'unité volcano-sédimentaire de la Chaîne Centrale du Trias moyen et Jurassique tardif (Meffre, 1995); (3) les ophiolites de l'unité de Koh, une ophiolite de l'avant-arc carbonifère tardif démembré (Aitchison *et al.*, 1998) ; (4) l'unité de Téremba-Moindou du Permien au Jurassique supérieur, composée de roches volcano-sédimentaires (Aitchison *et al.*, 1998)

Dans la ceinture métamorphique basse température/haute pression (HP/BT), la caractérisation des conditions métamorphiques est difficile. Seuls les metabasites ou les métapélites riches en Al développent des minéraux index caractéristiques des faciès métamorphiques (Figure 2 et Figure 3). L'assemblage minéralogique dans les métapélites est essentiellement composé de quartz, d'illite/muscovite et de chlorite et apporte peu d'information sur les conditions de P-T car ces assemblages ont des champs de stabilité relativement étendus (Figure 15). Par conséquent, l'étude de l'évolution des réactions et le développement des minéraux argileux sont des outils utiles pour décrire l'évolution thermique et barométrique tout au long du métamorphisme. Dans le cas des zones poly-métamorphiques, la caractérisation des phyllosilicates est une des seules méthodes pour comprendre la zonation métamorphique observée.

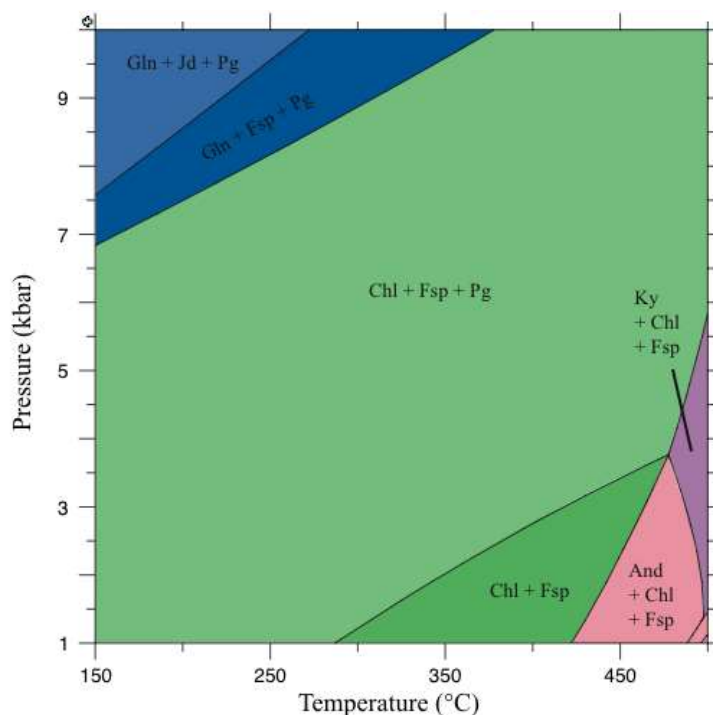


Figure 15 : Pseudo-section P-T pour des métapélites. Modélisation réalisée sous DOMINO-THERIAK (de Capitani & Brown, 1987 ; de Capitani, 1994). Qtz (quartz), Phng (phengite), Hm(hématite) et eau sont en excès dans le système. Les abréviations sont d'après Kretz (1983), Chl (chlorite), Fsp (feldspath), Pg (paragonite), Gln (glaucophane), Ky (Kyanite) et And (andalousite).

C) RESULTATS

En Nouvelle Calédonie, grâce à une étude multi-méthodes combinant celles des phyllosilicates, de la matière organique et des inclusions fluides, on peut démontrer que l'évolution de la matière organique et de la « cristallinité » de l'illite dépend fortement de l'évolution de la température et pression au cours du temps. De plus, on montre que la dimension des paramètres b_0 de l'illite-muscovite est une méthode robuste pour déterminer la pression maximale atteinte dans les domaines de basse température avec une histoire métamorphique polyphasée, en dépit des événements ultérieurs au cours de l'exhumation. Ce comportement a pu être confirmé dans une étude plus récente au sein des Vosges (Chap. III ; Potel *et al.*, 2016)

Les études en Nouvelle Calédonie ont été l'objet de deux publications portant sur les terrains de HP Eocène, mais aussi sur les terrains de la Chaîne Centrale (Potel, 2007 ; Potel *et al.*, 2006). Dans ces études, les échantillons étaient des métapélites et des métamarls prélevés dans les différentes unités.

- Assemblage minéralogique

Dans les métamarls des différentes unités, les assemblages minéralogiques sont constitués de quartz (Qtz) + micas blanc-K + chlorite (Chl) + albite (Ab) + calcite (Cal). Dans l'unité de

Boghen (Figure 14), épidote et glaucophane (Gln) sont présents en plus, et dans l'unité de la Chaîne Centrale (Figure 14), le stilpnomélane (Stp) est également observé. Dans les fractions de taille $<2 \mu\text{m}$, l'illite-muscovite prédomine en association avec la chlorite et le quartz. L'albite est seulement présente en faibles quantités.

Dans les métapélites, les assemblages sont composés de Qtz, micas blanc-K, Chl et/ou kaolinite (Kln) avec de faibles proportions d'interstratifiés de type I/S, C/S ou K/S (illite/smectite, chlorite/smectite, kaolinite/smectite, respectivement). Certains minéraux index comme le Stp, la lawsonite (Lws) et le Gln sont également présents. Dans les fractions de $<2 \mu\text{m}$, l'illite/muscovite ou la muscovite de type phengite prédominent dans les échantillons les plus métamorphisés. La paragonite se retrouve également en faible quantité et la margarite est observée dans un échantillon.

Dans les méta-tufs de chaîne centrale, région de Touho, les assemblages minéralogiques montrent la présence de Qtz + Ab + Chl + K-blanc mica \pm Stp. La fraction granulométrique $<2\mu\text{m}$ est dominée par l'illite/muscovite et la chlorite.

- Résultats DRX des Phyllosilicates

Au SW de l'unité de HP Eocène, les données de l'indice de Kübler (KI) indiquent des conditions métamorphiques allant de la haute diagenèse jusqu'à l'épizone avec des valeurs variant entre 1,30 à 0,33 $\Delta^2\Theta$, respectivement. Dans la zone au NE de cette unité, les valeurs montrent des conditions plus élevées avec des valeurs de KI appartenant à l'anchizone et l'épizone. Les résultats de la « cristallinité » de l'illite montrent une augmentation des conditions métamorphiques depuis le SW vers le NE, ceci est bien visible sur une coupe entre Koumac et Ouégoa (Figure 14, Figure 16). Dans l'unité de la Chaîne Centrale, les valeurs de KI correspondent à l'épizone et l'anchizone, avec une plus forte densité de valeurs épizonales. De même au sein de l'unité de Boghen, les valeurs de KI sont toutes épizonales. Seuls les échantillons de la formation dite à « charbon » (Sénonien) montrent une évolution depuis la basse diagenèse jusqu'à l'épizone depuis le SE vers le NW (Figure 17).

Les tendances observées par l'étude de la « cristallinité » de l'illite sont confirmées par la « cristallinité » de la chlorite. Au Nord et au Sud, on obtient une corrélation significative entre les deux méthodes avec des coefficients de corrélation (R^2) de 0,65 (Potel *et al.*, 2006 ; Potel, 2007).

Dans l'unité de HP Eocène, la corrélation entre le pourcentage du polytype $2M_1$ de l'illite-muscovite et l'indice de Kübler le long de la route Koumac-Ouégoa montre une tendance positive avec l'augmentation du degré métamorphique (augmentation de la teneur en polytype $2M_1$ avec la diminution de KI) (Figure 18). La conversion complète des polytypes $1M_d$ en $2M_1$ est atteinte pour des valeurs d'indice de Kübler autour de 0,30 $\Delta^2\Theta$ (anchizone).

Le paramètre b_0 des micas blancs des échantillons provenant des échantillons à glaucophane et/ou lawsonite de la zone de HP Eocène montrent des valeurs entre 9,04 et 9,06 Å. Ces valeurs sont caractéristiques des zones de métamorphisme de HP (Figure 19). Les échantillons provenant de la zone de plus faible degré métamorphique (zone à préhnite-pumpellyite) présentent des valeurs de paramètre b_0 entre 9,01 et 9,03 Å (Figure 19). Ces

valeurs sont plus caractéristiques du métamorphisme de type barrovien (Sassi & Scolari, 1974).

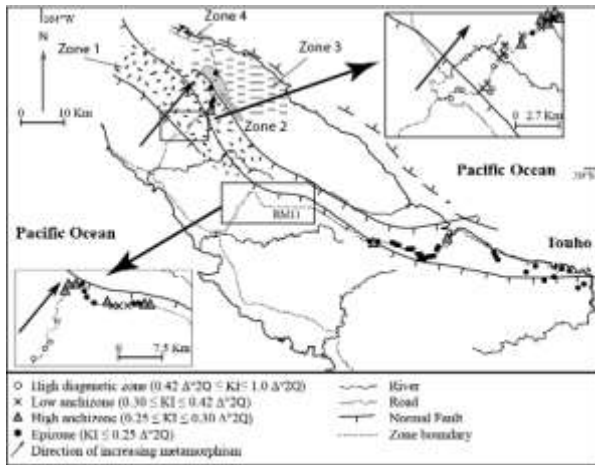


Figure 16 : Répartition des valeurs de l'indice de Kübler (KI) dans le domaine de HP de l'Éocène (Potel *et al.*, 2006).

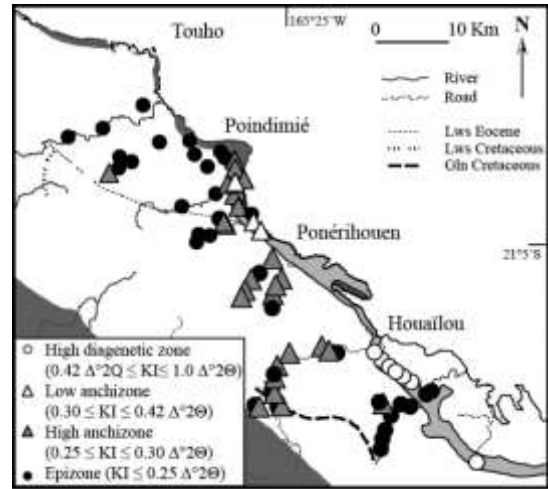


Figure 17 : Répartition des valeurs de l'indice de Kübler (KI) dans le domaine central. La « formation à charbon » est indiquée en gris clair (Potel, 2007).

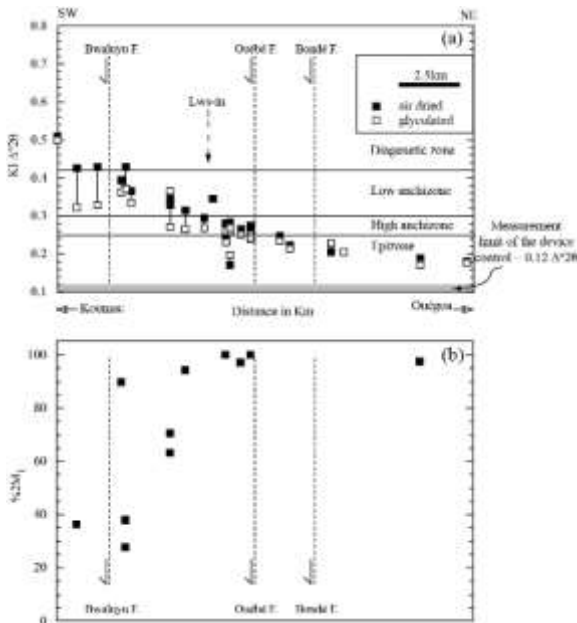


Figure 18 : (a) répartition des KI le long de la coupe de Koumac-Ouégoa ; (b) Pourcentage de micas 2M₁ le long de cette même coupe (Potel *et al.*, 2006).

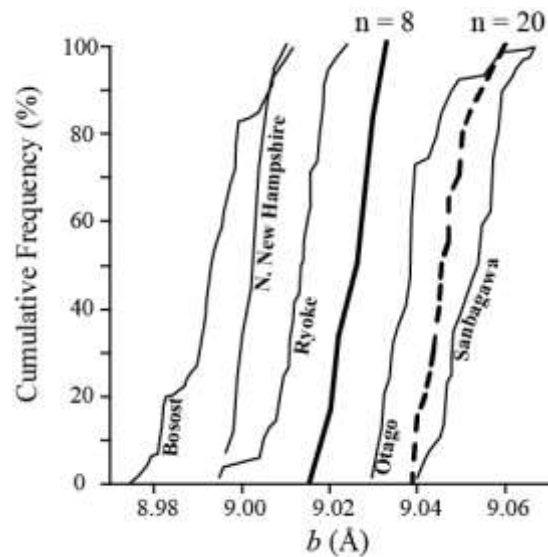


Figure 19 : Courbes cumulatives des valeurs du paramètre b_0 des micas blancs pour les échantillons de la zone à HP de l'Éocène. Les échantillons de la zone à glaucophane et/ou lawsonite sont en pointillés, la courbe de la zone à préhnite-pumpellyite est en gras (Potel *et al.*, 2006).

- Chimie des phyllosilicates

Un des problèmes dans l'analyse des minéraux de bas degré, est la distinction entre les grains détritiques et ceux néoformés lors des analyses, une attention toute particulière doit y être portée lors de la sélection des minéraux analysés. Cette sélection est basée sur la relation entre texture-déformation et croissance des minéraux.

En Nouvelle Calédonie, les micas blancs K montrant une teneur en (MnO % + TiO₂ %) supérieure à 0,5 % ont été rejetés, comme suggéré par Vidal & Parra (2000). Les différents diagrammes réalisés pour interpréter les résultats de ces analyses ont montré que ces minéraux présentaient une substitution cationique complémentaire de celle de Tschermak (échange Si et Al) telles que celle de la substitution di-trioctaédrique (Vidal & Parra, 2000). La faible teneur en Na dans les micas blancs démontrent une faible composante paragonitique et donc la pertinence de l'utilisation du paramètre b_0 afin de déterminer le gradient de pression (Guidotti *et al.*, 1989).

- Microthermométrie

L'analyse s'est portée sur des échantillons provenant de différentes veines de quartz sur le profil entre Koumac et Ouégoa (Figure 16). Deux types d'inclusions fluides ont été identifiés au microscope : des inclusions monophasées et des inclusions fluides à deux phases (vapeur-liquide à température ambiante). La plupart des inclusions fluides analysées sont dites secondaires.

Différents assemblages d'inclusions fluides peuvent être définis en fonction de leur forme, leur salinité et leur relation entre eux. Un premier assemblage d'inclusion fluide étiré, partiellement ou totalement décrépit (assemblage d'inclusion fluide 1) est présent. Les inclusions fluide, avec un rapport volatil élevé (≥ 80 %) et bien formé (quartz négatif), sont présents dans les échantillons MF3022 et MF3027. De telles inclusions fluides ont été formées lors d'un événement thermique post déformation. Les inclusions fluides moins étirées, et avec une salinité plus faible, sont observées dans les échantillons MF3004 et MF3027 et définissent un troisième assemblage de fluides dans ces échantillons.

- Modélisations P-T

Les diagrammes d'équilibre de phase ont été calculés à partir des compositions géochimiques de roche totale et à l'aide du logiciel THERIAK-DOMINO, dans les systèmes NKFMASH (Na-K-Fe-Mg-Al-Si-H). Les calculs ont été effectués dans les domaines de température entre 150 et 500°C et de pression entre 0,1 et 2,0 GPa. L'activité de l'eau sur la stabilité des assemblages minéraux a également été prise en compte.

Le diagramme calculé pour l'échantillon MF3031 (Figure 20) montre que l'assemblage minéral observé à Qtz + Phn + Gln + Lws + Sph, est stable sur une large gamme de P-T, allant de 0,8 à 1,8 GPa et de 300 à 475 °C. Afin de mieux contraindre les conditions P-T, les isopleths du Fe-Gln et de la Ms (Figure 20) ont été ajoutées. Ces éléments permettent de restreindre le champ de stabilité à 1,3-1,8 GPa et à 400-475 °C. Le paramètre b_0 des deux échantillons reflète le caractère

haute pression du métamorphisme et montre une pression supérieure à 1,2 GPa dans la plage de température de 400 à 475 ° C selon le diagramme PT de Ramirez & Sassi (2001, figure 5).

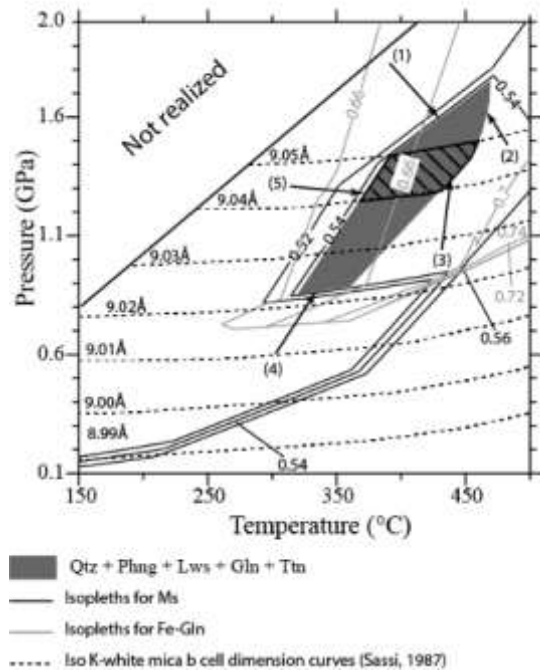


Figure 20 : Conditions pression-température modélisées pour l'échantillon MF3031 en utilisant le programme thermodynamique THERIAK-DOMINO. Le domaine de stabilité de la paragenèse de l'échantillon MF3031 est représenté en gris. Les réactions minéralogiques définissant ce domaine sont les suivantes : (1) $Qtz+Phng+Lws+Gln+Chl+Ttn = Qtz+Phng+Lws+Gln+Chl+Ttn+Rt$; (2) $Qtz+Phng+Lws+Gln+Chl+Ttn = Qtz+Phng+Gln+Grt+Chl+Ttn$; (3) $Qtz+Phng+Lws+Gln+Chl+Ttn = Qtz+Phng+Zo+Gln+Chl+Ttn$; (4) $Qtz+Phng+Lws+Gln+Chl+Ttn = Qtz+Phng+Lws+Gln+Chl+Ab+Ttn$; (5) $Qtz+Phng+Lws+Gln+Chl+Ttn = Qtz+Phng+Lws+Pg+Gln+Chl+Ttn$. Les courbes d'iso valeurs b des micas blancs (en pointillées) sont d'après Ramirez & Sassi (2001). Les isopleths pour Ms et Fe-Gln sont calculées. Le domaine hachure est le domaine restrictif de stabilité de l'échantillon MF3031 en combinant les différentes méthodes (d'après Potel *et al.*, 2006).

Les calculs effectués dans la zone à pumpellyite-prehnite montrent une température maximale de 250°C pour une pression de 0,3 GPa pour l'assemblage Qtz + K-white mica + Kln + Chl (Figure 21). Par conséquent, nous pouvons supposer des conditions de PT inférieures à 250°C et 0,3 GPa dans la région de très faible degré métamorphique, ce qui correspond aux estimations de Bell & Brothers (1985) faites en fonction de l'apparition à un niveau légèrement supérieur de lawsonite et d'aragonite dans la zone à lawsonite.

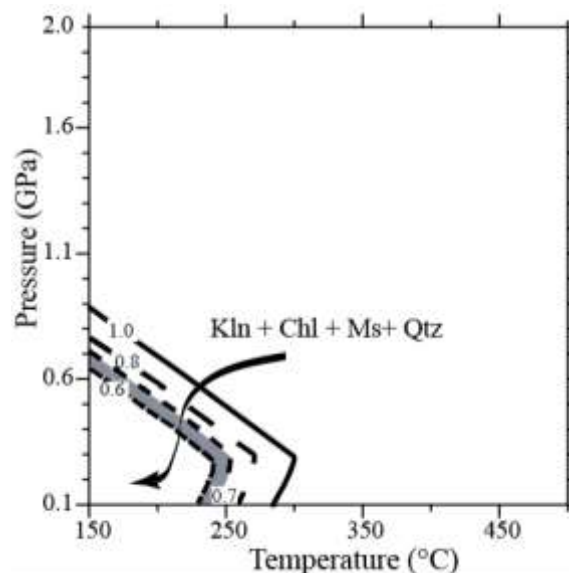


Figure 21 : Différents domaines P-T de stabilité pour l'assemblage Kln+Chl+Ms+Qtz calculé pour différentes valeurs d'activité de l'eau (0,6 à 1,0).

D) DISCUSSION ET CONCLUSION

La comparaison des différentes méthodes du métamorphisme de très bas degré permet de décomposer les différents événements qui ont affecté le nord et le centre de la Nouvelle-Calédonie, chacune des méthodes apportant des éléments complémentaires et discriminants.

Ainsi, dans le domaine NE de la Nouvelle-Calédonie, l'évolution montrée par l'indice de Kübler est confirmée par les mesures de réflectance de la vitrinite. L'augmentation du degré métamorphique du SW vers le NE est soulignée par les zonations des minéraux index (lawsonite, glaucophane...), mais aussi les réactions au sein des phyllosilicates (% $2M_1$ par exemple). La zone de haute diagenèse et de la basse anchizone (stade semi-anthracite) sont en corrélation avec l'apparition des micas de type $1M_a$, de la kaolinite, corrensite et pumpellyite. La zone de haute anchizone (stade anthracite) est également en corrélation avec l'apparition des micas de type $2M_1$, de la lawsonite, de chlorite-smectite et de pumpellyite. L'épizone (stade de méta-anthracite élevé, y compris le stade d'apparition du graphite, semi-graphite) est en corrélation avec le champ de stabilité de la chlorite, de la lawsonite, du glaucophane et de la carpholite. L'évolution des phyllosilicates est concomitante avec la maturation de la matière organique et le gradient métamorphique du domaine de HP. Dans le domaine central de la Nouvelle Calédonie, deux types de gradients métamorphiques d'âges différents sont mis en évidence grâce à l'étude du métamorphisme de bas degré. Les valeurs diagénétiques observées dans la formation dite « à charbon » (âge sénonien ?) au Sud ont confirmé l'âge post-Crétacé du métamorphisme dans cette région (150 Ma, K/Ar sur glaucophane, Black Jr & Brothers, 1977). Ce métamorphisme est de type HP (valeurs du paramètre b_0 supérieures à 9,04 Å) avec un gradient croissant du NE vers le SW. Le métamorphisme Eocène étant lui aussi de type bas degré, la distinction entre les deux types de gradient n'a affecté que le nord de la zone centrale, ce qui a conduit à une limite approximative basée sur le métamorphisme observé dans la « formation à charbon » et les valeurs de température calculées sur la chlorite. L'augmentation du degré métamorphique du SW au NE dans cette région est similaire à celle observée dans le nord de la Nouvelle-Calédonie (Potel *et al.*, 2006). La faille de Touho (un décrochement dextre) sépare cette région de la formation tardive d'Eocène (Figure 22) et l'a déplacée dans sa position actuelle après métamorphisme.

Ces études montrent que l'utilisation d'une approche multi-méthodes permet de reconstituer le chemin suivi par les unités au cours du métamorphisme. La modélisation thermodynamique et l'étude des inclusions fluides au sein du quartz permettent d'affiner le modèle d'évolution en Nouvelle-Calédonie par exemple. Ainsi, dans la partie nord, la décrépitation des inclusions fluides et la formation d'une génération secondaire au sein des grains de quartz permet de mettre en évidence une décompression isotherme de la région. D'un point de vue méthodologique, il est intéressant de noter que la décompression isotherme a permis un rééquilibrage de la matière organique (pas de retard dans son degré de maturation comme supposé à l'époque dans les domaines de HP (Dalla Torre *et al.*, 1997) (Figure 23) alors que le paramètre b_0 des micas continuent toujours d'indiquer des conditions de HP. La durée de cet événement est sans doute trop courte pour permettre un rééquilibrage de la structure des micas blancs.

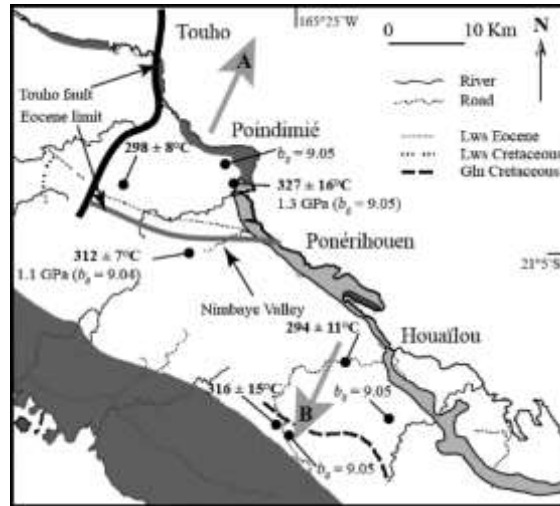


Figure 22 : Carte géologique simplifiée, montrant les péridotites et la nappes de Poya en noir et la formation à charbon en gris clair. La température de la chlorite (d'après Cathelineau, 1988) et les valeurs de b_0 pour les micas blancs sont indiquées pour les échantillons où elles ont été calculées. Les flèches indiquent les gradients métamorphiques (Eocene = A; Late Jurassic = B) observés dans les différentes zones. La limite déduite du métamorphisme Eocene HP est représentée par une ligne grise pleine.

Un autre élément important de cette étude, comme déjà mentionné plus tôt, est de montrer le caractère résistant du paramètre b_0 face au rééquilibrage de la structure lors d'un évènement de courte durée. Les conditions P-T précoces sont ainsi conservées.

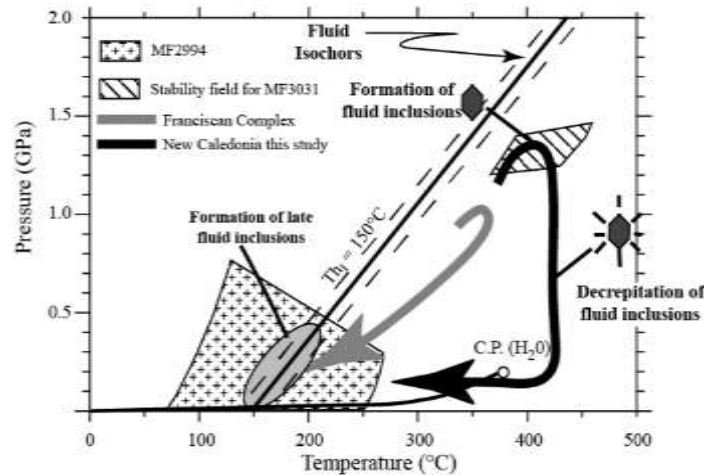


Figure 23 : Schéma du chemin d'exhumation en Nouvelle Calédonie (trait plein) comparé à celui modélisé par Dalla Torre *et al.* (1996) pour le Pacheo Pass (trait gris). Les domaines de stabilité des échantillons MF2994 et MF3031 sont indiqués. Les hexagones schématisent les inclusions fluides et leur évolution le long du chemin d'exhumation (Potel *et al.*, 2006).

E) ARTICLES EN RELATION ET TRAVAUX ASSOCIES

Publications de rang A :

- 1) **Potel S.**, Ferreiro Mählmann R., Stern W.B., Mullis J. & Frey M., 2006. Very low-grade metamorphic evolution of pelitic rocks under high-pressure/low-temperature conditions, NW New Caledonia (SW Pacific). *Journal of Petrology*, 47, 991-1015.
- 2) **Potel S.**, 2007. Very low-grade metamorphism study in the Pre-Late Cretaceous terranes of New Caledonia (SW Pacific): implications on the metamorphic distribution. *Island Arc*, 16, 291-305.

Mémoires de recherche L3 :

- Ségoène Rabin et Pierre Ouvette (2015). Caractérisation des phyllosilicates et des calculs des conditions de température dans les domaines de basse température.

Very Low-grade Metamorphic Evolution of Pelitic Rocks under High-pressure/Low-temperature Conditions, NW New Caledonia (SW Pacific)

S. POTEL*, R. FERREIRO MÁHLMANN†, W. B. STERN,
J. MULLIS AND M. FREY‡

MINERALOGISCH-PETROGRAFISCHES INSTITUT DER UNIVERSITÄT BASEL, BERN, HILFSTRASSE 50,
CH-4056 BASEL, SWITZERLAND

RECEIVED JANUARY 21, 2005; ACCEPTED JANUARY 11, 2006

The P–T gradient in a Late Eocene to E high-P metamorphic belt in northern New Caledonia increases from SW to NE. Metapelites in the pumpellyite schists and blueschist zones contain lawsonite, Mg-cordierite, K-feldspar and Fe-glaucophane. Thermobarometric calculations indicate a progression of metamorphic conditions from less than 0.5 GPa and 250°C in a kyanite-bearing rock in the SW, up to 1.5 GPa and 410°C in a lawsonite-glaucophane-bearing sample in the NE of the Diablot terrane. Through a multi-method investigation of phyllosilicates, organic matter and fluid inclusions, we demonstrate that the evolution of organic matter and white crystallinity depend strongly on the evolution of the P–T path with time. In addition, we show that the finite temperature–cell dispersion provides a robust estimate of maximum pressure reached in low-temperature domains with polyphase metamorphic histories, despite subsequent high-temperature, low-pressure events. Fluid inclusion study reveals an isothermal decompression in the Diablot terrane.

KEY WORDS: low-temperature/high-pressure metamorphism; white crystallinity; fluid inclusions; finite-temperature–cell dispersion; New Caledonia

INTRODUCTION

Since the first study by Brothers (1970), New Caledonia has been well known for its Eocene high-pressure (HP)

metamorphic belt located in the northern part of the island, in the central and NE of the metamorphic belt, the Koumau and Diablot terranes (Chazet *et al.*, 1994) (Fig. 1), which are composed of Cretaceous to Eocene metasediments and metavolcanics, are characterized by diagenetic to blueschist-facies assemblages. These terranes have been the subject of numerous petrological studies (Brothers, 1970; Brothers & Black, 1973; Black & Brothers, 1977; Diessel *et al.*, 1978; Brothers & Yocohama, 1982; Ghent *et al.*, 1987; Black *et al.*, 1993; Chazet *et al.*, 1994; Clarke *et al.*, 1997; Carlson *et al.*, 2000; Fitzhugh *et al.*, 2003), which focused on the lawsonite-bearing schists in the SW of the Diablot terrane and omphacite-garnet schists in the Pouébo terrane. The very low-grade metamorphism has received limited attention, focusing on the determination of mineral assemblage stability fields and the mapping of mineral isograds (Black, 1975, 1977; Black & Brothers, 1977), and the evolution of organic material (Diessel *et al.*, 1978).

In the study of very low- and low-grade metamorphic rocks, maturation of organic matter and reaction progress, and development of clay minerals, are useful tools to describe the thermal evolution during metamorphism. Vitrinite reflectance (VR) is an important maturity parameter that can be used to determine the transition from diagenesis to very low-grade metamorphism,

*Corresponding author. Present address: Geologisch-Petrographisches Institut, Senckenberganlage 52–54, D-60009 Frankfurt am Main, Germany. E-mail: s.potel@pan.uni-frankfurt.de
†Present address: Fachbereich Material- und Geowissenschaften, Technische Universität, Schülpstrasse 9, D-64287 Darmstadt, Germany.

‡Martin Frey died in an accident in the Swiss Alps on September 16, 2000. Our work is dedicated to him, an excellent researcher and a friendly colleague.

© The Author 2006. Published by Oxford University Press. All rights reserved. For Permissions, please contact: journals.permissions@oxfordjournals.org

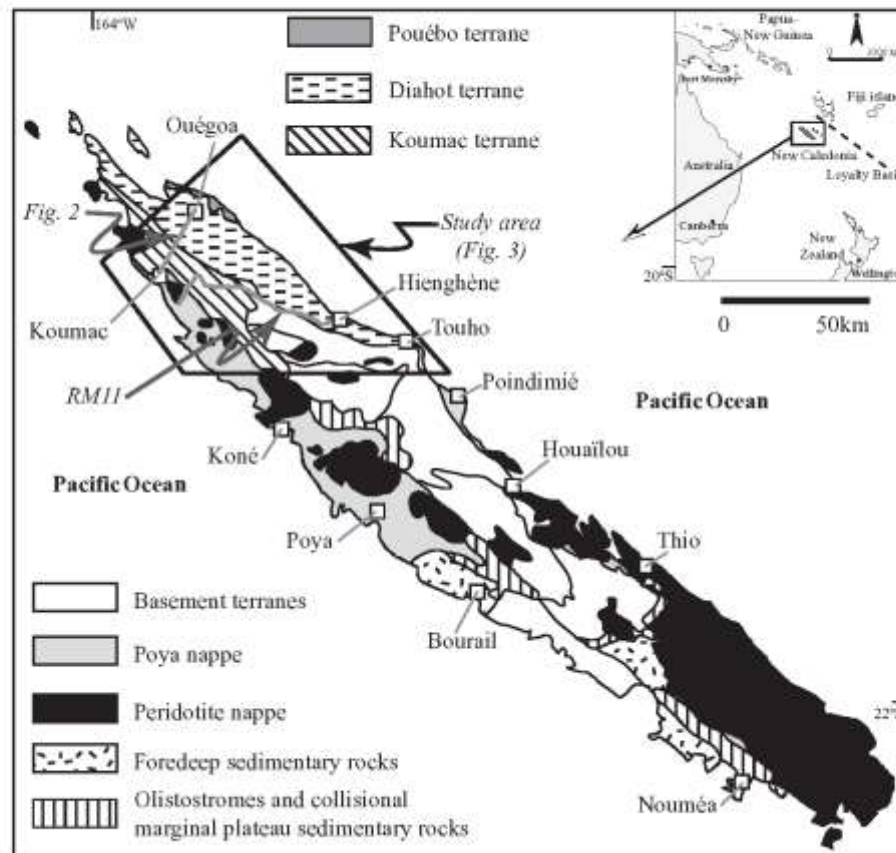


Fig. 1. Structural map of New Caledonia showing the major tectonic units, after Cluzel *et al.* (1994) and Fiebert *et al.* (2003). The inset shows the location of New Caledonia in the SW Pacific. The Koumac–Ouégoa road and RM11 road profiles are indicated (pale grey continuous lines).

because vitrinite reflectance increases irreversibly with temperature, and retains an indication of the maximum paleo-temperature (Teichmüller, 1987; Ferreiro Mählmann, 2001). Organic maturity is controlled by starting material, oxygen fugacity water activity (Ernst & Ferreiro Mählmann, 2004) and temperature time (Teichmüller, 1987), and is independent of host lithology. A review of the literature shows, however, that field observations and experimental data display inconsistencies when the effects of pressure on vitrinite maturation are considered. For example, in the Diablo Range (Franciscan Complex, California), Dalla Torre *et al.* (1994, 1996a) demonstrated that the maturation of organic matter was lower than expected, compared with

both the illite crystallinity and the metamorphic grade determined through the mineral assemblages. They attributed the abnormally low vitrinite reflectance values to the effect of pressure based on field evidence described by Goffé & Velde (1984), Feldhoff *et al.* (1991), Fang & Jiayun (1992) and Ferreiro Mählmann (1994). This model was subsequently corroborated by an experimental study on the pressure dependence of vitrinite maturation (Dalla Torre *et al.*, 1997). Based on this work and new experiments, Ernst & Ferreiro Mählmann (2004) proposed a thermo-barometric application of vitrinite reflectance based on a kinetic model. The problem in poly-metamorphic areas such as the Vanoise in the French Alps (Goffé & Velde,

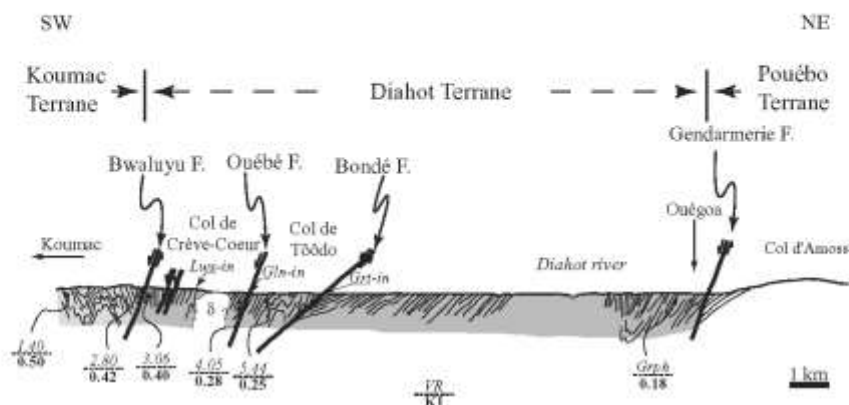


Fig. 2. Schematic cross-section between Koumac and Ouégoa modified after Rawling & Lister (1999). Average values of Kubler index (KI) are indicated in bold and average vitrinite reflectance values (VR, after Dussel *et al.*, 1978) in *italics*. The symbol δ indicates the presence of diatase. Mineral abbreviations are those of Kretz (1983).

1984), the Tripolitza Series in Greece (Feldhoff *et al.*, 1991), the Azusa Zone in the European Alps (Ferreiro Mähmann, 1994) and the Diablo Range in the Franciscan Complex (Dalla Torre *et al.*, 1997) is that no coherent relationship between organic and inorganic parameters for determining the metamorphic grade has been identified.

This contribution summarizes the results of our investigation of the very low-grade metapelites of the Koumac and Diahot terranes in New Caledonia, using the illite crystallinity and *b* cell dimensions of K-white micas, together with thermodynamic modeling of Al-rich metapelites and fluid inclusion measurements. The determination of the *b* cell dimension of K-white mica and fluid inclusion barometry of syn-metamorphic vein minerals, together with the use of vitrinite reflectance, provided an excellent opportunity to determine the effect of pressure on vitrinite reflectance in very low- to low-temperature domains. The results are compared with the existing vitrinite reflectance measurements for this area (Diessel *et al.*, 1978) and oxygen thermometry studies (Black & Brothers, 1977), to compare the evolution of illite crystallinity and vitrinite reflectance in an HP metamorphic belt. The maximum pressure and temperature metamorphic conditions in the Diahot terrane based on previous studies (Black & Brothers, 1977; Bell & Brothers, 1985) are similar to those observed in the Tripolitza Series and the Diablo Range. This metamorphic belt provides a rare natural laboratory to test the experimentally observed pressure retarding effects on vitrinite reflectance recorded by Dalla Torre *et al.* (1997), by studying metapelites from a high-pressure metamorphic schist belt.

REGIONAL GEOLOGY

New Caledonia is a dispersed fragment of the eastern margin of Gondwana resulting from the opening of the Tasman Sea and rifting of New Caledonia and New Zealand from Australia. In Late Eocene time, the New Caledonian fragment collided with an intraoceanic island-arc system (Cluzel *et al.*, 1994, 2001; Aitchison *et al.*, 1995; Clarke *et al.*, 1997), and a NE-facing subduction system was established beneath the Loyalty Basin. The collision, responsible for the main deformation of the continental basement of New Caledonia, generated an HP schist belt coeval with the southwestwards thrusting of two nappes over the basement. The Poya nappe or 'formation des basalts' (Paris, 1981) is a mafic sheet overlying all the pre-Neogene tectonic units (Fig. 1), comprising dolerite, tectonized tholeiitic pillow basalts and abyssal argillites. The peridotite nappe is an ophiolite complex that initially covered much of the island; faulting and erosion has removed much of it, but it still dominates outcrops in the south of the island. The basement is composed of terranes of Palaeozoic to Mesozoic age of varying metamorphic grade, transgressively overlain by upper Cretaceous to Eocene sedimentary rocks deposited during Gondwana dispersal (Aitchison *et al.*, 1995; Clarke *et al.*, 1997).

Post Early Cretaceous tectonic units (Figs 1 and 2) include the Poya and peridotite nappes and the Koumac, Diahot and Pouébo basement terranes. The Koumac terrane (Cluzel *et al.*, 1994) is a part of the olistostrome and collisional marginal plateau sedimentary terrane of Fitzherbert *et al.* (2003). It consists of an intensively tectonized Late Cretaceous to Early Eocene

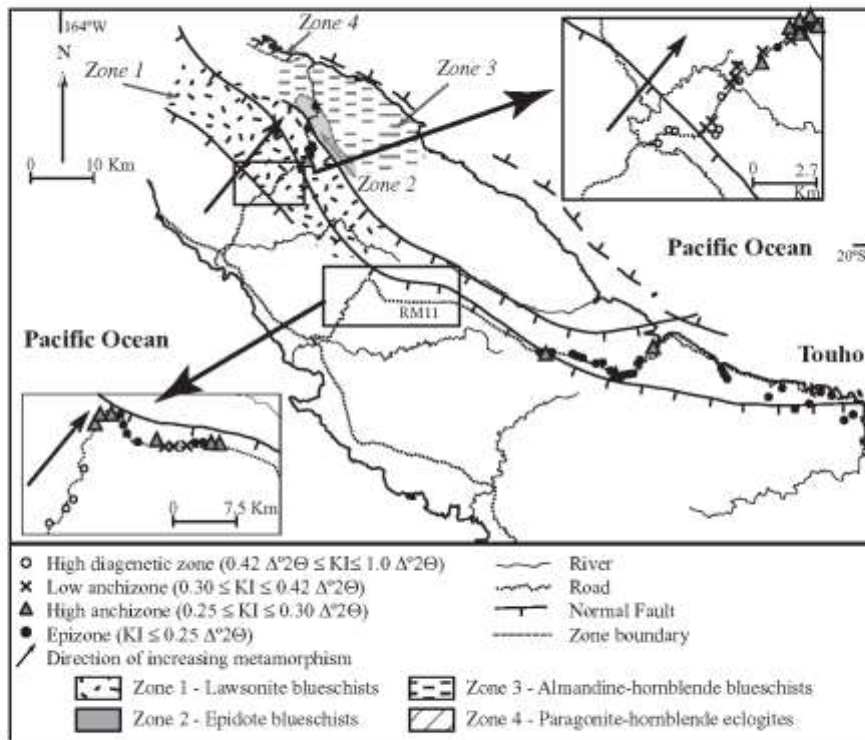


Fig. 3. Distribution of Kähler index (KI) values in the study area. Metamorphic zones 1–4 (see text) from Fitzherbert *et al.* (2003) are indicated.

sequence of flysch, chert, limestone and black shale. The Diahot terrane contains an interbedded sequence of Cretaceous to Eocene metasediments and felsic volcanics metamorphosed under high- P/T conditions (Fitzherbert *et al.*, 2003). The easternmost terrane is the Pouébo terrane; a mélange containing large mafic eclogite boulders enclosed in an argillaceous or serpentine-rich matrix (Maurizot *et al.*, 1989). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from the Diahot and Pouébo units yielded consistent Middle to Late Eocene cooling ages of 37 ± 1 Ma (Ghent *et al.*, 1994). Metamorphism is bracketed between the Early Eocene (youngest sediments) and Late Eocene (cooling ages).

This study is focused on the Koumac and Diahot terranes (Figs 1–3). The Koumac terrane includes the lowest-grade metasediments of the high-pressure belt as defined by the presence of pumpellyite and prehnite in basic igneous rocks (Brothers, 1974; Black, 1977). In this terrane vitrinite reflectance is 2.9% R_{max} and the

maximum pressure and temperature were 0.3 GPa and 250°C (Diessel *et al.*, 1978). Fitzherbert *et al.* (2003) subdivided the Diahot terrane into four zones based on the metabasite mineral assemblage (Fig. 3): (1) lawsonite blueschists ($P = 1.0$ GPa and $T = 400^\circ\text{C}$); (2) epidote blueschists ($P = 1.4–1.5$ GPa and $T = 450–500^\circ\text{C}$); (3) almandine hornblende blueschists ($P = 1.4–1.6$ GPa and $T = 550–580^\circ\text{C}$); (4) paragonite hornblende eclogites ($P = 1.7$ GPa and $T = 600–620^\circ\text{C}$). Our study area in the Diahot unit is limited to the region to the SW of the Gendarmerie fault (Fig. 2), equivalent to Zone 1 (lawsonite blueschist) of Fitzherbert *et al.* (2003).

MATERIAL AND METHODS

Eighty-six samples of metapelite and 11 meta-marls (Table 1) were collected from the Koumac and Diahot terranes (Fig. 3). In northern New Caledonia outcrops are

Table 1: Geographical location, rock type and mineralogy of the studied samples

Sample	Latitude	Longitude	Alt. (m)	Rock type	Ch	Ab	KFM	CH	g	Kin	Sp	FS	CrS	StS	Lws	Gin	Gabate	Tantal
<i>Koumao</i>																		
<i>Douga massif</i>																		
MF2589	20°30'11"	164°18'26"	48	marl	+	+	+										Hem	Koumao
MF2592	20°27'59"	164°19'56"	60	marl	+												Hem	Koumao
MF2594	20°27'41"	164°20'02"	80	marl	+	+	+										Hem	Koumao
MF2595	20°27'50"	164°20'36"	100	pelite	+	+											Hem	Koumao
MF2585	20°27'42"	164°21'08"	100	pelite	+													Koumao
MF2530E	20°27'49"	164°21'12"	100	marl	+	+	+										Cor	Koumao
MF3009	20°27'49"	164°21'12"	100	marl	+	+	+	+									Ym	Koumao
MF2997	20°27'58"	164°21'49"	90	marl	+	+	+	+									Cor	Koumao
MF2590	20°28'50"	164°21'04"	115	pelite	+	+	+	+	+									Koumao
MF2999	20°28'40"	164°21'40"	125	pelite	+													Koumao
MF3000	20°28'29"	164°21'44"	120	pelite	+	+												Koumao
MF3001	20°28'33"	164°22'06"	120	pelite	+	+	+	+	+									Koumao
MF3002	20°28'22"	164°22'12"	140	pelite	+													Koumao
MF3003	20°28'13"	164°22'22"	180	pelite	+	+	+	+										Koumao
MF3005	20°28'08"	164°22'28"	250	pelite	+	+	+	+										Diatro
MF3007	20°28'59"	164°22'38"	205	pelite	+	+	+											Diatro
MF3014	20°29'39"	164°22'49"	205	pelite	+	+	+	+										Diatro
MF3011	20°29'50"	164°22'51"	180	pelite	+	+	+	+	+									Diatro
MF3016	20°29'50"	164°22'51"	180	pelite	+	+	+	+	+									Diatro
MF3020	20°28'49"	164°23'02"	190	pelite	+	+	+	+	+									Diatro
MF3024	20°25'37"	164°23'20"	100	pelite	+	+	+	+	+									Diatro
MF3026	20°26'34"	164°23'24"	80	pelite	+	+	+	+										Diatro
MF3028	20°25'53"	164°23'29"	60	marl	+	+	+	+										Diatro
MF3027	20°25'33"	164°23'29"	60	pelite	+	+	+	+										Diatro
MF3025	20°25'12"	164°23'03"	60	pelite	+	+	+											Diatro
MS08	20°23'12"	164°24'02"	60	pelite	+	+	+	+	+								Corp	Diatro
MF3029	20°24'51"	164°24'07"	80	pelite	+	+	+											Diatro
MF3035	20°25'49"	164°24'29"	20	pelite	+	+	+											Diatro
MF3031	20°28'30"	164°24'30"	20	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS03	20°22'11"	164°25'02"	20	pelite	+	+	+	+										Diatro
MF3070	20°27'49"	164°26'13"	10	pelite	+	+	+											Diatro
MF3071	20°26'31"	164°28'15"	50	pelite	+													Diatro
<i>Diatro region</i>																		
MS01	20°48'51"	165°01'29"	20	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS02	20°44'11"	165°03'02"	20	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS03	20°44'29"	165°03'10"	25	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS04	20°48'50"	165°08'20"	40	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS05	20°47'02"	165°08'01"	40	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS06	20°41'50"	165°04'14"	300	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS09	20°47'38"	165°08'02"	20	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS00	20°47'40"	165°08'05"	10	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS01	20°48'51"	165°08'01"	2	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS02	20°47'50"	165°08'59"	60	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS03	20°48'03"	165°09'30"	360	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS06	20°57'00"	165°09'48"	10	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS07	20°52'30"	165°09'02"	80	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS04	20°02'08"	165°21'02"	5	pelite	+													Diatro
MS05	20°02'29"	165°20'04"	20	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS06	20°02'30"	165°21'08"	5	pelite	+	+	+	+										Diatro
MS07	20°00'02"	165°19'58"	20	pelite	+	+	+	+										Diatro

Table 1: Continued

Sample	Latitude	Longitude	Alt. (m)	Rock type	Cte	Al	KWM	Ch	Dg	Kln	Sip	VO	C/S	K/S	Lvs	Str	Others	Tourmal
<i>Profile along the D637</i>																		
MF3034	20°38'14"	84°26'51"	40	pelite	*	*						*		*			Cor	Koumac
MF3035	20°38'15"	84°27'13"	240	marl	*	*	*					*						Koumac
MF3036	20°38'16"	84°27'38"	320	marl	*	*	*					*	*					Koumac
MF3037	20°38'19"	84°27'40"	340	marl	*	*	*					*	*					Koumac
MF3038	20°37'03"	84°27'55"	250	pelite	*					*		*						Koumac
MF3039	20°38'42"	84°28'12"	240	pelite	*					*		*						Koumac
MF3040	20°38'33"	84°28'21"	300	pelite	*					*		*						Koumac
MF3041	20°38'16"	84°28'22"	320	pelite	*					*		*						Koumac
MF3042	20°38'16"	84°28'18"	300	pelite	*	*	*		*	*		*						Koumac
MF3043	20°38'03"	84°28'33"	380	pelite	*	*	*		*	*		*						Koumac
MF3044	20°38'35"	84°30'03"	250	pelite	*	*	*	*	*	*		*						Koumac
MF3051	20°38'31"	84°31'38"	300	pelite	*	*	*	*	*	*		*					Cor	Diahot
MF3052	20°38'32"	84°31'41"	350	pelite	*	*	*	*	*	*		*						Diahot
MF3053	20°38'10"	84°31'16"	190	pelite	*	*	*	*	*	*		*						Diahot
MF3054	20°38'50"	84°31'25"	20	pelite	*	*	*	*	*	*		*						Diahot
MF3055	20°38'12"	84°31'48"	149	pelite	*	*	*	*	*	*		*						Diahot
MF3056	20°38'20"	84°31'22"	120	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3057	20°38'36"	84°32'58"	140	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3058	20°38'23"	84°33'42"	130	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3059	20°38'11"	84°33'57"	130	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3060	20°38'31"	84°34'00"	30	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3071	20°38'23"	84°34'25"	160	marl	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3082	20°38'18"	84°35'08"	250	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Koumac
MF3083	20°38'18"	84°35'41"	340	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Koumac
MF3084	20°38'18"	84°36'15"	400	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Koumac
MF3095	20°38'12"	84°36'37"	449	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3097	20°38'51"	84°37'12"	400	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3098	20°37'45"	84°38'12"	300	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Cor
FS24	20°40'01"	84°31'52"	360	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
FS23	20°40'19"	84°42'36"	300	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
FS22	20°40'48"	84°43'03"	650	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
FS21	20°41'56"	84°43'06"	480	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
FS20	20°41'06"	84°43'29"	550	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3154	20°46'39"	84°49'20"	480	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3133	20°46'38"	84°49'41"	360	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3152	20°46'41"	84°49'48"	149	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3151	20°47'51"	84°47'48"	160	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3149	20°48'12"	84°48'23"	20	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3148	20°48'11"	84°48'51"	10	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3147	20°48'59"	84°51'12"	40	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3146	20°49'21"	84°51'57"	30	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3145	20°48'26"	84°52'24"	29	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*			Ep	Diahot
MF3144	20°48'15"	84°53'12"	40	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3143	20°48'16"	84°53'48"	20	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3142	20°48'42"	84°54'22"	20	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3111	20°48'33"	84°54'18"	40	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3140	20°48'10"	84°54'38"	20	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot
MF3139	20°47'22"	84°55'56"	40	pelite	*	*	*	*	*	*		*		*				Diahot

Mineral abbreviations are from Kretz (1983); except: KWM, K-white micas (illite, muscovite); I, S, illite/smectite; C/S, chlorite/smectite; K/S, kaolinite/smectite; Vm, vermiculite; Cor, corrensite.

poor because of extensive tropical weathering, limiting the availability of fresh samples mainly to road cuts. Therefore, samples were collected only along two road profiles (Ioumac Ouégoa and road RM11) and along various small paths (Touho region) (Fig. 3). In many common rock types, such as mafic pelites and carbonates, no diagenetic minerals or mineral assemblages form in the very low-grade field. In these rocks the transitions from non-metamorphic to very low-grade and from very low-grade to low-grade metamorphic domains take place through the diagenetic zone, the anchizone and the epizone, each zone being characterized by specific values of the illite Kübler index (KI) (Árkai *et al.*, 2003).

Clay mineral separation was conducted using techniques described by Schwick *et al.* (1997). To perform the illite/muscovite polytype determination, randomly oriented samples were prepared using the technique described by Dalla Torre *et al.* (1994).

X-ray diffraction

Illite and chlorite crystallinity was measured on air-dried, glycolated and heated samples using a D5000 Bruker-AXS (Siemens) diffractometer, CuK α radiation at 40 kV and 10 mA, and automatic divergence slit (primary and secondary $\lambda/2\theta$) with a secondary graphite monochromator.

Illite crystallinity was calculated using the software DIFFRAC[®] TOPAS (by ©Bruker AXS). The illite crystallinity index is defined as the full width at half maximum (FWHM) intensity of the first illite/muscovite basal reflection (Table 2). Illite crystallinity values were transformed into Kübler index (KI) values using a correlation with the standard samples of Warr & Rice (1994) (KI_{std} = 1.543 \times IC_{Base} - 0.003). The Kübler index was used to define the limits of metamorphic zones, and the transition values were chosen as follows: KI = 0.25 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the epizone to high anchizone boundary, KI = 0.30 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the high to low anchizone boundary and KI = 0.32 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the low anchizone to diagenetic zone. The same experimental conditions were also used to determine chlorite crystallinity on the (002) peak, where (ChC002) corresponds to the FWHM intensity values of the second (7 Å) basal reflection of chlorite (Table 2). The ChC002 measurements were calibrated with those of Warr & Rice (1994) and expressed as the Árkai Index (AI) (Guggenheim *et al.*, 2002): AI = 0.766 \times ChC002 + 0.117. The anchizone boundaries for the Árkai index were defined by correlation with the Kübler index and are given as 0.25 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the epizone to anchizone boundary and 0.30 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the anchizone to diagenetic zone.

The different types of mixed-layer clay minerals observed were classified using data from Moore & Reynolds (1997). The illite/smectite glycolated

mixed-layer clay minerals were identified on the diffractogram by the presence of a reflection between 16 and 17.7 $\Delta^{\circ}2\theta$. After glycolation solvation, the chlorite/smectite was identified by expansion of the $d(001)^*$ to 51.1 Å. Heat treatment was necessary for identification of the kaolinite/smectite. Heating produces a shift from the 7.4 Å air-dried reflection to an increased d value of 8.1 Å.

K-white mica b cell dimensions (or b cell dimensions) were determined for samples free of paragonite and mixed-layered minerals. The b cell dimension is based on the $d_{(002)}$ spacing and on the increasing octahedral substitution that occurs with pressure increase in white mica (Emis, 1953; Guidotti *et al.*, 1989). Guidotti *et al.* (1989) presented linear regression equations that quantify the changes in the b cell dimension of muscovite 2M₁ that result from cation substitutions in the interlayer and octahedral sites. This b cell dimension value was determined by measurement of the (060) peak of the possible white mica when present (Sassi & Seclari, 1974), and using the program WIN-METRIC V.3.0.7 (by ©Bruker AXS), which is a cell-refinement program.

Electron microprobe and X-ray fluorescence data

Mineral compositions in the metapelites were determined by electron probe microanalysis using a JEOL JXA-9500 superprobe at the University of Basel with four wavelength-dispersive spectrometers, equipped with Voyager software by NORAN instruments. A ZAF-correction procedure was used for all data reduction and all Fe was assumed to be ferrous. To avoid volatilization of light elements, low-grade metamorphic minerals were analyzed using a 10 nA beam current, an accelerating voltage of 15 kV, an acquisition time of 10 or 20 s, rastered over an area of 26 μm^2 . The standards used for the elements were as follows: olivine for Si and Mg; rutile for Ti; gadolinite for Al; graptolite for Mn and Fe; wollastonite for Ca; albite for Na; and orthoclase for K.

Two whole-rock chemical analyses were made at the Geochemistry Laboratories, University of Basel. Major oxide concentrations were measured on a fused glass bead (20 mm diameter) containing a mixture of 500 mg sample powder and 1700 mg Li-tetraborate. The two analyses (Table 3) were obtained with a Siemens SRS3000 Wavelength-Dispersive Sequential X-Ray Spectrometer with a Rh end window tube (4 kV). The results were collected and evaluated using the Bruker AXS Spectra plus standardless evaluation program. Analytical precision varies from element to element, as do detection limits, but generally the major oxides have a detection limit of 0.01% and a relative accuracy of 0.5%.

Table 2: FWHM and $ClC_{(002)}$ data of the studied samples

Sample	FWHM	$ClC_{(002)}$	Sample	FWHM	$ClC_{(002)}$
<i>Kamuro–Otagiri zone</i>			<i>Profile along the RM11</i>		
MF2889	1.74	—	VF3034	—	—
MF2892	0.40	—	VF3036	0.48	—
MF2894	0.35	—	VF3038	1.32	—
MF2896	0.30	—	VF3039	0.43	—
MF2996	0.31	0.21	VF3040	1.97	—
VF3008	0.34	0.22	VF3058	1.36	—
MF3009	0.39	Weat.	VF3040	1.21	—
MF2897	0.30	0.18	VF3041	1.06	—
MF2898	0.32	—	VF3042	0.75	—
MF2899	0.54	—	VF3043	0.44	—
MF3000	0.25	—	VF3044	0.48	—
MF3001	Int.	0.31	VF3051	0.26	Weat.
MF3002	0.24	—	VF3052	0.22	0.18
MF3003	0.30	0.30	VF3053	0.15	0.13
MF3005	0.27	0.23	VF3094	0.17	0.1
MF3007	0.24	Weat.	VF3055	0.17	0.12
MF3014	0.20	0.18	VF3056	0.38	0.17
MF3017	0.25	0.18	VF3057	0.24	0.31
VF3018	0.22	0.17	VF3058	0.22	—
MF3020	0.21	Weat.	VF3059	0.23	0.15
MF3024	0.20	Weat.	VF3060	0.24	0.19
MF3025	0.2	Weat.	VF3061	0.24	0.19
VF3026	0.23	0.19	VF3062	0.37	—
MF3027	0.17	0.16	VF3063	0.32	0.26
MF3028	0.21	Weat.	VF3064	0.38	0.28
PS29	—	—	VF3065	0.22	0.19
MF3029	0.18	Weat.	VF3067	0.28	0.48
MF3030	0.20	Weat.	VF3068	0.23	0.20
VF3031	0.17	Weat.	TS24	0.17	0.15
PS32	—	—	TS23	0.21	Weat.
MF3070	0.15	Weat.	TS22	0.17	0.16
VF3071	0.16	Weat.	TS21	0.27	0.18
<i>Tanba region</i>			TS20	0.21	0.18
PS1	0.17	Weat.	VF3104	0.22	0.21
PS2	0.16	Weat.	VF3133	0.26	0.19
PS3	0.17	0.17	VF3132	0.23	0.20
PS4	0.14	0.16	VF3131	0.19	0.19
PS5	0.18	0.17	VF3130	0.21	0.20
PS6	0.18	0.19	VF3149	0.23	0.19
PS29	0.14	0.14	VF3148	0.19	0.17
PS30	0.15	0.16	VF3147	0.15	0.17
PS31	0.17	0.16	VF3146	0.14	0.13
PS32	0.18	0.16	VF3145	0.22	0.19
PS33	0.18	0.16	VF3144	0.14	0.14
PS36	0.18	Weat.	VF3143	0.14	Weat.
PS37	0.14	0.14	VF3142	0.13	0.12
PS34	0.19	0.17	VF3141	0.12	0.17
PS35	0.16	0.16	VF3140	0.15	Weat.
PS36	0.20	0.18	VF3139	0.20	Weat.
PS37	0.22	0.19			

FWHM, full width at half maximum intensity of the (001) illite–muscovite reflection. Weat., weathering; Int., interference with another peak

Table 3: Whole-rock compositions of samples used for thermodynamic modeling

Oxides (wt %)	MI 2937	MI 2994
SiO ₂	50.74	50.02
TiO ₂	1.38	0.20
Al ₂ O ₃	21.33	3.00
FeO	5.32	1.54
MnO	0.35	0.00
MgO	2.94	1.02
CaO	0.94	0.00
Na ₂ O	2.70	0.00
K ₂ O	7.15	0.85
H ₂ O	0.43	0.10
LOI	1.56	1.16
Fe ²⁺ (Fe + Mn)	0.42	0.40

LOI, loss on ignition.

Thermodynamic modeling

Pressure and temperature conditions of equilibrium of the metamorphic rocks were determined by calculating equilibrium assemblages and equilibrium phase diagrams using the THERIAK-DOMINO software (de Capitani & Brown, 1987; de Capitani, 1994). A modified internally consistent mineral database based on JLV92 of Bernier (1988) was supplemented with thermodynamic data for ferro- and magnesio-crochrolite, and magnesio- and ferro-chloritoid (from Le Bayon, 2002). Data for glaucophane and ferro-glaucophane (El-Shazly & Liou, 1991), daphnite and phengite (Massonne & Szpizka, 1997) were also added. The activity models are presented in Table 4. The main input consists of the bulk-rock composition of the rock studied.

Microthermometry

Quartz calcite veins were sampled along the road between Koumao and Ouégoa (Fig. 3), to substantiate the *P-T* estimations based on mineral equilibria and to reconstruct the fluid evolution history during metamorphism (Frey *et al.*, 1989). Microthermometry investigations on double polished thin sections were performed using a Chateaufort heating-freezing stage at the University of Basel (Pory *et al.*, 1976; Mullis *et al.*, 1994). The uncertainty of the measurements is ±0.1°C for -60 to 40°C and ±1°C outside this range.

Two-phase (consisting of vapor and liquid at room temperature) and one-phase fluid inclusions were identified. No dissolved volatile phase was observed, either by melting of CO₂ at or below its triple point of -56.6°C, nor by formation or dissociation of a clathrate

Table 4: Solution model used for thermodynamic modeling

<i>Epilase-cinnabarite: ideal one site mixing</i>	
$a_{Ep} = X_{Ep}^1$	
$a_{Cin} = X_{Cin}^1$	
<i>Chlorite: ideal one site mixing</i>	
$a_{Chl} = X_{Chl}^1$	
<i>Glaucophane: ideal one site mixing</i>	
$a_{Glc} = X_{Glc}^1$	
$a_{Fg} = X_{Fg}^1$	
$a_{Ph} = X_{Ph}^1$	

or liquid-vapor equilibrium of a volatile component such as higher hydrocarbons (HHC), CH₄, CO₂, N₂ or H₂S. Thus, microthermometry was resorted to measuring the eutectic temperature (*T_e*), the melting temperature of ice (*T_{m,ice}*) and the bulk homogenization temperature of the fluid inclusions (*T_h*). The eutectic temperature provides evidence for the composition of the electrolytes dissolved in aqueous solutions (Holister & Crawford, 1961; Shepherd *et al.*, 1985; Mullis, 1987). As none of the investigated fluid inclusions contained any observable gas component, salinity was derived from the ice melting temperature in NaCl-equivalence after Potter *et al.* (1972). Bulk homogenization temperatures of gas-free aqueous solutions were used for the determination of the volume fraction of the vapor and liquid phases after Zhang & Frantz (1987).

From the salinity and volume fraction of vapor and liquid phases within the fluid inclusions, bulk density and inclusion composition were calculated according to the general equations published by Mullis (1987). The isochors were calculated from the equation of state given by Zhang & Frantz (1987).

RESULTS

Mineralogy

The mineralogy of the studied samples is given in Table 1. Minerals abbreviations are those of Kretz (1983).

In the meta-matrix the mineral assemblages consist of Qtz + K-white mica + Kln and/or Chl with minor amounts of mixed-layer minerals [Illite/smectite (I/S), and chlorite/smectite (C/S)], albite, and sporadically hematite. In their <2 μm grain-size fraction, illite-muscovite predominates in association with Chl or Kln, mixed-layer minerals and quartz. Albite is present in only minor amounts, and vermiculite (Vrn) and corrensite (Cor) are found in few samples.

In the metapelites, the mineral assemblages consist of Qtz, K-white mica, Chl and/or Kln with minor amounts of mixed-layer minerals [I/S, C/S and kaolinite/smectite

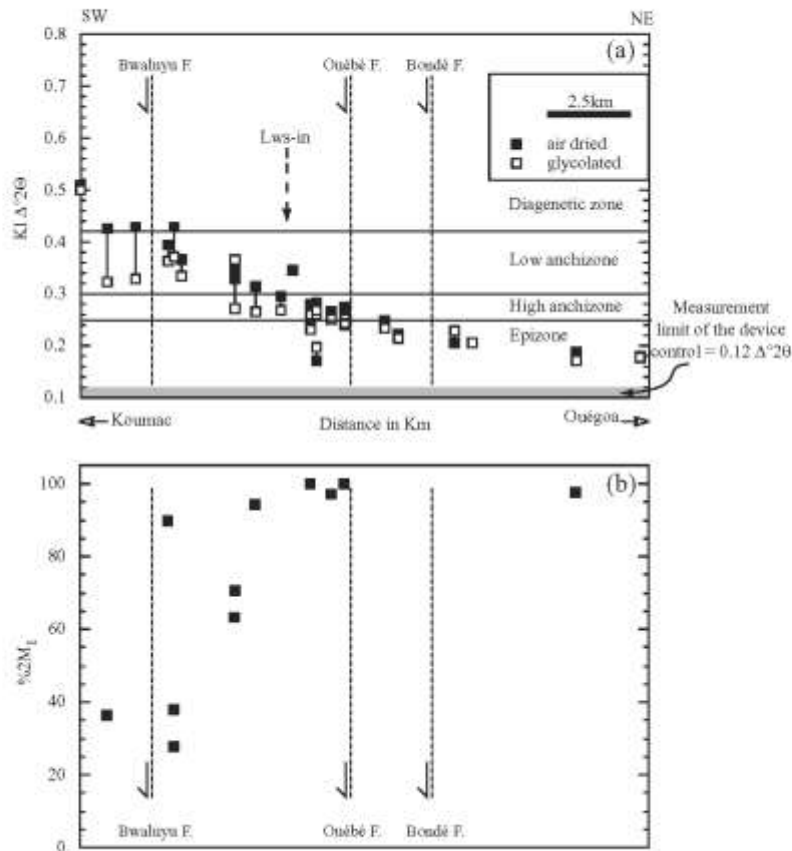


Fig. 4. (a) Distribution patterns of KI (air-dried and glycolated) as a function of distance along the Koumac-Ouégoa profile. (b) 2M₁% K-white mica content of samples along the Koumac-Ouégoa road.

(K/S), Ab, and index minerals depending on the metamorphic grade (stilpnomelane, lawsonite, glaucophane, carpholite, epidote). In their <2 μm fractions, illite muscovite or phengitic muscovite predominate in the higher-grade samples. Discrete paragonite is also found in minor quantities. Traces of smectite or kaolinite indicate oxidative weathering in some higher-grade samples.

Structural characteristics of the phyllosilicates

Figures 2 and 3 show the distribution of the illite crystallinity (KI data) and the FWHM values are presented in Table 2.

The KI values range from low diagenetic to epizone. In the Koumac terrane, the KI data indicate low diagenetic to low anchizone values, ranging from 1.40 to 0.33 Δ°2θ. In the Diabot terrane, KI values vary between low anchizone and epizone. A trend of increasing grade from the diagenetic zone to the epizone is observed in a traverse from SW to NE along the Koumac Ouégoa road (Figs 1, 2 and 4a). An overall prograde sequence for the terranes is documented, with KI decreasing from SW to NE.

Significant positive linear correlation ($r^2 = 0.65$) is found between Kübler and Arkai indices (Fig. 5), giving greater reliability to the metamorphic grade estimate deduced from KI values, which can be hindered by

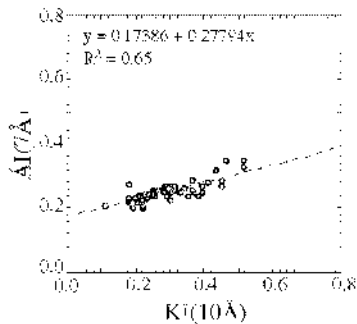


Fig. 3. Correlation between KI (10 Å) and ΔI (Å) values.

broadening of the reflectance peak caused by the presence of discrete paragonite.

The percentage of 2M₁ illite-muscovite polytype relative to the KI along the Kouroua-Ourégon road shows a positive trend with increasing metamorphic grade (Fig. 4b). The complete conversion from 1M₁ to 2M₁ is reached at KI values around 0.30 Δ²2θ (limit of the low to high anchizone; Table 5).

The K-white mica *b* cell dimension for 20 K-white mica samples from the lawsonite and glaucophane zones all fall in the same range with a minimum 9.06 and a maximum 9.66 Å values. Eight samples from the pumpellyite-prehnite zone show lower values between 9.01 and 9.45 Å (Fig. 6). The *b* values from the glaucophane-lawsonite zone are typical for HP-type metamorphism, whereas the prehnite-pumpellyite values are more characteristic of Barrovian-type metamorphism (Sassi, 1972; Sassi & Scolaro, 1974).

Mineral chemistry

Phyllosilicate chemistry

Because of the small grain size of the phyllosilicates, special care was taken to differentiate between detrital and newly formed metamorphic grains. In certain cases (i.e. MF3003), detrital micas altered to K-white mica/chlorite or K-white mica/paragonite/chlorite stacks were observed. They could be distinguished from fine-grained, matrix-forming white mica and chlorite formed parallel to the metamorphic schistosity.

Representative compositions of K-white mica are listed in Table 6. Mica analyses showing more than 0.5% (MnO % + TiO₂ %) were rejected (Vidal & Parra, 2009). In a Si-Al_{IV} diagram (Fig. 7a), the analyses show a significant deviation from the Tschermak exchange line. Considering the analyses reported in Table 6, the total interlayer charge (i.e. Ca + Na + 2K) is between 1 and 0.99, except for sample MF2144, where a Pt

substitution could be assumed (Fig. 7a and d) in addition to the Tschermak substitution. Additional substitutions are required to explain the excess of Fe and Mg (Fig. 7a and b). The excess of Mg – Fe could be explained by a di-trioctahedral substitution common in dioctahedral micas (Vidal & Parra, 2009; Parra *et al.*, 2002). Figure 7c shows a correlation between the Fe and Mg contents in the individual samples (probably dependent on the bulk composition) except for samples PS50 and PS82. On the basis of model calculations supposing various mixtures (Fig. 7b), no contamination of the analyses by quartz or chlorite has occurred.

In Fig. 7d, the K-white mica analyses fall in a cluster between the muscovite-phenigite and the muscovite-illite lines, indicating a small deficit in t.i.c. (values range between 0.8 and 0.95 p.f.u.). Figure 7e shows that the Na content of K-white mica is very low (except for samples MF3003 and PS69) and thus the *b* cell dimension is not influenced by K-Na exchange. Therefore, use of the *b* cell dimension should be accurate (Guidotti *et al.*, 1989).

Although the number of data pairs is relatively low (*n* = 6), we investigated the relation between the metamorphic grade of our samples and the chemistry of the K-white micas. No real trend is observed between Na/(Na + K) ratio and metamorphic grade, as indicated by KI value (Fig. 7f), suggesting that subordinate amounts of discrete paragonite and/or mixed K/Na micas do not influence the KI. Figure 7g reveals no obvious correlation between KI values and Si content. This indicates the occurrence of other substitutions in addition to the tetrahedral one, probably the di-trioctahedral substitution discussed above.

Compositions of chlorite are normalized to 28 oxygens (Table 7) and fulfil the criterion of non-contamination, ΣCa + Na + K < 0.2 (Della Torre *et al.*, 1996). Using the classification of Zane & Weiss (1996), chlorites in the studied samples are trioctahedral type I where (X_{Mg} + X_{Fe} ≥ X_{Al} + X_{vacancy}). A Fe-Mg-Si diagram reveals intermediate compositions between chamosite and clinocllore (Fig. 8a). X_{Mg} varies between 0.431 and 0.955, and according to Hey (1971), the chlorites lie mainly in the ripidolite, pichrochloro and brunsvigite fields.

The low total interlayer charge of the chlorites (<0.2 p.f.u.) indicates that smectite or illite impurities are insignificant (Fig. 8b). The increase of (Al^{VI} – Al^{IV}) could be attributed to increasing sudoitic substitution (di-trioctahedral) (Árkai *et al.*, 2003). Correlations observed for apparent octahedral vacancies with (Al^{VI} – Al^{IV}) (Fig. 8c) and apparent octahedral vacancies with sum of octahedral divalent cations (Fig. 8d) prove the sudoitic substitution in the analyzed chlorites. Figure 8e demonstrates that, in addition to the Tschermak substitution, the di-trioctahedral substitution plays an important role in chlorites.

Using the chlorite Al^{VI} thermometry of Cathelineau (1986), we calculated mean *T* values between 270 and

Table 5: Correlation between KI, illite–muscovite polytypes transformations, vitrinite reflectance, temperature and mineral parageneses

Metapelite Zone	KI ($\Delta^{\circ}2\theta$)	Polytypes %2M ₀	Vitrinite Reflectance R _v %	T °C	Index Minerals								
					Kln	Cor	C/S	Pg	Lws	Fe-Gln	Mg-Cor		
Diagenetic Zone	1.74	37.5											
.....	0.47	2.9 ± 0.2	220 ± 10									
Low Archizone	0.80	100.0	3.4 ± 0.2	260 ± 10									
.....	0.25	4.8 ± 0.7	285 ± 10									
High Archizone	0.25	4.8 ± 0.7	285 ± 10									
Epizone	0.15		350									

Vitrinite reflectance is after Diessel *et al.* (1978); oxygen isotopic thermometry is after Black (1974); mineral abbreviations are after Kretz (1983).

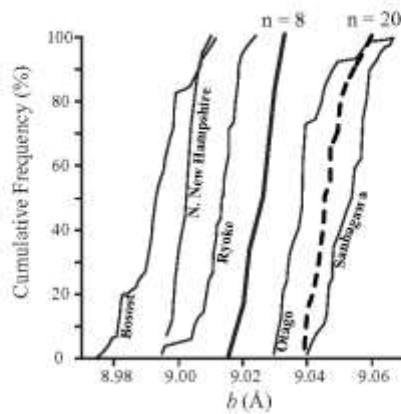


Fig. 6. Cumulative curves of K-white mica *b* cell dimensions for 20 samples from the lawsonite and glaucophane zones (bold dashed line), and eight samples from the pumpellyite–prehnite zone (bold continuous line). Reference curves (fine lines) are from Sassi & Socoli (1974).

340°C (Table 7). Figure 3f shows a negative trend between the metamorphic grade increases (KI values decrease) and the calculated *T*. This could be explained by the absence of smectite contamination (or other significant impurity) (Schmidt *et al.*, 1997).

Index mineral chemistry

Lawsonite is very common in shales from the eastern coast. Representative analyses are presented in Table 8. Petrographic evidence indicates that lawsonite mainly grew during or after development of the main foliation.

Crystals typically are elongated or have undeformed tabular forms in thin section.

Stilpnomelane is relatively widespread in the lawsonite zone, and it is typically associated with lawsonite. Microprobe analyses of the studied stilpnomelane show an *X*_{Fe} range from 0.70 to 0.80 corresponding to ferro-stilpnomelane (Table 8).

Sodic amphiboles in the Diahot terrane occur as fine-grained, thin, needle-like ellipsoidal fibres parallel to the main foliation, with pale blue to purple pleochroism. Representative analyses of sodic amphibole from samples MF3031 and PS131 are presented in Table 8. The amphiboles are ferro-glaucophane with *X*_{Mg} ranging between 0.30 and 0.48 (after Leake *et al.*, 1997).

Vein mineralogy, textural relationships and microthermometry

We selected quartz-vein samples from four localities along the profile between Koumac and Ouégoa (Fig. 3). Oriented samples were collected from structurally controlled syntectonic fissures of a few millimetres in width. Rock sections were cut perpendicular to the bedding and retaining portions of the wall-rock. The chronology of the different fluid inclusion populations (Table 9) is defined with respect to their relative overgrowth sequence (Mullis, 1976).

Veins are mainly composed of small quartz crystals, except sample MF3006, which contains, in addition, calcite and chlorite. Two types of fluid inclusions were identified with the microscope: one-phase inclusions and two-phase fluid inclusions (consisting of vapour and liquid at room temperature). Most of the fluid inclusions analyzed are secondary.

Table 6: Representative chemical analyses of K-white micas

Sample no.	MF303		MF3144		MF303		P52211		P52212		P502		P589		P584		P566	
	1	SD	1	SD	1	SD	1	SD	1	SD	1	SD	1	SD	1	SD	1	SD
SiO ₂	50.16	0.69	50.72	0.64	45.50	0.30	52.38	0.87	46.91	1.30	51.90	0.74	47.00	1.61	56.01	1.48	43.09	0.72
FeO	0.10	0.12	0.09	0.07	0.25	0.10	0.08	0.03	0.15	0.22	0.07	0.07	0.10	0.13	0.06	0.05	0.04	0.06
Al ₂ O ₃	28.56	0.75	24.47	0.57	35.26	0.77	24.04	0.88	22.94	2.01	24.31	0.97	23.26	2.81	23.61	3.08	24.54	1.03
TiO	0.87	0.36	4.49	0.87	1.76	1.03	4.37	0.42	5.39	1.77	4.40	0.67	1.35	1.63	2.79	0.90	4.83	0.88
MnO	0.12	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.11	0.07	0.03	0.04	0.26	0.06	0.07	0.03
MgO	2.84	0.58	3.34	0.12	0.78	0.32	3.69	0.29	2.30	0.68	3.4	0.41	2.04	0.73	4.37	0.61	2.82	0.49
CaO	0.02	0.03	0.05	0.06	0.02	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03
Na ₂ O	0.28	0.07	0.09	0.03	0.73	0.27	0.24	0.24	0.29	0.27	0.10	0.05	0.35	0.44	0.05	0.03	0.11	0.07
K ₂ O	10.48	0.44	9.37	0.37	9.88	0.94	10.98	0.37	10.34	1.05	10.94	0.23	9.48	0.95	10.41	0.39	10.48	0.26
Total	94.16	0.99	92.00	0.40	94.19	1.13	95.77	0.77	96.23	3.24	95.77	0.92	94.92	1.35	91.41	0.89	93.92	0.94
Si	3.41	0.03	3.99	0.03	3.06	0.03	3.52	0.03	3.23	0.03	3.61	0.03	3.17	0.03	3.49	0.03	3.46	0.03
Ti	0.01	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.59	0.03	0.50	0.03	0.94	0.03	0.48	0.03	0.72	0.08	0.49	0.03	0.83	0.04	0.51	0.03	0.54	0.03
Al ^{VI}	1.34	0.02	1.48	0.03	1.47	0.03	1.42	0.03	1.57	0.08	1.45	0.04	1.75	0.13	1.44	0.10	1.47	0.04
Fe ²⁺	0.22	0.02	0.23	0.04	0.10	0.00	0.23	0.02	0.39	0.10	0.25	0.03	0.07	0.10	0.16	0.03	0.28	0.04
Mn	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.27	0.07	0.31	0.01	0.03	0.03	0.37	0.03	0.23	0.27	0.22	0.24	0.30	0.03	0.45	0.03	0.29	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.01	0.01	0.00	0.09	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.11	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.81	0.04	0.82	0.03	0.52	0.07	0.93	0.03	0.88	0.49	0.94	0.02	0.81	0.10	0.83	0.04	0.86	0.02
L.I.C.	0.35	0.03	0.83	0.03	0.97	0.05	0.96	0.02	0.91	0.11	0.90	0.02	0.92	0.06	0.84	0.03	0.87	0.02
A ₀	9.03	0.15	9.01	0.01	9.06	0.01	9.06	0.01	9.04	0.01	9.05	0.02	9.02	0.06	9.15	0.01	9.05	0.01
K1	0.17	0.11	0.25	0.05	0.17	0.07	0.17	0.07	0.18	0.08	0.18	0.08	0.19	0.08	0.19	0.08	0.20	0.08

Calculations are based on 11 oxygens (anhydrous basis). A₀ values calculated after Guidotti *et al.* (1989). (1) Syn-kinematic K-white micas; (2) post-kinematic K-white micas. SD, standard deviation; n, number of samples; L.I.C., total interlayer cations (Ca + Na + K).

Different fluid inclusion assemblages can be defined (Table 9) based on their shape, salinity and relation to each other. We generally observed a first fluid inclusion assemblage stretched, partially or totally decrepitated (fluid inclusion assemblage 1). Fluid inclusions, with a high volatile ratio (>80%) and well shaped (negative quartz), are present in samples MF3022 and MF3027. Such fluid inclusions were formed during a heating event, postdating the deformation. In the case of sample MF3027, it was not possible to measure A₀ because of the variation of the vapor/liquid ratios after repeated measurement. Fluid inclusions less stretched, with lower salinity, were observed in samples MF3004 and MF3027 and define a third fluid assemblage in those samples.

P-T estimates: equilibrium phase diagrams

Sample MF3031 is from the lawsonite - glaucophane zone of the Déhat terrane, in the district of Ouéga. Sample

MF2994 was collected in the pumpellyite - prehnite zone (high diagenetic to low anchizone) of the Koumac terrane. Equilibrium phase diagrams were calculated using the THERIAK-DOMINO software. The main input consists of the modal bulk composition of the rock. To attain greater control on the model, bulk composition without the minor elements were calculated in the systems NKFMASH (MF2994, where Ca and Ti are in minor amounts) and Ti-Ca-NKFMASH (MF3031). Calculations were performed in the temperature range between 150 and 500°C and for pressures between 0.1 and 2.0 GPa. We took also into account the effect of water activity on the stability of mineral assemblages. The water activity was evaluated to 0.5 for sample MF3031 on the basis of a previous study on the mineral and bulk-rock oxygen and carbon isotopic characteristics of the Ouéga terrane (Black, 1977).

The P-T section for sample MF3031 (Fig. 9) shows the observed mineral assemblage of the sample

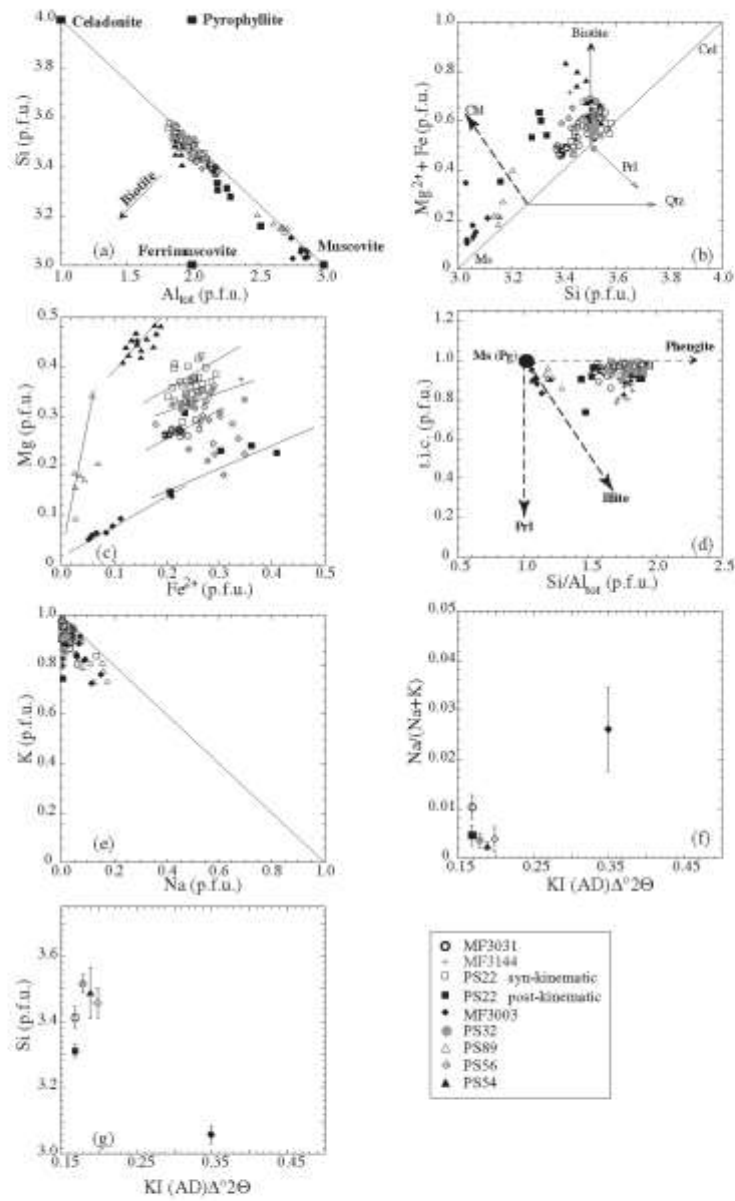


Fig. 7. (a-c) Compositional relations of metamorphic dioctahedral white micas. Cation numbers and ratios are calculated from electron microprobe analyses. t.i.c., total interchange charge = $K + Na + 2Ca$ per formula unit. (f, g) Relations between illite crystallinity (KI) and the chemistry of white mica.

Table 7: Representative chemical analyses of chlorite

Sample no.	MF3144		MF3155*		MF3023*		PS22		PS32		PS81		PS 31	
	6	SD	7	SD	15	SD	12	SD	7	SD	3	SD	4	SD
SiO ₂	25.48	0.39	27.63	0.75	33.42	0.44	26.35	0.50	26.01	0.36	28.15	0.89	24.93	0.31
FeO _x	0.08	0.07	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.00	0.09	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	17.19	0.23	17.95	0.52	13.52	0.26	18.82	0.47	18.75	0.54	23.65	0.63	20.25	0.14
TiO ₂	32.12	0.48	26.04	0.79	12.58	0.53	10.52	0.25	32.82	0.38	14.38	0.64	29.13	0.38
MnO	0.46	0.04	0.31	0.08	0.14	0.03	0.28	0.09	0.43	0.08	0.14	0.07	0.72	0.10
MgO	10.72	0.17	15.54	0.47	26.77	0.58	11.75	0.19	9.78	0.15	20.74	0.18	10.88	0.24
CaO	0.02	0.02	0.23	0.12	0.13	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.09	0.04
Fe ₂ O ₃	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.06	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01
K ₂ O	0.07	0.07	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.22	0.19	0.04	0.01
Total	85.14	0.57	83.00	0.45	85.60	0.84	88.14	0.65	87.90	1.15	87.41	1.03	86.03	0.70
Si	5.72	0.04	5.87	0.12	8.12	0.08	5.74	0.09	5.70	0.09	5.58	0.11	5.49	0.03
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Al ^{IV}	2.28	0.04	2.73	0.12	1.88	0.08	2.25	0.09	2.30	0.09	2.42	0.11	2.51	0.03
Al ^{VI}	2.27	0.09	2.32	0.07	2.53	0.05	2.32	0.07	2.55	0.06	3.05	0.13	2.75	0.05
Fe ²⁺	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	3.59	0.05	4.28	0.18	7.77	0.14	3.77	0.05	3.19	0.04	6.12	0.14	3.51	0.07
Ca	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
100 × (Fe ²⁺ + Fe ³⁺) / ΣFe	0.63	0.40	0.48	0.01	0.27	0.01	0.58	0.01	0.65	0.05	0.25	0.01	0.65	0.01
n	315	7	281	19	247	12	332	14	272	9	338	17	347	5

Calculations are based on 28 oxygens (anhydrous basis); n, number of samples; SD, standard deviation. All Fe is assumed to be Fe²⁺. Temperatures are determined using the chlorite thermometer of Cathelineau (1985). *Samples MF3155 and MF3023 are metabasites; others are pelites.

(quartz + phengite + glaucophane + chlorite + lawsonite + titanite). The assemblage is stable over a wide range of *P* and *T*, going from 0.8 to 1.3 GPa and from 300 to 475°C. To gain a better constrain, we calculated the isopleths of Fe-Gln and Ms (Fig. 9). These mineral compositions allow us to restrict the stability field to 1.3–1.8 GPa and 400–475°C. The *b* cell dimension of samples in the zone, 9.04 Å, reflects the high-pressure character of metamorphism and points to pressure higher than 1.2 GPa in the temperature range of 450–475°C using the *P-T* diagram of Ramírez & Sassi (2001, Fig. 9).

Calculations for sample MF2994 (from the pumpellyite–prehnite zone (high diagenetic to low anchizone)) required accurate evaluation of the a_{H_2O} . Black (1977) has shown that in this zone, a_{H_2O} ranges between 0.6 and 0.7. Calculations determined for a maximum a_{H_2O} of 0.7 (value for maximum a_{H_2O} of Black (1977)) show a maximum temperature of 250°C for a pressure of 0.3 GPa for the assemblage Qtz + K-white mica + Kin + Cl (observed in sample MF2994) (Fig. 10). Therefore,

we can postulate *P-T* conditions below 250°C and 0.3 GPa in the very low-grade region, which is consistent with estimates by Bell & Brothers (1985) based on the appearance of a slightly higher grade of lawsonite and aragonite in the lawsonite zone.

DISCUSSION

Comparison of methods to determine the HP–LT event (‘peak metamorphism’)

In the NE of New Caledonia, in the Oligocene HP–LT schist belt, the trends shown by KI values can be reproduced from the vitrinite reflectance measurements published by Diessel *et al.* (1976). Vitrinite reflectance data show an evolution from medium-volatile bituminite to meta-anthracite stage (1.5–0.5% R_{max}). In the HP epizone of the lawsonite–glaucophane zone, the maturation of vitrinite reaches the optical graphite stage. In Table 5, the high diagenesis and low anchizone (semi-anthracite

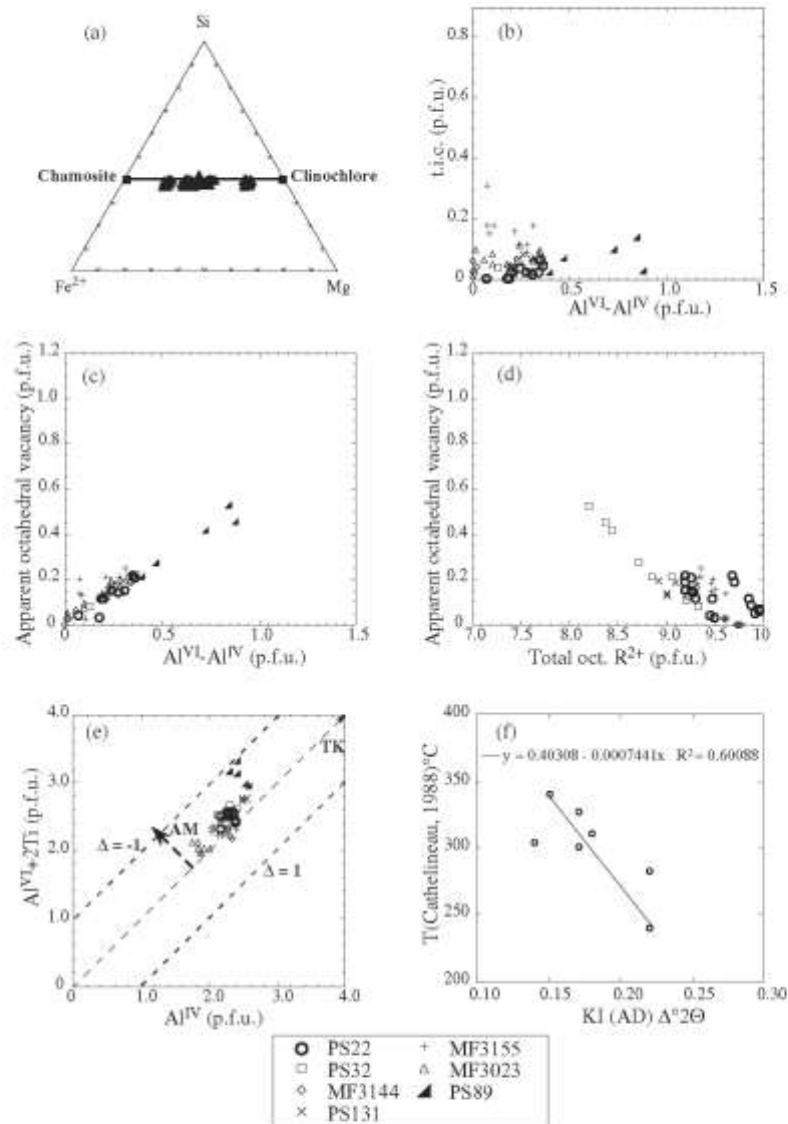


Fig. 8. (a-c) Compositional variation of chlorite. Cation numbers and ratios are calculated from electron microprobe analyses. (a) Fe²⁺-Mg-Si diagram for chlorites that plot close to a straight line between the end-members chamosite and clinocllore. (b) t.i.c. (total intercharge charge = K + Na + 2Ca per formula unit) vs Al^{VI}-Al^{IV}. (c) Apparent octahedral vacancy (= 20 - Σ octahedral cations per formula unit) vs Al^{VI}-Al^{IV}. (d) Apparent octahedral vacancy vs total octahedral R²⁺ (= Fe²⁺ + Mg²⁺). (e) Al^{VI} + 2Ti vs Al^{IV}. Arrows show trends of TK (Tschermak) and AM (dioctahedral) substitutions, where Δ = Al^{IV} - (Al^{VI} + 2Ti). (f) Correlation between peak temperature of metamorphism calculated with the Cathelineau (1988) thermometer and KI values.

Table 6: Representative chemical analyses of Fe-sillimanite (Fe-Sil), lawsonite (Lws), Fe-glaucophane (Fe-Gln) and Mg-carpholite (Mg-Carph).

Mineral	Fe-Sil		Lws		Lws		Lws		MgCarph		Fe-Sil		Fe-Sil		Fe-Sil			
	MF3081	75/31	MF3087	75/31	MF3144	PS89	MF3144	7532	PS72	79	53	9	SD	7	SD			
n	24	SD	6	SD	4	SD	4	SD	6	SD	16	SD	19	SD	9	SD		
SiO ₂	54.87	1.28	59.63	0.64	37.74	0.86	37.70	1.08	58.83	1.30	38.64	0.78	46.25	1.47	45.78	1.07	46.92	0.89
TiO ₂	3.59	0.08	0.17	0.08	0.17	0.17	0.23	0.13	0.11	0.4	0.13	0.16	0.04	0.05	0.01	0.07	0.10	0.11
Al ₂ O ₃	13.24	0.37	11.08	0.29	31.45	1.46	22.06	0.42	28.90	1.33	32.84	0.51	5.74	0.32	6.57	0.40	6.59	0.41
FeO	13.45	1.17	16.27	0.28	6.44	0.07	9.40	0.09	0.37	0.17	0.45	0.02	23.62	0.83	29.47	0.94	27.45	1.64
MnO	0.08	0.13	0.29	0.12	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.12	0.08	1.17	0.24	1.10	0.17	0.82	0.36
MgO	4.48	0.24	0.36	0.16	0.01	0.01	0.02	0.02	0.06	0.67	0.16	0.39	3.19	0.34	4.85	0.28	6.82	0.31
CaO	6.47	0.18	0.32	0.17	6.52	0.30	16.79	0.50	7.39	0.55	0.07	0.07	0.03	0.02	0.03	0.02	0.12	0.08
Na ₂ O	0.74	0.19	0.13	0.07	0.02	0.01	0.03	0.01	0.26	0.0	0.02	0.07	0.31	0.34	0.26	0.13	0.23	0.34
K ₂ O	0.69	0.17	0.02	0.02	0.05	0.01	0.07	0.03	0.00	0.13	0.04	0.04	4.30	1.37	3.47	0.35	2.54	1.46
Total	93.29	3.77	91.24	0.98	86.82	2.02	87.28	1.61	101.01	1.55	87.41	0.60	87.06	0.85	103.90	0.72	91.21	1.32
Si	7.95	1.14	7.87	0.05	2.02	0.03	2.50	0.04	2.13	0.07	2.00	0.03	9.00	0.06	8.00	0.01	8.00	0.01
Ti	0.07	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al _{IV}	1.06	0.09	2.00	0.06	1.88	0.04	2.07	0.08	1.87	0.06	2.00	0.03	1.28	0.11	1.37	0.11	1.33	0.09
Al ^{VI}	0.17	0.06	0.13	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	0.68	0.08	1.87	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	3.07	0.16	0.19	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	1.37	0.02	1.73	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.23	0.01	4.24	0.20	4.36	0.20	3.87	0.27
Mn	0.05	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.07	0.17	0.02	0.09	0.07
Mg	0.97	0.05	1.17	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.07	0.08	1.37	0.11	1.28	0.10	1.68	0.08
Ca	0.66	0.05	0.05	0.05	0.97	0.02	0.96	0.02	0.96	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02
Na	1.87	0.08	1.86	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	3.1	0.11	3.08	0.04	3.08	0.11
K	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.08	0.21	0.70	0.22	0.53	0.25	
Fe/Fe + Mg	0.70	0.02	0.02	0.01	—	—	—	—	—	—	0.23	0.01	0.77	0.02	0.70	0.02	0.70	0.02

Calculations are based on eight Si for Fe-Sil, five cations for Lws, 23 oxygens for Fe-Gln and eight oxygens for Mg-Carph (for simplification an anhydrous basis is used for amphibole and carpholite). n, number of samples; SD, standard deviation.

stage) correlates with the appearance of 1M₁ mica, kaolinite, corrensite and pumpellyite. The high anchizone (anchizone stage) correlates with the occurrence of 2M₁ mica, lawsonite, chlorite, garnet and pumpellyite. The epizone (high meta-anthracite stage, including the incipient semi-graphite to optical graphite stage) correlates with the stability field of chlorite, lawsonite, glaucophane and carpholite. The evolution of sheet silicates coherently reflects the maturation trend and the field gradient of increasing IHP metamorphism.

In New Caledonia, R_{min} values (Dissel *et al.*, 1976) for the K1 anchizone boundaries are $2.95 \pm 0.15\%$ (high diagenetic zone - low anchizone), and $1.75 \pm 0.5\%$ (high anchizone - epizone). In other metamorphic belts, anchizone boundaries, in terms of vitrinite reflectance, were set to be 2.5-3.1% and 3.7-5.5% with a mean R_0 ($R_0 = 2R_{\text{max}} + R_{\text{min}}/3$) for the lower and upper limit of the

anchizone, respectively (Kisch, 1967). A wider range of R_{min} values was subsequently recognized in different tectonic nappes of the Alps and in a literature revision by Ferrero-Mählmann (1994). More restricted ranges have been proposed by Underwood *et al.* (1991), but those workers did not take into account reaction kinetics of processes such as illitization and coarification, which are strongly controlled by the tectono-thermal and heat flow history (Frey *et al.*, 1990; Ferrero-Mählmann, 2001). A recent study by Ernst & Ferrero-Mählmann (2004) has shown that oxygen fugacity and water activity have no influence on vitrinite reflectance. Thus, the following discussion is focused on the thermal history and geodynamic evolution.

Using the minimum pressure limit (1.2 GPa), deduced from the L cell dimension method for the low epizone (300°C, lawsonite zone), in the maturity kinetics model of

Table 9: Fluid inclusion microthermometric data

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14			
Locality	FP	HM	IT	D/R	D/R	V%	T _e	T _{hom}	Th ₁	CH ₄ (mol %)	CO ₂ (mol %)	H ₂ O (mol %)	NaCl (mol %)			
MF3004	1	FG	Ps II	25	str., part. decrep., re-equilibr.	5	54	0.8, n.d.	130/131, 149	n.d.	n.d.	99.9	0.4			
MF3004	2	VO	II	1		0	-75	-23	n.m.	n.d.	n.d.	91.6	8.4			
MF3004	3	VO	II	3		6	-66	-0.8, ms	117/49, 114	n.d.	n.d.	99.6	0.4			
MF3006	1	VO	II	12	LFI decrep., SFI str., re-equilibr.	~4	53	1.3, ms	27/17, 135	n.d.	n.d.	93.2	0.8			
MF3022	1	VO	II	13	LFI decrep., SFI str., re-equilibr.	< 1	-67	2.7, 2.2, 2.3, ms	22/17, 131	n.d.	n.d.	93.9	1.1			
MF3022	2	VO	II	11		10	380	n.m.	2.7	3.2, 2.0, ms	105	404	n.d.	n.d.	98.6	1.4
MF3027	1	VO	II	2	LFI decrep.	-10	85	2.5, 2.6, 2.6, ms	n.m.	n.d.	n.d.	98.7	1.3			
MF3027	2	VO	II	6		390	n.e.		n.e.	n.d.	n.d.	n.e.	n.e.			
MF3027	3	VO	II	14		~4	80	0.9, 1.0, 0.8	21/12, 129	n.d.	n.d.	93.5	0.5			

1, Locality number of Martin Gray. 2, FP, fluid inclusion population. 3, HM, host mineral. (FG, fibre quartz; VO, vein quartz.) 4, IT, inclusion type. (Ps II, pseudosecondary fluid inclusions; II, secondary fluid inclusions.) 5, n_i, number of measured fluid inclusions. 6, D/R, deformation and re-equilibration of fluid inclusions. (str., stretched; part. decrep., partially decrepitated; decrep., decrepitated; re-equilibr., re-equilibrated; LFI, large fluid inclusions; SFI, small fluid inclusions.) 7, V%, volume per cent of the volatile part estimated at room temperature. 8, T_e, eutectic temperature of fluid inclusions (°C). 9, T_m, melting temperature of ice (°C). (First number is mean value; second and third numbers are extreme values; ms, metastable.) 10, Th₁, homogenization temperature of fluid inclusions. (First number is mean value; second and third numbers are extreme values.) 11–14, approximate mole per cent of CH₄, CO₂, H₂O and NaCl (equivalents). n.d., not detected; n.e., not observed; n.m., not measured.

Dalla Torre *et al.* (1997), which predicts that pressure lowers vitrinite reflectance, we tried to reproduce the measured maturity (VR) of 5.0–5.5% R_{max} . The low epizone with an HP metamorphic facies was chosen because at higher temperatures, diagnostic use of KI and vitrinite reflectance is not recommended (Ferreiro Mählmann, 1994, 2001). Dependent on the time factor, the modeled vitrinite reflectance value is 2.8% R_{max} for 1 Ma and 3–4% R_{max} for 12 Ma. The maximum time range of 12 Ma is limited by sediment ages (Early Eocene) and cooling ages (Late Eocene, see Ghent *et al.*, 1994). Hence, using the thermo-barometric model of vitrinite reflectance of Dalla Torre *et al.* (1997), it is not possible to reproduce the vitrinite reflectance observed in New Caledonia.

Our modelling shows that the KI-VR mineral zone relationship was probably not established during maximum pressure metamorphism. The field of equilibrium between the different parameters that were used to determine metamorphic grade was probably reached in a later stage during retrogression. Fluid inclusions cannot be used to restore 'peak conditions' of the HP-LT metamorphism because the first population is decrepitated. It is evident that parameters such as vitrinite reflectance, illite crystallinity, fluid inclusion data, mica *b* cell

dimension data and mineral zoning define different points on a P - T path.

Pressure-temperature path evolution

Beil & Brothers (1985) demonstrated an increase of temperature during exhumation in the lawsonite zone. This P - T path was constrained by the transformation of lawsonite to zoisite ($Law + Ab \rightarrow Zoi + Pg + Qtz + vapor$). The reaction is controlled by the instability of lawsonite in the presence of CO₂ generated by co-current decarbonation, associated with conditions favorable for oxidation of Fe and growth of epidote. At the transition between lawsonite and epidote blueschist zone, all organic matter changed to an increasingly ordered graphite structure (Dievel *et al.*, 1978). The concomitant appearance of optical graphite and epidote suggests that heat generated by decarbonation reactions may have enhanced the ordering of carbon in graphite, even though the pressure at that time was decreasing (Beil & Brothers, 1985). In the same way, Yokoyama *et al.* (1986) presented, in the higher metamorphic zones, a P - T path including a temperature-prograde phase of diamond crystallization that prevailed during a decline in pressure.

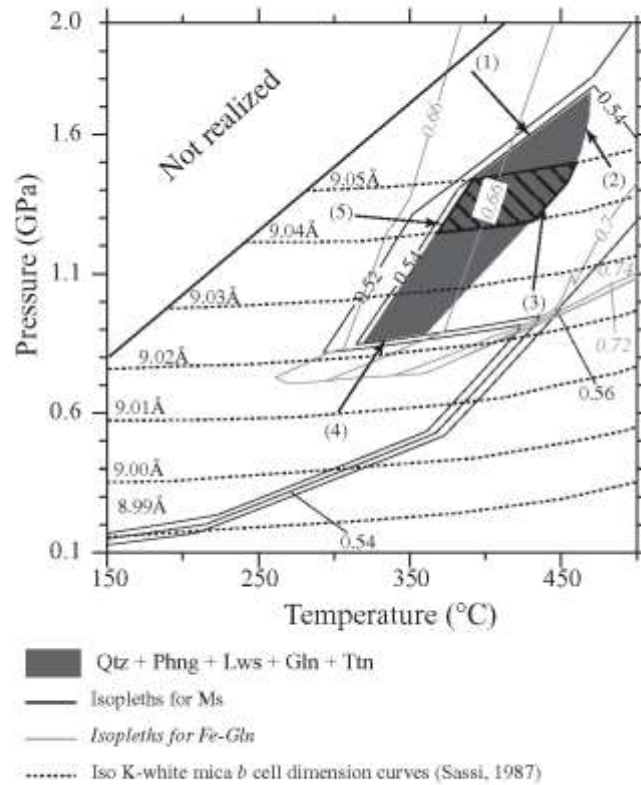


Fig. 9. Pressure-temperature conditions for sample MF3051 (glaucophane zone near Ougua) using the thermodynamic software THERIAK-DOMINO. The stability field of the mineral parageneses found in this sample is represented in dark grey. Reactions at the boundary of the stability field are labeled as follows: (1) $Qtz + Phng + Lws + Gln + Chl + Ttn = Qtz + Phng + Lws + Gln + Chl + Ttn + Rt$; (2) $Qtz + Phng + Lws + Gln + Chl + Ttn = Qtz + Phng + Gln + Grt + Chl + Trc$; (3) $Qtz + Phng + Lws + Gln + Chl + Ttn = Qtz + Phng + Zo + Gln + Chl + Ttn$; (4) $Qtz + Phng + Lws + Gln + Chl + Ttn = Qtz + Phng + Lws + Gln + Chl + Ab + Ttn$; (5) $Qtz + Phng + Lws + Gln + Chl + Ttn = Qtz + Phng + Lws + Pg + Gln + Chl + Ttn$. Iso *W*-white mica *b* cell dimension curves (dashed lines) are from Ramirez & Sassi (2001). The diagonally shaded area corresponds to the *K*-white mica *b* cell dimension values measured. Isoleths for *M*s and *Fe-Gln* were computed with THERIAK-DOMINO.

During or after decompression, an increase of temperature is also indicated by the maturity of organic matter, which is higher than expected in a blueschist-facies metamorphic environment (Dalla Torre *et al.*, 1997). We tried to reproduce the evolution of organic matter in New Caledonia using three kinetic models. An increase in temperature and heat flow is the easiest way to elevate vitrinite reflectance in kinetic maturity models (Model 1). Hence, using the kinetic maturity model from Dalla Torre *et al.* (1997), but lowering the pressure conditions, it is also possible to increase the modeled vitrinite reflectance values to the measured values of 5.0–5.5% R_{max} with a small increase of the temperature. At 0.4 GPa and

350°C, the best fit is attained for a model in which the maximum temperature is attained at 1 Ma, corresponding to a vitrinite reflectance of 4.9% R_{max} ; at 12 Ma the vitrinite reflectance increases to 5.8% R_{max} (outside the calibrated range of the model). Following these observations, a Model 2 could be proposed. If cooling occurred at higher pressures, a long period of heating and slow decompression is required to inhibit or prevent suppression of vitrinite reflectance. If decompression was fast and heating took place mainly at much lower pressures, a short time span of heating is preferable (pressure retardation can be neglected). This last model, Model 3, is supported by the significant Si decrease from the

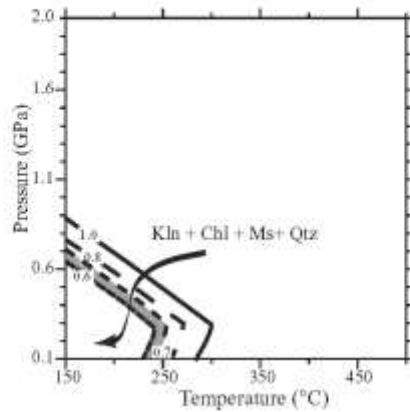


Fig. 10. Different pressure-temperature stability ranges for the assemblage Kln-Chl-Ms-Qtz calculated for different values of water activity (from 0.6 to 1.0).

syn-kinematic mica (3.52 a.p.f.u.) to the post-kinematic mica (3.28 a.p.f.u.) (Fig. 7a). In that case, the HP minerals are pre- to syn-kinematic with respect to the ductile deformation (main foliation). The decrease of the celadonite content points to a decrease of pressure (Ernst, 1963; Massonne & Szpurka, 1997) after the main deformation.

Support for an isothermal uplift model is provided by the first fluid inclusion assemblage, where the fluid inclusions are stretched (in the SW) or decrepitated (towards the NE). Once entrapped and enclosed, the pressure in any fluid inclusion is defined by the isochore valid for the fluid density and composition at the time of trapping. In the case of isothermal uplift, fluid inclusions have higher pressure than the ambient pressure. The inclusion can expand or lose a part of its content by leakage through microfissures and dislocations. This process is referred to as 'explosion-decrepitation' (Van den Kerkhof & Hein, 2001).

The second fluid inclusion assemblage is water-rich. In general, the T_{H_1} values cluster around 150°C and are similar at all locations irrespective of the orientation of the vein. In samples MF3022 and MF3027, fluid inclusions of heterogeneous vapor/liquid ratios (up to ≥ 0.9) and density are observed. Such fluid inclusions with small bulk densities are common for epithermal events (= boiling event) (Hedenquist, 1991; Valori *et al.*, 1992). The age of this boiling event will postdate the adiabatic decompression event because the related fluid inclusions do not display any stretching or decrepitation features. No relationship between T_{H_1} and R_{max} in the water-rich fluid inclusions is found. The vitrinite reflectance values, like the illite crystallinity measurements along the investigated cross-section from Koumac to Ouégoa, indicate an

increasing degree of metamorphism from SW to NE. This feature is not observed in the water-rich fluid population.

Maturation of the organic matter in New Caledonia

A comparison of the exhumation path in New Caledonia and in the Diablo Range (California) reveals contrasted trends (Fig. 11). In the Diablo Range, Dalla Torre *et al.* (1996a) observed a retardation of the maturation of organic matter compared with the KI values, whereas vitrinite reflectance results from New Caledonia are consistent with those found in LP-LT domains in the Central Alps (Ferreiro Mählmann, 1995, 1996) (Fig. 12a and b). The strongest correlation is with those areas where the geodynamic conditions of Barrovian orogenic metamorphism predominate (heat flow 50–70 mW/m², thermal gradient 25–35°C/km², $T < 400^\circ\text{C}$, pressure gradient 0.25–0.35 GPa/km², $P < 4\text{ GPa}$) and heating occurred over several million years (e.g. Frey *et al.*, 1980; Ferreiro Mählmann, 1994, 2001; Schmidt *et al.*, 1997). This is in contradiction to the HP mineral paragenesis found and the mica *b* cell dimensions measured. Both HP indicators are the unique petrological remnants of the early collision during the Eocene of the New Caledonian fragment with an intra-oceanic island-arc system and subduction tectonics (e.g. Black & Brothers, 1977; Clarke *et al.*, 1997).

Slight differences in temperature between New Caledonia and the Diablo Range (Fig. 12a) are not enough to explain the wide differences in the evolution of organic matter. However, contrasts exist in the exhumation *P-T* paths of New Caledonia and the Diablo Range. In the latter, exhumation was along a cold path (Ernst & Banno, 1991) reproducing the prograde *P-T* trajectory during retrogression. In New Caledonia, the retrogression path was probably adiabatic (or with a slight increase of the temperature) with concomitant decrease of pressure (Fig. 11). Prograde maturation of the organic matter during isothermal decompression appears to be a feasible explanation. In contrast, in the Diablo Range maturity at near maximum temperature was limited to the HP-LT event. The vitrinite reflectance retardation effect by pressure was frozen as a result of subsequent cooling along a cold retrograde *P-T* path.

Comparison of K-white mica *b* cell dimensions in New Caledonia and the Franciscan belt, in both cases, reveals values ranging between 9.01 and 9.07 Å, which are indicators of high-pressure conditions (Sassi, 1972). These K-white mica *b* cell dimensions suggest that they record the high-pressure stage, and not recrystallization along the decompression path or a later event as suggested by the Kübler index and vitrinite reflectance values. It appears that even if the K-white mica becomes increasingly well crystallized as a response to an increase in

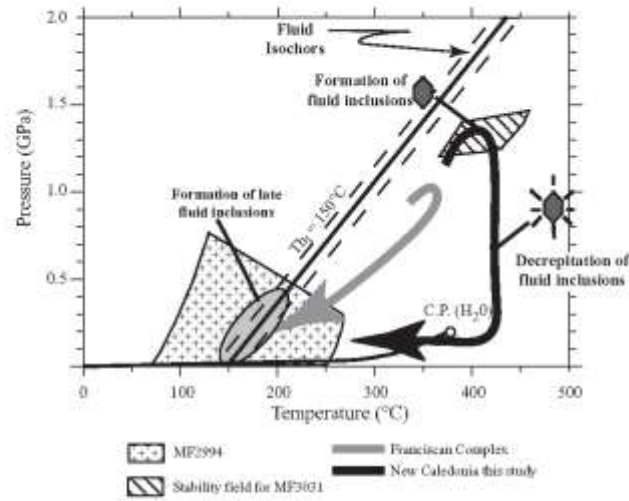


Fig. 11. Sketch of the estimated path in New Caledonia (black line) compared with that modeled for Paches Pass (grey line) by Dalla Torre *et al.* (1996). The stability fields of MF2994 and MF3031 from New Caledonia are indicated. The hexagons schematize fluid inclusions and their evolution along the metamorphic path. The isochor of the two-phase inclusions found systematically in the samples is indicated ($T_h = 150^\circ\text{C}$).

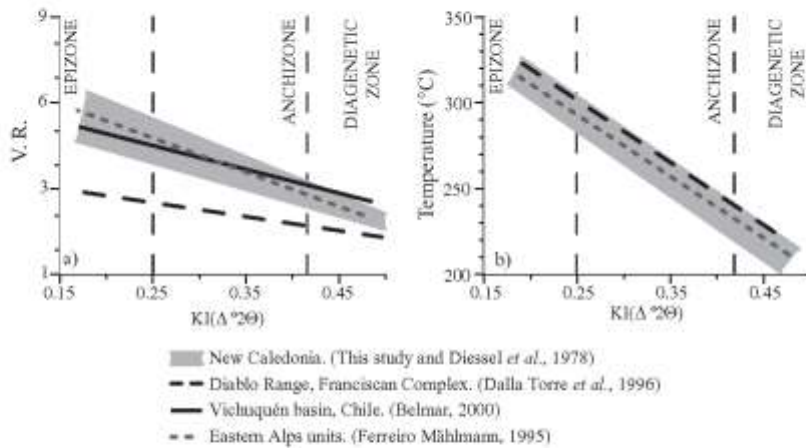


Fig. 12. Comparisons of New Caledonia data with other metamorphic belts of different pressure and temperature conditions. (a) KI (Kubler index) values vs VR (vitrinite reflectance of % R_{vitr}) values for New Caledonia, Diablo Range, Vichuquén Basin (Chile) and the Eastern Alps units of Graubünden (Switzerland). (b) KI values vs temperature for New Caledonia, Diablo Range and Eastern Alps units of Graubünden (Switzerland).

temperature, the b cell dimension will still preserve the effect of the pressure (no modification of the b parameter). This is confirmed by comparing the calculated $P-T$ conditions and those determined using the b cell dimensions (Sassi, 1987).

As shown above, maturation on an isothermal decompression path can be modeled using different time ranges of heating. The vitrinite reflectance KI relationship, compared with the metamorphic mineral assemblages, can give another important indicator for the approximate

time span of heating. As described by Teichmüller (1987), because of a higher reaction rate, coarctation is more sensitive to the duration of near peak temperature heating than illite crystallinity (Wolf, 1978).

Combining our KI data with the organic matter studies of Dösel *et al.* (1978), the same VR-KI graphitization trends as described above are found in the same temperature range between 250 and 300°C in the Alps (Ferreiro-Mählmann, 2001; Ferreiro-Mählmann *et al.*, 2002). These areas in the Alps are defined by low pressures (< 0.4 GPa) and a long duration of metamorphic thermal conditions (> 20 Myr) or by greenschist-facies metamorphism overprinting an older blueschist-facies event. A long period of heating during slow exhumation will promote mineral reaction, leading illite to equilibrate with organic material. Long duration of metamorphism at constant temperature, close to steady-state thermal conditions, in an orogenic metamorphic setting (Ferreiro-Mählmann, 2001), or during a nearly isothermal exhumation path (this study) will lead to the same KI-VR- T/C relationship. Therefore, the relationship described by Ferreiro-Mählmann (2001) is probably generally valid for estimating the state of advancement of different reactions at a specific temperature during very low- and low-grade metamorphism. In contrast to the conditions in the Alps (around 20 Myr), the period for reaching equilibrium in New Caledonia (< 1.2 Myr) was much shorter.

Another way to explain the KI-VR- T/C correlation would be to document the effect of tectonic strain on illite crystallinity. As illustrated by Merriman *et al.* (1995), tectonic strain can promote dislocations and subgrain development (i.e. a decrease in KI) as stored elastic strain promotes dislocation creep. Coarctation and graphitization can also be enhanced by strain, resulting in elevated virinite reflectance values (Teichmüller, 1987; Arkai *et al.*, 2002; Ferreiro-Mählmann *et al.*, 2002). These phenomena are evident in rocks with a tight penetrative foliation and higher amounts of deformation than that observed in our samples. Contrasting trends between mylonitic and less deformed rocks were not detected (Arkai *et al.*, 2002).

CONCLUSIONS

The pre-, syn- and post-metamorphic/kinematic mineral assemblages, K-white mica evolution, fluid inclusion evolution and virinite maturity documented in the rocks from New Caledonia are compatible with a model that involves slow isothermal decompression after HP-LT metamorphism. Such $P-T$ evolution is probably due to thermal rebound in the upper crust after stacking of nappes during subduction and collision, followed by obduction of the Poysé nappe together with the ophiolite

nappe on top of all other units. After transportation to deep crustal levels during initial subduction, and continuous thrusting of the HP nappes on the accretional nappe stack, exhumation in a subduction channel, as described by Cherneda *et al.* (1996) permitted isothermal decompression. As a result of higher temperatures at greater depth during subduction, the lower viscosity of the rocks allows for fast transportation in the initial stage of exhumation. Later at lower pressure the exhumation slows down (Burov *et al.*, 2001), causing a relaxation of the geotherm. During accretion of the slices, greater heat flow resulted from emplacement of igneous intrusions and kept temperatures elevated. As the rate of exhumation slowed, re-equilibration of organic matter maturation to a typical LT-LP level was achieved. Neither pressure retardation of virinite reflectance nor an enhancement of virinite reflectance vs. Kubler index resulted. Therefore, to reproduce the maturity observed a combination of the three presented models is required. Possibilities include: Model 1, lowering of the pressure of peak metamorphism; Model 2, involving a long period of heating and slow decompression; or Model 3, involving fast decompression and heating at lower pressure. The conditions required for Model 3 best explain the field and petrological observations and the $P-T$ evolution from blueschist to greenschist facies. Furthermore, this model is in agreement with the observations of Maurizot *et al.* (1969), and more recently, Fitzhugh *et al.* (2003), for higher-grade metamorphosed pelites in the area. They show that the pelites of the Diahot and Pouébo terranes underwent two metamorphic events, the first a (classic) prograde pressure and temperature event, and the second at decreasing pressure and increasing temperature.

KI values are in good agreement with temperatures generally proposed for the boundaries of the anchizone in metamorphic belts of medium- to low-pressure gradients (Fig. 12b). Correlation between virinite reflectance and KI values show a trend similar to that commonly observed in other low-pressure metamorphic belts (Fig. 12a and b). An adiabatic decompression path during exhumation explains the concordance between the evolution of illite crystallinity and coal rank in New Caledonia; hence organic matter matures during decompression, and no effect of pressure on organic matter is preserved (Fig. 11).

This study shows that the evolution of organic matter and illite crystallinity is not only a function of the temperature and pressure gradient or the maximum temperature and pressure reached, but that it also depends on the $P-T$ path evolution through time. It is shown that the b cell dimension is a good pressure indicator surviving polyphase and prograde temperature overprints and therefore a robust method to determine pressure in LT domains.

ACKNOWLEDGEMENTS

This manuscript benefited greatly from the editorial comments of M. Wilson and N. T. Arndt. We thank S. Th. Schmidt for her helpful assistance and discussion of the electron microprobe analyses, C. de Capitani for introduction to the program THERIAK-DOMINO, and Ronan le Beyon for thermodynamic data and discussions about thermodynamic modeling. The manuscript has benefited greatly from thoughtful early help from W. G. Ernst and C. J. Hirdorffington for English and scientific comments. We also thank P. Black, R. Bowring, R. J. Merriman, G. L. Clarke and O. Vidal for their constructive and helpful reviews. This research was supported by grant 30-306812.99 of the Swiss National Foundation.

REFERENCES

Althoff, J. G., Glaze, G. L., Melin, S. & Clark, D. (1995). Pressure-temperature evolution in New Caledonia and implications for regional southeast Pacific tectonic evolution. *Geology* **23**, 107-111.

Artao, P., Ferrero Malhmann, R., Sireby, V., Balogh, K., Sykora, J. & Frey, M. (2002). Possible effects of tectonic strain on physico-chemical characteristics. *International Journal of Earth Sciences* **92**, 61-65.

Bell, T. H. & Brothers, R. N. (1985). Development of *F-T* prograde and *Panoragrade*. *Epigraude isograds* surfaces during blueschist to eclogite regional deformation: metamorphism in New Caledonia, as indicated by progressively developed porphyroblasts. *International Journal of Microscopic Geology* **5**, 69-79.

Böhm, M. (2000). *Low-grade metamorphisms in Central Chile at 55 °S. Unpublished PhD thesis*, University of Basel, Switzerland, 188pp.

Berman, R. G. (1988). Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology* **29**, 413-522.

Black, P. M. (1974). Oxygen isotope study of metamorphic rocks from Otago District, New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **47**, 197-205.

Black, P. M. (1976). Mineralogy of New Caledonia metamorphic rocks. IV. Short silicates from Otago district. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **49**, 268-294.

Black, P. M. (1977). Reaction high-pressure metamorphism in New Caledonia: phase equilibria in the Otago district. *Tectonophysics* **43**, 35-40.

Black, P. M. & Brothers, R. N. (1977). Blueschist ophiolites in the mélange zone, northern New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **65**, 38-48.

Black, P. M., Mrazot, F., Ghent, E. D. & Stout, M. Z. (1993). Mg-Fe eclogites from eclogite schists in the Diction region and implications for prograde and high-pressure/low-temperature schists, northern New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology* **11**, 437-449.

Brothers, R. N. (1976). Lawsonite-illite schists from northwestern New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **25**, 185-207.

Brothers, R. N. (1974). High-pressure schists in northern New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **46**, 109-127.

Brothers, R. N. & Black, P. M. (1973). Tertiary plate tectonics and high-pressure metamorphism in New Caledonia. *Tectonophysics* **17**, 231-236.

Brothers, R. N. & Yabuzawa, K. (1982). Comparison of the high-pressure schist belts of New Caledonia and Sanbagawa, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **79**, 219-229.

Buato, E., Jolivet, L., Le Tapanier, L. & Fialkow, A. (2001). A thermobarometric model of exhumation of HP and UHP metamorphic rocks in Alpine mountain belts. *Tectonophysics* **342**, 119-126.

Carson, C. J., Clark, G. L. & Inoue, J. R. (2000). Hydration of eclogite, Paita Peninsula, New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology* **18**, 39-50.

Carroll, M. (1986). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* **23**, 471-485.

Chenoua, A. L., Malinver, M. & Bokun, A. H. (2001). Continental exhumation and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modeling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters* **183**, 173-182.

Clarke, G. L., Archison, J. C. & Glaze, D. (1991). Eclogites and blueschists of the Paita Peninsula, NE New Caledonia: a comparison. *Journal of Petrology* **32**, 943-976.

Cluzel, D., Althoff, J., Clarke, G., Mullis, S. & Pécard, C. (1994). Point de vue sur l'évolution tectonique et géodynamique de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **319**, 683-690.

Cluzel, D., Archison, J. C. & Glaze, D. (2001). Tectonic exhumation and unroofing of mafic plutons in the Late Eocene intra-arc fore-arc of New Caledonia (southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics* **340**, 13-29.

Dalla Torre, M., Stern, W. B. & Frey, M. (1991). Determination of whole-rock K₂O by laser microprobe of different XRF methods. *Clay Minerals* **29**, 71-72.

Dalla Torre, M., de Capitani, C., Frey, M., Enderswood, M. B., Mullis, J. & Cox, G. (1996). Very-low temperature metamorphism of shales from the Diablo Range, Franciscan complex, California: new constraints on the exhumation path. *Geological Society of America Bulletin* **108**, 571-601.

Dalla Torre, M., Livi, K. J. T. & Frey, M. (1996). Eclogite textures and composition from high pressure/low temperature metabasites and metagranitoids, Franciscan complex, Diablo Range, California, U.S.A. *European Journal of Mineralogy* **8**, 325-346.

Dalla Torre, M., Ferrero Malhmann, R. & Ernst, W. G. (1994). Experimental study on the pressure dependence of clinite substitution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, 2921-2926.

de Capitani, C. (1984). *Gilgischichte-Stratigraphie: Theorie und Software. Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Band 2 zur Europäischen Journal of Mineralogy* **6**, 1-43.

de Capitani, C. & Brown, T. H. (1991). The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 2679-2682.

Dobson, C. F. K., Brothers, R. N. & Baskin, P. M. (1986). Coexisting and graphitization in high-pressure schists in New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **69**, 63-70.

El-Shazly, A. K. & Livi, K. J. G. (1991). Calcic-omphacite chloritoid-bearing assemblages from NE Oman: eclogite significance and a petrogenetic grid for high *P* metapelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **107**, 130-201.

Ernst, W. G. (1982). Significance of albite-rich rocks from low grade schists. *American Mineralogist* **67**, 367-375.

- Enns, W. G. & Bruno, B. (1994). Neoblastic jadeite growth in Franciscan metagranites from Paolus Pass, central Diablo Range, California, and implications for the inferred metamorphic *P-T* history. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **34**, 283–311.
- Ernst, W. G. & Ferrero Malinmano, R. (1994). Vitrinite alteration rate as a function of temperature, time, starting mineral, aqueous fluid pressure and oxygen fugacity—laboratory experimentation of prior work. In: Hill, R. J., Lewicki, J., Arrhenius, Z., Baudichon, M. J., Glogoc, C., Fyfe, W. R., Gualberti, M. & Peters, K. (eds) *Geochronological Investigations in Earth Science: a Tribute to Hans R. Taylor*. Geological Society, Publications 9, 341–357.
- Fang, H. & Jizern, G. (1994). The effect of oxidation-reduction conditions on the hydrocarbon potential and thermal stability of organic matter. *Earth Science* **17**, 43–54.
- Feldhöf, R. A., Lorenz, A. & Röhler, D. K. (1981). Ueber die Diagenese-/Metamorphose-Bedingung der Paläo- und Tertiärschichten auf der Insel Krete (Griechenland). *Schriften des Instituts für Petrographische Spezialkurse (Vorträge für Geologie und Paläontologie, Teil 1: Abstrakte, Abhandlungen, Referate und Historische Geologie* **11**, 1611–1629.
- Ferrero Malinmano, R. (1994). Zur Bestimmung von Diagenese- und beginnender Metamorphose-Temperatur-ebenen und -Zonen des Austroalpins und Suppenalpins in Vorarlberg und Mittellonchien. *Usserhalb Fachliche Fachliche Sachverständigenrat*. *Neue C.H.* 198 pp.
- Ferrero Malinmano, R. (1995). The relation of diagenesis and metamorphism by vitrinite reflectance and illite-crystallinity in Mittelalpin and in the Ötztalalpin. Part 1: The relationship to rock-age technique. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **75**, 85–122.
- Ferrero Malinmano, R. (1996). The pattern of diagenesis and metamorphism by vitrinite reflectance and illite-crystallinity in Mittelalpin and in the Ötztalalpin. Part 2: Generation of coal petrographical and mineralogical parameters. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **76**, 39–56.
- Ferrero Malinmano, R. (2001). Correlation of very low grade data to calibrate a thermal maturity model in a nappal tectonic setting, a case study from the Alps. *Tectonophysics* **334**, 1–33.
- Ferrero Malinmano, R., Ferrero, T. V., Bernasconi, J., Steen, W. B., Glazubaja, J., Dubessy, J. & Frey, M. (2002). Transmission electron microscopy study of carbonaceous material in a metamorphic profile from diagenesis to amphibolite facies (Bündner Schiefer, Eastern Switzerland). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **82**, 253–272.
- Fitzherbert, J. A., Clarke, G. L. & Powell, R. (2003). Lawsonite amphibole-bearing metacherts of the Pamir Peninsula, NE New Guinea: evidence for disrupted blueschist to eclogite-matrix associations. *Journal of Petrology* **44**, 1165–1317.
- Frey, M., Teichmüller, M., Truchterer, R., Müll, J., Kunz, B., Dürschmid, A., et al. (1996). Very low-grade metamorphism in extreme parts of the Central Alps: illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *European Geologist Abstracts* **13**, 111–116.
- Göbel, E. D., Sauer, M., Blum, P. M. & Boudreau, R. N. (1987). Chloromelan-bearing rocks associated with titanite and eclogites, northern New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology* **5**, 239–246.
- Göbel, E. D., Roddicks, J. C. & Blum, P. M. (1994). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from the eclogite to the omphacite zones, northern New Caledonia: new age implications. *Canadian Journal of Earth Sciences* **31**, 995–1001.
- Goß, B. & Völck, B. (1994). Contrasted metamorphic evolution in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps): a model for the preservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. *Earth and Planetary Science Letters* **68**, 351–360.
- Guggenheim, B., Jr, Bahr, D. G., Bergaya, F., Bigazzi, M. T., Ditz, V. A., Eberl, D. D., et al. (2002). Report of the Association Internationale pour l'Etude des Argiles (AIPEA) nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the crystallinity index. *Clay and Clay Minerals* **50**, 406–409.
- Gundari, C. V., Sassi, F. P. & Kienast, J. G. (1999). Compositional controls on the z and c cell dimensions of 2M1 muscovites. *European Journal of Mineralogy* **11**, 41–44.
- Heldreich, F. W. (1991). Boiling and dilation in the shallow portion of the Wietstap geothermal system. *Geothermics & Geosystems Arts* **35**, 2763–2766.
- Hess, M. H. (1994). A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* **50**, 277–292.
- Hollister, L. S. & Crawford, M. L. (1937). *Short Courses in Field Instruction: Applications to Petrology*. Mineralogical Association of Canada, Short Courses Proceedings **6**.
- Khadr, H. J. (1987). Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In: Frey, M. (ed.) *Low Temperature Metamorphism*. Glasgow: Blackie, pp. 297–300.
- Kretz, R. (1992). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* **64**, 267–279.
- Linds, B. L., Woodsworth, A. R., Aaga, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. G., Groat, J. et al. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* **82**, 102–103.
- Lu, Bay, K. (2002). Ultra-low metamorphic evolution of the Monte Rosa Nappe and surrounding units (Western Alps): implications for alpine geodynamics and exhumation of metamorphic terranes. Ph.D. thesis, University of Basel, 123 pp.
- Mason, H. J. & Sepman, Z. (1997). Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ and $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Journal* **41**, 229–250.
- Maurizot, P., Eeck, J.-M., Hubsch, C. & Tessarolo, C. (1989). Carte géologique à l'échelle du 1:50000, Vallée Fraz-Orsina. Microstructural and explanatory notes. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 51 pp.
- McIntyre, R. J., Roberts, B., Yeaman, D. K. & Hinks, S. R. (1993). Spinel-related differences in the 'normal' growth of white mica and chlorite: a TEM and XRD study of the development of metapelitic microfibrils in the Southern Uplands thrust zone, Scotland. *Journal of Metamorphic Geology* **13**, 659–676.
- Morris, D. M. & Reynolds, R. G. (1967). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. New York: Oxford University Press, 374 pp.
- Müll, J. (1976). Das Wachstumsverhalten der Quarzminerale im Val d'Iliza (Wallis, Schweiz). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **56**, 219–268.
- Müll, J. (1977). Fluid inclusion studies during very low-grade metamorphism. In: Frey, M. (ed.) *Low Temperature Metamorphism*. Glasgow: Blackie, pp. 162–190.
- Müll, J., Dubessy, J., Pety, B. & O'Neill, J. (1994). Fluid regimes during late stage of a continental collision: physical, chemical, and stable isotope measurements of fluid inclusions in biotite quartz from a gneiss overthrust through the Central Alps, Switzerland. *Geochimica & Cosmochimica Acta* **58**, 2239–2267.
- Paris, J. P. (1991). *Géologie de la Nouvelle-Calédonie en Haut de Grande Terre*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 349 pp.

Farré, T., Vidal, O. & Agard, P. (2002). A thermodynamic model for Fe-Mn chloritoid in K white micas using data from plies-equilibration experiments and natural pelitic assemblages. *Distributions in Mineralogy and Petrology* **143**, 706–732.

Frey, K. W., E. Gymer, M. A. & Brown, D. L. (1998). Treating cation depression of aqueous sodium solutions. *Economic Geology* **93**, 261–265.

Frey, R., Loomis, J. & Jachirapont, L. (1998). Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermomètre de Glaucozoni. *Buletin de Minéralogie* **99**, 139–145.

Karacz, E. & Sassi, F. (2001). The tectonic character of the Picagnon basement as deduced from the metacrite. *Journal* opening a first contribution from Eastern Andean Metamorphic Complex (Andes, Chile). *European Journal of Mineralogy* **13**, 1115–1126.

Kozure, T. J. & Lister, G. S. (1999). Oscillating modes of orogeny in the Southeast Pacific and the tectonic evolution of New Caledonia. In: Rang, U., Brandon, M. T., Lister, G. S. & Willett, S. D. (eds) *Evolutionary Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Extension*. Geological Society, London, Special Publications **154**, 109–127.

Sassi, F. P. (1972). The petrological and geological significance of the *ky* ratios of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. *Jahrbuch Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **18**, 105–113.

Sassi, F. P. (1987). Metamorfismo. In: D'Amico, G., Innocenti, F. & Sassi, F. P. (eds) *Metamorfismo e metamorfismo*. Torino: UTET, pp. 477–493.

Sassi, F. P. & Serrani, A. (1974). The *ky* of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **43**, 142–151.

Schmidt, D., Schmidt, S. Th., McEls, J., Tereiro Melimayo, R. & Frey, M. (1993). Very low grade metamorphism of the Taveyane formation of western Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **129**, 53a–403.

Shepherd, T., Roubin, A. H. & A. J. J. D. M. (1985). *A Basaltic Guide to Fluid Inclusions Studies*. Glasgow: Blackie.

Tschirckel, M. (1967). Organic material and very low-grade metamorphism. In: Ferry, M. (ed.) *Low Temperature Metamorphism*. Glasgow: Blackie, pp. 114–131.

Uchikawa, M. R., Berghold, D., Breyer, T., Kang, S. M., Laugh and, M., Orr, R. et al. (1997). Correlation among palaeotemperature indicators within orogenic belts: examples from pelitic rocks of the Franciscan complex (California), the Shennan Belt (Japan), and the Kanto Basin (Alaska). *EOS Transactions, American Geophysical Union* **72**, 349.

Vabre, L., Cathelineau, M. & Marignac, Ch. (1999). Early fluid migration in a deep part of the Lardoux geothermal field: a fluid inclusion study of the granitic sill from sud Mercuriel. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **51**, 115–131.

Van der Kerkhof, A. M. & Heintz, F. H. (2002). Fluid inclusion petrography. *Lithos* **55**, 27–47.

Vidal, O. & Farré, T. (2003). Reconstitution paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-pleurochloritoid assemblages. *Geological Journal* **35**, 135–161.

Warr, L. N. & Rice, A. H. (1994). Inter-venteray stratification and calibration of dry mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology* **12**, 111–132.

Wolf, M. (1976). *Inhaltsangabe* Untersuchungen im Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge. *Zentralblatt für die Deutschen Geologischen Wissenschaften* **129**, 277–297.

Yokoyama, K., Brodus, R. N. & Black, P. M. (1999). Regional eclogite facies in the high-pressure metamorphic belt of New Caledonia. In: Evans, B. W. & Brown, E. H. (eds) *Eklogites and Eclogites*. Geological Society of America, *Memoirs* **164**, 407–423.

Zahe, A. & Weiss, L. (1998). A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rockwell's Lithic Science Bulletin* **9**, 31–36.

Zhang, Y. G. & Frey, J. D. (1987). Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in H_2O systems NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* **64**, 535–550.

Research Article

Very low-grade metamorphic study in the pre-Late Cretaceous terranes of New Caledonia (southwest Pacific Ocean)

SÉBASTIEN POTEL*

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 50, CH-4056 Basel, Switzerland

Abstract Pre-Late Cretaceous terranes from the central part of New Caledonia have been metamorphosed under very low-grade conditions by two high-pressure/low-temperature events. The present study investigates the metamorphic patterns with phyllosilicate crystallinities, electron microprobe analyses and petrography. The first metamorphic event is of Late Jurassic age and is characterized by very low (anehizone) to low-grade (epizone) conditions with a decrease of the illite Kibbler Index (KI) and the chlorite Årkai Index (ÅI) values from northeast to southwest. This trend is also confirmed by chlorite thermometry. In the south of the area, un-metamorphosed sediments (diagenetic KI values) are observed in the Senonian 'formation à charbon', post-dating the metamorphism in this region. The second metamorphism is an Eocene high pressure event, which overprints the Late Jurassic metamorphism in the northern part of the studied area. In this zone, the pattern of KI and ÅI indicates another gradient with increasing metamorphic conditions from southwest to northeast. Temperatures calculated by chlorite thermometry also indicate an evolution from southwest to northeast with slight increase of temperature from $298 \pm 8^\circ\text{C}$ to $327 \pm 16^\circ\text{C}$. In both metamorphic zones, the K-white mica *b* cell dimension calculated on micas analyzed at electron microprobe are in good agreement with high-pressure/low-temperature metamorphic conditions ($b_1 > 9.04 \text{ \AA}$). A combination of chlorite thermometry and K-white mica *b* cell dimension allows estimation of a minimum pressure of 1.3 GPa in the Eocene zone (in excellent agreement with the 1.5 GPa registered in the northern part of New Caledonia) and a minimum of 1.1 GPa in the Late Jurassic metamorphic part.

Key words: high-pressure/low-temperature, illite crystallinity, New Caledonia, phyllosilicates, very low-grade metamorphism.

INTRODUCTION

Since the first study by Brothers (1970), New Caledonia has been well known for its Eocene high-pressure (HP) metamorphic belt located in the northern part of the island. This Eocene metamorphism has been the subject of numerous petrological studies (Brothers 1970; Brothers & Black 1973; Black & Brothers 1977; Diesel *et al.* 1978; Brothers & Yokoyama 1982; Ghent *et al.* 1987; Black *et al.* 1993; Cluzel *et al.* 1994; Clarke *et al.* 1997;

Carson *et al.* 2000; Fitzherbert *et al.* 2003), showing an increase of grade toward the northeast with an evolution from prehnite-pumpellyite- to eclogite-facies. A low-grade metamorphic study (Potel *et al.* 2006) characterized the metamorphic phyllosilicate evolution in the Eocene HP metamorphic belt through a multifaceted investigation of phyllosilicates, fluid inclusion and organic matter.

Less well studied are the pre-Late Cretaceous terranes in the central part of New Caledonia. Routhier (1953) distinguished two events: one Pre-Permian (HP/low temperature) and one post-Jurassic and pre-Senonian (greenschist facies). Guérangé *et al.* (1973) showed that the second metamorphic event locally reached blueschist

*Present address: Institute of Geosciences, Department of Geology, Albert-Ludwigs-Universität, B. 68/78, Albertstr. 23a, 68161 Freiburg, Germany. E-mail: potel@geologie.uni-freiburg.de

Received 29 September 2006; accepted for publication 26 January 2007.

© 2007 The Author

Journal compilation © 2007 Blackwell Publishing Asia Pty Ltd

doi:10.1111/j.1440-0950.2007.00223.x

facies, Paris (1981) reinterpreted the second event as being subgreenschist to greenschist facies, and associated with the presence of lawsonite to a local increase of the pressure in the vicinity of fault zones. A study by Cluzel and Maffre (2002) showed that the 'pre-Permian basement' (pre-Late Cretaceous terranes) was of Jurassic age and only affected by a Late Jurassic HP metamorphism (ca. 150 Ma). The main problem remains to differentiate and to characterize the metamorphism in the region as a result of the presence of the same index minerals in the Eocene belt and in the Central Chain, despite the scarcity of index minerals in the Central Chain.

Low-temperature/high-pressure (LT/HP) metamorphic conditions are difficult to characterize. Only metabasites or Al-rich metapelites will develop indicative index minerals. The common mineral assemblage in metapelites is essentially quartz, illite/muscovite and chlorite. Therefore, the study of the reaction progress and the development of clay minerals are useful tools to describe the thermal and barometric evolution during metamorphism. In the case of poly metamorphic areas, the characterization of phyllosilicates is the only method to decipher the metamorphic zonation.

The aim of the present paper is to present the results of the first investigation of the very low-grade metapelites in the Central Chain, with the phyllosilicate crystallinities, chlorite thermometry and *b* cell dimensions of K white micas. These data should help us to decipher the different metamorphic zonation and gradients in the central part of New Caledonia. The results are compared with the existing dataset obtained by Potel *et al.* (2006) in the Eocene HP metamorphic belt.

REGIONAL GEOLOGY

New Caledonia is a dispersed fragment of the eastern margin of Gondwana resulting from the opening of the Tasman Sea by rifting of New Caledonia and New Zealand from Australia. In Late Eocene time, the New Caledonian fragment collided with an intracceanic island arc system (Cluzel *et al.* 1994, 2001; Aitchison *et al.* 1995; Clarke *et al.* 1997), and a northeast-dipping subduction system was established beneath the Loyalty Basin. The collision, responsible for the main deformation of the continental basement of New Caledonia, generated a HP schist belt coeval with the south-westwards thrusting of two nappes

over the basement: the Puya nappe or 'formation des basalts' (Paris 1981) (a mafic sheet comprising dolerite, tectonized tholeiitic pillow basalts and abyssal argillites) and the peridotite nappe (an ophiolite complex) (Fig. 1). The basement is composed of terranes of Palaeozoic to Mesozoic age of varying metamorphic grade, transgressively overlain by Upper Cretaceous to Eocene sedimentary rocks deposited during Gondwana dispersal (Aitchison *et al.* 1995; Clarke *et al.* 1997). The basement is affected by Late Jurassic HP metamorphism (ca. 150 Ma, Cluzel & Maffre 2002). The late Eocene HP metamorphism observed in the northern part of New Caledonia overprinted the northern part of these terranes (Cluzel *et al.* 2001). The Late pre-Cretaceous terranes (basement) comprise (Fig. 1): (i) the 'Boghen terrane', an accretionary complex formed during the Jurassic period along the eastern Gondwana active margin (Cluzel & Maffre 2002), is a metamorphosed volcano-sedimentary pile composed of pillow basalt, radiolarian chert, mafic and felsic tuffs and minor carbonatic sediments (Cluzel 1996); (ii) the 'Central Chain terrane', a volcano-sedimentary arc terrane of Mid-Triassic to Late Jurassic age (Maffre 1996); (iii) the 'Koh terrane ophiolites', a dismembered Late Carboniferous forearc ophiolite (Aitchison *et al.* 1998), and (iv) the 'Térémba-Méindou terrane' of Permian to Late Jurassic age, composed of volcano-sedimentary rocks (Aitchison *et al.* 1998). A transgressive sequence of Late Cenomanian to Late Eocene coal measures and conglomerates ('formation à charbon'; Paris 1981) overlies the Late pre-Cretaceous basement with angular unconformities. This unit provides a minimum age for the amalgamation of New Caledonia basement terranes to Gondwana (Aitchison *et al.* 1998).

MATERIALS AND METHODS

The current study is focused on the Central Chain and Boghen terranes and the 'Formation à charbon' (Fig. 1). Samples for this study were collected from 86 localities (Table 1) in the Central Chain (53) and Boghen (16) terranes and in the 'Formation à charbon' (17). In New Caledonia, outcrops are poor because of extensive tropical weathering, limiting the availability of fresh samples mainly to road cuts. In many common rocks, such as marine pelites and carbonates, no diagnostic minerals and mineral assemblages form in the very low-grade field. In these rocks, the transi-

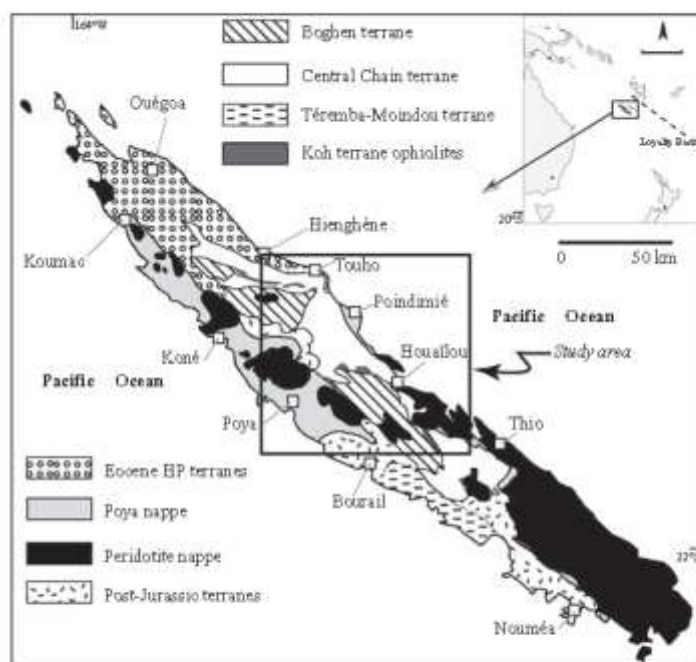


Fig. 1 Structural map of New Caledonia showing the major tectonic units (after Cluzel *et al.* 1994; Fitzherbert *et al.* 2003). The inset shows the location of New Caledonia in the southwest Pacific. HP, high pressure.

tions from non-metamorphic to very low-grade and from very low-grade to low-grade metamorphic domains take place through the diagenetic zone, the anchizone and the epizone, each zone being characterized by specific values of the illite Kübler Index (KI) (Árkai *et al.* 2003).

Pelitic rocks are composed chiefly of clay minerals. Such minerals include fine-grained clay minerals, which might have a detrital or an authigenic origin. Detrital chlorite or mica flakes have generally a coarser grain size as authigenic clay minerals growing in the cleavage. Samples with detrital mica visible in hand specimen and/or weathered specimens were avoided as far as it is possible to eliminate detrital contamination.

CLAY MINERAL ANALYSIS

Clay mineral separation was conducted by techniques described by Schmidt *et al.* (1997). To minimize the effect of possible detrital clay minerals, we avoided long grinding process and repeated the settling procedure five times for the $\leq 2 \mu\text{m}$ fraction. For the X-ray diffraction (XRD) analyses of $\leq 2 \mu\text{m}$ fractions, oriented samples, which were air-dried, solvated with ethylene glycol and heated

(550°C) were prepared. Illite and chlorite crystallinity was measured on air-dried and glycolated samples with a D5000 Bruker-AXS (Siemens) diffractometer, $\text{CuK}\alpha$ radiation at 40 kV and 30 mA and automatic divergence slits (primary and secondary V20) with a secondary graphite monochromator. Illite crystallinity (IC) was calculated with the software DIFFRAC^{Plus} TOPAS (by Bruker AXS, Karlsruhe, Germany). The IC index is defined as the full width at half maximum (FWHM) intensity of the first illite-muscovite basal reflection (10 \AA) and expressed in $\Delta^\circ 2\theta$ (Kübler 1968). The IC values were transformed into KI values by a correlation with the standard samples of Warr and Rice (1994) ($\text{KI}_{\text{CIS}} = 1.343 \cdot \text{IC}_{\text{basal}} - 0.003$). The KI was used to define the limits of metamorphic zones, and the transition values were chosen as follows: $\text{KI} = 0.25 \Delta^\circ 2\theta$ for the epizone to high anchizone boundary, $\text{KI} = 0.30 \Delta^\circ 2\theta$ for the high to low anchizone boundary and $\text{KI} = 0.42 \Delta^\circ 2\theta$ for the low anchizone to diagenetic zone. However, the use of the crystallinity index standards (CIS) is not universally accepted as giving Kübler-equivalent zone limits. Kisch *et al.* (2004) show that the 'CIS' standards values are much broader than those obtained by all other

Table 1 Geographical location, rock type and mineralogy of the studied samples showing full width at half maximum (FWHM), Kübler Index (KI), chlorite crystallinity (ChC(002)) and Årskov Index (ÅI) data

Sample	Latitude	Longitude	Alt. (m)	Rock type	Qz	Al	Kln	Pg	Chl	KW	Others	Terrace	FWHM	KI	ChC(002)	ÅI
MP3007	20°56'10"	165°21'10"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	R charbon	0.20	0.24	0.17	0.25
MP3008	20°56'10"	165°21'06"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	R charbon	0.20	0.24	-	-
MP3080	21°00'15"	165°21'06"	40	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	R charbon	0.20	0.24	0.16	0.24
MP3081	21°00'50"	165°20'56"	40	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	R charbon	0.24	0.29	0.21	0.28
MP3082	21°00'21"	165°20'51"	40	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.23	0.27	Kir	Kln
MP3083	21°01'42"	165°20'10"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	R charbon	0.23	0.27	-	-
MP3085	21°02'30"	165°20'32"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	R charbon	0.13	0.14	0.14	0.20
MP3086	21°02'40"	165°20'18"	20	Marl	*	*	*	*	*	*	Cal	R charbon	0.10	0.11	0.14	0.28
MP3087	21°02'48"	165°20'58"	20	Marl	*	*	*	*	*	*	Cal	R charbon	0.27	0.24	Kir	Kln
MP3088	21°04'30"	165°20'56"	5	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Cal	R charbon	0.27	0.24	Kir	Kln
MP3089	21°05'15"	165°20'40"	5	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Cal	R charbon	0.27	0.24	Kir	Kln
MP3090	21°08'51"	165°28'11"	5	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Cal	R charbon	0.11	0.12	0.18	0.20
MP3098	20°58'28"	165°11'21"	40	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.18	0.21	-	-
MP3099	20°58'20"	165°11'58"	30	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.17	0.20	0.16	0.21
MP3100	20°57'45"	165°11'58"	30	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	-	-	0.17	0.25
MP3101	20°58'22"	165°10'51"	30	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.22	0.27	Kir	Kln
MP3102	20°58'15"	165°11'49"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.19	0.23	0.18	0.26
MP3103	20°58'00"	165°11'38"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.19	0.23	0.16	0.24
MP3105	20°52'10"	165°14'40"	60	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.14	0.15	0.21	0.28
MP3108	20°52'28"	165°14'16"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.29	0.28	0.16	0.24
MP3110	20°52'18"	165°13'58"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.49	0.63	Kir	Kln
MP3115	20°52'18"	165°10'12"	10	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.16	0.18	0.14	0.23
MP3118	20°53'12"	165°09'52"	110	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Baghen	0.18	0.21	0.17	0.21
MP3119	21°01'54"	165°08'51"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Baghen	0.49	0.68	-	-
MP3120	21°20'18"	165°08'08"	40	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Seronian	1.13	1.49	Kir	Kln
MP3121	21°20'28"	165°08'28"	40	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Seronian	0.74	0.96	Kir	Kln
MP3122	21°20'32"	165°09'02"	140	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Seronian	0.43	0.65	Kir	Kln
MP3123	21°21'32"	165°09'32"	340	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Seronian	0.43	0.65	Kir	Kln
MP3155	21°23'20"	165°07'50"	140	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Seronian	0.22	0.67	-	-
MP3156	21°17'55"	165°06'48"	30	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Seronian	0.63	1.52	Kir	Kln
MP3127	21°17'28"	165°03'10"	40	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Seronian	0.17	0.26	Kir	Kln
MP3128	21°17'19"	165°02'58"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.19	0.23	0.22	0.28
MP3129	21°17'28"	165°01'56"	40	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.20	0.24	0.20	0.27
MP3150	21°18'00"	165°05'11"	40	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.24	0.29	0.18	0.25
MP3151	21°18'30"	165°07'31"	46	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.20	0.24	0.26	0.32
MP3152	21°19'42"	165°06'45"	20	Marl	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.23	0.27	0.21	0.27
MP3153	21°22'49"	165°03'11"	120	Marl	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.22	0.28	0.18	0.26
MP3155	21°22'15"	165°02'21"	120	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.21	0.26	0.21	0.28
MP3156	21°01'32"	165°22'15"	40	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.20	0.24	-	-
MP3157	21°01'28"	165°21'55"	60	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.17	0.17	0.15	0.23
MP3158	21°02'42"	165°17'42"	6	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.15	0.17	0.14	0.23
PS25	20°57'30"	165°13'50"	10	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.19	0.23	0.17	0.25
PS35	20°50'42"	165°19'22"	20	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.18	0.21	0.17	0.25
PS36	20°57'06"	165°19'48"	10	Psalmé	*	*	*	*	*	*	Lava	Cont. Chain	0.18	0.21	-	-

© 2007 Elsevier
 Printed by computer © 2007 Elsevier Publishing Ltd. All rights reserved.

Table 1 Continued

Sample	Latitude	Longitude	Alt. (m)	Rock type	Qtz	Al	KWW	Chl	Pg	Kln	Slp	Wl	Others	Texture	μ WtM	KI	ChC(002)	AI
PS37	20°58'30"	165°20'52"	80	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.14	0.16	0.12	0.22
PS38	21°04'41"	165°22'45"	20	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.22	0.27	0.12	0.25
PS39	21°04'38"	165°20'42"	5	Thuff	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.20	0.24	0.15	0.22
PS40	21°04'38"	165°20'42"	5	Thuff	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.26	0.32	0.17	0.25
PS41	21°04'38"	165°20'38"	40	Thuff	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.19	0.22	0.16	0.24
PS44	21°06'10"	165°19'36"	10	Thuff	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.19	0.22	0.16	0.24
PS45	21°06'10"	165°18'20"	40	Thuff	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.24	0.24	0.16	0.24
PS46b	21°06'06"	165°17'51"	80	Thuff	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.19	0.22	0.16	0.24
PS47	21°05'56"	165°17'48"	90	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.23	0.15	0.23	0.27
PS48	21°08'32"	165°27'00"	5	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.17	0.20	0.20	0.27
PS49	21°08'45"	165°25'56"	25	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.28	0.31	0.23	0.30
PS50	21°08'20"	165°25'35"	5	Marl	*	*	*	*	*	*	*	*	Cal	Cont. Chain	0.22	0.27	0.21	0.27
PS51	21°08'20"	165°25'35"	5	Marl	*	*	*	*	*	*	*	*	Cal	Cont. Chain	0.22	0.27	0.21	0.27
PS52	21°11'32"	165°26'38"	40	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.23	0.28	0.23	0.34
PS53	21°10'25"	165°25'35"	50	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.23	0.28	0.19	0.26
PS54	21°10'25"	165°21'02"	5	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.19	0.23	0.17	0.24
PS55	21°02'28"	165°20'54"	20	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.15	0.17	0.15	0.23
PS56b	21°02'32"	165°21'56"	5	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.20	0.24	0.12	0.25
PS57	21°00'02"	165°19'58"	20	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.22	0.27	0.19	0.27
PS58	21°00'52"	165°27'52"	20	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.20	0.23	0.20	0.27
PS59	21°10'11"	165°25'30"	25	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.23	0.27	0.20	0.30
PS60	21°10'28"	165°27'22"	20	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.22	0.27	0.20	0.30
PS61	21°10'58"	165°26'41"	20	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.19	0.23	0.20	0.27
PS62	21°11'31"	165°26'38"	20	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.23	0.28	0.18	0.25
PS63	21°22'48"	165°10'31"	120	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.14	0.16	0.19	0.24
PS64	21°25'40"	165°10'21"	150	Marl	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.18	0.21	0.17	0.23
PS65	21°25'29"	165°20'40"	60	Marl	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.18	0.21	0.19	0.23
PS66	21°25'29"	165°20'40"	60	Marl	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.18	0.21	0.19	0.23
PS67	21°25'28"	165°20'28"	70	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Cal	Cont. Chain	0.18	0.21	0.20	0.27
PS68	21°25'28"	165°20'28"	70	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Lws	Cont. Chain	0.17	0.20	0.19	0.26
PS70	21°28'58"	165°25'41"	95	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Lws	Cont. Chain	0.16	0.18	0.17	0.25
PS71	21°28'10"	165°20'00"	20	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Cont. Chain	0.21	0.25	0.18	0.25
PS72	21°24'25"	165°28'41"	80	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Ep + Cal	Cont. Chain	0.15	0.17	0.14	0.22
PS73	21°24'41"	165°28'11"	80	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Beghten	-	-	0.28	0.33
PS74	21°25'30"	165°28'10"	90	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Lws	Beghten	0.21	0.25	0.17	0.25
PS75	21°25'52"	165°28'06"	100	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*		Beghten	0.15	0.18	0.15	0.23
PS77	21°20'20"	165°26'25"	40	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Cal	Beghten	0.15	0.17	0.12	0.22
PS78	21°20'50"	165°25'32"	80	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Ep + Cal	Beghten	0.14	0.15	0.15	0.23
PS79	21°21'08"	165°25'31"	85	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Ep	Beghten	0.13	0.15	0.12	0.23
PS83	21°22'21"	165°25'20"	140	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Ep + Cal	Beghten	0.20	0.24	0.17	0.28
PS84	21°22'40"	165°25'08"	180	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Gln + Cal	Beghten	0.15	0.17	0.13	0.21
PS85	21°22'42"	165°26'00"	200	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Gln + Ep	Beghten	0.12	0.12	0.14	0.21
PS85	21°22'42"	165°26'00"	200	Pelite	*	*	*	*	*	*	*	*	Gln + Ep	Beghten	0.23	0.27	0.15	0.23

Mineral abbreviations are from Kretz (1983), except: Alb, albite; Cal, calcite; Chl, chlorite; Cln, chloritoid; Ep, epidote; Gln, glaucophane; Kln, kaolinite; Kfs, kyanite; Mg, magnesite; Qtz, quartz; Slp, sillimanite; Wl, wollastonite; KWW, K-wedge mica; Lws, lawsonite; ML, mixed-layer; Mg, margarite; Pg, paragonite; Qtz, quartz; Slp, sillimanite; Kfs, kyanite.

laboratories; and that the high- and low-grade boundaries of the anchizone of the raw values of Warr and Rice (1994) are much broader than the Kübler-equivalent. This discrepancy is likely to reflect errors in the conversion of the 'raw' FWHM values into Kübler equivalent (Kisch *et al.* 2004). Therefore, following the recommendations of Kisch *et al.* (2004), we published in Table 1 the 'raw' data FWHM and chlorite crystallinity (ChC) (002) to allow comparison with other laboratories. The same experimental conditions were also used to determine ChC on the (002) peak, where (ChC(002)) corresponds to the full width at half maximum intensity values of the second (7 Å) basal reflection of chlorite. The ChC(002) measurements were calibrated with those of Warr and Rice (1994) and expressed as the Årkai index (ΔI) (Guggenheim *et al.* 2002): $\Delta I = 0.765 * ChC(002) + 0.117$. The anchizone boundaries for the ΔI were defined by correlation with the KI and are given as $0.24 \Delta^{\circ}2\theta$ for the epizone to anchizone boundary and $0.30 \Delta^{\circ}2\theta$ for the anchizone to diagenetic zone.

MINERAL CHEMISTRY

Mineral compositions in the metapelites were determined by electron probe microanalysis with a JEOL JXA-8600 superprobe (JEOL, Tokyo, Japan) at the University of Basel with four wavelength-dispersive spectrometers, equipped with Voyager software by NORAN instruments. A ZAF-type (atomic number [Z], absorption [A] and fluorescence [F]) correction procedure was used for all data reduction and all Fe was assumed to be ferrous. To avoid volatilization of light elements, low-grade metamorphic minerals were analyzed with a 10 nA beam current, an accelerating voltage of 15 kV, an acquisition time of 10 or 20 s, rastered over an area of 26 μm^2 . The standards used for the different elements were as follows: olivine for Si and Mg; rutile for Ti; gehlenite for Al; graptolite for Mn and Fe; wollastonite for Ca; albite for Na; and orthoclase for K.

RESULTS

MINERALOGY

The mineralogy of the studied samples is given in Table 1. Mineral abbreviations are those of Kretz (1983). Pelites, tuffs and metamarls were analyzed. In Figure 2, the distribution of the index minerals lawsonite, glaucophane and stilpnomelane is represented.

© 2007 The Author

Journal compilation © 2007 Blackwell Publishing Asia Pty Ltd



Fig. 2 Distribution of index minerals (glaucophane, lawsonite and stilpnomelane) in the studied area. The peridotite and Poya nappes are colored in dark gray and the 'formation à charbon' in light gray. Profiles 1 and 2 of Figure 10 are indicated in black.

The meta-marls were sampled in the three units. Generally, the mineral assemblages consist of quartz (Qtz) + K-white mica + chlorite (Chl) + albite (Ab) + calcite (Cal). In the Boghen terrane, epidote (Ep) and glaucophane (Gln) are present in addition, and in the Central Chain terrane stilpnomelane (Stp) is also observed (Fig. 2). In their $<2 \mu\text{m}$ grain-size fraction, illite-muscovite predominates in association with Chl and Qtz. Albite is only present in minor amounts.

In the metapelites, the mineral assemblages consist of Qtz, K-white mica, Chl and/or kaolinite (Kln) with minor amounts of mixed-layer minerals (illite/smectite (I/S), chlorite/smectite (C/S) and kaolinite/smectite (K/S)), Ab, and index minerals depending on the metamorphic grade (Stp, lawsonite (Lws) (Gln) (Fig. 2). In their $<2 \mu\text{m}$ fractions, illite-muscovite or phengitic muscovite predominate in the higher-grade samples. The presence of kaolinite in samples MF3083, MF3088 and MF3089 form the 'formation à charbon' despite having narrow anchizone/epizone KI values, suggest that the presence of Kln has nothing to do with grade but is formed by some subsequent process, such as tropical weathering. Discrete paragonite is also found in minor quantities, and margarite is observed in sample MF3100.

In the Central Chain terrane, the meta-tuffs were sampled in the region of Touho. Their mineral assemblages are composed of Qtz + Ab +

Chl + K-white mica ± Stp (Fig. 2). The $2\ \mu\text{m}$ grain-size fraction is dominated by illite-muscovite and Chl.

Figure 3 shows the distribution of the IC (KI data). The FWHM values are presented in Table 1.

In the Central Chain terrane, metamorphic values range between high anchizone and epizone (Table 1, Fig. 4a). A peak in the distribution of KI values is observed at epizonal values (Fig. 4a). The highest KI value (sample MF3110) is a result of the presence of discrete paragonite in great amount, leading to a broad 10 Å peak.

In the Boghen terrane the KI was determined on 15 samples (Fig. 4b), all indicating epizonal metamorphic conditions (Fig. 4b) (Table 1).

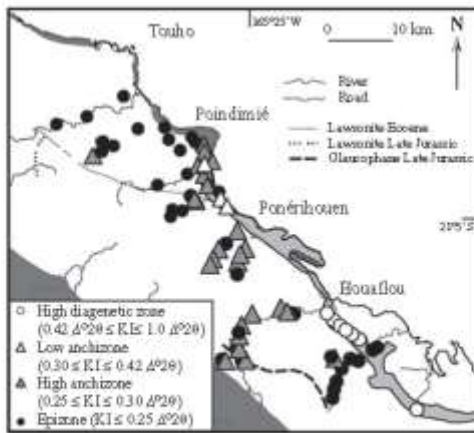


Fig. 3 Distribution of Kibler index (KI) values in the studied area. The peridotite and Poya rapses are colored in dark gray and the 'formation à charbon' in light gray.

The 16 KI values from the 'formation à charbon' range from epizone to low diagenesis (Table 1 and Fig. 4c). Samples from the southeast are less metamorphosed with only diagenetical conditions (Fig. 3). A trend of grade increasing from low anchizone to high anchizone (up to epizone, sample MF3080) is observed in the region between Pointinié and Ponérihouen (Fig. 3).

A significant positive linear correlation ($r^2 = 0.65$) is found between KI and AI (Fig. 5), rendering greater reliability to the metamorphic grade estimate deduced from KI values, which can be hindered by broadening of the reflectance peak because of the presence of discrete paragonite. Overall, the pattern of very low-grade metamorphism shown by ChC (Fig. 6) agrees well with the pattern of the IC (Fig. 3). No diagenetic AI values are observed because of the presence of KI in samples where diagenetical KI values were measured.

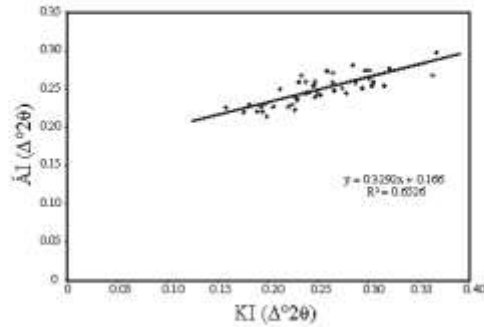


Fig. 5 Correlation between Kibler Index (KI) (10 Å) and Aikali Index (AI) (7 Å) values: $n = 46$.

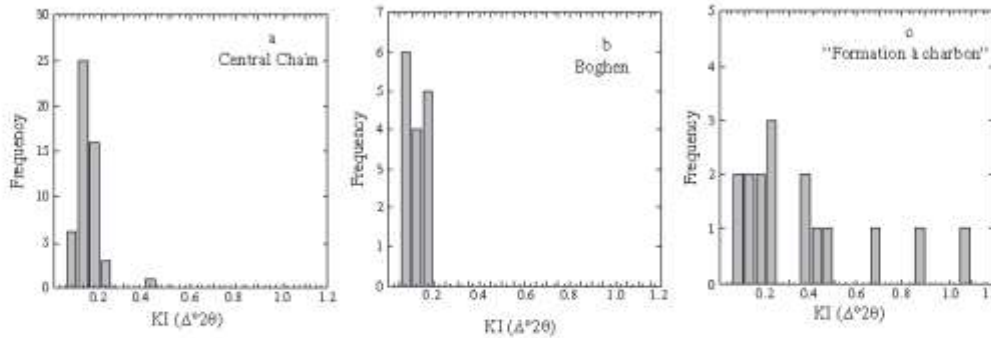


Fig. 4 Histograms of illite crystallinity (KI) in the different terranes: (a) Central Chain terrane; (b) Boghen terrane; (c) 'Formation à charbon'.

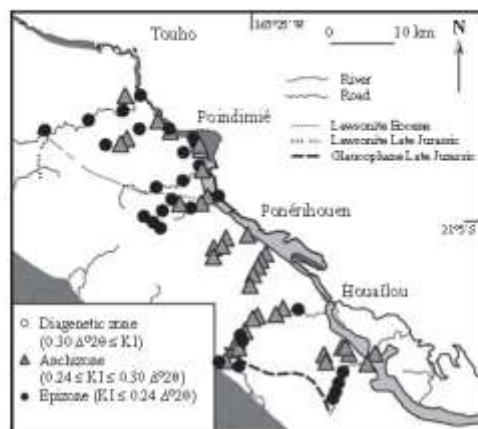


Fig. 6 Distribution of Arkaï index (AI) values in the studied area. The peridotite and Poya rhyolites are colored in dark gray and the formation 'à charbon' in light gray.

In northern New Caledonia, Potel *et al.* (2006) deduced temperature limits for anchizone on the basis of oxygen isotopic thermometry. The anchizone is bracketed between $230 \pm 10^\circ\text{C}$ and $295 \pm 10^\circ\text{C}$, which is in good agreement with the approximate boundary found in published reports (Ferreiro Mählmann 1996; Merriman & Frey 1999). Consequently, temperature estimates for the investigated samples ranged between ca 230 and 350°C ($0.16 < KI < 0.42 \Delta^{29}Q$). Only in the southeastern 'formation à charbon' the temperatures were lower than 230°C ($KI > 0.42 \Delta^{29}Q$).

MINERAL CHEMISTRY

As a result of the small grain size of the phyllosilicates, special care was taken to differentiate between detrital and newly formed metamorphic grains. In certain cases, detrital micas altered to K-white mica/chlorite or K-white mica/paragonite/chlorite stacks were observed. They could be distinguished from fine-grained, matrix-forming white mica and Chl oriented parallel to the metamorphic schistosity.

Representative compositions of K-white mica are listed in Table 2. Mica analyses showing more than 0.5% (MnO% + TiO₂%) were rejected (Vidal & Parra 2000). In a Si-Al_{tot} diagram (Fig. 7a), some analyses show a deviation from the Tschermak exchange line. Considering the analyses reported in Table 2, the total interlayer charge (t.i.c. =

Ca + Na + 2K) is between 1.00 and 0.94, except for sample PS46b, where a pyrophyllite (Pr) substitution could be assumed (Fig. 7a,d), in addition to Tschermak's substitution. Additional substitutions are required to explain the excess of Fe and Mg in samples PS54, PS56b, PS69, PS85 (Fig. 7a,b). The excess of Mg + Fe could be explained by a di/trioctahedral substitution common in dioctahedral micas (Vidal & Parra 2000; Parra *et al.* 2002). Figure 7c shows no significant correlation between the Fe and Mg contents in the individual samples, ruling out dependence on bulk composition. On the basis of model calculations supposing various mixtures (Fig. 7b), no contamination of the analyses by Qtz or Chl has occurred.

In Figure 7d, the K-white mica analyses fall in a cluster between the muscovite-phengite and the muscovite-illite lines, indicating a small deficit in t.i.c. (values range between 0.85 and 1.00 p.f.u.). Figure 7e shows that the Na content of K-white mica is very low and thus the *b* cell dimension is not influenced by K-Na exchange.

Although the number of data pairs is relatively low ($n = 5$), we investigated the relationship between the metamorphic grade of our samples with the chemistry of the K-white micas. Figure 7f shows no obvious correlation between KI values and Si content. This indicates the occurrence of other substitutions in addition to the celadonitic one, probably the di/trioctahedral substitution previously discussed.

The Na/(Na + K) ratios are lower than 0.15 in the analyzed samples permitting to calculate K-white mica *b* cell dimension parameters by the regression equations from Guidotti *et al.* (1989). Kisch *et al.* (2006) outlined the possibility to overestimate or underestimate the *b*₀ in the case of Fe-free phengite or Fe-rich celadonite. Here, the Fe²⁺/(Si-6) ratio is in the range where the regression equations can reasonably be used, i.e. up to ca 3.55 Si p.f.u.

Compositions of chlorite are normalized to 28 oxygens (Table 3) and fulfil the criterion of non-contamination, $\Sigma\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} < 0.2$ (Dalla Torre *et al.* 1996). From the classification of Zane and Weiss (1998), Chl in the studied samples are trioctahedral type I, where $(X_{\text{Mg}} + X_{\text{Fe}} = X_{\text{Al}} + X_{\text{FeAlMg}})$. X_{Mg} varies between 0.37 and 0.93, and the Chl lie mainly in the ripidolite, pichnochlorite and brunsvigite fields of Hey (1954).

The low total interlayer charge of the chlorites (<0.2 p.f.u.) indicates that smectite or illite impurities are insignificant (Fig. 8a). The increase of (Al^{VI} - Al^{IV}) could be attributed to increasing sudoctahedral substitution (di-trioctahedral) (Arkaï *et al.*

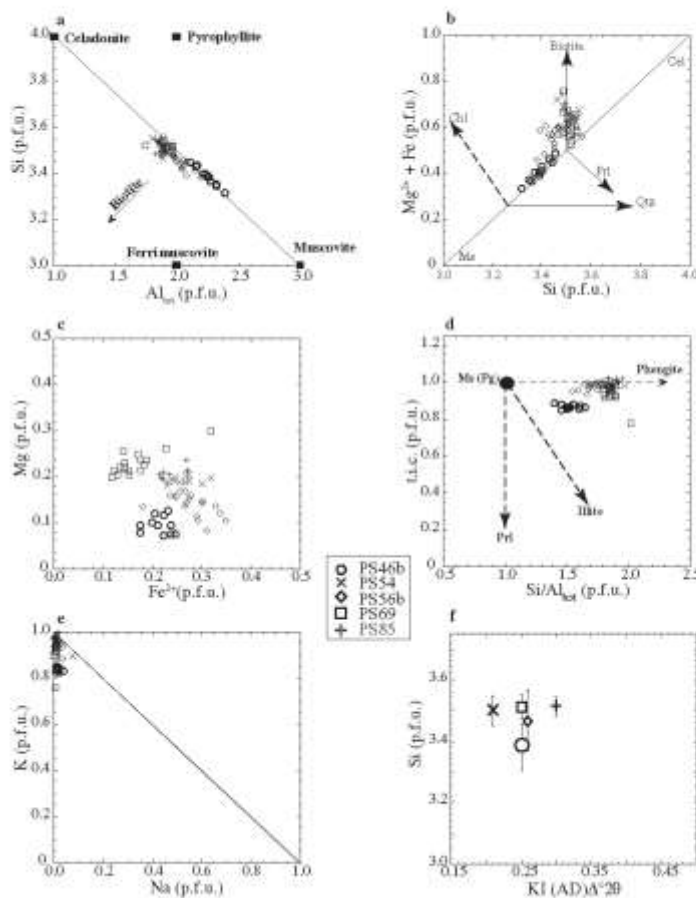


Fig. 7 (a–e) Compositional relationships of metamorphic dioctahedral white micas. Cation numbers and ratios are calculated from electron microprobe analyses. I. L. C. = total interlayer charge = $K + Na + 2 Ca$ per formula unit. (f) Relationships between illite crystallinity (KI) and the chemistry of white mica.

2003). Correlations observed for apparent octahedral vacancies with $(Al^{VI} - Al^{IV})$ (Fig. 8b) and apparent octahedral vacancies with sum of octahedral divalent cations (Fig. 8c) prove sudoitic substitution in the analyzed Chl. Figure 8d shows that, in addition to the Tschermak substitution, di-trioctahedral substitution plays an important role in Chl.

From the chlorite- Al^{IV} thermometer of Cathelineau (1988), we calculated mean T -values between 266 and 327°C (Table 3). These temperatures are in good agreement with those deduced from the KI values.

On the basis of Ramírez and Sassi (2001), the temperature derived from the chlorite and the K -white mica b cell dimension values are used to

estimate the P conditions in samples PS56b and PS46b. In Figure 9, pressure can be estimated around 1.1 GPa for PS46b and 1.3 GPa for PS56b. In comparison, sample MF3031 gives the P and T conditions obtained in the glaucophane zone of the Eocene HP metamorphic belt, up to 1.5 GPa and 410°C (Patel *et al.* 2006).

DISCUSSION

Mineral assemblages observed in the studied samples are compatible with the mineral boundary drawn by Paris (1981) (Fig. 2). Lawsonite and stilpnomelane are observed in the Central Chain terrane, in the region of Poindimié and in the

Table 2. Representative chemical analyses of K-white micas

Sample N° %	PS46b		PS5d		PS56b		PS69		PS85	
	11	SD	18	SD	17	SD	12	SD	7	SD
SiO ₂	50.22	0.57	50.48	0.98	49.72	0.74	51.80	0.55	52.55	0.93
TiO	0.10	0.09	0.06	0.06	0.05	0.06	0.12	0.14	0.14	0.18
Al ₂ O ₃	28.14	1.09	28.10	0.68	24.56	1.05	28.75	0.69	28.98	0.41
FeO	8.78	0.42	2.80	0.81	4.82	0.68	4.68	0.47	4.20	0.41
MnO	0.09	0.08	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.08	0.08	0.05
MgO	2.66	0.37	4.49	0.48	2.78	0.47	4.63	0.23	4.31	0.24
CuO	0.06	0.07	0.02	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.09	0.10
Na ₂ O	0.16	0.06	0.06	0.02	0.11	0.28	0.12	0.16	0.09	0.03
K ₂ O	9.86	0.10	10.41	0.56	10.77	0.26	11.05	0.27	11.44	0.38
Total	94.52	0.42	91.47	0.73	92.51	0.66	95.58	0.77	96.25	0.56
Si	3.39	0.04	3.52	0.05	3.46	0.05	3.50	0.03	3.52	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ^{IV}	0.61	0.04	0.48	0.05	0.54	0.05	0.50	0.03	0.48	0.03
Al ^{VI}	1.62	0.04	1.42	0.05	1.47	0.04	1.39	0.03	1.27	0.03
Fe ²⁺	0.21	0.02	0.16	0.05	0.28	0.04	0.20	0.03	0.23	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Mg	0.21	0.04	0.47	0.05	0.22	0.05	0.29	0.02	0.23	0.03
Cu	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00
K	0.85	0.01	0.92	0.05	0.96	0.02	0.95	0.02	0.98	0.03
t.i.c.	0.86	0.01	0.93	0.05	0.97	0.02	0.97	0.02	1.00	0.02
δ ₁	9.64		9.05		9.05		9.05		9.06	
KI	0.25		0.25		0.26		0.25		0.30	

Calculations are based on 11 oxygens (anhydrous basis). SD, standard deviation. % values calculated after Guidotti *et al.* (1983). t.i.c. = total interlayer cations (Ca + Na + K).

Table 3. Representative chemical analyses of chlorite

Sample N° %	MP3100		MP3125		PS46b		PSE4		PS56b		PSS1 ¹	
	12	SD	17	SD	8	SD	7	SD	7	SD	5	SD
SiO ₂	29.20	0.43	25.68	0.41	26.00	0.42	28.42	0.65	25.66	0.49	26.16	0.55
TiO	0.01	0.05	0.01	0.06	0.06	0.05	0.06	0.03	0.11	0.11	0.09	0.12
Al ₂ O ₃	20.54	0.26	17.23	0.52	19.41	0.14	17.20	0.25	19.17	0.40	18.19	0.57
FeO	2.79	1.01	21.76	0.66	86.41	0.43	19.06	0.22	22.19	0.52	28.29	1.24
MnO	0.27	0.04	0.54	0.06	0.42	0.08	0.57	0.11	0.50	0.09	0.49	0.07
MgO	20.45	0.74	9.98	0.36	10.87	0.21	19.25	0.37	9.22	0.22	13.82	0.51
CuO	0.05	0.02	0.12	0.04	0.08	0.16	0.02	0.02	0.02	0.04	0.18	0.11
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.05	0.04
K ₂ O	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.14	0.07	0.02	0.02
Total	82.42	0.76	85.62	0.77	87.40	0.81	85.62	0.73	86.66	0.78	87.29	1.12
Si	5.76	0.05	5.79	0.07	5.68	0.04	5.96	0.09	5.58	0.19	5.65	0.09
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Al ^{IV}	2.24	0.05	2.21	0.07	2.22	0.04	2.04	0.09	2.42	0.10	2.35	0.09
Al ^{VI}	2.52	0.04	2.39	0.06	2.65	0.03	2.22	0.07	2.42	0.05	2.29	0.08
Fe ²⁺	0.82	0.17	5.09	0.12	5.58	0.09	2.50	0.05	5.06	0.08	5.11	0.22
Mn	0.04	0.01	0.12	0.01	0.06	0.02	0.10	0.02	0.05	0.02	0.09	0.01
Mg	8.64	0.26	3.35	0.11	3.53	0.07	6.06	0.11	3.19	0.08	4.45	0.18
Cu	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02
K	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01	0.00
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.07	0.02	0.64	0.01	0.61	0.01	0.37	0.01	0.60	0.01	0.53	0.02
T (°C)	296	8	204	11	312	7	266	15	327	16	216	15

Calculations are based on 28 oxygens (anhydrous basis). SD, standard deviation. All Fe is assumed to be Fe²⁺. Temperatures are determined using the chlorite thermometer of Cathelineau (1982).

¹Sample PSS1 is a metabasite, others are pelites.

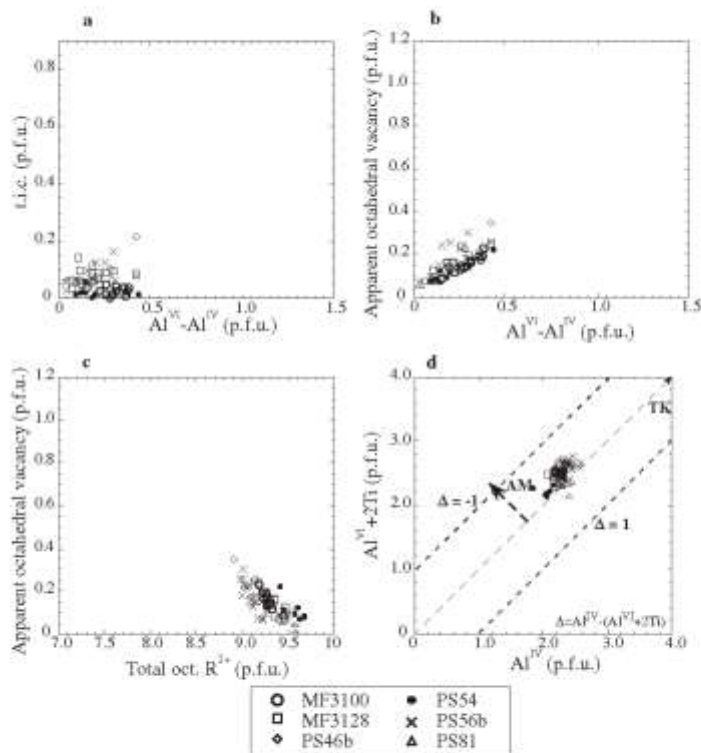


Fig. 8 (a–d) Compositional variation of chlorite. Cation numbers and ratios are calculated from electron microprobe analyses. (a) L.I.C. (= total interlayer charge = $K + Na + 2 Ca$ per formula unit) versus $Al^{VI} - Al^{IV}$. (b) Apparent octahedral vacancy (= $20 - \Sigma$ octahedral cations per formula unit) versus $Al^{VI} - Al^{IV}$. (c) Apparent octahedral vacancy versus total oct. R^{2+} (= $Fe^{2+} + Mg^{2+}$). (d) $Al^{VI} + 2Ti$ versus Al^{IV} . Arrows show trends of TK (Tschermak's), and AM (di octahedral) substitutions, where $\Delta = Al^{VI} - (Al^{IV} + 2Ti)$.

southern part of the studied area. In the region of Poindimié, lawsonite is also present in the 'formation à charbon'. Glaucophane minerals are found in samples from the Boghen terrane in the region of the 'col des Roussettes' (Fig. 2).

The metamorphic conditions observed by the IC and ChC are very similar to those indicated by the mineral facies. In the Eocene lawsonite zone (Figs 3,6), the metamorphic conditions indicated by the phyllosilicates crystallinity (KI and $\bar{A}I$) are in good agreement with those observed in the Eocene HP belt to the north (Potel *et al.* 2006). The KI values indicate epizonal conditions, except in the 'formation à charbon', where values are anchizonal (but still compatible with the lawsonite occurrence). There, an increasing metamorphic gradient from south to north is observed (Fig. 3).

In the southeast of the studied area, the 'formation à charbon' reaches only diagenetic conditions ($KI \approx 0.42 \Delta^{2\theta}$) and KIn is present in all samples, contrasting with higher metamorphic conditions in the Boghen and Central Chain terranes. In

profile 2 (Figs 2,10), a metamorphic contrast between 'formation à charbon' and Central Chain terrane is observed with the presence of diagenetic samples in the proximity of epizonal ones. An increasing metamorphic gradient can be observed with a decrease of the KI and $\bar{A}I$ values in the Boghen terrane from northeast towards southwest (profile 1, Figs 2,10) indistinct because of the lack of samples in the Central Chain. An increase of the values in the middle of the Boghen terrane could be explained by the presence of a thrust fault (KI values increase from 0.25 to 0.18 $\Delta^{2\theta}$). In profile 2 (Fig. 10), the trend in each terrane is not so clear because of the low density of the sample (only two samples) with an apparent metamorphic inversion in the Central Chain terrane and an isometamorphism in the Boghen terrane. However, the phyllosilicate crystallinities are in good agreement with the previous metamorphic studies on the basis of mineral assemblages, indicating an increase of metamorphic grade from northeast toward southwest (Cluzel & Meffre 2002). In the

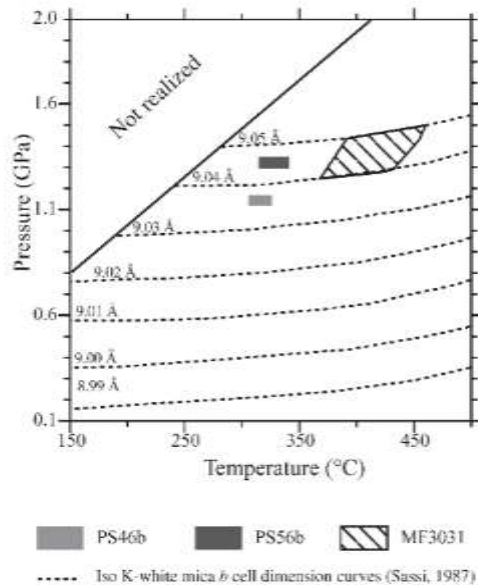


Fig. 9 Pressure-temperature conditions for samples PS46b and PS56b using K-white micas *b* cell dimension values and calculated chlorite temperature (after Cathelineau 1988). In comparison, the stability field of sample MF3031 (cross hatched area) of the high-pressure (HP) Eocene belt is represented (Potel et al. 2006). Iso K-white micas *b* cell dimension curves (dashed lines) are taken from Ramirez and Sassi (2001).

north of the studied area (Central Chain terrane), metamorphic conditions reach anchizone (Fig. 3) with the presence of stilpnomelane (no lawsonite was observed, Fig. 2).

Overall in the studied area, K-white mica *b* cell dimensions (Table 2) range between 9.04 and

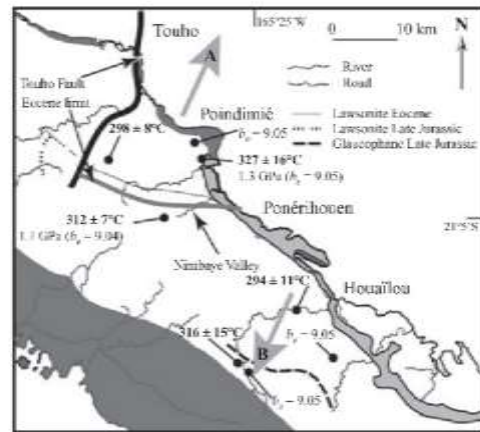


Fig. 11 Schematic geological map, the peridotite and Poya rappes are colored in dark gray and the 'formation à charbon' in light gray. Chlorite temperature (after Cathelineau 1988) and K-white mica *b* cell dimension values are indicated for the samples where it was calculated. Arrows indicate the metamorphic gradients (Eocene = A; Late Jurassic = B) observed in the different zones. The deduced limit of the Eocene high-pressure (HP) metamorphism is represented with a bold gray line.

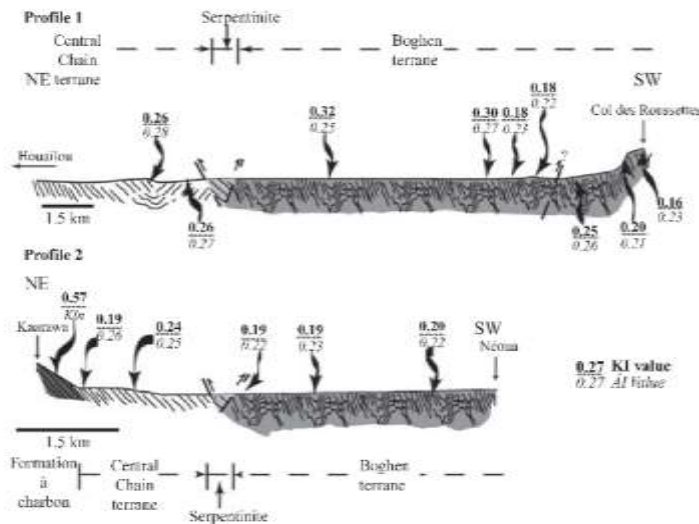


Fig. 10 Schematic cross-sections along two profiles (Fig. 2). Average values of Kübler index (KI) are indicated in bold and average values of Årkai Index (ÅI) in italic. Mineral abbreviations are those of Kretz (1983).

9.05 Å, indicating HP conditions (Merriman & Peacor 1999). However, different metamorphic evolutions can be observed. In the Eocene lawsonite zone, the temperature (Chl thermometry) is higher along the eastern coast than to the west. Moreover, the 'formation à charbon' shows another gradient with increase of metamorphic conditions from south to north, as indicated by IC. These observations lead to the definition of metamorphic grades in the Eocene lawsonite zone increasing from southwest towards northeast (Fig. 11), like in the northern part of New Caledonia (Potel *et al.* 2006). In the Nimbaye Valley (Fig. 11), south of the Eocene lawsonite zone, the Chl thermometry indicates higher temperature ($T = 312 \pm 12^\circ\text{C}$, PS46b) than in the Eocene lawsonite zone to the north ($T = 298 \pm 8^\circ\text{C}$, MF8100). In this Valley we observed an increase of metamorphic grade (decrease of the KI and AI values) from northeast to southwest, i.e. inverse to the gradient observed in the Eocene Zone. On the basis on all these results, an approximate limit between the Eocene metamorphism and the Late Jurassic metamorphism can be drawn (Fig. 11), similar to that drawn by Cluzel *et al.* (2001).

The metamorphic pattern shown by the study of the phyllosilicate is compatible with the model given for the evolution of the central New Caledonia. The diagenetic values observed in the 'formation à charbon' (Senonian age?) in the south confirmed the pre-Late Cretaceous age of the metamorphism in this region (150 Ma, K–Ar on Claucepiane, Black & Brothers 1977). This metamorphism is of HP type (K-white mica *b* cell dimensions higher than 9.01 Å) with an increasing grade from northeast towards southwest. The later Eocene metamorphism affected only the north of the central area, leading to the recognition of an approximate limit based on the metamorphism observed in the 'formation à charbon' and the temperature values calculated on Chl. The increase in metamorphic grade from southwest to northeast within this region is similar to that observed in the north of New Caledonia (Potel *et al.* 2006). The Taibo fault (a dextral strike-slip fault, Maurizot *et al.* 1989) separates this region from the Late Eocene formation (Fig. 11, Cluzel *et al.* 2001) and moved it in its actual position.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by grant 50-506842.99 of the Swiss National Foundation. Professors W. Franke and M. P. Doublier are thanked

for their help in the correction of the manuscript. I thank H. J. Kisch, A. Ishiwatari and an anonymous reviewer immensely for their helpful and constructive reviews.

REFERENCES

- AITCHISON J. C., CLARKE G. L., MEFFRE S. & CLUZEL D. 1995. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution. *Geology* **23**, 161–4.
- AITCHISON J. C., IRELAND T. R., CLARKE G. L., CLUZEL D., DAVIS A. M. & MEFFRE S. 1998. Regional implications of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia. *Tectonophysics* **299**, 333–43.
- ÁRKAI P., PARYAD S. W., VIDAL O. & BALOGH K. 2003. Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliara unit, Western Carpathians, Slovakia: Implications of phyllosilicate characteristics. *International Journal of Earth Sciences* **92**, 65–85.
- BLACK P. M. & BROTHERS R. N. 1977. Blueschist ophiolites in the melange zone, northern New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **65**, 69–78.
- BLACK P. M., MAUKIZOT P., GHENT E. D. & STOLT M. Z. 1998. Mg–Fe carpholites from aluminous schists in the Diabul region and implications for preservation of high-pressure/low-temperature schists, northern New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology* **11**, 455–60.
- BROTHERS R. N. 1970. Lawsonite-albite schists from northernmost New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **25**, 185–202.
- BROTHERS R. N. & BLACK M. C. JR. 1973. Tertiary plate tectonics and high-pressure metamorphism in New Caledonia. *Tectonophysics* **17**, 337–58.
- BROTHERS R. N. & YOKOYAMA K. 1982. Comparison of the high-pressure schist belts of New Caledonia and Sanbagawa, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **79**, 219–29.
- CARSON C. J., CLARKE G. L. & POWELL R. 2000. Hydration of eclogites, Pam Peninsula, New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology* **18**, 79–90.
- CATHERINEAU M. 1988. Carbon site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* **23**, 471–85.
- CLARKE G. L., AITCHISON J. C. & CLUZEL D. 1997. Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: A reappraisal. *Journal of Petrology* **38**, 843–76.
- CLUZEL D. 1996. Affinités intra-océaniques des métavéranites de l'unité de la Bogen (ex-Anté-Permien de Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest). Conséquences paléogéographiques. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* **323**, 667–69.

© 2007 The Author
Journal compilation © 2007 Blackwell Publishing Ltd

- CLUZEL D. & MEFFRE S. 2002. L'unité de la Boghen (Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest): un complexe d'accrétion jurassique. Données radiométriques préliminaires U-Pb sur les zircons détritiques. *Comptes Rendus des Géosciences* 334, 867–74.
- CLUZEL D., AITCHISON J., CLARKE G., MEFFRE S. & PICARD C. 1994. Point de vue sur l'évolution tectonique et géodynamique de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique, France). *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 319, 683–90.
- CLUZEL D., AITCHISON J. C. & PICARD C. 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics* 310, 23–59.
- DALLA TORRE M., JIVI K. J. T. & FREY M. 1996. Chlorite textures and composition from high pressure/low temperature melashites and metagraywackes, Franciscan complex, Diablo Range, California, U.S.A. *European Journal of Mineralogy* 8, 825–46.
- DISSSEL C. F. K., BROTHERS R. N. & BLACK P. M. 1978. Coellection and graphitization in high-pressure schists in New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 63–78.
- FERRERO MÄHLMANN R. 1996. The pattern of diagenesis and metamorphism by viridite reflectance and illite-crystallinity¹ in Mischbünden and in the Oberhalbstein Part 2: Correlation of coal petrographical and of mineralogical parameters. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 76, 23–46.
- FITZGERBERT J. A., CLARKE G. L. & POWELL R. 2003. Lawsonite-omphacite-bearing metabasites of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: Evidence for disrupted blueschist- to eclogite-facies conditions. *Journal of Petrology* 44, 1805–31.
- GHEAT E. D., STOUT M., BLACK P. M. & BROTHERS R. N. 1987. Chlorite-bearing rocks associated with blueschist and eclogites, northern New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology* 5, 239–54.
- GUÉRANGÉ E., LILLE E. & LOZES J. 1978. Données nouvelles concernant la stratigraphie, la sédimentologie, la pétrologie et la structure de la chaîne centrale de la Nouvelle-Calédonie. *Bulletin du BRGM Français* 2, 127–37.
- GUGGENHEIM S. JR, BAIN D. C., BERGAYA F. *et al.* 2002. Report of the association internationale pour l'étude des argiles (AIPEA) nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the 'crystallinity index'. *Clays and Clay Minerals* 50, 406–9.
- GUIDOTTI V., SASSI R. P. & BLENDICE J. C. 1989. Compositional controls on the a and b cell dimensions of 2M1 muscovites. *European Journal of Mineralogy* 1, 71–84.
- HEY M. H. 1984. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* 39, 277–92.
- KISCH H. J., ÁRKAI F. & BRIME C. 2004. On the calibration of illite K₂O index (illite crystallinity). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 84, 323–31.
- KISCH H. J., SASSI R. & SASSI R. P. 2006. The 10 lattice parameter and chemistry of phengites from HP/LT metapelites. *European Journal of Mineralogy* 18, 207–22.
- KRETZ R. 1988. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277–9.
- KÜBLER B. 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bulletin Centre Recherche Prod. S.N.P.A* 2, 385–97.
- MAURIZOT P., BEERLÉ J.-M., HABAULT C. & TESSAROLLO C. 1989. *Carte géologique à l'échelle de 1:50 000, feuille Pam-ouaoua. (Map Sheet and Explanatory Notes)*. BRGM, Paris.
- MEFFRE S. 1996. The development of arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia. PhD Thesis. University of Sydney.
- MERRIMAN R. J. & FREY M. 1999. Parterras of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In Frey M. & Robinson D. (eds). *Low-grade metamorphism*, pp. 61–107. Blackwell Science, Oxford.
- MERRIMAN R. J. & PRAGER D. R. 1999. Very low-grade metapelites: Mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In Frey M. & Robinson D. (eds). *Low-grade metamorphism*, pp. 10–60. Blackwell Science, Oxford.
- PARIS J. P. 1961. *Géologie de la Nouvelle-Calédonie, un essai de synthèse*. Bureau de Recherches Géologiques et minières, Paris.
- TARRA T., VIDAL O. & AGARD P. 2002. A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 706–32.
- FOUET S., FERREIRO MÄHLMANN R., STEIN W., MULLIS J. & FREY M. 2006. Very low-grade metamorphic evolution of pelitic rocks under high-pressure/low-temperature conditions, NW New Caledonia (SW Pacific). *Journal of Petrology* 47, 991–1015.
- RAMÍREZ E. & SASSI R. 2001. The baric character of the Patagonian basement as deduced from the muscovite d₀₄₀ spacing: A first contribution from Eastern Andean Metamorphic Complex (Andes, Chile). *European Journal of Mineralogy* 13, 1119–26.
- ROUTHIER P. 1953. Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arana. *Mémoire de la Société Géologique Française* 32, 1–127.
- SCHMIDT D., SCHMIDT S. T., MULLIS J., FERREIRO MÄHLMANN R. & FREY M. 1997. Very low grade metamorphism of the Tavycanne formation of western Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 129, 385–403.

- VIDAL O. & FARRA T. 2000. Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geological Journal* **35**, 139–61.
- WARR L. N. & RICE A. H. 1964. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology* **12**, 141–52.
- ZANE A. & WEISS Z. 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei: Scienze Fisiche e Naturali* **9**, 51–6.

II. La Montagne Noire – contexte de type Barrovien (MP-BT)

A) INTRODUCTION

La Montagne Noire forme la partie la plus méridionale du Massif Central et appartient à la partie externe de la chaîne varisque (Ledru *et al.*, 1989). Elle est constituée d'un dôme gneissique (Zone Axiale) étiré selon un axe ENE et flanqué d'une couverture sédimentaire paléozoïque (Monts de Lacaune au nord et les unités paléozoïques du flanc Sud, Figure 25). La Zone Axiale forme le mur du dôme gneissique, se composant essentiellement de para- et orthogneiss migmatitiques et d'intrusions de granitoïdes tardi-varisques (Gebauer *et al.*, 1988 ; Roger *et al.*, 2003 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Franke *et al.*, 2011). Le noyau gneissique est entouré d'une série de roches sédimentaires et volcaniques d'âge inconnu, d'où l'appellation « Schistes X ». La Zone Axiale et les « Schistes X » ont subi une évolution polyphasée. L'évolution du dôme tectonique est sujet à controverse depuis plus d'un demi-siècle. Ainsi, une multitude de modèles tectoniques ont été proposés, invoquant différents régimes tectoniques et différents mécanismes d'exhumation. Beaucoup de ces modèles sont essentiellement basés sur les données du dôme lui-même.

Dans ce cadre-là, l'étude des roches de très bas degré constituant la couverture paléozoïque des flancs Sud et Nord peut aider à mieux contraindre les modèles existants. De plus, la diversité des types de roches en présence offrent la possibilité de corréler les différents marqueurs et de voir leur évolution dans des conditions de MP-BT et dans un environnement poly-métamorphique.

B) CONTEXTE GENERAL

La Zone Axiale et les « Schistes X » ont subi différentes phases de déformation et de métamorphisme. La Figure 24 présente les différentes phases de déformation enregistrées selon Franke *et al.* (2011). La première phase de déformation a provoqué une orientation préférentielle des minéraux du métamorphisme et la formation d'une schistosité/foliation pénétrative S_1 . La phase D_2 se caractérise par la formation de plis verticaux kilométriques à centimétriques (Beaud, 1985 ; Aerden, 1998). Une étude plus récente de Franke *et al.* (2011) relie ces structures à un seul évènement de déformation complexe, caractérisé par une extension ENE en grande partie synchrone d'une contraction NNW. La déformation suivante a développé des plis à petite échelle et des zones de cisaillement (Soula *et al.*, 2001), la fin de l'évolution de la déformation se caractérise par une extension (van den Driessche & Brun, 1991). D'un point de vue métamorphique, la première phase est de type moyenne pression (MP), associée à l'empilement des nappes varisques (Bard & Rambeloson, 1973). Cette phase est très peu visible dans le dôme, où elle est effacée par un évènement M_2 de type BP/HT (Demange, 1998). A l'échelle régionale, le degré métamorphique décroît rapidement en s'éloignant de celle-ci pour atteindre l'isograde de la biotite dans l'unité appelée parautochtone (Alabouvette *et al.*, 2003). La transition rapide du faciès migmatique à celui de métamorphisme de très bas degré est due à un cisaillement intense et une phase extensive par faille (Franke *et al.*, 2011) qui a créé un couloir de faille en bordure (Figure 25).

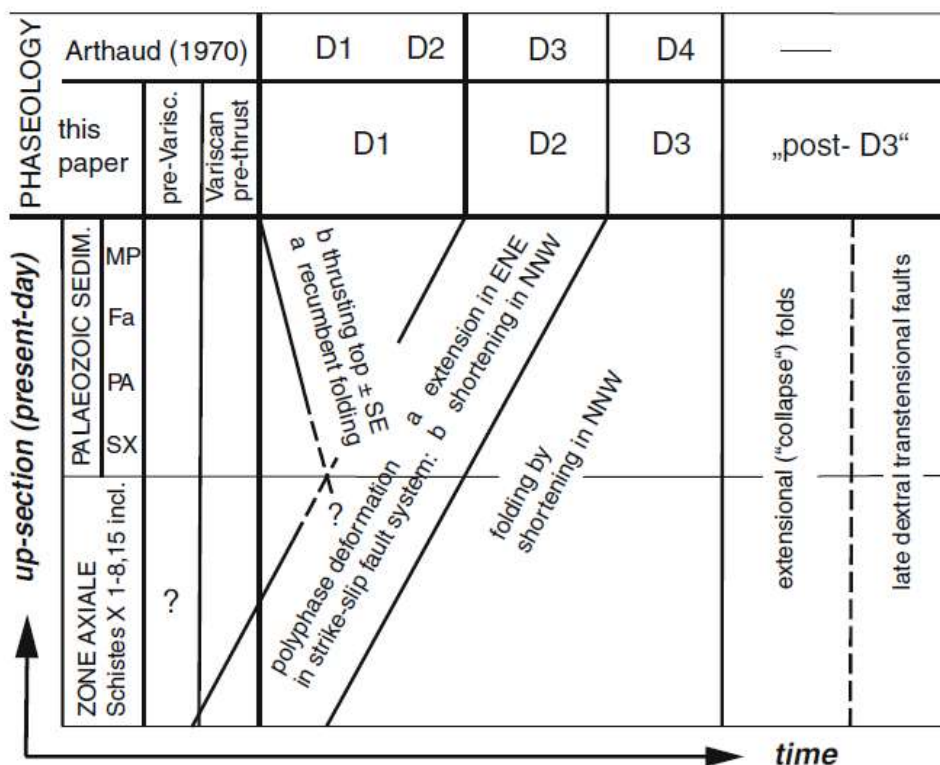


Figure 24 : Séquence des phases de déformation dans la partie SE de la Montagne Noire. SX : Schistes X, PA : Parautochtone, Fa : Unité de Faugères, MP : unité du Mont-Peyroux (d'après Franke *et al.*, 2011).

Les Monts de Lacaune représentent le sud des unités tectoniques des nappes de l'Albigeois, où les chevauchements vers le Sud et l'emplacement des nappes reflètent la progression vers le sud de l'orogénèse varisque entre *c.* 350 Ma (Maluski & Monie, 1988) et *c.* 333 Ma (sud-est des Monts de Lacaune ; Costa, 1990 ; Doublier *et al.*, 2006). Les parties orientale et occidentale des Monts de Lacaune ont une histoire métamorphique et structurale différente. La partie orientale se caractérise par des synformes et antiformes à vergence NE, et un métamorphisme de type très basse température (Doublier *et al.*, 2006). La structure de la partie occidentale est moins continue et composée de différentes écailles tectoniques. Ses parties centrale et sud ont subi un métamorphisme de BT croissant vers le Sud et atteignant l'isograde de la sillimanite à proximité de la Zone Axiale (Demange, 1998 ; Alabouvette *et al.*, 2003). Ce métamorphisme se traduit par des contours d'isogrades qui suivent la forme du dôme (décalés par des failles de temps en temps) suggérant une relation directe avec l'exhumation de la Zone Axiale (Doublier *et al.*, 2015).

Les unités du versant Sud de la Montagne Noire correspondent à un empilement d'unités composées de plis couchés (anciennement appelées « nappes », Arthaud, 1970), d'âge cambrien à carbonifère. Depuis le sommet vers la base, ces unités sont : les unités de Pardailhan, Minervois, Mont Peyroux et Faugères. Celles-ci sont séparées de la Zone Axiale par l'unité parautochtone (Figure 25 et Figure 27).

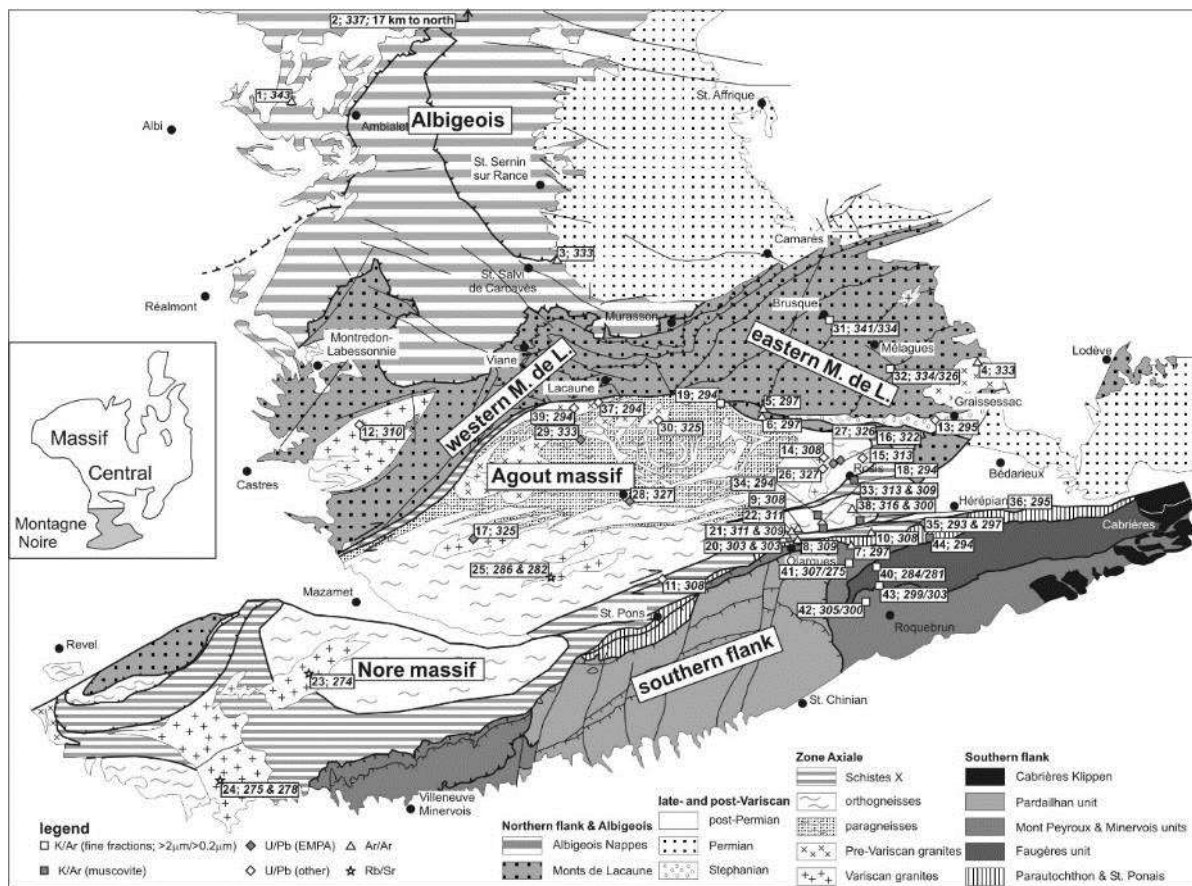


Figure 25 : Carte géologique de la Montagne Noire (modifiée d'après Guérangé-Lozes & Burg, 1990, Demange *et al.*, 1995), Doublier *et al.* (2006).

C) RESULTATS

L'étude de 197 échantillons a permis de déterminer les valeurs de KI, ÁI et du paramètre b_0 (Doublier *et al.*, 2006 ; Doublier *et al.*, 2015). Les échantillons sont principalement composés de quartz, mica blanc potassique, chlorite et albite. Au sein de quelques échantillons, des interstratifiés de type mica blanc potassique-smectite et chlorite-smectite ont été observés ainsi que de la paragonite. Calcite, kaolinite et pyrophyllite ont également été détectés.

- Résultats DRX des Phyllosilicates

L'étude de la « cristallinité » de l'illite donne des valeurs de KI allant de la diagenèse à l'épizone. Le degré métamorphique le plus élevé est trouvé au sein de deux échantillons à proximité des « Schistes X ». Dans l'étroit couloir des roches ordoviciennes entre le l'unité de Pardailhan à l'ouest et les villages de Vieussan et Ceps à l'est, deux modèles différents peuvent être observés. Près de la frontière avec l'unité de Pardailhan autour du village d'Escagnes, une dizaine d'échantillons montre des valeurs de KI diagenétiques, dont certains contiennent du mica blanc Na / K. Plus à l'Est, des valeurs de haut anchizone dominant dans les roches ordoviciennes au nord-ouest du village de Ceps et dans les roches carbonifères au nord-est (Figure 26).

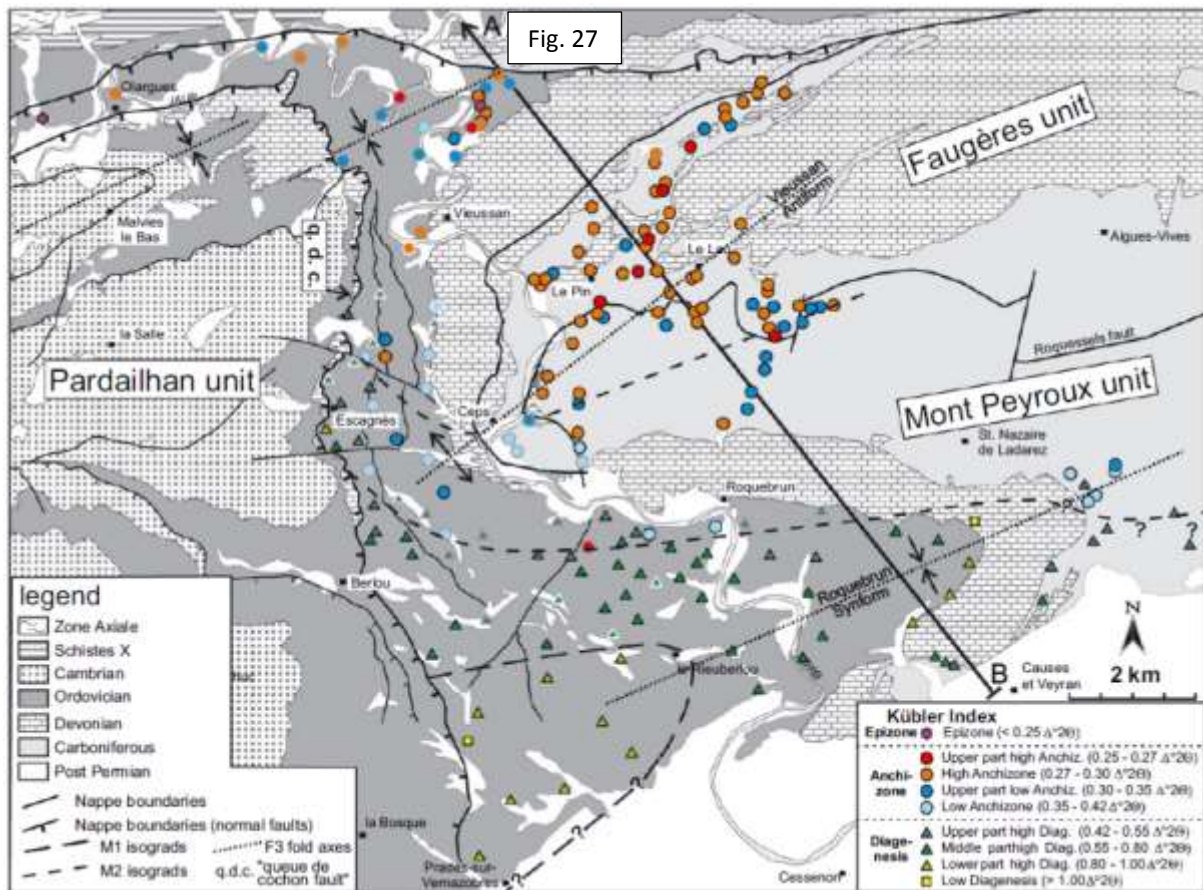


Figure 26 : Carte géologique de la vallée de l'Orb (d'après Alabouvette *et al.*, 1981). Les échantillons sont codés selon leur indice de Kübler. Les échantillons avec un contour gris ont été évalués par ajustement multi-pic. La position de la coupe transversale présentée dans la Figure 27 est indiquée.

Dans le synforme de Roquebrun, au sud des villages de Roquebrun et de Saint-Nazaire de Ladarez, les échantillons montrent des valeurs de KI allant de la basse anchizone à la haute diagenèse. Au sud de cette zone, des valeurs correspondant à la haute diagenèse sont observées et des valeurs plus faibles de la diagenèse sont observées dans la partie sud-ouest de l'unité Mont Peyroux et dans la région charnière du synforme de Roquebrun à proximité des carbonates dévoniens (Figure 27).

Les parties nord et centrales de l'unité de Faugères montrent des valeurs de KI du haut anchizone. Les trois échantillons situés dans la fenêtre de Ceps présentent des valeurs anchizonales faibles ainsi qu'au sud-est de Le Lau, près de la limite avec l'unité du Mont Peyroux, où tous les échantillons indiquent des conditions du bas et haut anchizone. Les conditions les plus élevées dans l'unité de Faugères sont trouvées pour quatre échantillons (haut anchizone) localisés au cœur de l'antiforme de Ceps-Le Lau (Figure 27).

Les résultats déterminés par l'étude de AI montrent une évolution identique à celle de KI dans la formation ordovicienne de l'unité du Mont Peyroux avec des valeurs variant de la diagenèse à l'anchizone. La limite est marquée par le village de Roquebrun. Le Carbonifère montre lui des valeurs diagenétiques au sud de St Nazaire de Ladarez et vers le nord des

valeurs anchizontales. Au sein de l'unité de Faugères, les valeurs anchizontales dominent au nord-est, avec des variations près de Le Pin où l'on trouve des valeurs de basse anchizone (Doublier *et al.*, 2015).

Le paramètre b_0 des micas blancs potassiques des échantillons provenant de l'ouest de l'unité du Mont-Peyroux et de l'unité de Faugères montrent des valeurs entre 8,99 et 9,01 Å. Ces valeurs sont caractéristiques du métamorphisme barrovien (Sassi & Scolari, 1974) (Figure 28).

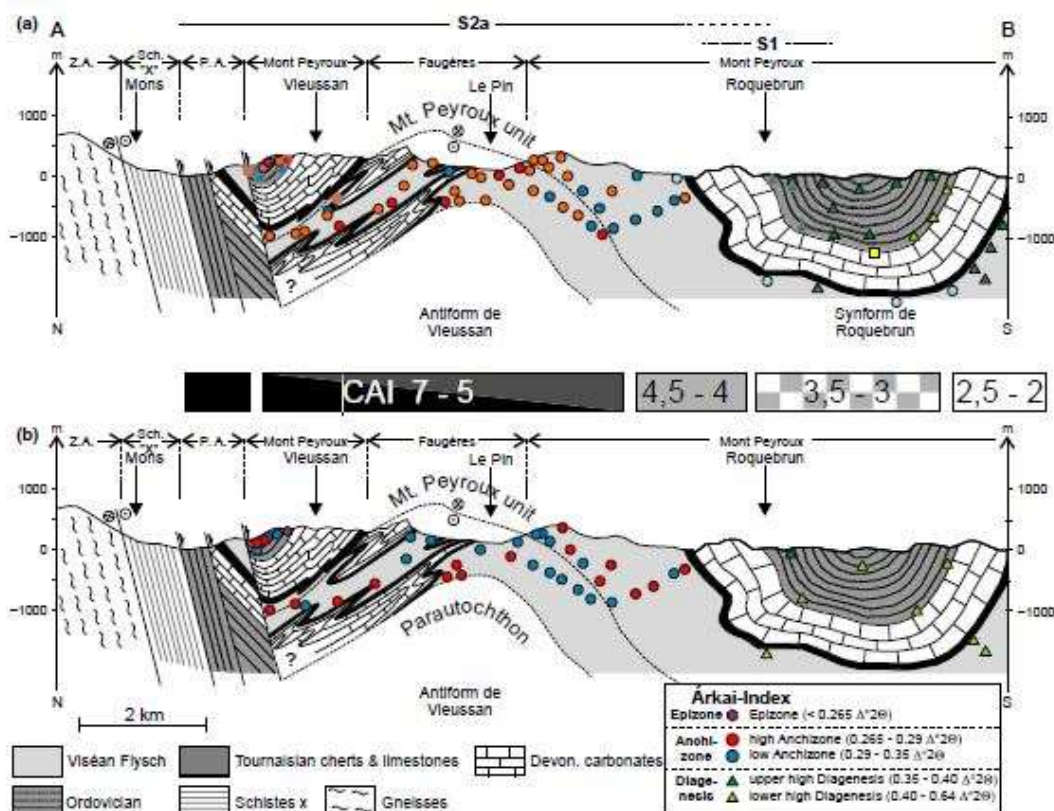


Figure 27 : coupes géologiques à travers les unités de Faugères et du Mont-Peyroux, avec a) les données de KI et b) les données de AI. Les données CAI (Conodont Alteration Index) sont d'après Wiederer *et al.*, (2002).

- Résultats datation K-Ar

Des datations K-Ar ont été menées sur les fractions <2 et 0,2 μm sur quatre échantillons provenant de l'unité du Mont Peyroux et sur un échantillon de l'unité de Faugères. L'utilisation de deux tailles de fraction permet de contrôler l'équilibre atteint au sein des échantillons (steady-state). Ces échantillons ont tous un degré métamorphique de type haute anchizone.

Les fractions <2 μm des échantillons de l'unité du Mont Peyroux ont donné des âges très similaires de 307,2±8,8 et 305,3±6,2 Ma, respectivement. La fraction de 0,2 μm, d'un

échantillon situé à l'est de Ceps (Figure 25), a un âge légèrement plus jeune à $300,4 \pm 6,4$ Ma ; en prenant en compte des marges d'erreurs, il reste cependant équivalent aux âges précédents. La fraction $< 0,2 \mu\text{m}$ d'un échantillon de la partie nord de l'unité, avec un âge de $274,7 \pm 5,7$ Ma est significativement plus jeune. Dans l'unité de Faugères, au sud de Le Lau, des âges de $298,6 \pm 6,2$ Ma (fraction $< 2 \mu\text{m}$) et $302,8 \pm 6,4$ Ma (fraction $< 0,2 \mu\text{m}$) sont déterminés. Dans la partie nord de la même unité, des âges significativement plus jeune avec $284,3 \pm 5,8$ Ma (fraction $< 2 \mu\text{m}$) et $280,6 \pm 5,9$ Ma (fraction $< 2 \mu\text{m}$) sont mesurés. Un échantillon du Parautochthon (Figure 25) donne des âges mésozoïques de $206,8 \pm 4,8$ Ma (fraction $< 2 \mu\text{m}$) et $194,8 \pm 4,5$ Ma (fraction $< 2 \mu\text{m}$).

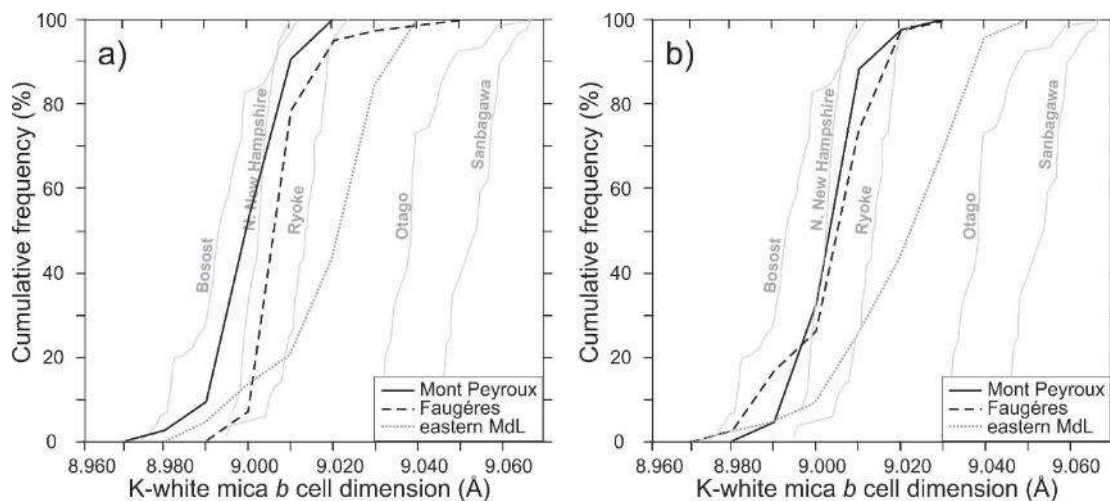


Figure 28 : Courbes cumulatives des valeurs du paramètre b_0 des micas blancs potassiques pour les unités du Mont-Peyroux et Faugères montrant les séries métamorphiques : (a) valeurs obtenues selon la méthode de Sassi ; (b) valeurs obtenues en utilisant le programme de calcul METRIC. Les lignes en gris clair correspondent aux lignes de référence de Sassi, (1972) ; Sassi & Scolari, (1974).

D) DISCUSSION ET CONCLUSION

Dans la zone d'étude, les valeurs de KI et $\dot{A}I$ (Figure 27) révèlent une diminution générale du degré métamorphique vers le sud (variation de l'épizone à la zone diagénétique basse). Ces résultats sont en accord avec les données de l'indice d'altération des conodontes (CAI, Figure 27) des carbonates dévonien dans la vallée de l'Orb (Wiederer *et al.*, 2002), et une étude de la « cristallinité » de l'illite dans les flyschs carbonifères des unités du Mont Peyroux et de Faugères (Engel *et al.*, 1981) plus à l'est. Dans les roches ordoviciennes de l'unité du Mont Peyroux dans la vallée d'Orb au nord de Vieussan, les valeurs de KI varient de l'anchizone à l'épizone. Dans cette zone, la majorité des échantillons contiennent des micas blancs de type paragonite et leurs valeurs de « cristallinité » ont donc été évaluées par déconvolution. Cette méthode conduit généralement à une sur-estimation du degré métamorphique (valeurs de KI plus petites) par rapport à une procédure classique de mesure de la largeur à la mi-hauteur. Cependant, il est intéressant de noter que la plupart des échantillons sans paragonite montrent

des valeurs plus faibles (épizone à haut anchizone) que celles déterminées par déconvolution (bas anchizone). La comparaison avec les données CAI (CAI de 5 et 5,5 ; Wiederer *et al.*, 2002) suggèrent que les valeurs épizonales sont représentatives des conditions métamorphiques. Ici, le fait que les valeurs de KI soient obtenues par déconvolution (présence de paragonite dans les échantillons) suggère que ces valeurs sont une estimation minimale du degré métamorphique. Cette interprétation est soutenue par la détermination des valeurs de \overline{AI} des échantillons correspondants. Ces valeurs indiquent des conditions de haute anchizone à épizone depuis le sud de Vieussan en allant vers le nord. En complément des valeurs de KI, la détermination des valeurs de \overline{AI} sur les chlorites permet de confirmer les évolutions métamorphiques surtout lors de la présence de paragonite.

Aux abords du village d'Escagnes, une séquence anormale de hautes valeurs de KI (diagenèse) est interprétée comme étant liée à la présence de la faille de la « queue de cochon » (q.d.c., Figure 26), et ainsi reflète une altération associée à cette dernière. Un élément en faveur de cette interprétation est également la présence de valeurs élevées dans l'unité de Pardailhan à proximité de la faille (Doublie *et al.*, 2015). Une autre zone avec des valeurs de KI exceptionnellement élevées est située au cœur du synclinal de Roquebrun à proximité des carbonates dévoniens (Figure 25). Mais les échantillons adjacents à l'est et à l'ouest, ainsi que les données CAI provenant des calcaires dévoniens, démontrent que ces échantillons ne sont pas représentatifs des conditions métamorphiques.

La limite entre la haute et basse anchizone est localisée autour du village de Ceps et avec une direction proche de N075E. Cette limite est moins bien contrainte dans l'unité occidentale de Faugères. Au nord de Roquebrun, les roches de la basse anchizone prédominent dans l'unité du Mont Peyroux et les roches de la haute anchizone dans l'unité de Faugères. Ceci confirme le caractère post-métamorphique de la faille marquant la limite entre les unités du Mt Peyroux et Faugères (Franke *et al.*, 2011). Un couloir de 1 km de large au sud de Roquebrun (Figure 26) présente des valeurs de KI de la basse anchizone et de la haute diagenèse marquant ainsi la transition de la diagenèse à l'anchizone. Cette limite a une orientation proche de N080E qui change de direction au niveau de la faille de la « queue de cochon » à cause de la déformation D_3 , qui reprend toutes les structures antérieures. Le plissement n'est pas facilement mis en évidence au niveau du degré métamorphique dans les roches ordoviciennes de l'unité nord du Mont Peyroux, à cause de la présence de paragonite dans les échantillons. Par contre, l'influence de la déformation D_3 est plus facilement mise en évidence dans l'unité de Faugères. Ainsi, les valeurs anchizontales sont observées au cœur de l'antiforme D_3 de Vieussan, cette zone représentant le niveau structural le plus profond. Dans l'unité de Faugères, le degré métamorphique diminue vers les formations les plus jeunes et vers le sud.

Dans les parties nord et centrale de la zone d'étude, le degré métamorphique varie avec l'intensité de la déformation D_2 (Franke *et al.*, 2011, voir aussi Arthaud, 1970). La limite de l'anchizone et diagenèse coïncide avec la disparition vers le sud de la schistosité S_{2a} et des structures D_2 apparentées. Cette limite et celle de la haute et basse anchizone coupent le flanc inversé du pli couché de l'unité du Mont Peyroux (D_1) et ont été orientées approximativement parallèlement aux contours de la Zone Axiale avant D_3 . Le profil observé dans cette partie de

la zone d'étude ne peut être attribué à M_1 , le métamorphisme lié à l'empilement des nappes, mais est plutôt susceptible de représenter un métamorphisme M_2 lié à la déformation D_2 et essentiellement contrôlé par une empreinte structurale et thermique de la Zone Axiale au nord. La même relation entre la zonation M_2 et le pli couché D_1 a été suggérée par l'étude CAI (Wiederer *et al.*, 2002), et les données sur la « cristallinité » de l'illite plus à l'est (Engel *et al.*, 1981).

Le domaine d'extension et de préservation du domaine métamorphique M_1 n'est pas facile à estimer. Le degré métamorphique le plus bas est observé au sein du synforme de Roquebrun (valeurs de KI de la haute diagenèse), et s'étend vers le sud-ouest et suit les contours du synforme. Les roches sédimentaires post-permiennes empêchent de tracer les contours métamorphiques dans la partie sud avec certitude. Cependant, on peut noter que la zonation suit approximativement les contours lithologiques, correspondant sans doute à un métamorphisme anté D_3 . Cette zonation est différente de celle due au métamorphisme M_1 qui correspond à l'enfouissement des sédiments et qui se retrouve dans la zonation du synforme. Ainsi, la limite du domaine M_1 est vraisemblablement située dans la partie nord du synforme de Roquebrun, ce qui est en accord avec l'observation que les plis D_1 du sud sont dominants dans cette zone (Franke *et al.*, 2011). Dans tous les cas, la zone diagénétique représente les conditions maximales du pic métamorphique M_1 dans les roches ordoviciennes de la série inversée de l'unité du Mont Peyroux.

L'étude des paramètres b_0 du mica-blanc potassique apporte des informations complémentaires pour les deux unités. Ainsi, les mesures montrent des résultats très proches aux erreurs près, c'est-à-dire $8,998 \text{ \AA} \pm 0,008 \text{ \AA}$ dans l'unité du Mont Peyroux, contre $9,007 \text{ \AA} \pm 0,007 \text{ \AA}$ dans l'unité de Faugères (Figure 28) et suggèrent des conditions de transition entre les séries de faciès métamorphiques de faible et moyenne pression, ce qui correspond à une valeur de $9,00 \text{ \AA}$ (Guidotti & Sassi, 1986 ; Figure 28), et montrent une évolution similaire. Le gradient métamorphique associé à M_2 est différent du métamorphisme observé pendant M_1 dans les Monts de Lacaune orientaux (valeurs de b_0 $9,02 \text{ \AA}$; Doublier *et al.*, 2006 ; Figure 28).

Les travaux de datation menés sur les fractions $< 2 \mu\text{m}$ et $< 0,2 \mu\text{m}$ par la méthode K-Ar, combinés aux données de la littérature démontrent que l'unité de Faugères et au moins les parties nord et centrale de l'unité occidentale du Mont Peyroux ont été influencées par un événement tectono-métamorphique D_2/M_2 . Cet événement se surimpose à l'événement D_1/M_1 lié à l'empilement de la nappe, et peut être distingué de ce dernier par son type de métamorphisme (basse P à moyenne P *versus* moyenne P), la distribution métamorphique (les isogrades du métamorphisme M_2 recoupant les plis associés à M_1), son âge (il est postérieur à l'empilement des nappes (D_1) de $> 20 \text{ Ma}$) et son architecture structurale. Apparemment, D_1/M_1 comme l'événement tectono-métamorphique omniprésent n'est conservé que dans l'unité sud-ouest du Mont Peyroux. Dans ces unités, l'intensité de la déformation et l'empreinte métamorphique de D_2/M_2 diminuent en s'éloignant de la Zone Axiale. Les indicateurs respectifs tels que l'orientation des limites de la zone métamorphique et le front de clivage S_{2a} parallèle aux contours du dôme avant le replissement par D_3 indiquent que D_2/M_2 est liée et contrôlée par l'exhumation de la Zone Axiale.

En conclusion, on peut voir dans cette étude qu'une approche multidisciplinaire combinant la pétrologie de très bas degré métamorphique, la géochronologie K-Ar et les données de terrain a permis de démontrer que des parties importantes de l'exhumation du dôme gneissique de la Montagne Noire sont enregistrées au sein des roches métamorphiques de très bas degré des terrains du versant sud de la Montagne Noire. Le processus d'exhumation se reflète dans (i) une zonation métamorphique, avec des degrés métamorphiques décroissant de la limite de l'épizone-anchizone jusqu'à la zone diagénétique, à l'écart du dôme gneissique ; (ii) les gradients thermiques métamorphiques lors de la transition entre les séries de faciès métamorphiques de faible P et moyenne P; (iii) la transposition d'anciennes structures liées à la mise en place des nappes par des structures liées à l'exhumation, avec des diminutions de l'intensité des déformations en s'éloignant du dôme gneissique; et (iv) les âges K-Ar qui post-datent la mise en place des nappes d'au moins 20 Ma. Ces résultats permettent de mieux contraindre l'exhumation du dôme gneissique dans la croûte supérieure entre c. 310 et 300 Ma. Les données sont cohérentes avec les modèles régionaux suggérant que ce stade de l'exhumation est facilité par un ensemble de zones de cisaillement dextral disposées dans une structure de type pull-apart (Echtler & Malavieille, 1990), qui permet de créer une fenêtre extensive dans un champ général de déformation en compression (Franke *et al.*, 2011). Les données de K-Ar suggèrent que cette étape remonte à l'exhumation finale, qui s'accompagne de la formation de bassins perchés le long des détachements à vergence nord-nord-nord-est (Brun & van den Driessche, 1994 ; van den Driessche & Brun, 1991, 1989).

D'un point de vue méthodologique, on note l'utilisation de fractions de tailles de grains différentes afin de réaliser les datations. Ces différentes populations permettent, dans certains cas, de mettre en évidence la survivance de grains hérités mélangés aux grains néoformés. Ces grains hérités peuvent ainsi perturber les informations pour caractériser le métamorphisme et l'évolution paléo-géothermique des zones étudiées. Ceci est d'autant plus vrai que le métamorphisme a été de faible degré ou de courte durée.

E) ARTICLES EN RELATION ET TRAVAUX ASSOCIES

Publications de rang A :

- 1) Doublier M.P., **Potel S.** & Wemmer K., 2006. Varsican externides in the French Massif Central: age & grade of metamorphism in the eastern Monts de Lacaune. *Geodynamica Acta*, 19, 391-407.
- 2) Doublier, M.P., **Potel, S.**, Wemmer, K., 2015. The tectono-metamorphic evolution of the very low-grade hangingwall constrains two-stage gneiss dome formation in the Montagne Noire (Southern France). *Journal of Metamorphic Geology*, 33; 71-89.

Thèse :

- Michael Patrick Doublier (2002-2007) Die tektono-metamorphe Entwicklung der sehr niedergradigen pläozoischen Sedimente der Montagne Noire (Südfrankreich). Co-direction de thèse Prof. W. Franke et S. Potel.

Mémoires de recherche M2 :

- Verena Roedl (2008). Etude de l'évolution de la cristallinité de l'illite dans les nappes de St Gervais (Montagne Noire).
- Florian Äppli (2008). Etude des inclusions fluides dans les veines de quartz et de calcite du Massif de Moutoumet.
- Simon Krechtner (2007). Etude de la matière organique dans la zone W de la nappe de Faugères dans les sédiments carbonifères (Montagne Noire).
- Klemens Link (2005). Etude du métamorphisme HT-BP et modélisation thermodynamique dans les Schistes X de la Montagne Noire : « Metamorphoseentwicklungen in der Schieferhülle am Ostrand des Caroux-Doms (Montagne Noire / Südfrankreich) ».
- Ilya W. Brandt (2004). Etude du métamorphisme de bas degré dans les écailles du nord-est des Monts de Lacaune : « Anchimetamorphose-Untersuchungen an kambro-ordovizischenn pelitischen Sedimenten auf dem Nordflügel der Montagne Noire (Frankreich) ».
- Anne-Katrin Müller (2002). Etude du métamorphisme de bas degré dans la nappe de Faugères (Montagne Noire, S France): « Anchimetamorphoseuntersuchungen anhand der Illitkristallinität in der Montagne Noire ».
- Barbara Lange (2002). Etude du métamorphisme de bas degré dans la nappe de Pardailhan : « Untersuchungen zur Anchimetamorphose des Paläozoikums der Montagne Noire (Südfrankreich): Illitkristallinität in Kambrische Tonschiefern der Pardailhan-Decke ».

Mémoires de recherche L3 :

- Virginie Floch et Aymeric Houdus (2014). Caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique des schistes cambro-ordoviciens de la nappe de Pardailhan (Zone Sud de la Montagne Noire) (co-encadrement Olivier Pourret).
- Philippe Boitiau et Kevin Copigny (2014). Caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique des schistes cambro-ordoviciens de la nappe de Pardailhan (Zone Sud de la Montagne Noire) (co-encadrement Olivier Pourret).
- Anthony Aubert et Thomas Brochot (2011). Analyse structurale du versant sud de la Montagne Noire (Massif Central) : caractérisation de la mise en place des nappes du Mont-Peyroux et des Monts de Faugères (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet).
- Robin Boutry et Adeline Souf (2011). Analyse structurale du versant sud de la Montagne Noire (Massif Central) : caractérisation de la mise en place des nappes du Mont-Peyroux et Pardailhan (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet).

- Clémence Jouveau du Breuil et Romain Mercieux (2011). Etude pétrologique et structurale des gneiss et granites de la Zone Axiale de la Montagne Noire.
- Corentin Faivre et Nicolas Vrentzos (2010). Etude tectono-métamorphique en bordure de Massifs de Nore et de l'Agoût. Influence de la faille de Mazamet.
- Jeanne Giniaux et Paul Saby (2010). Reconstruction pression-température des associations minéralogiques dans la région de St Pons de Thomières.

Age and grade of metamorphism in the eastern Monts de Lacaune – implications for the collisional accretion in Variscan externides (French Massif Central)

Michael Patrick Doublier ^{a*}, Sébastien Potel ^a, Klaus Wemmer ^b

^a *Institute of Geosciences, Department of Geology, J.W. Goethe University, Staudenbergrastweg 32-34, 60325 Frankfurt, Germany*

^b *Geoscience Centre of the Georg-August-University, Göttingen, Germany*

Received: 05/03/06, accepted: 26/07/06

Abstract

The Monts de Lacaune belong to the south-eastern (external) part of the French Massif Central. They constitute the lowermost unit in the Albigeois Nappe Flyc, which is juxtaposed to the S against the gneiss dome (“Zone Axiale”) of the Montagne Noire. The Monts de Lacaune are composed of Cambrian to Silurian sediments, which show very low-grade metamorphic conditions. A multi-method investigation of phyllosilicates (illite and chlorite crystallinity, *b* cell dimension, K-Ar dating of fine fractions and electron microprobe analysis) permits to distinguish three metamorphic events: *M*₁ (acquired during early folding and nappe stacking, 342–333 Ma), *M*₂ (caused by the rise of the hot Zone Axiale) and *M*₃ (probably caused by post-Variscan intrusions, Permian). The age range obtained for the nappe stacking is intermediate between deformation ages dated in the northern part of the Albigeois nappes pile and in the Southern Palaeozoic Nappes (southern Montagne Noire). This conforms to the classical concept of S-wind propagating tectonic accretion in the French Massif Central with a rate of shortening of c. 1.5 cm/year.

© 2006 Lavoisier SAS. All rights reserved

Keywords: French Massif Central, illite crystallinity, K-Ar dating, tectono-metamorphic evolution, continental shortening

1. Introduction

The French Massif Central belongs to the southern part of the Variscan orogenic belt. Deformation and metamorphism propagated from N to S producing south-vergent nappes [1, 2]. Nappe stacking in the internal part of the orogen has been dated at c. 380 to 350 Ma (e.g. [3] and references therein).

Although ongoing collision in the external zone is indicated by S-wind propagation of syn-orogenic elastic deposits until at least 315 Ma [4, 5], the exact timing of the crustal

stacking within the external units is still unknown. Besides, the tectono-metamorphic evolution is being debated, because the compressional evolution has been superimposed in the Montagne Noire, by the rise of a hot metamorphic core complex, and still later by Tertiary Pyrenean tectonics [6]. In this study, we present new geochronological and metamorphic data from Cambro-Ordovician sediments of the eastern Monts de Lacaune (northern Montagne Noire), which help to clarify the tectonic evolution.

* Corresponding author.

Tel: +49 (0)476 206 23987 Fax: +49 (0)476 298 22958

Email address: michael.p.doublier@geo.uni-gessen.de

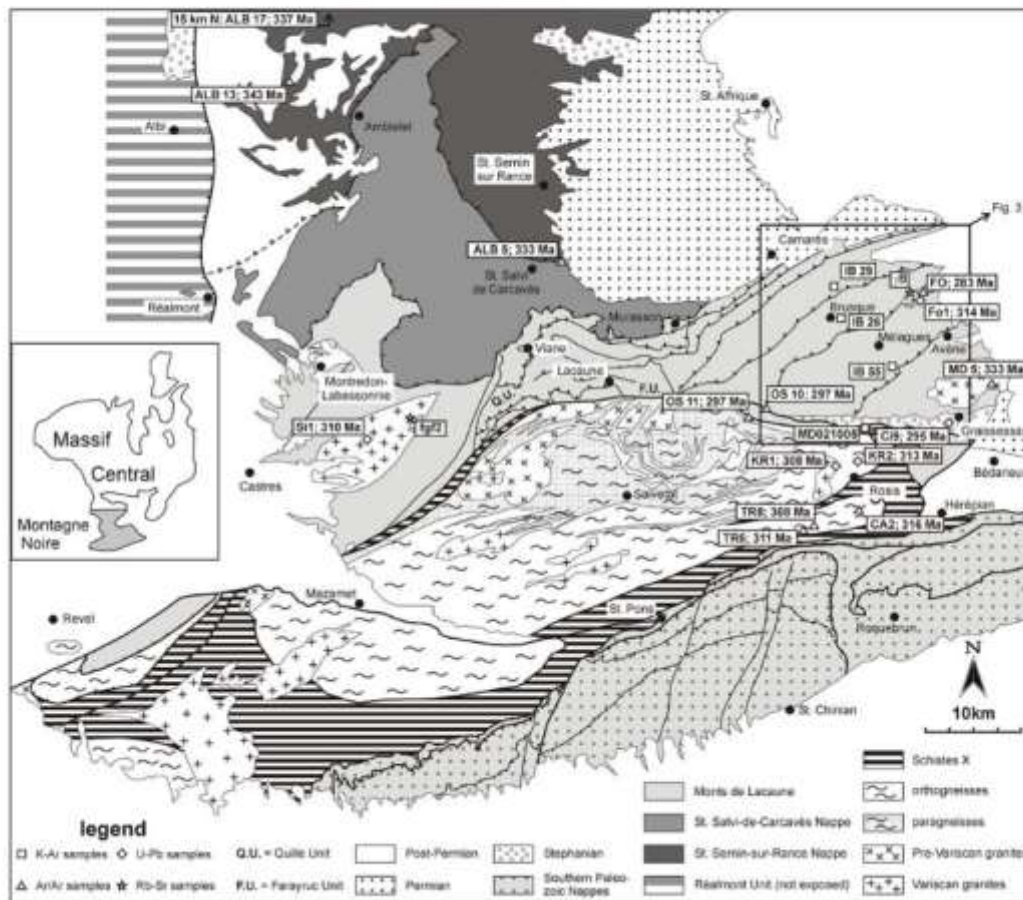


Fig. 1. Map of the southern French Massif Central (compilation after [7, 22, 19]) with the geochronological sample localities. *Ar/Ar* data and U-Pb data (summarized in Table 4). The Réalmont Unit is established in several drillings. The sample ALB17 is located 15 km to the N out of the map area as indicated by the arrow.

2. Geological setting

2.1. Structural framework

2.1.1. Southern flank of the Massif Central

The Monts de Lacaune are situated on the northern flank of the Montagne Noire (Fig. 1). They represent the southernmost unit of a nappe pile, which comprises the southern Rouergue, the Albigeois and the Monts de Lacaune (summarised here as the "Albigeois Nappe Pile"). It contains the following nappe units (in order from N to S and from top to bottom):

- Leptyno-Amphibolite Unit of Réalmont
- St. Sernin sur Rance Nappe (Albigeois, upper part)
- St. Salvi de Carcarès Nappe (Albigeois, middle part)

- Monts de Lacaune (Albigeois, lower part), which are subdivided into the western Monts de Lacaune and the working area, the eastern Monts de Lacaune

It is generally agreed upon (e.g., [7] and references therein) that the evolution of the Albigeois Nappe Pile can be subdivided into two main periods:

- a main, eovariscan event, with S-wand thrusting, poly-phase folding, nappe emplacement and regional Barrovian type metamorphism (M_1)
- a late-Variscan event producing open fold-structures, together with brittle wrench tectonics and basin formation.

The evolution of the individual nappe units has been summarised and described in detail [7, 8].

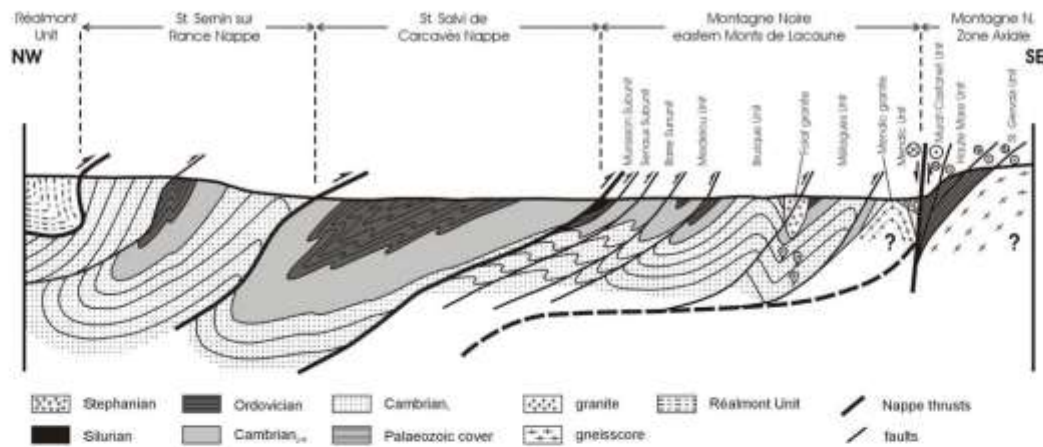


Fig. 2. Diagrammatic cross section through the Albigeois Nappe Pile (not to scale), the Monts de Lacagne and the NE part of the Zone Axiale indicating more or less S-ward nappe tectonics (compilation after [8, 22, 67, 68]).

The age of S-ward thrusting is constrained by the late-tectonic Pinet granite (now orthogneiss) N of the St. Sernin-sur-Rance Nappe, which gave an Ar/Ar biotite age of 346 ± 7 Ma [9]. Costa [10] has provided direct evidence for the age of nappe stacking in the Albigeois: Ar/Ar ages of syn-tectonic white micas from the St. Sernin sur Rance Nappe range between 343.6 ± 3.5 Ma (sample ALB13) and 337 ± 3.4 Ma (sample ALB17). Since metamorphism in this unit has attained the greenschist facies, these ages constrain cooling through c. 300 °C. One sample from the St. Salvi de Carcarvès Nappe gave 333.4 ± 3.9 Ma (sample ALB5, see Figure 1 for sample localities). In this unit, biotite grade has not been attained, so that the Ar/Ar age dates formation of slaty cleavage [10].

With the exception of the crystalline Leptyno-Amphibolite-Unit, the nappe pile mainly consists of monotonous Cambro-Ordovician clastic sediments and carbonates, with intercalations of (sub) volcanic rocks. The sequence is segmented by nappe thrusts, which post-date the M_1 metamorphism. The metamorphic grade of M_1 and the associated deformation decrease in intensity from N to S, beginning with lower greenschist facies conditions in the St. Sernin sur Rance Nappe down to sub-greenschist conditions in the eastern Monts de Lacagne. Figure 2 shows a diagrammatic cross section, which illustrates the south-vergent folding and the thrust contacts between the nappes. Within the Albigeois Nappe Pile, the Monts de Lacagne represent the most external and least deformed unit.

The Albigeois Nappe Pile with the Monts de Lacagne at its base is juxtaposed against the migmatitic gneiss dome of the "Zone Axiale" (e.g. [11]) by the "Monts de Lacagne Fault". In its easternmost part, the fault splays into a northern ("Graissessac Fault") and a southern fault ("Ginestet

Fault", [6], see Fig. 3). The fault probably initiated as a thrust fault [6], and was later reactivated by extension (e.g. [12-14]).

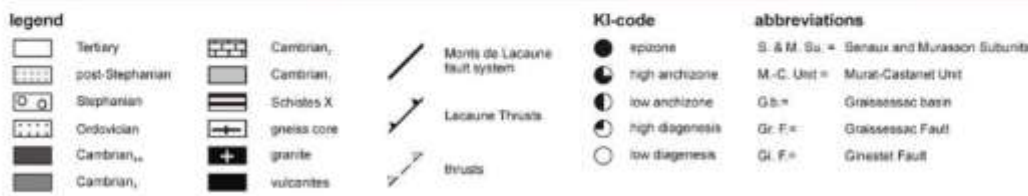
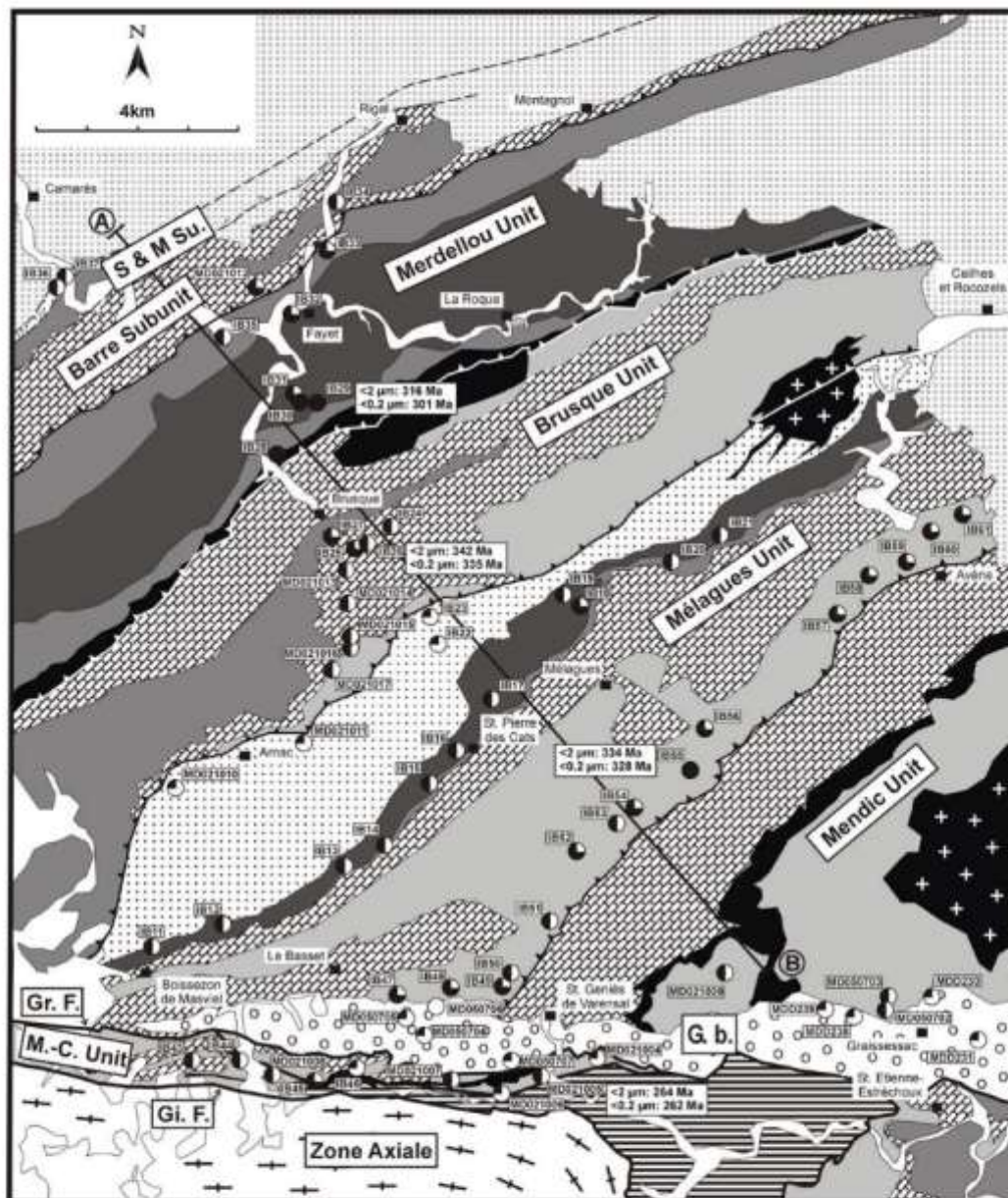
The southern flank of the Zone Axiale is formed by weakly metamorphosed Palaeozoic units of Cambrian to Carboniferous age, which have been deformed into large recumbent folds ("Southern Palaeozoic Nappes", e.g. [15] and [11]). They are bounded against the Zone Axiale by a set of dextral normal faults.

2.1.2. Eastern Monts de Lacagne

The eastern Monts de Lacagne are made up by five thrust units, which are separated by minor thrusts ([15, 16], Fig. 3), the "Lacagne Thrusts" [13, 17]. The Lacagne Thrusts are truncated by the Monts de Lacagne Fault. The units are composed of Cambrian to Silurian sediments (Fig. 4), with younger rocks becoming more important towards the NW (Fig. 3).

The structure of the eastern Monts de Lacagne is characterized by large-scale, NE-trending syn- and antiforms. Towards the NW, structures and fabrics show progressive flattening and an increase in cleavage intensity (e.g., [16]). Hence, these north-western units appear to represent an originally deeper structural level and were emplaced by thrusting over the south-eastern units [18]. In order from N to S and from top to bottom, the eastern Monts de Lacagne has been subdivided into the following units ([18], Fig. 5):

- the composite Barre-Viane Unit, which is subdivided by two thrusts into three segments (Figs. 3 & 5): the Barre antiform is the south, followed by the Senaux monocline and the Murasson synform to the north. In contrast to the Lacagne Thrusts, the faults, which subdivide the Barre-Viane Unit can be traced into the western Monts de Lacagne.



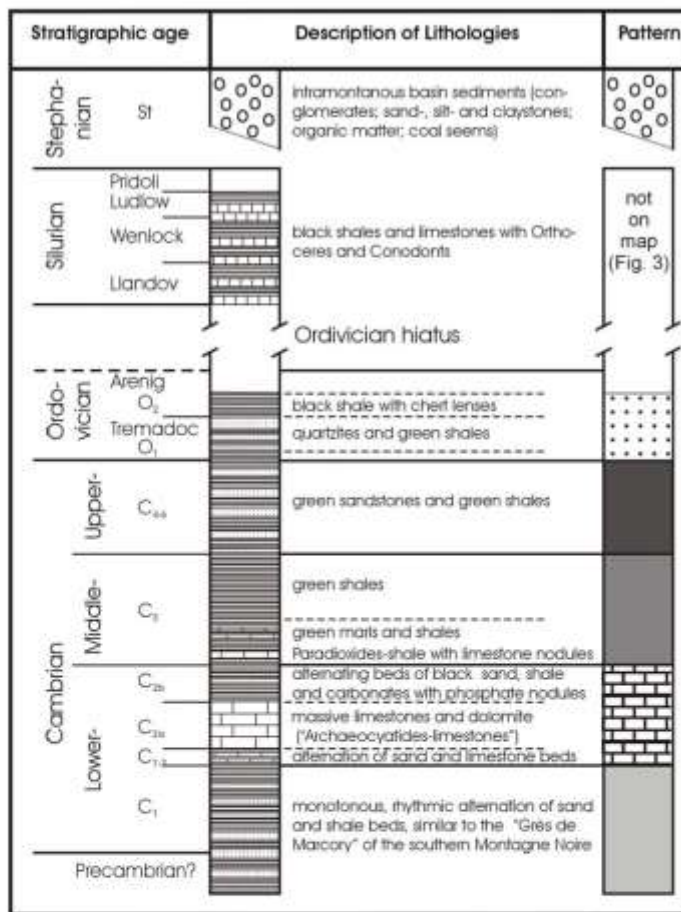


Fig. 4: Stratigraphic sequence of the Monts de Lacaune (after [7]) with indication of the sampled stratigraphic levels, description of the lithological succession, together with correlation of map-pattern used in Figures 3 & Figure 5.

- the Mendelous Unit is a large synform structure ("Mendelous synform", [19]).
- the Brusque Unit is a large synform with a core of Ordovician sediments, the "Brusque Synform". An antiform in the north-eastern part is truncated by one of the Lacaune Thrusts, which is sealed by the late- to post-tectonic Folat granite [20].
- the Mélagres Unit is made up by a synform in the northern part and an antiform in the S, which is truncated by one of the Lacaune Thrusts.

Fig. 3: Geological map of the eastern Monts de Lacaune with tilted crystallinity sample localities, sample names, Kübler Index code (summarised in Table 1), trace of the cross section (Fig. 5) (after [63]), and K-Ar ages (on fine fractions, this work, Table 3).

- the Mendic Unit, the southernmost tectonic unit of the eastern Monts de Lacaune, shows an upright anti-form structure. The sequence is characterised by a sericitized rhyolite ("Blaviérite"), which overlies the Cambrian (and older?) "Grès de Marcory" (Fig. 3). A large part of the unit is occupied by the Mendic granite and its contact zone (608 ± 3 Ma, U-Pb on zircon, [21]).
- the Murat-Castanet Units interpreted as a south-western prolongation of the Mendic Unit, since it shows a similar stratigraphic record including the "Blaviérite" [22]. Because of its location closer to the Zone Axiale, south of the Graissessac fault, it is treated separately in this work. The contact between the Mendic and Murat-Castanet Units is hidden by the late-orogenic Stephanian basin of Graissessac.

2.1.3. Zone Axiale

The Zone Axiale in the central part of the Montagne Noire is a ENE-trending dome structure. The core consists of HT/LP (high-temperature/low-pressure) migmatic para- and orthogneisses (456 to 450 Ma, U-Pb zircon, [23]), which were intruded by granites (Vialais granite, 327 Ma, U-Pb zircon and monazite, [24]). This gneiss-core and the metasediments are separated by a tectonic contact.

Exhumation of the Zone Axiale occurred around 316 - 297 Ma [25]. In the early stage, the exhumation is synchronous to a phase of magmatism and widespread migmatization not only in the Zone Axiale, but also in the Monts de Lacaune (e.g. Folat granite 314 ± 8 Ma, U-Pb on zircon, [26]). The heat and the kinematics of the exhumation process superimpose earlier fabrics and mineral assemblages related to the Variscan nappes stacking. This applies to large parts of the western Monts de Lacaune (e.g. in the "Viane Dome", [22]) and the Southern Palaeozoic Nappes (e.g. [27]). Although the exhumation process of the Zone Axiale remains still controversial (e.g. review by Soula *et al.*, [28]), the latest stage of exhumation in the eastern Monts de Lacaune is dominated by extensional tectonics [12-14].

A N- to NE-ward detachment tectonic [12, 13] and an extension with an important dextral wrenching component [14] have been suggested. The late stage may be reflected in Ar/Ar data of Maluski *et al.* [25], who investigated mylonitic orthogneisses in the northern part of the Zone Axiale (297 ± 3 Ma, Ar/Ar on synkinematic muscovite) and calcareous sandstones in a normal, dextral shear zone close to the Graissessac Fault (297 ± 3 Ma, Ar/Ar on biotite). Maluski *et al.* [25] interpreted these Ar/Ar ages as dating the formation of the mica during mylonitisation.

2.1.4. Stephanian Graissessac basin

The Graissessac basin is located in the SE part of the Monts de Lacaune. It trends E-W, is 20 km long and on average 2 km wide. To the N, the Stephanian sediments rest unconformably on Cambrian sediments of the Mendic and Madagac Units. To the S, the basin is bounded by the steep dextral normal Graissessac Fault against the Morat-Castanet Unit in the western part, and further E against the "Haute Mare" and "St. Germain" Units (Fig. 2). The basin consists of two sub-basins of different facies, the eastern "Nières - Bousquet d'Orb sub-basin" and the western "Harsano sub-basin". Boëtj Giraudon [22, 36] gives a biostratigraphic age of Stephanian B for the oldest sediments, based upon macro flora. This is in accord with a zircon age of 295.3 ± 4.8 Ma from an ash layer in the basal part of the sequence (SIMS U-Th-Pb method [31]; time scale after Monnier *et al.*, [32]).

2.2. Metamorphism

After Demange (e.g., [22] and [33]), the metamorphic evolution of the Monts de Lacaune is polyphase and differs from the other units of the Albigensis Nappe Pile. This is mainly due to a thermal superposition by the hot gneisses of the adjacent Zone Axiale. Because the metamorphic evolution of the eastern Monts de Lacaune is one of the topics of this paper, the recent state of knowledge is described in detail.

- Phase M_1 : After the contact metamorphism of the Mendic pluton (e.g., [16]) in the Mendic Unit, M_1 is the first metamorphic event of regional scale. Like in the St. Serrin sur Rance and the St. Salvi de Carcarès Nappes [8], the Monts de Lacaune have undergone a MT/MP (medium temperature/medium-pressure) metamorphism.
- Phase M_2 : Large parts of the western Monts de Lacaune [22] and the Southern Palaeozoic Nappes [27] have undergone a HT/LP metamorphic overprint (M_2) imposed by the rising Zone Axiale. In the Viare Dome and other parts of the western Monts de Lacaune, Demange *et al.* [22] and Demange [33] described that certain segments of the area (e.g. Quilla and Parayrac Units, Fig. 1) show a P-metamorphic zoning, which increases in each segment to the S (i.e., towards the Zone Axiale) and locally attains sillimanite grade. After Domaneq (e.g. [34]), M_2 in the western Monts de Lacaune is related to the intrusion of the migmatitic Lacaune granite in the Zone Axiale around 315 to 365 Ma (Rb-Sr data, see [33] for review). In the Monts de Lacaune, M_2 predates the formation of the Stephanian Graissessac basin [34].

Lacouche [35, 36], who analysed the content of volatiles in the coal seams of the Stephanian Graissessac basin, observed a post-Stephanian thermal event, decreasing away from the Zone Axiale. Boëtj Giraudon and Gonzalez [37] performed a study on vitrinite reflectance in the basin and were able to detect two thermal domes with concentric metamorphic pattern, with higher metamorphic grade in the western dome, closer to the Zone Axiale. These domes coincide with the position of the Nières - Bousquet d'Orb and Harsano sub-basins within the half-graben. After Boëtj Giraudon and Gonzalez [37], metamorphism in the Stephanian basin is a post-effect of M_2 metamorphism in the Zone Axiale. According to Guérangé Lozes and Guérangé (in [22]), metamorphism of the Stephanian sediments correlates with the M_2 metamorphism of the Viare Dome (western Monts de Lacaune).

2.5. Timing of tectono-metamorphic events

Although there is a general agreement upon the two main deformation stages affecting the whole Albigensis Nappe Pile (see 2.1.1), the detailed structural evolution of the eastern Monts de Lacaune is still being debated. Most of the recent models [38, 7, 22] are principally based on the observations made already by Darnet and Guérangé [18]:

- In a first stage (D_1), km-wide, open syn- and antiform structures without a penetrative cleavage were formed. Hitherto, there are no isotopic ages of D_1 .
- The second stage (D_2) comprises tight folds up to hectometer scale, with formation of the penetrative cleavage S_2 . In the Monts de Lacaune, the M_2 metamorphism is related to this phase of deformation. Muscovite from a mylonitic shear zone in the Mendic granite, which is interpreted to represent the penetrative deformation [16, 39] (and M_2) and, hence, nappe stacking has yielded an age of 333.0 ± 3.4 Ma [19]. There are no isotopic data from the Cambro-Ordovician metasediments.
- The formation of the faults, which separate the tectonic units is presumably two-phase [40, 22]: during a first phase, which predates M_2 , the Lacaune Thrusts in the eastern Monts de Lacaune were initiated as left-lateral thrusts. According to Debertrand [40], also the structural boundaries in the western Monts de Lacaune began to form. These events have been classified as either late- D_2 (e.g. [22]) or as a separate phase D_3 [18].
- A still later generation of faults (D_3) cuts the M_2 isograds in the western Monts de Lacaune [22, 19]. Some of these faults can be traced into the eastern Monts de Lacaune and subdivide the composite Barro-Viane Unit.
- D_3 deforms in the eastern Monts de Lacaune the envelope of the Mendic pluton into an antiform. The formation of this structure predates sedimentation in the Graissessac basin (Stephanian B and C).
- D_3 brought about subsidence of the Graissessac basin (Stephanian B and C) along the Graissessac fault.

Cogné *et al.* [41] observed, in the eastern Monts de Lacaune, a dextral reactivation of the Lacaune Thrusts in Penninian times accompanied by an anticlockwise synsidi-

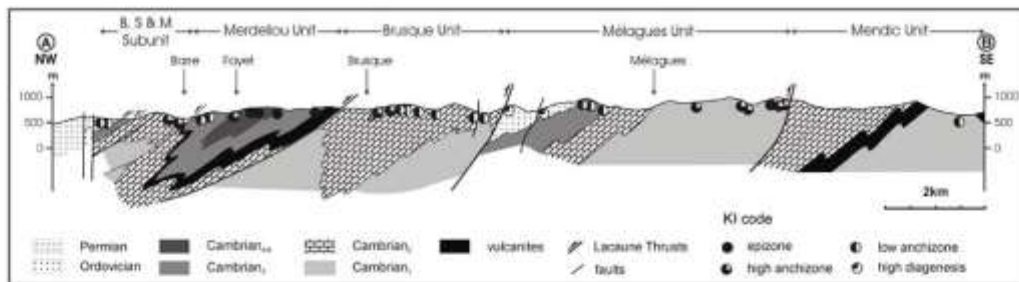


Fig. 5: Geological cross section through the Monts de Lacanne (for location see Fig. 3). The KI results are projected into the profile plans

mentary rotation of the Permian basin of St. Affrique. Two main faults (base thrusts of the St. Sernin sur Rance and the St. Salvi de Carcarès Nappes) can be traced into the Permian sedimentary basin of St. Affrique, where they have been reactivated as synsedimentary normal faults [42, 43].

Recently, Turpaud and Matte [34] have suggested an alternative model for the eastern Monts de Lacanne: the authors interpret the Brusque Unit as a km-wide, ductile sinistral shear zone with a SW-ward thrust component. According to these authors, the structures in this unit result from only one deformation event, which is the first major deformation event in the Monts de Lacanne. In the western Monts de Lacanne, close to Lacanne, the penetrative structures are younger and due to NE-ward extensional shearing accompanied by LP metamorphism (M_2). After Turpaud and Matte [34], this extensional event is older than the formation of the Stephanian Graissessac basin.

The latest event is the compressive reworking of the Monts de Lacanne Fault by Pyrenean tectonics [6].

3. Material and methods

Taking into account the need of fine-grained sediments for phyllosilicates study, 70 samples were collected in shaly interbeds of the different units of the eastern Monts de Lacanne (Fig. 3). The tectonic units investigated consist of different stratigraphic formations (Fig. 4, Table 1), and these overlap in terms of age (Cambrian to Ordovician) or lithology. Therefore, it was possible to collect and analyze samples of the same lithology over the entire area. Samples with detrital mica visible in hand specimen and/or weathered specimens were avoided. Sample localities are shown on Figure 3.

3.1. X-ray diffraction

Illite and chlorite crystallinity was measured on air-dried prepares, using a D501 Bruker-AXS (Siemens) diffractometer at the University of Giessen (CuK_α radiation at 40 kV and 30 mA; automatic divergence slits, primary and secondary V20, with a secondary graphite monochromator).

Illite crystallinity (IC) was calculated using the software MacDiff 4.2.5 of Dr. R. Petschick (Goethe-University, Frankfurt/Main). The illite crystallinity index is defined as the full width at half maximum intensity of the first illite-muscovite basal reflection ((001) peak, [44]). Illite crystallinity values were transformed into Kübler indices (KI) using a correlation with the standard samples of Warr and Rice ("CIS" Standard, [45]) ($\text{KI}_{\text{CIS}} = 1.1943 * \text{IC}_{\text{standard}} + 0.0141$). KI was used to define the limits of metamorphic zones, and the transition values were chosen as follows: $\text{KI} = 0.25 \Delta^{\circ}2\Theta$ high anchizone boundary, $\text{KI} = 0.30 \Delta^{\circ}2\Theta$ for the high to low anchizone boundary and $\text{KI} = 0.42 \Delta^{\circ}2\Theta$ for the low anchizone to diagenetic zone. The same experimental conditions were also used to determine chlorite crystallinity on the (002) peak ($\text{ChC}(002)$). Furthermore, the $\text{ChC}(002)$ measurements were calibrated with those of Warr and Rice [45] and expressed as the Arkai index (AI) [46]: $\text{AI}_{\text{CIS}} = 1.0581 \text{ChC}_{\text{standard}} + 0.0304$. The anchizone boundaries for the Arkai index were defined by correlation with the Kübler index and are given as $0.32 \Delta^{\circ}2\Theta$ and $0.24 \Delta^{\circ}2\Theta$.

K-white mica *b* cell dimensions (or *b* cell dimensions) were determined for samples free of paragonite and mixed-layered minerals. The *b* cell dimension is based on the $d_{001,301}$ spacing and on the increasing celadonite substitution that occurs with *P* increase in white mica [47, 48]. Guidotti *et al.* [48] presented linear regression equations, which quantify the changes in the *b* cell dimensions of muscovite $2M_1$, which, in their turn, result from cation substitutions in the interlayer and octahedral sites. This *b* cell dimension value was determined by measurement of the (060) peak of the potassic white mica [49] using the software DIFFRACPlus (Bruker AXS), and approved using the cell-refinement program METRIC (Bruker AXS).

3.2. Electron microprobe

The K-white mica mineral composition of the metapelites was determined by electron probe microanalysis on a CAMEBAX SX 50 at the University of Giessen with three wavelength dispersive spectrometers. A PAP-type correction procedure was used for all data reduction and all Fe was assumed to be ferrous. In order to avoid volatilization of light elements, low-grade metamorphic minerals were analysed using a 10 nA beam current, an accelerating voltage of 15 kV,

Table 1: Results of the KI and AI study together with results of the K value (max b or) dimension values (Bassi's method). See Metric method (A&I).

	Struc.	Itinerary	Q6a	Q6bII	Q6c	ES	Q125	Ab	Acc.	KI	AI	b (Q6)	b (Q6)
Bravo-Victor													
IB34	K ₁	state	x	x	x	-	-	-	GH	0.30	0.30	9.038	9.027
IB36	O _{1,2}	state	x	x	x	-	-	-	-	0.31	0.31	8.999	8.968
IB37	O _{1,2}	city/state	x	x	x	-	-	-	FG	0.39	0.35	n.d.	n.d.
MD021012	V ₁	station	x	-	-	x	-	x	-	0.28	n.d.	9.319	9.025
Mont-Mercator													
IB28	F ₁	state	x	x	x	-	-	x	-	0.25	0.24	9.032	9.015
IB29	K _{2,3}	city/station	x	x	x	-	-	-	-	0.25	0.24	9.031	9.029
IB30	K _{2,3}	city/state	x	x	x	-	-	x	GH	0.25	0.25	9.024	9.021
IB31	K _{2,3}	city/state	x	x	x	-	-	x	GH	0.26	0.24	9.023	9.026
IB32	F _{1,2}	state	x	x	x	-	-	x	-	0.29	0.30	9.040	9.029
IB33	F ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.29	0.33	9.026	9.022
IB35	K ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.31	0.30	9.025	9.026
Brunette													
IB39	K ₁	state	x	x	-	-	-	-	-	0.32	0.31	9.026	9.023
IB42	K ₁	state	x	x	x	-	-	-	-	0.29	0.31	9.020	9.018
IB46	F ₁	state	x	x	x	-	-	x	-	0.32	0.29	9.025	9.025
IB47	F ₁	state	x	x	x	-	-	-	-	0.25	0.27	9.023	9.020
MD021013	K ₁	state	x	x	x	-	-	-	-	0.38	0.43	n.d.	n.d.
MD051011	K ₁	city/state	x	x	-	-	-	-	-	0.55	n.d.	9.018	9.016
MD021015	K ₁	station	x	x	-	-	-	-	GH	0.37	n.d.	9.031	9.028
MD021016	K ₁	station	x	x	-	-	-	-	-	0.39	0.31	9.022	9.029
MD021017	K ₁	station	x	x	x	-	-	-	GH	0.38	0.32	n.d.	n.d.
Midiages													
IB01	K _{1,2}	state	x	x	x	-	-	-	GH	0.30	0.26	8.996	9.003
IB12	F _{1,2}	state	x	x	x	-	-	x	-	0.30	0.30	9.002	9.006
IB13	F _{1,2}	state	x	x	x	-	-	-	GH	0.32	0.29	8.998	9.006
IB14	K _{1,2}	state	x	x	x	-	-	-	CI	0.35	0.34	9.015	9.023
IB15	K _{1,2}	state	x	x	-	-	-	-	-	0.33	n.d.	9.021	9.026
IB16	F _{1,2}	state	x	x	x	-	-	-	-	0.30	0.30	9.017	9.013
IB17	K _{1,2}	city/station	x	x	x	-	-	-	GH	0.34	0.30	9.004	9.022
IB18	F _{1,2}	state	x	x	x	-	-	-	-	0.29	0.32	9.012	9.021
IB19	K _{1,2}	city/state	x	x	-	-	-	-	GH	0.32	n.d.	9.009	9.010
IB20	K ₁	state	x	x	x	-	-	-	GH	0.39	n.d.	9.029	9.021
IB21	F _{1,2}	city/station	x	x	x	-	-	x	-	0.31	0.31	9.011	9.020
IB22	O _{1,2}	state	x	x	x	-	-	-	FG	0.43	0.34	n.d.	n.d.
IB23	O _{1,2}	state	x	x	x	-	-	-	FG (2)	0.44	0.33	n.d.	n.d.
IB47	V ₁	state	x	x	x	-	-	-	-	0.28	0.26	9.023	9.022
IB48	K ₁	state	x	x	x	-	-	-	-	0.27	0.24	9.025	9.023
IB49	K ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.27	0.25	9.027	9.029
IB50	F ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.31	0.27	9.023	9.026
IB51	K ₁	city/station	x	x	x	-	-	x	-	0.39	0.28	9.023	9.021
IB52	K ₁	state	x	x	x	-	-	-	-	0.26	0.24	8.997	9.012
IB53	F ₁	city/station	x	x	-	-	-	-	-	0.32	n.d.	9.040	9.023
IB54	K ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.29	0.24	9.017	9.023
IB55	V ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.25	0.27	9.012	9.023
IB56	K ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.26	0.27	9.023	9.027
IB57	K ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.26	0.24	9.021	9.040
IB58	F ₁	city/state	x	x	x	-	-	x	-	0.25	0.25	9.029	9.023
IB59	K ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.29	0.30	8.972	9.006
IB60	K ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.25	0.26	9.023	9.029
IB61	K ₁	city/state	x	x	x	-	-	-	-	0.28	0.27	9.012	9.005
MD021014	O _{1,2}	state	x	x	x	-	-	-	-	0.31	0.31	n.d.	n.d.
MD021011	O _{1,2}	state	x	x	x	-	-	-	GH	0.47	0.33	n.d.	n.d.

Table 1 continued

	Strat.	Lithology	Qtz	Mt+D	Chl	Pl	Chl+S	Ab	Acc.	Ill	Al	K (‰)	I (‰)
Mendoc													
MD0106702	K ₁	siltstone	x	x	x			x		0.40	0.19	2.396	2.982
MD0106703	K ₁	siltstone	x	x	-			x		0.31	n.d.	2.376	3.061
MD021059	K ₁	slaty siltstone	x	x	x			-	Ch	0.37	0.32	2.095	3.040
Marat Castanet													
IE13	K ₁	silty slate	x	x	x			-	Py	0.35	0.41	n.d.	n.d.
IE44	K ₁	slaty siltstone	x	x	x			-		0.36	0.34	n.d.	n.d.
IE45	K ₁	slate	x	x	x			-		0.18	0.26	2.492	n.d.
IE46	K ₁	phyllitic siltstone	x	x	x			x	Ch	0.33	0.41	n.d.	n.d.
MD021034	K ₁	phyllitic siltstone	x	x	x			x	Py	0.45	0.35	n.d.	n.d.
MD021057	K ₁	psyllitic silt	x	x	x			x		0.34	0.33	2.946	2.467
MD021058	K ₁	siltstone	x	x	x			-	Py, Gr	0.73	0.51	n.d.	n.d.
MD021077	K ₁	phyllitic siltstone	x	x	x			-	Ch	0.33	0.34	2.992	2.984
MD021058	K ₁	siltstone	x	x	x					0.51	0.27	2.396	2.363
Graissessac													
MF050754	St	siltstone	x	x	x			x		0.45	0.30	2.907	2.997
MD050701	St	sandstone	x	x	x					0.44	0.37	2.391	0.215
MD050736	St	sandstone	x	x	-	x				1.38	n.d.	n.d.	n.d.
MD050737	St	silty slate	x	x	-			x		0.94	n.d.	n.d.	n.d.
MD0229	St	sandstone	x	x	-			x	Ilch	0.55	n.d.	n.d.	n.d.
MF0231	St	sandstone	x	x		x				0.67	n.d.	n.d.	n.d.
MD0238	St	sandstone	x	x						0.75	n.d.	n.d.	n.d.
MD0239	St	sandstone	x	x						0.75	n.d.	n.d.	n.d.

For each sample the mineral assemblage, the rock type and the stratigraphic level are given. Mineral abbreviations according to Kretz [55]. Mt = illite-smectite, Chl+S = chlorite-smeectite. Abbreviations for stratigraphic level are given in Figure 1: x = main component, = minor amounts.

an acquisition time of 10 or 20 seconds, rastered over an area of 10 μm². The standards used for the different elements were as follows: quartz for Si, olivine for Mg, rutile for Ti, cerium for Al, bustamite for Mn, hematite for Fe, hematite for Ba, diopside for Ca, albite for Na, and orthoclase for K.

3.3. *Gas chronology: analytical procedure for K-Ar dating*

From each sample two phyllosilicate fine fractions were dated: one ~2 μm, and a second one <0.2 μm. The fractions were separated using Alterberg wetting and centrifugation. The argon isotopic composition was measured in a pyrex glass extraction and purification line coupled to a VG 1200 C noble gas mass spectrometer operating in static mode. The amount of radiogenic ⁴⁰Ar was determined by isotope dilution method using a highly enriched ³⁹Ar spike from Schumacher-Bem [50]. The spike is calibrated against the biotite standard IID-B1 [51]. The age calculations are based on the constants recommended by the IUGS quoted in Steiger and Jäger [52].

Potassium was determined in duplicate by flame photometry using an Eppendorf Flex 63-61. The samples were dissolved in a mixture of HF and HNO₃ according to the technique of Heinrichs and Herrmann [53]. CsCl and LiCl were added as an ionisation buffer and internal standard respectively.

The analytical error for the K-Ar age calculations is given on a 95% confidence level (2σ). Details of argon and potassium analyses for the laboratory in Goettingen are given in Wenner [54].

4. Results

Mineral paragenesis, stratigraphic age and lithology for each sample are listed in Table 1. Mineral abbreviations are after Kretz [55].

The studied samples are mainly composed of Qtz + K-white mica + Chl, with minor amounts of Ab, mixed-layers (illite-smectite and chlorite-smeectite) and accessory minerals. An exception is observed in the younger sediments of the Graissessac basin, where the chlorite is absent in half of the specimens and the mixed layers minerals are present in higher amounts.

4.1. X-ray diffraction data of phyllosilicates

Figure 3 shows the areal distribution of the illite crystallinity (KI data). The KI values are presented in Table 1.

Within the individual units of the eastern Monts de Lacagne, the KI data indicate high diagenetic to low epizonal values, ranging from 0.73 to 0.25 Å²Θ. In the Mendoc and the Mélagues Units, a general trend of increasing grade is observed from the base to the top of the units (Figs. 3 & 5), whereas in the Brusque Unit higher values are observed in the core of the synform structure.

In the Marat Castanet and the southern part of the Mendoc Units, low anchizonal values predominate.

In the Graissessac basin, only high diagenetic conditions are attained (KI ~0.44 Å²Θ), with the highest values in the central part of the Faisans-sub-basin.

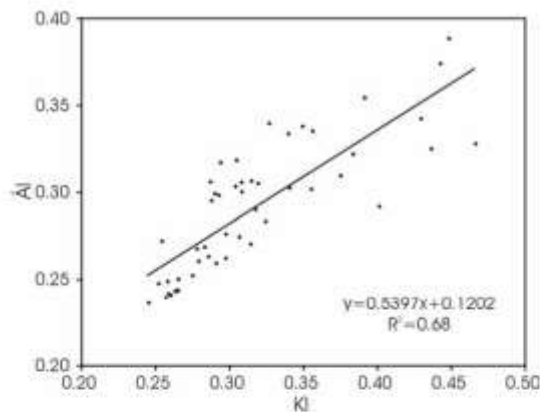


Fig. 6: Plot of KI vs. AI values.

The chlorite crystallinity (AI data) is listed in Table 1 for samples in which the intensity of the 7 Å chlorite peak was high enough for reliable measurements. Significant positive linear correlation ($r^2 = 0.68$) is found between KI and AI values (Fig. 6), giving greater reliability to the metamorphic grade estimate deduced from KI.

The K-white mica *b* cell dimension was measured for 53 samples free of paragonite, which show anchizonal to epizonal KI values. The results are given in Table 1 and plotted as cumulative curves in Figure 7.

The Barre-Viane Subunit, the Mendic Unit and the Graissessac basin are not presented in Figure 7 due to the poor

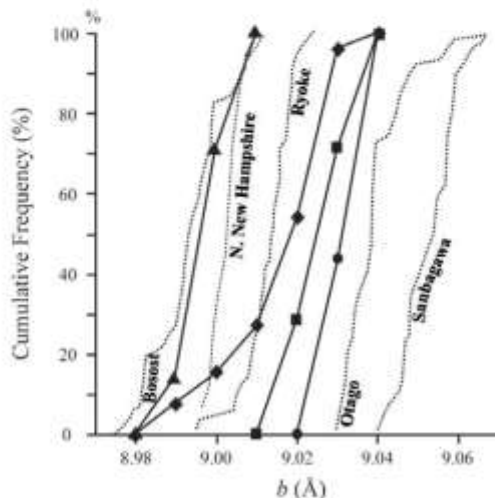


Fig. 7: Cumulative plots of the K-white micas *b*-cell dimension values (Sassi's method) from the Merdelou (circles), Brusque (squares), Mélagues (diamonds) and Murat-Castanet (triangles) Units. The dotted lines represent the reference dataset after Sassi and Scolari [49].

density of data. Due to diagenetic conditions in the Graissessac basin, only the two highest metamorphosed samples were used to determine the *b* cell dimension (<9.00 Å).

The three north-western units (Merdelou, Brusque and Mélagues) show similar curves with values ranging between 9.00 and 9.03 Å, typical for an intermediate geothermal gradient [49]. The Murat-Castanet curve indicates a higher geothermal gradient with a *b* cell dimension lower than 9.00 Å.

4.2. Phyllosilicate chemistry

Representative compositions of K-white micas are listed in Table 2. Mica analyses showing more than 0.5 % (MnO % + TiO₂ %) were rejected [56]. In a Si-Altot diagram (Fig. 8a), analyses present a significant deviation from the Tschermak exchange line. Considering the analyses reported in Table 2, the total interlayer content is between 0.93 and 0.88. A few analyses (samples MD021009 and IB26) present a possible PrI substitution (Fig. 8a) in addition to Tschermak's substitution. However, the PrI substitution is not confirmed by other diagrams (Figs. 8b & 8d). Additional substitutions are required to explain the excess of Fe and Mg (Figs. 8a & 8b). The excess of Mg+Fe could be explained by a di/trioctahedral substitution, which is common in dioctahedral micas [56, 57]. Figure 8c shows a correlation between the Fe and Mg contents in the individual samples (probably dependant on the bulk composition). Model calculations for various mixtures (Fig. 8b) do not show any indications of contamination by quartz occurred, but contamination by chlorite cannot be excluded.

In Figure 8d, the K-white mica analyses fall in the field between the muscovite-phengite and the muscovite-illite lines, indicating a small deficit in total interlayer cations (i.e. *c* values range between 0.88 and 0.93 p.f.u.). Figure 8e shows that the Na content of K-white mica is low and thus the *b* cell dimension is not influenced by K-Na exchange. Therefore use of the *b* cell dimension should be accurate [48]. The values obtained using the microprobe results are similar with those determined using Sassi's method and METRIC.

Although the number of data pairs is relatively low ($n = 4$), we investigated the relation between the metamorphic grade of our samples with the chemistry of the K-white micas. No real trend is observed between Na/(Na+K) ratio and metamorphic grade (Fig. 8f). Figure 8g reveals no obvious correlation between Kübler index values and the Si content. This supports the occurrence of another substitution in addition to the celadonic one, probably the di/trioctahedral substitution discussed above.

4.3. K-Ar ages

Four samples were dated by the K-Ar method in the Merdelou-, Brusque, Mélagues and Murat-Castanet Units (for location of samples see Figures 1 & 3). The results are listed in Table 3. In all of the samples, the <0.2 μm fraction yields younger ages than the <2 μm fraction. The oldest ages are observed in the Brusque and Mélagues Units (342

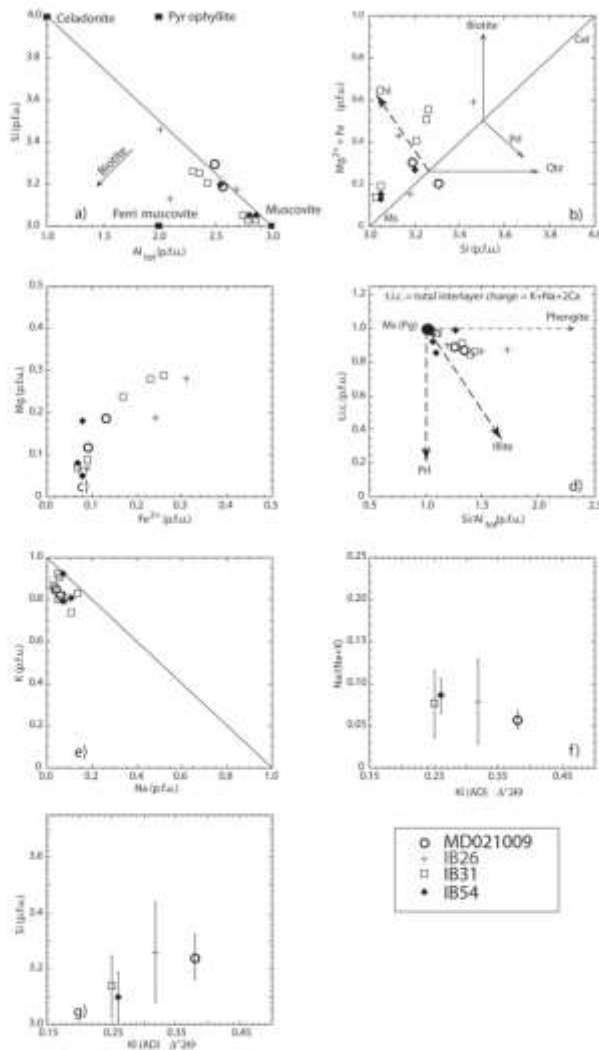


Fig. 8 (a–g) Compositional relations of metamorphic dioctahedral white mica. Cation numbers and ratios are calculated from electron microprobe analyses. t.i.c., total interlayer charge = $K + Na + 2Ca$ per formula unit. (f, g) Relations between illite crystallinity (KI) and the chemistry of white mica.

– 333 Ma, <2 μm fractions), the age difference between the two fractions ranging around 7 Ma (within the error bars). The youngest ages were determined in sample MD021005 from the Murat-Castanet Unit (264 to 261 Ma). In this case, the ages of the two fractions are identical within error. The sample from the Merdelou Unit shows a significant difference between its <2 μm and <0.2 μm fractions (316 and 301 Ma), which is higher than the cumulative errors.

5. Discussion

5.1. Sequence of tectono-metamorphic events

The distribution of illite crystallinity in the eastern Monts de Lacagne allows to distinguish three metamorphic events (Fig. 9).

The first event (M_1) is documented in the Merdelou- and Mèlagues Units, with an increase of the metamorphic grade from top to bottom of the tectonic profile, i.e., from the NW towards the SE within the individual units (Figs. 3 & 5). The distribution of illite crystallinity shows that the metamorphic zonation follows the boundaries of the units. There is no lateral variation of the metamorphic grade within the different lithological units (e.g. Mèlagues Unit). There is no correlation between metamorphic grade and stratigraphic age, which rules out metamorphism by sedimentary burial. In fact, the study of *b* cell dimensions indicates Barrovian metamorphic conditions (Fig. 7), i.e., metamorphism due to tectonic burial. There is no indication of thermal influence from the Zone Axiale adjacent to the S.

In the Brusque Unit, the highest KI values occur in the core of the synform. This might be due to the tectonic shearing described by Turpaud and Matte [34]. Alternatively, the KI pattern could result from different lithologies: the higher grade values in the core of the structure are observed in metapelite sequences, whereas the lower grade samples come from carbonate-dominated packages [58]. However, *b* cell dimensions from the Brusque Unit match those of the neighbouring units, which are typical of Barrovian metamorphic conditions. Therefore, we interpret the metamorphic pattern in the Merdelou-, Mèlagues and Brusque Units as related to M_1 , produced during the phase of tectonic stacking and cleavage formation in the Albigeois nappe pile (D_2). This is supported by K-Ar ages ranging between 342 and 333 Ma (<2 μm fractions), which match an Ar-Ar age on a D_2 -related mylonitic foliation of the Mendic granite ([10], 333 ± 3.4 Ma on muscovite, sample MD5, Table 4 and Fig. 1).

In the Murat-Castanet Unit, *b* cell dimensions reveal a higher geothermal gradient, typical of contact metamorphism (Fig. 7). There is no correlation between metamorphic grade and stratigraphic age. Although the narrow belt of the Murat-Castanet Unit does not reveal an internal metamorphic zonation (Fig. 3), we interpret this pattern to be due to a metamorphism M_2 characterised by a high geothermal gradient resulting from the rise of hot gneisses in the Zone Axiale. The thermal influence of the Zone Axiale is obvious also in the western Monts de Lacagne (e.g. Viane Dome), where cordierite- and sillimanite-bearing

Table 2: Results of the electron microprobe analysis on mica.

Sample	MD021009		IB26		IB31		IB54	
	n	SD	n	SD	n	SD	n	SD
SiO ₂	47.57	1.03	47.41	3.62	48.76	1.16	45.25	1.73
TiO ₂	0.56	0.03	2.43	3.85	0.62	0.33	0.67	0.63
Al ₂ O ₃	31.35	0.80	27.96	5.44	31.89	3.53	33.80	2.01
FeO	1.50	0.43	3.72	1.97	2.58	1.36	1.34	0.17
MnO	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
MgO	1.52	0.44	1.72	1.05	1.69	1.05	1.02	0.68
CaO	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.00	0.01
Na ₂ O	0.37	0.07	0.51	0.27	0.55	0.31	0.63	0.18
K ₂ O	9.60	0.21	9.31	0.38	9.68	0.94	9.66	0.88
Total	92.69	0.74	93.10	2.54	93.11	1.47	92.38	1.82
Si	3.24	0.08	3.26	0.18	3.14	0.11	3.10	0.09
Ti	0.02	0.00	0.13	0.21	0.03	0.02	0.03	0.03
Al ^{IV}	0.76	0.08	0.74	0.18	0.86	0.11	0.90	0.09
Al ^{VI}	1.76	0.02	1.52	0.32	1.72	0.14	1.82	0.07
Fe ^T	0.11	0.02	0.22	0.12	0.86	0.08	0.08	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.85	0.04	0.13	0.11	0.85	0.11	0.84	0.07
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.01	0.07	0.03	0.07	0.04	0.08	0.02
K	0.83	0.02	0.32	0.03	0.35	0.07	0.84	0.07
Li ^c	0.88	0.00	0.89	0.02	0.92	0.06	0.95	0.06
b ₀	9.02		9.03		9.02		9.01	
K1	0.38		0.32		0.25		0.26	

Calculations are based on 11 oxygen (arbitrary basis). SD: standard deviation. *c*: cell dimension values are calculated after Gindoff et al. [48].

assemblages) are present (e.g. [35]). In the Zone Axiale, this thermal event has been dated by several authors between 310 to 365 Ma ([25, 59], Fig. 9 and Table 4).

The third metamorphic episode (M_3) is documented in the Graissessac basin. Our results are in accord with findings of Becq-Girardin and Gonzalez [47], who described a concentric zonation of vitinite reflectance data around two thermal maxima. The metamorphic zonation cuts across the stratigraphic pattern. In the Haisence sub-basin, the lowest illite crystallinity values (i.e. the highest metamorphic grade) are obtained in the centre, and not in the S, close to the Zone Axiale, as it would be expected in case of M_2 metamorphism. *b* cell dimension values $< 9.00 \text{ \AA}$ indicate a high geothermal gradient as already suggested by Becq-Girardin and Gonzalez [47] and confirmed by Cogné et al. ([60], heat flow $> 160 \text{ mW m}^{-2}$).

In contrast to previous authors [35–37, 22], we interpret the metamorphic zonation as a distinct metamorphic event (M_3). Post-Stephanian thermal activity is also documented in the Folat and Sidobre granites dated by Hamet and Allègre ([61], Sidobre and Folat, Rb–Sr method, 290 to 291 Ma) and by Albrède et al. ([62], Folat, Ar–Ar feldspar, $283 \pm 5 \text{ Ma}$, Table 3). The young age of sample MD021005 from the Nizat-Castaner Unit (264

$\pm 6 \text{ Ma}$, K–Ar on $< 2 \mu\text{m}$, Table 4 and Figure 1) may also be interpreted to reflect this late event M_3 , but could alternatively be due to fluid circulation in the brittle Graissessac and Causse Folds.

The high geothermal gradient observed in the three samples of the Mendic Unit (MD050702, MD050703, MD021009) can be explained either by the intrusion of the late Proterozoic Mendic pluton (contact aureole, [63]), or by hidden thermal domes of post-Stephanian age, as they occur in the Graissessac basin.

Sample IB29 from the Merdelou Subunit yields a significant age difference between the grain-size fractions $< 2 \mu\text{m}$ and $< 0.2 \mu\text{m}$. The sampling locality is situated in an area of epithermal As–Au mineralizations, which were formed around 366 Ma [64]. Therefore, we interpret the age of $360.6 \pm 5.9 \text{ Ma}$ ($< 0.2 \mu\text{m}$) as reflecting the hydrothermal event, and the age of $315 \pm 6.9 \text{ Ma}$ ($< 2 \mu\text{m}$) as a mixing age between M_1 and the former.

The information deduced from the low-grade metamorphic study permits to resolve the timing of the tectono-metamorphic evolution in the eastern Monts de Lacagne (Fig. 9). Obviously, the Lacagne Thrust is both (Fig. 9) and, therefore, post-late M_1 and D_2 deformation. The Mélagues Unit reveals a

wide range of metamorphic grades, from diagenetical (top) to greenschist grade (at the bottom) across a horizontal distance of (today) only 6 km. Hence, it appears that the Lacagne Thrust at the base of the Mélagues unit has effected a NW-ward tilt of both the sedimentary sequence and the metamorphic isograds (see Fig. 10). This also explains the relatively steep attitude of the S_2 cleavage and the upright orientation of the D_1 fold structures. These folds had originally NW dipping axial planes and SE-facing. Minor tilting by thrusting may also be invoked for the Merdelou Unit.

Guérangé-Lozes and Burg [7] interpreted the Lacagne Thrusts as late D_2 . However, the thrusts clearly post-date M_2 (which was synchronous with D_2). We therefore relate thrusting to a distinct tectonic event (see also [8]), which we call D_{3a} (Fig. 9). The age for D_{3a} is bracketed by the youngest ages of nappe formation around 334 to 327 Ma ($< 0.2 \mu\text{m}$ fractions, samples IB26 and IB55; Ar/Ar on white mica – sample MD5 [10]) and the emplacement age of the Folat granite, which seals the Lacagne Thrust between the Mélagues and the Brusque Units, at $314 \pm 8 \text{ Ma}$ (U–Pb on zircon, [26]).

In the western Monts de Lacagne, the metamorphic isograds generated during M_2 are cut by younger faults [35]

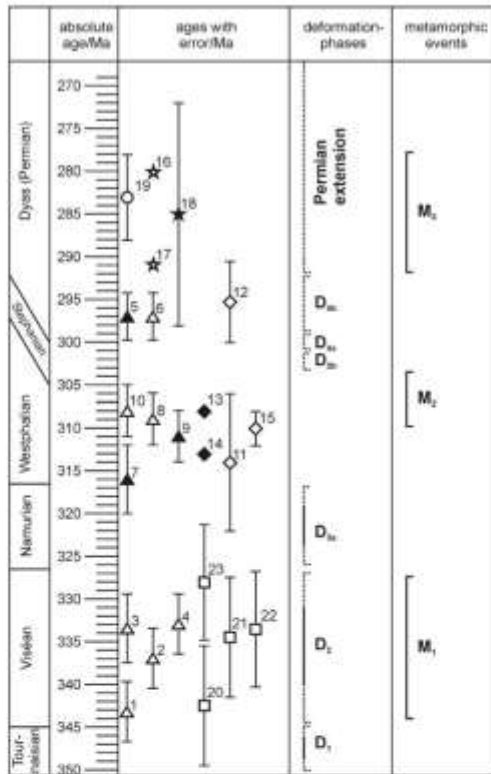


Fig. 9: Tectono-metamorphic evolution of the eastern Monts de Lacaune as suggested in this work, together with geochronological evidence (compilation of data from literature and this work). For the description of the deformation phases see chapter 2.3. See Table 4 for reference numbers of the ages. Symbols: open triangles - Ar/Ar on M_2 ; black triangles - Ar/Ar on Bt; open circle - Ar/Ar on Fsp; open squares - K-Ar on illite fine fractions; open diamond - U-Pb on zircon; black diamond - U-Pb on monazite; open stars - Rb-Sr on Bt; black stars - Rb-Sr on whole-rock.

which we term D_{2a} . Some of these faults can be followed into the eastern Monts de Lacaune, where they subdivide the composite Barre-Viané Subunit.

It has already been suggested, that extensional tectonics plays a major role in the late stage of exhumation along the NE border of the Zone Axiale [12 - 14]. Our metamorphic data help to decipher also this extensional event.

In the Mélagues Unit, even the most southerly sampling localities samples do not reveal any thermal influence by the rising Zone Axiale (Figs. 3 & 7). However, M_2 is clearly reflected in the b cell dimension values from the Murat Castanet Unit adjacent to the S (samples IB45, MD021005, MD021007 and MD021008). Apparently, the Mélagues Unit occupied, during late M_2 , a higher structural level and was brought down against the more internal parts of the structure by the Graissessac Fault (and the Ginestet Fault).

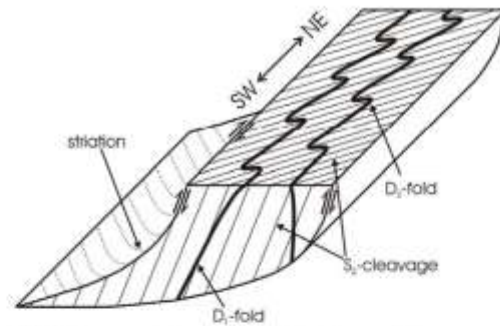


Fig. 10: Diagrammatic sketch (not to scale) of the structural inventory of the Mélagues Unit. The model given by Guiraud-Lozes and Burg [7] in the Briarage Unit is modified with respect to the metamorphic data obtained in this paper.

Ductile extension towards NE [12, 13, 17] occurred during late M_2 . Since the Stephanian B-C sediments of the Graissessac basin and the underlying, southern part of the Mélagues Unit have not been affected by M_2 , ductile extension (D_{4a} in this paper) must predate the Stephanian B.

Formation of the Graissessac basin by dextral transtension [14] occurred during the Stephanian B and C. Dating of an intercalated tuff at 295.3 ± 4.8 Ma (TIMS U-Pb on zircon, [31]) yields an isotopic age constraint. This agrees perfectly with an Ar/Ar age on a mylonite with dextral shear sense of the Graissessac fault ([25], sample no. OS 10, 297 ± 3 Ma). We term this phase of dextral transtension D_{4a} .

In Permian times ("Permian extension" in Figure 9), the basal thrusts of the St. Sernin sur Rance and St. Salvi de Carcavès Nappes are reactivated by extension, and generated the Permian basin of St. Affrique [42, 43]. Likewise, a SEward prolongation of the Monts de Lacaune Fault appears to have been reactivated as the southern boundary fault of the Permian Lodève basin.

5.2. Constraints on collisional accretion

The K-Ar ages obtained from the eastern Monts de Lacaune have important consequences for the palinspastic restoration of the tectonic units. An age of 345 Ma corresponds to the boundary Tournaisian/Viséan [32], i.e. to the topmost part of the black radiolarian cherts and the nodular limestone of the "seconde griotte" in the Southern Palaeozoic Nappes [65]. The age of 334 Ma corresponds to the limestone turbidites and greenish cherts of the middle to early Late Viséan. Hence, our geochronological data support the idea already developed by Engel *et al.* [65] and based on lithostratigraphic constraints. The Monts de Lacaune must have occupied a more internal position in the orogen, where deformation was already active, while sedimentation in the more external nappes of the southern flank still continued. The same conclusion can be drawn

Table 3: Results of the K-Ar analysis of illite fine fractions (samples IB26, IB29, IB55, MD021005).

Ar - Isotopic Abundance		Spike-Isotopic Comp.		Decay Constants [1/a]:		Potassium	
40 Ar :	99.6000%	40 Ar :	0.0099980%	1 e :	5.810E-11	40K :	0.011670%
38 Ar :	0.0630%	38 Ar :	99.9890000%	1 b :	4.962E-10	K2O/K :	0.8302
36 Ar :	0.3370%	36 Ar :	0.0009998%			Atomic Weight [g/mol]:	
Standard Temperature Pressure (STP)				1 tot :		tot Ar :	
0°C, 760 mm Hg				5.543E-10		39.9477	
Normal Atmosphere (DIN 1343)				Molar Volume		40Ar :	
273,15K; 1013,25 mbar				[ml] :		39.9624	
						tot K :	
						39.1027	
Sample	Spike [No.]	K2O [Wt. %]	40 Ar * [nb/g STP]	40 Ar * [%]	Age [Ma]	2s-Error [Ma]	2s-Error [%]
IB 26 <2µm /1	3264	5.83	71.14	98.18	343.5	7.0	2.0
IB 26 <2µm /2	3248	5.83	70.63	98.01	341.2	7.0	2.1
IB 26 <0.2µm /1	3258	6.08	72.27	97.13	335.4	6.9	2.1
IB 26 <0.2µm /2	3259	6.08	71.95	96.28	334.0	6.9	2.1
IB 55 <2µm /1	3260	5.08	60.14	98.56	334.1	6.8	2.0
IB 55 <2µm /2	3261	5.08	59.87	99.06	332.8	6.7	2.0
IB 55 <0.2µm /1	3262	5.17	59.74	97.44	326.8	6.7	2.1
IB 55 <0.2µm /2	3265	5.17	59.89	97.72	328.0	6.7	2.0
IB 29 <2µm	3312	6.03	67.14	94.31	315.9	6.9	2.2
IB 29 <0.2µm	3311	5.92	62.45	91.83	300.6	6.9	2.3
MD021005 <2µm	3310	3.45	31.63	89.92	264.0	6.0	2.3
MD021005 <0.2µm	3309	3.42	31.04	87.96	261.5	6.4	2.4

from the restoration of dextral strike slip movements along the southern margin of the Zone Axiale: prior to dextral displacement, the nappes of the southern flank must have occupied a position somewhere to the SE of the eastern Monts de Lacaune. Together, all these units have been transported over the Zone Axiale.

In addition, the new K-Ar ages provide a "missing link" in the accretionary record of the Massif Central. Deformation of more northerly nappes occurred prior to the cooling ages of 346 Ma (Pinet orthogneiss, [9]) and 344-337 Ma, respectively (St. Sernin sur Rance Nappe, [10]). In the middle and lower part of the Albigeois pile, K-Ar ages show a very similar age range, but directly date cleavage formation (342-333 Ma K-Ar on <2 µm fractions, this paper; 333 Ma Ar/Ar, [10]). Therefore, peak metamorphism in these units must be somewhat younger than in the N. Tectonic deformation in the nappes of the southern flank must be younger still, because it postdates the youngest flysch sediments affected by recumbent folding (latest Viséan, [65], i.e., c. 326.5 Ma, [32]). Taken altogether, all these findings are compatible with a model of more or less continuous accretion to the active Armorican margin, in time between c. 380 and <326.5 Ma.

In their present-day situation, rocks with deformation ages bracketed between c. 350 and 326.5 Ma are c. 70 km apart from each other. If one assumes tectonic shortening during nappe thrusting by factor 5 (i.e., from 100 to 20%), this distance expands to initially 350 km. This distance, combined with the age difference of 23.5

Ma, yields as a rough estimation a rate of tectonic shortening of c. 1.5cm/year. This is a plausible value for a collisional setting.

6. Conclusions

Our investigations into type, grade and areal distribution of metamorphism permit to distinguish between three metamorphic events. M_1 correlates with the formation of thrust nappes, M_2 is related to the rise of the hot gneiss dome of the Zone Axiale, and M_3 (only observed in the Graissessac basin) was probably caused by Permian intrusions now hidden at depth. The latter two events can be distinguished from M_1 by their b cell dimension.

M_1 is only preserved in those parts of the eastern Monts de Lacaune, which were originally situated high above and/or away from the hot gneissic core. These rocks were later juxtaposed against the thermal dome by extension followed by dextral transtension along the Monts de Lacaune Fault and, in the eastern part, along the Graissessac and Ginestet Faults.

The Murat-Castanet Unit, which is situated in the footwall of the Graissessac Fault, is characterised by M_2 metamorphism. This constrains the age of M_2 as pre-Stephanian. M_3 has affected the Stephanian sediments of the Graissessac basin, where it produces a concentric metamorphic zonation (illite crystallinity and vitrinite reflectance). K-Ar ages from the eastern Monts de Lacaune range between 342 and 333 Ma and are taken to date formation of the D_2 slaty cleavage, which is related to the nappe stacking. Since the overlying part of the Albigeois Nappe Pile show somewhat older

Table 4. Compilation of geochronological data from literature, together with new K–Ar data from this work (see Table 3). The numbering of the ages refers to Fig. 9.

sample	age/ Ma	method	mineral	work	lithology	N°
ALB13	343.6 ± 3.5	Ar/Ar plateau ages	Ms	[10]	granite (Ms bearing)	1
ALB17	337.1 ± 3.4	Ar/Ar plateau ages	Ms	[10]	Cambrian slate	2
ALB5	333.9 ± 3.9	Ar/Ar plateau ages	Ms	[10]	Cretaceous sandstone	3
MD5	333.0 ± 3.4	Ar/Ar plateau ages	Ms	[10]	neoproteric granite	4
OS10	297.0 ± 2.7	Ar/Ar plateau ages	Et	[25]	carbonate sandstone	5
OS11	297.0 ± 2.8	Ar/Ar plateau ages	Ms	[25]	mylonitic gneiss	6
CA2	316.0 ± 4.0	Ar/Ar plateau ages	Et	[25]	orthogneiss	7
TR6	309.0 ± 2.9	Ar/Ar plateau ages	Ms	[25]	paragneiss	8
TR6	311.0 ± 2.9	Ar/Ar plateau ages	Et	[25]	paragneiss	9
TR8	308.0 ± 2.9	Ar/Ar plateau ages	Ms	[25]	paragneiss	10
Is1	311 ± 8	U–Pb (TIMS)	zircon	[26]	granite	11
CG7	295.3 ± 1.8	U–Th–Pb (SIMS)	zircon	[31]	tuffite/silt layer	12
KP1	308	U–Pb (TIMS)	monazite	[59]	granite	13
KP2	313	U–Pb (TIMS)	monazite	[59]	orthogneiss	14
Se1	310 ± 3	U–Pb (TIMS)	zircon	[66]	granite	15
gB	289	Rb–Sr mineral isochrone	Et	[61]	granite	16
gI2	291	Rb–Sr mineral isochrone	Et	[61]	granite	17
gI2	285 ± 13	Rb–Sr mineral isochrone	WR	[61]	granite	18
FO	283 ± 5	Ar/Ar plateau ages	Fsp	[62]	granite	19
IB26	342.4 ± 7.0	K–Ar (<0.2µm)	illite	this work	metapelite	20
IB26	321.7 ± 6.0	K–Ar (<0.2µm)	illite	this work	metapelite	21
IB55	333.5 ± 6.2	K–Ar (<0.2µm)	illite	this work	metapelite	22
IB55	327.9 ± 6.7	K–Ar (<0.2µm)	illite	this work	metapelite	22
IB29	315.9 ± 6.9	K–Ar (<0.2µm)	illite	this work	metapelite	
IB29	303.6 ± 6.9	K–Ar (<0.2µm)	illite	this work	metapelite	
ME021065	261.0 ± 6.0	K–Ar (<0.2µm)	illite	this work	metapelite	
ME020565	261.5 ± 6.4	K–Ar (<0.2µm)	illite	this work	metapelite	

ages, and the Palaeozoic nappes adjacent to the S have younger ages, these results conform to a model of Sward propagating continental tectonic accretion in the Massif Central. Combination of the isotopic data with an estimate of tectonic shortening yields a rate of advance of the tectonic front of c. 1.5 cm/year.

Acknowledgements

We thank Illya Ibrant for preparation of several samples and Dr. Rüdiger Borchardt for the support at the electron microprobe measurements at Giessen University. We are also indebted to Prof. Wolfgang Franke for helpful suggestions and improving the English of the manuscript. We benefited from fruitful discussions with Dr. Wolfgang Dörr. We thank a lot H. Maluski and M. Brunel for their helpful and constructive reviews.

References

[1] Matte P. Tectonic and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe, *Tectonophysics* 126 (1986) 329–354.
 [2] Matte P. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe, *Tectonophysics* 190 (1991) 349–337.
 [3] Ledet P., Coats S., Eckste H., Stronatus, in: Koppie J.D. (Ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer, 1994, pp. 395–521.
 [4] Engel W. Migration of folding and flysch sedimentation on the southern flank of the Variscan belt (Montagne Noire, Mouthoumet Massif, Pyrénées), *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 155 (1983) 279–292.
 [5] Engel W., Franke W. Synch-Sedimentation: Its Relationship to Tectonism in the European Variscides, in: Martin H., Eiler F. (Eds.), *Intracontinental fold belts*, Springer, Berlin - Heidelberg, 1983, pp. 289–321.
 [6] Demange M. Que signifie la faille des Monts de Lacaune (Montagne Noire, France)? Implications quant au problème de la petite des nappes, *C. R. Acad. Sci.* 317 (1993) 411–415.

- [7] Guirangé-Lopez J., Barré J. P., Les nappes varisques du sud ouest du Massif central (revues géologiques et structurales à 1:250 000 Montpellier et Avignon), *Géol. France* 3–4 (1996) 71–106.
- [8] Guirangé-Lopez J., Les nappes Varisques de l'Albigeois cristallin, Ph.D. Thesis, Université de Toulouse, 1987, 225 p.
- [9] Mafre H., Monié P., $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission probe multi dating in a single biotite or a whole orthogneiss (Planet, Massif Central, France), *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)* 73 (1996) 245–263.
- [10] Costa S., De la collision continentale à l'extension tertiaire: 100 Millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Ph.D. Thesis, Université de Sciences et Techniques de LangueDoc, Montpellier, 1990, 441 p.
- [11] Archard J., L'unité tectonique et orogénétique comprise de deux domaines Hercyniens, les nappes de la Montagne Noire (France) et l'arc alpin-orogène de l'Égérie (Sardaigne), Pub. USJELA, Université de Sciences et Techniques de LangueDoc, Montpellier, 1976, 175 p.
- [12] Van Den Driessche J., Brun J. P., Un modèle cinématique de l'extension paléogène auersien dans le Sud du Massif Central, *C. R. Acad. Sci.* 309 (1989) 1677–1683.
- [13] Van Den Driessche J., Brun J.-P., Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome, *Geodin. Acta* 5(1–2) (1991–1992) 85–99.
- [14] Ebel H., Malavieille J., Extensional tectonics, basin collapse and Stephanian-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central), *Tectonophysics* 177 (1990) 125–139.
- [15] Gize E., Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales, *Mém. Soc. géol. Fr.* 62, 1949, 215p.
- [16] Brunel M., L'unité de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique préhercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire: versant nord de la Montagne Noire (Massif Central français), Ph.D. Thesis, Université de Sciences et Techniques de LangueDoc, Montpellier, 1972, 82p.
- [17] Brun J.-P., Van Den Driessche J., Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics, *Bull. Soc. Géol. Fr.* 265 (1991) 519–530.
- [18] Denut M., Guirangé E., Le synclinorium de Bousque: Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'est de Lézouze (Plan, Aveyron, Hérault) – versant nord de la Montagne Noire, *Bull. B.R.G.M.* 2 (1978) 353–363.
- [19] Alabouvette B., Demange M., Guirangé-Lopez J., Amberg P., Note explicative, Carte géol. France, feuille Montpellier (1:250000), Éditions de BRGM 30, 2003, 164 p.
- [20] Carou J. P., Le massif du Felsk Devès (Hérault) et ses satellites éboulons, *Bull. Soc. Géol. France* 7 (1960) 185–189.
- [21] Lévesque M.H., Contribution de la géochronologie U-Pb à la caractérisation de magmatisme caennien de la partie Sud-Est du Massif Central et du gisement d'uranium associé de Bartholéou, Ph.D. Thesis, Université de Sciences et Techniques de LangueDoc, Montpellier, 1990, 249 p.
- [22] Demange M., Guirangé-Lopez J., Guirangé S., Note explicative, Carte géol. France, Feuille Lézouze (1:50000), Division de BRGM 987, 1995, 155p.
- [23] Roger F., Rognon J. P., Bouet M., Maite P., Chiquetto J. L., Première datation U-Pb des orthogneiss ocellés de la zone axiale Montagne Noire (Sud du Massif Central): nouveaux témoins du magmatisme andésitique dans la chaîne Varisque, *Comptes Rendus Geosciences* (2004) 19–28.
- [24] Maite P., Lancaster J., Mattner M., La zone axiale hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un «metamorphic core complex» axienif mais un «inflexion post-orogène à occur antécédente», *Geodinamica Acta* 11 (1998) 13–22.
- [25] Maleski J., Csernák E., Ebel H., Late Variscan tectonic evolution by thinning of an earlier thickened crust, *An. Sti. Univ. Al. I. Cuza Iași* 26 (1991) 287–304.
- [26] Lefèvre J., Caractérisation isotopique de processus hydrothermaux au niveau d'un apex granitique: le Felsk (NT) de la Montagne Noire), *Conférence Abstract, 113ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*, (1986) 112.
- [27] Dewalder M.F., Potel S., Frank W., Weinzierl K., Metamorphic evolution of the southern flank of the Montagne Noire (Variscan belt, France) and its implications, *Conference Abstract, Schriften. DGG* 38 (2005) 83.
- [28] Sarda J. C., Dehai P., Brussel S., Dessière G., Christophoul F., Déronod J., Thrust related, diapiric, and extensional doming in a tectonic orogenic wedge: example of the Montagne Noire, Southern French Hercynian Belt, *J. Struct. Geol.* 25 (2003) 1677–1699.
- [29] Boey-Giraudon J.-F., Contribution à l'étude géologique du bassin houiller de Graissessac, Ph.D. Thesis, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, 1974, 66 p.
- [30] Boey-Giraudon J.-F., Étude géologique du bassin houiller de Graissessac (Hérault), *Bull. B.R.G.M.* 1 (1973) 151–163.
- [31] Boeyzier O., Boey-Giraudon J. E., Chantemesse M., Daloué E., Ludden J., Manguin D., Application of in situ circum geochemistry and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-orogenic extension: a case study from the French Massif Central, *Chem. Geol.* 201 (2003) 319–336.
- [32] Neuning M. and German Stratigraphic Commission, *Geologie base scale 2002*, in: *German Stratigraphic Commission (Ed.), Stratigraphische Tabelle of Germany 2002*, Potsdam.
- [33] Demange M., Contribution au problème de la formation des démons de la zone axiale de la Montagne Noire: analyse géométrique des plissements superposés dans les séries métasédimentaires de l'axe toppe. Implications pour tout modèle géodynamique, *France* 4 (1998) 3–56.
- [34] Tarpaud P., Maite P., The hercynian compressive then extensional tectonic of the north flank of the Montagne Noire (southern French Massif Central), *Geophysical Research Abstracts* 5 (2003).
- [35] Laroche L., Contribution à l'étude géologique des Monts de Saint Gervais (Hérault), Ph.D. Thesis, Université Paris Sud, Centre d'Orsay, 1968, 68 p.
- [36] Laroche L., Existence d'un antiformisme post-stéphanois dans le bassin de Graissessac et dans la partie nord-est de la zone axiale de la Montagne Noire, *C. R. Somm. Séan.* 3 (1962) 93–94.
- [37] Boey-Giraudon J. F., Gonzalez G., Maturation de la Matière organique dans le bassin stéphanois de Graissessac (Hérault): liaison entre structure et régime orogénique des charbons: signification régionale, *Géol. France* 3 (1985) 339–344.
- [38] Guirangé Lopez J., Alsac C., Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, tectonisme et déformations, *Géol. France* 3 (1980) 309–337.

- [39] Brunel M., Malinikov Y., Utilisation de l'orientation préférentielle du quartz comme marqueur de la déformation dans le granite préhercynien du Massif Central français. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences des Paris* 274 (1972) 2127-2130.
- [40] Debeverend T., *Bande orogénique, pérogénique et structurale des éouilles cambriennes du domaine de Vienne de Brassac au Col de la Bassine* (Ann. Travail d'option, Ecole de Mines Paris, 1963).
- [41] Cogué J. P., Van Den Driessche J., Brun J. P., Syn-orossional rotations in the Permian St. Affrique basin (Massif Central, France): paleomagnetic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* 115 (1993) 29-42.
- [42] Legrand X., Soula J. C., Rolando J. P., Effet d'une inversion tectonique négative dans le Sud du Massif Central-Français: la structure -roll-over du bassin permien de Saint-Affrique. *C. R. Acad. Sci.* 312 (1991) 1021-1026.
- [43] Legrand X., Soula J.-C., Rolando J.-P., The Saint-Affrique Permian basin (southern France): an example of a roll-over controlled althral sedimentation during regional orossional tectonics. *Geodin. Acta* 7 (1994) 103-120.
- [44] Kuller H., Les angles indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franc. Petrol.* 19 (1964) 1093-1112.
- [45] Warr L. N., Ree A. J. N., Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorph. Geol.* 12 (1994) 141-152.
- [46] Guggenheim J. S., Bain D. C., Bergaya F., Brignani M. F., Drits V. A., Eberl D. D., Ferrero M. L. L., Galati H., Marínin R. J., Peacor D. R., Sanjok P., Watanabe T., Report of the association internationale pour l'étude des argiles (AIPEA) nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the 'crystallinity index'. *Clays and Clay Minerals* 50 (2002) 495-499.
- [47] Lind V. G., Significance of phengite ratios from low-grade schists. *Am. Mineral.* 48 (1963) 1357-1373.
- [48] Gaidons C. V., Sassi F. P., Hensen J. G., Compositional controls on the a and b cell dimensions of $Zn_{1-x}Fe_x$ muscovite. *Eur. J. Mineral.* 1 (1989) 71-84.
- [49] Sassi F. P., Seckan A., The *a₀* of the Proassic White Micas as a barometric indicator in Low-Grade Metamorphism of Petite Schiste. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 45 (1974) 143-152.
- [50] Scholtenacker E., Herstellung von 99,9999% ^{39}Ar für die ^{40}K - ^{39}Ar Geochronologie. *Geochron. Chronica* 29 (1975) 441-442.
- [51] Finkmann H., Lippold H. L., Hess J. C., Homogenisation of some proposed K-Ar Standards: ^{40}Ar - ^{39}Ar Analyses and Conventional K-Ar Data. *Chem. Geol.* 66 (1987) 41-51.
- [52] Steiger R. H., Jäger E., Subcommission on Geology: Convention on the Use of Decay Constants in Geology and Cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36 (1977) 359-362.
- [53] Heintze H., *Herrmann A., Praktikum zur analytischen Geochemie*. Springer Berlin, Heidelberg, 1990, 600 p.
- [54] Wemmer K., K-Ar-Datierungsmöglichkeiten für metamorphe Deformationsprozesse im alpiden und tektonen Bereich - Beispiele aus der KTB-Verbreitung (Österreich) und im Bereich der baltischen Linie (S-Italien). *Göttinger Arb. Geol. Paläontol.* 51, 1991, 61p.
- [55] Kretz R., Symbols for rock-forming minerals. *Am. Min.* 68 (1983) 277-279.
- [56] Vidal O., Parrat T., Extrusion paths of high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geol. J.* 35 (2000) 159-161.
- [57] Parrat T., Vidal O., Agard P., A thermodynamic model for Fe-Mg double-chained K-white micas using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 143 (2002) 705-732.
- [58] Frey M., Very low-grade metamorphism of orossic rocks. in: Frey M. (Ed.), *Low temperature metamorphism*. Elsevier, Glasgow and London, 1987, pp. 9-28.
- [59] Krause J., Dörm W., Stein E., Wäna mami es zu genau wissen wöll... (aber: Wenn die Formation nicht zur Kontaktmetamorphose passt, ein Beispiel aus der Montagne Noire. *Conference Abstract Terra Nostra* 2004/01 (2004) 45.
- [60] Copari Y., Dizar J. R., Bessy-Caradon J.-P., Honsafir M., Existence and effects of fluid circulation on organic matter in orossional coalfields (massif Central, France). *Int. J. Coal Geol.* 44 (2000) 49-68.
- [61] Huret J., Allègre C. J., Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France). Application of Rb-Sr systematics. *Bull. Geol. Soc. America* 87 (1976) 1429-1442.
- [62] Allègre C. J., Parrat T., Kameoka I., Allègre C. J., *Ar Ar Dating: Ge importance of K feldspars on multi-mineral data of polyorossional areas*. *J. Geol.* 86 (1978) 561-568.
- [63] Regnaud S., Dognat M., Hénberger P., Notice explicative, Carte géol. France, feuille Bâtonnet (1:50,000), éditions du BRGM 2845, 1994, 153p.
- [64] Bouchet V., Mifflin J.-P., Leclercq J.-L., Lofro P., Les minéralisations aurifères de la France dans leur cadre géologique avant 300 Ma. *Chron. Rech. min.* 528 (1997) 13-22.
- [65] Eugé W., Foisil R., Frenko W., Le carbonifère auto-répression de la Montagne Noire: rapports entre mines en place des nappes et auto-répression. *Bulletin du BRGM* (deuxième série) 1 (1981) 541-589.
- [66] Sierren F., Montagne M., Allègre C. J., *Hé isotopes in the Stratigraphic Record of the Montagne Noire (French Massif Central): No Significant Devonian Tappos. and Pre-Hercynian Paleogeography*. *J. Geol.* 107 (1999) 87-97.
- [67] Guéringé-Lozes J., Anthonvete B., Note explicative, Carte géol. France, feuille Saint-Etienne sur France (1:50,000), Editions du BRGM 990 (1999) 81p.
- [68] Guéringé-Lozes J., Guéringé B., Note explicative, Carte géol. France, feuille Charvats (1:50,000), Editions du BRGM 961 (1991) 84p.

The tectono-metamorphic evolution of the very low-grade hangingwall constrains two-stage gneiss dome formation in the Montagne Noire (Southern France)

M. P. DOUBLIER,^{1,2,*} S. POTEL³ AND K. WEMMER⁴

¹Geological Survey of Western Australia, 100 Plain Street, East Perth 6004, WA, Australia (michael.doublier@ga.gov.au)

²Centre for Exploration Targeting, School of Earth and Environment, The University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley 6009, WA, Australia

³B2R, Institut Polytechnique LaSalle Beauvais, 19 rue Pierre Waguet, BP 30313, F-60026 Beauvais Cedex, France

⁴Geowissenschaftliches Zentrum der Georg-August Universität, Goldschmidtstraße 1-3, D-37077 Göttingen, Germany

ABSTRACT The Montagne Noire in the southernmost French Massif Central is made of an ENE-elongated gneiss dome flanked by Palaeozoic sedimentary rocks. The tectonic evolution of the gneiss dome has generated controversy for more than half a century. As a result, a multitude of models have been proposed that invoke various tectonic regimes and exhumation mechanisms. Most of these models are based on data from the gneiss dome itself. Here, new constraints on the dome evolution are provided based on a combination of very low-grade petrology, K–Ar geochronology, field mapping and structural analysis of the Palaeozoic western Mont Peyroux and Faugères units, which constitute part of the southern hangingwall of the dome. It is shown that southward-directed Variscan nappethrusting (D_1) and a related medium- P metamorphism (M_1) are only preserved in the area furthest away from the gneiss dome. The regionally dominant pervasive tectono-metamorphic event D_2/M_2 largely transposes D_1 structures, comprises a higher metamorphic thermal gradient than M_1 (transition low- P and medium- P metamorphic facies series) and affected the rocks between c. 309 and 300 Ma, post-dating D_1/M_1 by more than 20 Ma. D_2 -related fabrics are refolded by D_3 , which in its turn, is followed by dextral-normal shearing along the basal shear zone of both units at c. 297 Ma. In the western Mont Peyroux and Faugères units, D_2/M_2 is largely synchronous with shearing along the southern dome margin between c. 311 and 303 Ma, facilitating the emplacement of the gneiss dome into the upper crust. D_2/M_2 also overlaps in time with granitic magmatism and migmatization in the Zone Axiale between c. 314 and 306 Ma, and a related low- P /high- T metamorphism at c. 308 Ma. The shearing that accompanied the exhumation of the dome therefore was synchronous with a peak in temperature expressed by migmatization and intrusion of melts within the dome, and also with the peak of metamorphism in the hangingwall. Both, the intensity of D_2 fabrics and the M_2 metamorphic grade within the hangingwall, decrease away from the gneiss dome, with grades ranging from the anchizone–epizone boundary to the diagenetic zone. The related zonation of the pre- D_3 metamorphic field gradients paralleled the dome. These observations indicate that D_2/M_2 is controlled by the exhumation of the Zone Axiale, and suggest a coherent kinematic between the different crustal levels at some time during D_2/M_2 . Based on integration of these findings with regional geological constraints, a two-stage exhumation of the gneiss dome is proposed; during a first stage between c. 316 and 300 Ma dome emplacement into the upper crust was controlled by dextral shear zones arranged in a pull-apart-like geometry. The second stage from 300 Ma onwards was characterized by northeast to northward extension, with exhumation accommodated by north-dipping detachments and hangingwall basin formation along the northeastern dome margin.

Key words: gneiss dome; K–Ar; Kübler Index; Montagne Noire; very low-grade metamorphism.

INTRODUCTION

Gneiss domes juxtapose rocks of different crustal levels and provide a window into lower levels of the crust. Although most gneiss domes share common

*Present address: Geoscience Australia, Cur Jerrabomberra Avenue and Hindmarsh Drive, Symonston 2609, Australian Capital Territory, Australia

features such as main rock types (high-grade gneisses, migmatites and granites) and dome geometry (elliptical shapes with map-view axial ratios between 1:1 and 1:3.5), their formation has been linked to various mechanisms or combinations thereof (e.g. Whitney *et al.*, 2004; Yin, 2004).

The Montagne Noire in southern France is a gneiss dome whose geodynamic evolution remains controversial despite many decades of research, and its tectonic evolution has been explained by a multitude of models. The suggested models comprise a range of mechanisms and tectonic regimes, including: (i) diapiric uplift (Schilling & de Wit, 1962; Den Tex, 1975; Debat & Vidal, 1981; Faure & Cottier, 1988; Charles *et al.*, 2009); (ii) diapiric uplift during ongoing shortening (Béaud, 1985); (iii) a combination of diapiric uplift and gravitational collapse (Soula *et al.*, 2001); (iv) contraction ('compressive anticline'; Gèze *et al.*, 1952; Arthaud *et al.*, 1966; Arthaud, 1970; Demange, 1975; Laumonier & Marignac, 1996; Mattauer *et al.*, 1996; Matte *et al.*, 1998); (v) simultaneous uplift and erosion during shortening (Malavielle, 2010); (vi) transpression (Demange, 1998, 1999). Other models particularly emphasize the role of extensional processes and suggest a (vii) syn-contractional polyphase gravitational collapse (Aerden, 1998; Aerden & Malavielle, 1999); (viii) extension-related contractional tectonics leading to the formation of a double dome separated by a high-strain zone in the deep crust, coeval with overall extensional to trans-extensional tectonics in the upper crust (Rey *et al.*, 2011); (ix) formation as an asymmetric Basin and Range type metamorphic core complex (Van Den Driessche & Brun, 1989, 1992; Brun & Van Den Driessche, 1994); (x) symmetric metamorphic core complex enclosed by dextral shear zones (Fehler, 1990; Fehler & Malavielle, 1990); (xi) exhumation in an extensional window (Wiederer *et al.*, 2002), defined by a dextral pull-apart structure in an overall compressive stress field (e.g. Franke *et al.*, 2000, 2011); (xii) melt generation/migmatization by shear heating (Nicolas *et al.*, 1977). In addition to the ongoing tectonic controversy (e.g. Rey *et al.*, 2012; Van Den Driessche & Pitra, 2012), the timing of dome emplacement is debated, with proposed ages ranging from the Viséan (e.g. Soula *et al.*, 2001; Charles *et al.*, 2009) to the late Carboniferous/early Permian (e.g. Van Den Driessche & Brun, 1992).

Most of the above models are based on data from the gneiss dome itself and its margins. This study provides a different approach and targets the hangingwall sedimentary rocks of the gneiss dome in the Mont Peyroux and Faugetes units in the southern central Montagne Noire (Fig. 1), where dome-related structural imprint has been described (e.g. Mattauer *et al.*, 1996; Aerden, 1998; Wiederer *et al.*, 2002; Franke *et al.*, 2011). Very low-grade petrology (Kilber Index, KI; Arkat Index, AI; K-white mica b cell dimension) and K–Ar geochronology are com-

bined with field mapping and structural data, to better constrain the timing and structural evolution of dome formation.

It is demonstrated that the hangingwall rocks record features linked to the dome formation, from which constraints can be placed on its structural evolution. Interpretation of the new data provides a new exhumation model for the Montagne Noire involving two distinct stages.

GEOLOGICAL SETTING

The Montagne Noire forms the southernmost part of the French Massif Central, and belongs to the external zone of the southern Variscan Belt (Ledru *et al.*, 1989). The central migmatitic gneiss dome of the 'Zone Axiale' is overlain by two hangingwall units, the 'Monts de Lacaune' to the north and the 'Southern Palaeozoic units' (or 'southern flank'), to the south (Fig. 1).

Zone Axiale

The Zone Axiale forms the footwall of the Montagne Noire gneiss dome and is an ENE-trending dome structure that mainly consists of migmatitic para- and orthogneisses, intruded by late-Hercynian granitoids. U–Pb protolith ages of the orthogneisses range between 471 and 416 Ma (Gebauer *et al.*, 1988; Roger *et al.*, 2004; Cocherie *et al.*, 2005; Franke *et al.*, 2011). The gneiss core is surrounded by a sequence of metasedimentary and volcanic rocks of largely unknown age, termed 'Schistes X' (Fig. 1).

The dome shows a bilateral symmetry, with transport and shearing to the WNW in the western part and ENE in the eastern part (Faure & Cottier, 1988; Mattauer *et al.*, 1996). The prominent stretching lineation, X -axes of the finite strain ellipsoid, shear sense indicators and AMS lineations are generally oriented subparallel to the long axes of the dome, but trend northeasterly in its northeastern part (e.g. Van Den Driessche & Brun, 1992; Mattauer *et al.*, 1996; Soula *et al.*, 2001; Charles *et al.*, 2009).

The Zone Axiale and Schistes X underwent a polyphase deformation. Most workers agree upon the following main stages: A first deformation D_1 caused a strong preferred orientation of metamorphic minerals and formed the penetrative foliation (S_1). Fold hinges deformed by D_1 are interpreted either as relicts of an earlier deformation (e.g. Aerden, 1998; Demange, 1998; Matte *et al.*, 1998), or as the result of progressive deformation (Ourzik *et al.*, 1991; Soula *et al.*, 2001). D_2 is characterized by the formation of upright folds. They range from kilometre (Espinouse and Caroux domes; e.g. Béaud, 1985; Aerden, 1998) down to centimetre scale. F_2 axes are oriented subparallel to the long axis of the dome (e.g. Soula *et al.*, 2001), and an associated crenulation lineation and the prominent stretching lineation are parallel to

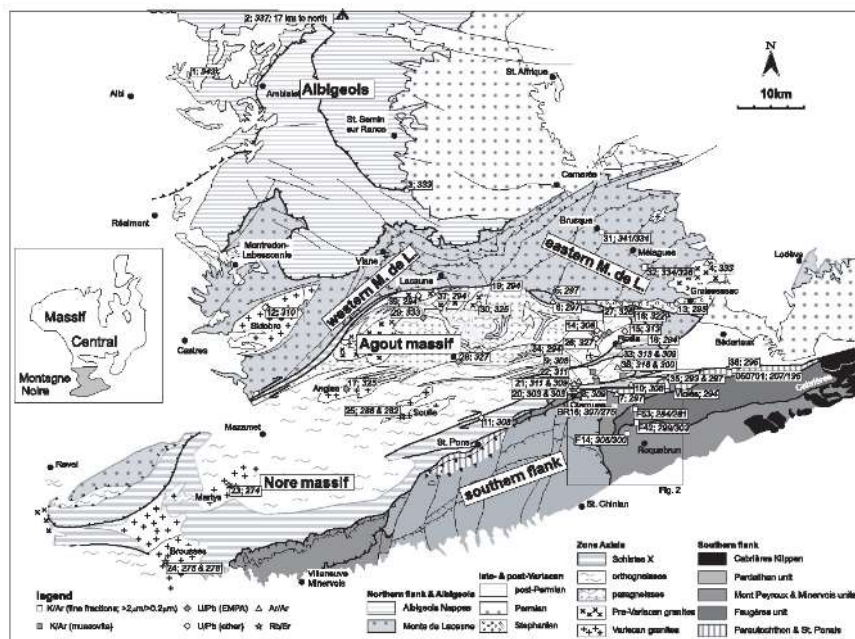


Fig. 1. Geological map of the Montagne Noire (modified after Guérangé-Lozes & Burg, 1990; Demange *et al.*, 1995; Alabouvette *et al.*, 2003). Details of geochronology sample sites shown are listed in Table S1. Inset shows the location of Fig. 2.

the F_2 axes. Instead of separating two distinct deformation events, Franke *et al.* (2011) related these structures to a single complex deformation event, characterized by largely synchronous extension in ENE and contraction in NNW. The following deformation developed smaller scale folds and shear zones (see Soula *et al.*, 2001 and references therein), and the end of the evolution is characterized by extension (Van Den Driessche & Brun, 1992).

Metamorphism

Both the Zone Axiale and the surrounding Schistes X underwent polyphase Variscan metamorphism, with a clockwise P - T - t path (Soula *et al.*, 2001). A moderate pressure M_1 metamorphism is related to Variscan nappe stacking (Bard & Rambeloson, 1973; Thompson & Bard, 1982). In the dome, most authors describe the M_1 assemblage only as relicts overprinted by a low- P /high- T event M_2 (Thompson & Bard, 1982; Ourzik *et al.*, 1991; Demange, 1998; Soula *et al.*, 2001). This interpretation is supported by a radiometric age for M_2 of 308 Ma (monazite, U-Pb, TIMS) in a paragneiss from north of St. Pons (Gebauer *et al.*, 1988; Fig. 1), which demonstrates

that the southern margin of the gneiss dome was affected by the low- P /high- T M_2 event.

At a regional scale, the metamorphic grade decreases away from the Zone Axiale and reaches the biotite isograd in the so-called 'Parautochthon', the structurally deepest unit of the southern hangingwall (e.g. Alabouvette *et al.*, 2003; Fig. 1). The condensed metamorphic profile on the southern margin of the Zone Axiale with only 1.5 km distance from migmatitic gneisses of the Caroux subdome into very low-grade metamorphic sedimentary rocks of the hangingwall is due to intense shearing and extensional faulting (e.g. Echtler & Malavielle, 1990; Franke *et al.*, 2011).

Magmatism and migmatization

The M_2 high- T metamorphism is accompanied by granitic magmatism and migmatization in large parts of the gneiss dome (Soula *et al.*, 2001). Migmatization and magmatism occurred over a period of time, presumably in several pulses: an older pulse commenced at *c.* 330 Ma, possibly earlier: Faure *et al.* (2010) dated several migmatites (U-Th-Pb, monazite, EMPA) in the Zone Axiale at 327 ± 7 Ma (Salvetat),

322 ± 7 Ma (Espinouse) and 326 ± 4 Ma (Col de l'Ourtigas; Fig. 1). Synchronous magmatism is indicated by several monazite ages from granites and granodiorites (U–Th–Pb, EMPA; Faure *et al.*, 2010) in the Agout massif (see Fig. 1 for localities and Table S1), ranging between 333 ± 6 and 320 ± 3 Ma and an age of 327 ± 4 Ma from the Vialais granite (U–Pb, monazite and zircon, TIMS; Matte *et al.*, 1998).

A younger magmatic event is documented by an age of 313 ± 1 Ma for a syntectonic meta-aplitic dyke in the Caroux dome (U–Pb, monazite, TIMS; Franke *et al.*, 2011), and by the intrusion age of the Roc Noir granite in the eastern Espinouse dome at *c.* 308 Ma (U–Pb, monazite, TIMS; Krause *et al.*, 2004). Migmatites east of the Vialais granite yielded an age of *c.* 313 Ma (U–Pb, monazite, TIMS; Krause *et al.*, 2004).

Poilvet *et al.* (2011) dated the Montalet granite in the northernmost Zone Axiale (Fig. 1) at 294 ± 3 Ma (U–Pb, zircon, LA-ICPMS), demonstrating a time overlap between granite magmatism and Stephanian/Permian basin formation. This age is consistent with K–Ar (muscovite) ages from pegmatites, granites and migmatitic orthogneisses in the eastern part of the gneiss dome that range from *c.* 306 to 290 Ma, interpreted to closely post-date crystallization (Franke *et al.*, 2011). More data would be required to resolve whether the younger magmatic event occurred as separate pulses (i.e. between 314 and 306 Ma and *c.* 300 Ma), or was more or less continuous.

Geology of the northern hangingwall: the Monts de Lacaune

The Monts de Lacaune represent the southernmost tectonic unit of the 'Albigeois Nappe Pile', where southward thrusting and nappe emplacement reflect the southward progression of the Variscan orogeny between *c.* 350 Ma (northernmost Albigeois Nappe Pile; Maluski & Monie, 1988) and *c.* 335 Ma (southeastern Monts de Lacaune; Costa, 1990; Doublier *et al.*, 2006; Table S1).

As opposed to their lithostratigraphic similarity (Demange *et al.*, 1995; Guérangé-Lozes & Alabouvette, 1999), the eastern and western parts of the Monts de Lacaune have a different structural and metamorphic record (Fig. 1): the eastern part is characterized by large-scale NE-trending syn- and anti-forms, separated by minor thrusts (Fig. 1). The rocks are generally of very low metamorphic grade. The structure, internal NE-trending metamorphic zonation, a medium-*P* thermal gradient and K–Ar ages between 342 and 353 Ma on fine fractions indicate Variscan nappe stacking (*M₁/D₁*) in this external part of the orogen (Girardet, 1974; Donnot & Guérangé, 1978; Costa, 1990; Guérangé-Lozes & Burg, 1990; Doublier *et al.*, 2006), and no structural or metamorphic imprint imposed by the adjacent Zone Axiale has been detected (e.g. Doublier *et al.*, 2006).

The structure of the western Monts de Lacaune is less continuous, as the unit is composed of several thrust slices. Its central and southern parts experienced low-*P* metamorphism, which increases in grade towards the south and reaches sillimanite grade in the proximity of the Zone Axiale (Demange, 1995; Alabouvette *et al.*, 2003). The metamorphic isograds generally follow the contours of the dome, but are offset along faults that bound the tectonic units (Donnot & Guérangé, 1978; Demange *et al.*, 1995). The low-*P* character of metamorphism, the southward-increasing metamorphic grade, the high-grade metamorphic peak conditions and the orientation of the isograds subparallel to the dome contours suggest a younger low-*P* metamorphism *M₂*, essentially related to the exhumation of the Zone Axiale.

Geology of the southern hangingwall

The southern hangingwall of the Montagne Noire consists of a pile of recumbent fold units (the former 'nappes'; e.g. Arthaud, 1970) of Cambrian to Carboniferous age, where predominately the inverted limbs are preserved (e.g. Arthaud, 1970; Engel *et al.*, 1981). The units are from top to bottom (e.g. Arthaud, 1970; Fig. 1): Pardailhan, Minervois, Mont Peyroux and Faugères units. They are separated from the Schistes X by a narrow belt of the Parautochthon. The studied area (Fig. 1) lies in the Orb valley region in the western part of the Mont Peyroux- and Faugères units.

The lithostratigraphic sequence starts with a monotonous Ordovician clastic sequence (Tremadocian and Arenigian age; e.g. Courtessole *et al.*, 1981), unconformably overlapped by a Devonian carbonate sequence, which extends upwards into the basal Carboniferous (Feist, 1985). The carbonates are overlain by black radiolarian cherts (Tournaisian), grey-green cherts and shales with limestone turbidites ('Calcaires à colonnes'; early to mid-Viséan), a debris flow member ('schistes troués') and a thick sequence of synorogenic deep-water clastic sedimentary rocks ('flysch') of late-Viséan to Namurian A age (Engel *et al.*, 1981; Feist & Galter, 1985).

Mont Peyroux unit

The Mont Peyroux unit represents a large ESE-facing recumbent (*D₁*) fold, which has later been refolded by *D₂* (Engel *et al.*, 1978, 1981). It is separated from the overlying Pardailhan unit to the west by the 'queue de cochon' fault, though a narrow appendage north of the Pardailhan unit can be traced several kilometres to the west (Fig. 1). The boundary to the north (Parautochthon) is a steep dextral-normal fault. Non-coaxial dextral shearing at the basal fault of the southern Palaeozoic units is constrained at 297 ± 3 Ma (Ar–Ar, muscovite; Maluski *et al.*, 1991). The boundary against the Faugères unit is a

refolded fault with a top to ENE kinematic sense (Franke *et al.*, 2011). In the southeastern part, the unit contains the olistoliths of the Cabrières Klippen (Engel *et al.*, 1981; Fig. 1).

Faugères unit

The Faugères unit is made of normal and overturned limbs of former D_1 folds. It is bounded to the north (Parautochton) by a steep dextral-normal fault, and to the east, presumably overlain by the Klippen of Cabrières. Towards the west, the unit plunges under the Mont Peyroux unit and has its southernmost exposure in a southward-closing half-window structure around the village of Ceps (Fig. 2).

Structure of the Mont Peyroux and Faugères units

The structural evolution of the Mont Peyroux and Faugères units has been investigated by several workers (see Franke *et al.*, 2011 for an overview). It is

generally agreed that the first deformation event D_1 is due to overall southeastward-directed Variscan nappe stacking. The subsequent evolution, however, is still debated. Here, the four-stage development proposed by Wiederer *et al.* (2002) and Franke *et al.* (2011) is followed:

- 1 D_1 : southeastward-directed thrusting and formation of large recumbent fold structures (the former 'nappes').
- 2 D_2 : exhumation of the gneiss dome.
- 3 D_3 : refolding into ENE-trending upright folds. This D_3 corresponds to D_2 of Burg & Matte (1978) and Engel *et al.* (1978, 1981), and to D_4 of Arthaud (1970).
- 4 Post D_3 : late dextral transtensional faults, NW-trending kinkfolds.

Since the classic work of Gèze *et al.* (1952), the southern flank of the Montagne Noire has served as a prime example for recumbent fold nappes in the Variscan (see also Arthaud, 1970; Burg & Matte,

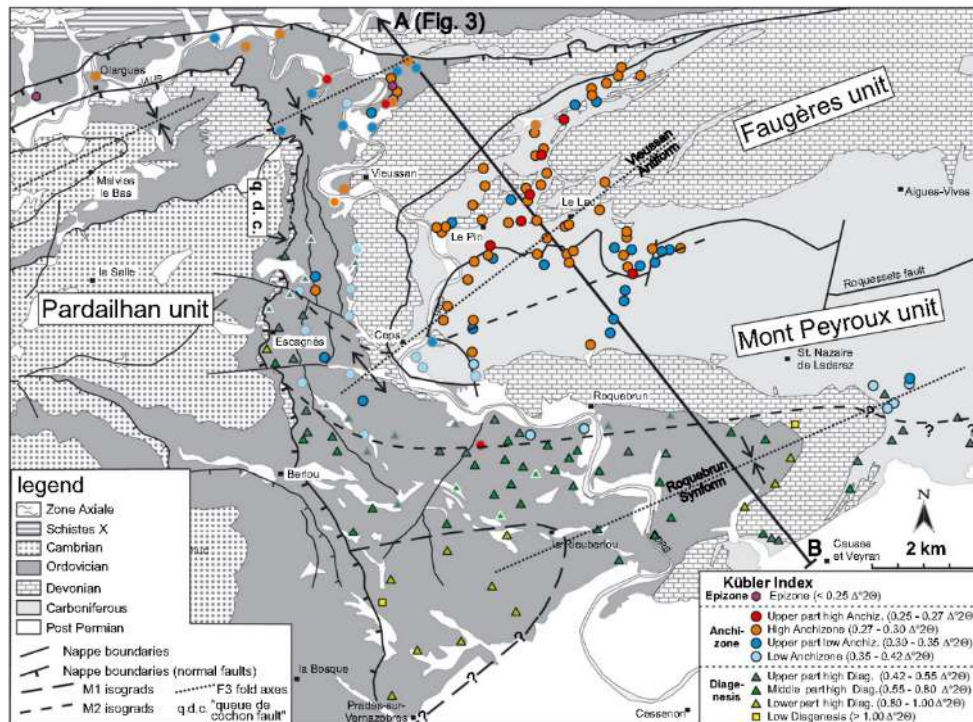


Fig. 2. Geological map of the Orb valley in the southern Palaeozoic units (after Alabouvette *et al.*, 1981). Samples are coded according to their Kübler Index. Samples with a grey outline have been evaluated by multi peak fitting. Samples containing minor amounts of Na/K white mica are shown with white outline (see text for details). Detailed results and sample localities are given in Fig. S1 and Table S2. The locality of the cross-section shown in Fig. 3 is indicated.

1978), with large-scale examples represented by the Mont Peyroux (Engel *et al.*, 1978, 1981) and Pardailhan units (Echtler, 1990). Those large-scale structures are related to a southward Variscan nappe stacking process (D_1), which produced south-facing and -verging, cylindrical folds in this external part of the orogen. However, more recent work has suggested that in the central and northern parts of the southern flank, D_1 -related structures have been pervasively overprinted by D_2 (Franke *et al.*, 2011; see also Mattauer *et al.*, 1996; Aerden, 1998). D_1 is reflected by large-scale overturned areas such as the inverted limb of the Mont Peyroux unit (Fig. 3), and also by smaller scale changes in superordinate younging as observed in the Viséan greywackes (see below). A S_1 spaced cleavage in the Ordovician rocks of the Roquebrun Synform forms the axial-plane cleavage to southeast-facing F_1 folds (Franke *et al.*, 2011). Further to the north, S_1 is completely transposed by a second cleavage (e.g. Mattauer *et al.*, 1996), which

has been termed S_{2a} by Franke *et al.* (2011; Fig. 3). Due to the D_2 overprint, F_1 fold hinges are less frequent than F_2 hinges in the central and northern parts of the study area. They typically can be identified by the S_{2a} slaty cleavage, which forms an angle with the F_1 axial plane.

The penetrative cleavage is S_{2a} . This decreases in intensity from a slaty cleavage in the northern part into a spaced cleavage in the northern limb of the Roquebrun Synform (Arthaud, 1970). It belongs to a second major deformation event D_2 (Mattauer *et al.*, 1996), interpreted to be related to the exhumation of the Zone Axiale (Wiederer *et al.*, 2002; Franke *et al.*, 2011). The S_{2a} cleavage carries a stretching lineation L_{2a} , delineated by elongated diagenetic limestone nodules, which serve as strain markers. Their long (λ) axes trend ENE, and λ/Z aspect ratios are often >5 in the northern part of the units, and decrease to the south. An ENE-stretching is also indicated by tension gashes developed in the clay-rich parts of

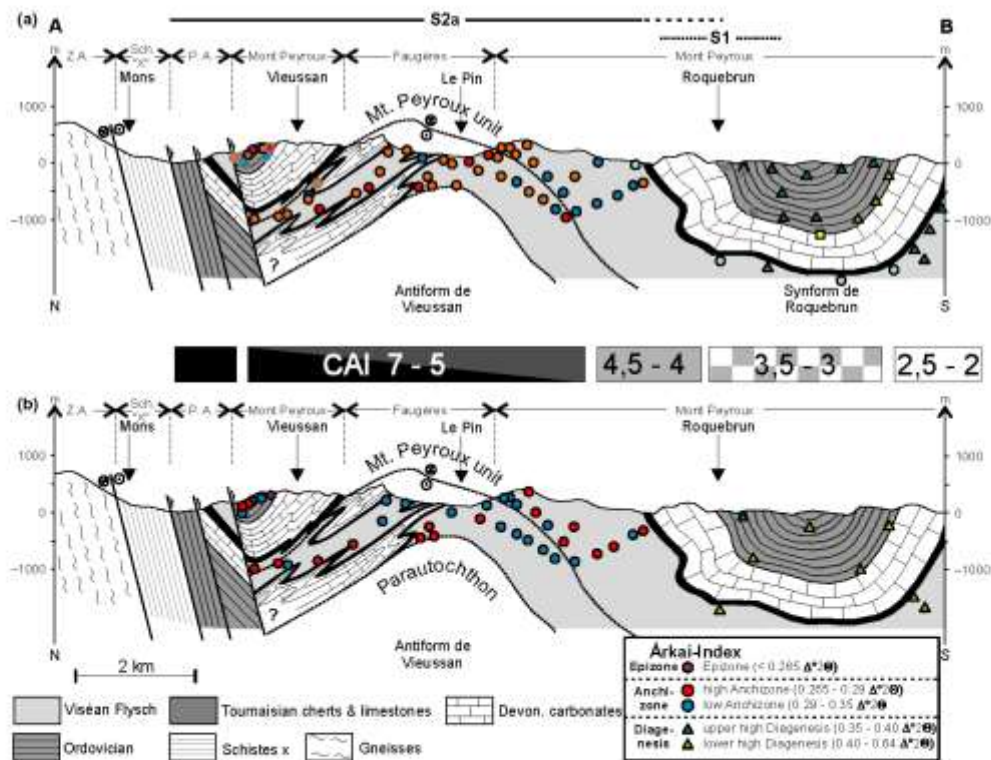


Fig. 3. Geological cross-section through the Mont Peyroux and Faugères units (see Fig. 2 for locality), with (a) Kübler Index and (b) Arkai Index values. The areal distribution of the Arkai Index is shown in Fig. S2. Conodont colour alteration index summarized and tectonic section modified after Wiederer *et al.* (2002).

nodular limestones and slates. In metapelites and clay-rich nodular limestones, S_{2a} planes exhibit a microcrenulation L_{2b} with ENE-trending axes and a related crenulation cleavage S_{2b} , and indicate shortening in NNW. On the basis of the observation, that microcrenulation and stretching lineation show no overprinting relationship, and that the tension gashes locally formed casts of the crenulation, Franke *et al.* (2011; their fig. 14) concluded that extension in ENE and shortening in NNW overlapped in time, and have proposed a composite D_2 deformation event.

S_{2a} forms the axial-plane cleavage to F_2 folds, whose appearance is largely controlled by rheology: in the highly anisotropic rock package of the late Devonian to Mid-Viséan, F_2 folds are tight to near-isoclinal, and the fold axes are often subparallel with the stretching lineation (e.g. Arthaud, 1970; Burg & Matte, 1978; Mattauer *et al.*, 1996). F_2 folds often show opposed younging directions in the hinges (e.g. northern limb antiform Vieussan; Fig. 3) and north-directed facing precludes formation during D_1 . The opposed facing directions are interpreted to have formed by (i) refolding of F_1 folds or (ii) represent the flanks of non-cylindrical folds (Franke *et al.*, 2011).

The importance of D_2 folding can also be demonstrated within the more competent Viséan greywackes in the Fauçères unit, which show shallowly plunging fold axes with a large dispersal on the S_{2a} cleavage planes. The investigation of the stratigraphic polarity in the fold hinges using way-up indicators such as cleavage refraction, graded bedding and Bouma sequences shows that southward (i.e. between 90° and 270°) and northward stratigraphic polarities are present in equal proportions (Fig. 4). About half of the outcrops demonstrate a superordinate younging, whereas $\sim 35\%$ showed inverted bedding. Importantly, the superordinate younging changed with consistent asymmetry of the small-scale folds. These observations are not compatible with a southward nappe transport during D_1 , and respective folds are interpreted to represent non-cylindrical F_2 folds.

All earlier structures are refolded by D_3 , which produced upright, open ENE-trending folds with southwest-plunging axes. The F_3 folds range from map-scale (e.g. Roquebrun Synform) to metre to decimetre scale, and the F_3 fold axes are post-dated by the fault which represents the boundary to the Parautochthon, and also by the basal fault of the overlying Pardailhan unit (Aerden & Malavieille, 1999). NW-trending open chevron and kink folds deform S_{2a} , but have an uncertain age relationship with D_3 (Franke *et al.*, 2011).

Hangingwall-footwall contact zone

The Zone Axiale including the Schistes X is encased by dextral shearzones (e.g. Echtler & Malavieille, 1990; Demange, 1999). The discrete northern boundary is the 'Monts de Lacaune Fault' (e.g. Arthaud,

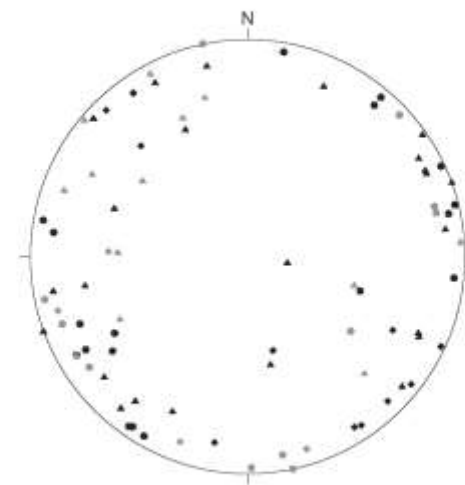


Fig. 4. Dispersal of D_2 fold axes from the Viséan greywackes of the Fauçères unit ($n = 81$; equal area projection, lower hemisphere). Grey symbols – facing direction between 270° and 90° ; black symbols – facing direction between 90° and 270° ; circle – normal bedding; diamond – inverted bedding; triangle – way-up unconstrained.

1970), which splays in its eastern part into a northern ('Graissessac Fault') and southern segment ('Ginestet Fault'; Demange, 1993). It possibly initiated as a thrust fault (Demange, 1993) and was later reactivated by extension (Echtler & Malavieille, 1990; Van Den Driessche & Brun, 1992). The Graissessac Fault acted as a steep dextral-normal fault during formation of the Stephanian Graissessac basin. The same sense of movement has been observed in the underlying Cambro-Ordovician sedimentary rocks, gneisses and shearzones (Echtler & Malavieille, 1990), and dated at 297 ± 3 Ma (samples OS10 and OS11; Ar/Ar on muscovite and biotite; Maluski *et al.*, 1991; Table S1).

The southern boundary of the Zone Axiale is more diffuse, and formed by a ~ 1 km wide corridor, termed 'Transcurrent Wrench Zone' (TWZ; Maluski *et al.*, 1991). It reaches from the outermost part of the orthogneisses in the north to the basal fault of the southern Palaeozoic units. It contains several discrete shear zones, with intercalated mylonitic rock packages. The Pyrenean Mazamet Fault (Gèze, 1949) overprints and presumably reactivates parts of the TWZ (e.g. Demange, 1998).

Hangingwall sedimentary basins

The Stephanian Graissessac basin is a 20 km long, up to 2 km wide E-W-trending half-graben basin in the southeastern Monts de Lacaune. The age of the

oldest sedimentary rocks is Stephanian B (based upon macroflora, Becq-Giraudon, 1973). It is in good accordance with a zircon age of 295.3 ± 4.8 Ma from an ash layer in the basal part of the sequence (U-Pb, SIMS; Bruguier *et al.*, 2005).

The Permian Lodève basin in the northeastern Montagne Noire formed as a half-graben basin, and shows a synclinal structure with an E-W-trending fold axis (Alabouvette *et al.*, 1982).

MATERIAL AND METHODS

X-ray diffraction

Kübler Index

Kübler Index (KI) and Árkai Index (ÁI; Gaggeheim *et al.*, 2002), called illite and chlorite crystallinities in older literature (see Frey, 1987 for a review), were measured on air-dried preparates of <2 μm fine fractions, using a D501 Bruker-AXS (Siemens) diffractometer at the University of Chessen (CuK α radiation at 40 kV and 30 mA; automatic divergence slits, primary and secondary V2 θ , with a secondary graphite monochromator).

The KI was calculated using the software MacDiff 4.2.5 of Dr. R. Petschick (Goethe-University, Frankfurt/Main) and a single peak fitting evaluation (SPF). The KI is defined as the full width at half maximum intensity of the first illite-muscovite basal reflection (001) peak; Kübler, 1964. KI values were calibrated using a correlation with the 'CIS' standard (Warr & Rice, 1994) ($\text{KI}_{\text{CIS}} = 1.1943 \times \text{KI}_{\text{measured}} - 0.0141$), and adjusted to the Kübler scale following the procedure outlined in Doublier *et al.* (2012).

The calibrated and adjusted KI was used to define the limits of metamorphic zones, and the transition values were chosen as follows: KI = 0.25 $\Delta^{\circ}2\theta$ high anchizone boundary, KI = 0.30 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the high to low anchizone boundary, KI = 0.42 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the low anchizone to diagenetic zone boundary and KI = 1.00 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the high to low diagenetic zone boundary (Kübler, 1967, 1968; Kisch *et al.*, 2004). To allow for an easier description and visualization of results, in particular highlighting samples close to metamorphic zone boundaries, in map display, the 'upper part of the high anchizone' (0.25–0.27 $\Delta^{\circ}2\theta$) and the 'upper part of the low anchizone' (0.30–0.35 $\Delta^{\circ}2\theta$) are separated. Furthermore, the high diagenetic zone is subdivided into 'upper part of the high diagenesis' (0.42–0.55 $\Delta^{\circ}2\theta$), 'middle part of the high diagenesis' (0.55–0.80 $\Delta^{\circ}2\theta$) and 'lower part of the high diagenesis' (0.80–1.00 $\Delta^{\circ}2\theta$).

Samples containing paragonite or paragonite and Na/K white mica have been evaluated via multi peak fitting procedure (MPF) using MacDiff 4.2.5 software and a split PearsonVII algorithm (Wang *et al.*, 1995). However, there is no strict guideline, and the proce-

dure involves subjective decisions and assumptions as well as an adjustment to the mineral succession in each sample (e.g. Battaglia *et al.*, 2004). Therefore, the derived KI data commonly have a higher uncertainty as compared to samples free of paragonite and/or Na/K white mica.

Árkai Index

The ÁI (Árkai, 1991) is defined as the full width at half maximum intensity of the (002) peak of chlorite ($\text{ChC}(002)$), and ÁI values were calibrated with the CIS standard of Warr & Rice (1994; $\text{ÁI}_{\text{CIS}} = 1.0581 \text{ChC}_{\text{measured}} + 0.0304$). The boundaries of the metamorphic zones for the ÁI were defined by correlation with the KI at 0.265 $\Delta^{\circ}2\theta$ (epizone to anchizone), 0.29 $\Delta^{\circ}2\theta$ (high to low anchizone) and 0.35 $\Delta^{\circ}2\theta$ (anchizone to diagenesis), in the high diagenetic zone, an 'upper part of the high diagenesis' (0.35–0.40 $\Delta^{\circ}2\theta$) and a 'lower part of the high diagenesis' (0.40–0.64 $\Delta^{\circ}2\theta$) have been separated.

K-white mica *b* cell dimension

Sassi (1972) and Sassi & Scolari (1974) were the first to apply the K-white mica *b* cell dimensions (KWM *b* cell dimension) method as a comparative geobarometer, which allows for characterization of the baric type of metamorphism (review by Kisch *et al.*, 2006). Later, Guidotti & Sassi (1986) inferred metamorphic thermal gradients. The method is based upon two observations (Frey, 1987): (i) with increasing pressure, KWM shows an increasing celadonite content when temperature is held constant (Frost, 1963; Guidotti *et al.*, 1989); (ii) KWM *b* cell dimension and celadonite content show a positive correlation (Guidotti, 1984). The applicability of the method is restricted to suitable bulk compositions and/or mineral assemblages, which include the very common pelite assemblage of Ms, Ab, Qtz if (i) the pelites contain abundant muscovite; (ii) they show at least anchizonal metamorphism (Padan *et al.*, 1982); and (iii) assemblages including carbonates, abundant quartz, paragonite, margarite, pyrophyllite, hematite and magnetite are avoided (Frey, 1987).

The KWM *b* cell dimension was determined for samples free of paragonite and Na/K white mica (Guidotti, 1984) and of at least anchizonal grade (Padan *et al.*, 1982). Guidotti *et al.* (1989) presented linear regression equations, which quantify the changes in the *b* cell dimensions of muscovite $2M_1$ which, in their turn, result from cation substitutions in the interlayer and octahedral sites. This *b* cell dimension value was determined by measurement of the (060) peak of the potassic white mica (Sassi & Scolari, 1974) using the software DIFFRACPlus (Bruker AXS), and confirmed using the cell-refinement program METRIC (Bruker AXS).

Geochronology: analytical procedure for K/Ar dating

From each sample two fine fractions were dated: one $<2 \mu\text{m}$ and a second $<0.2 \mu\text{m}$. The fractions were separated using Auerberg settling and centrifugation methods. The argon isotopic composition was measured in a pyrex glass extraction and purification line coupled to a VG 1200 C noble gas mass spectrometer operating in static mode. The amount of radiogenic ^{40}Ar was determined by the isotope dilution method using a highly enriched ^{39}Ar spike from Schümacher (1975). The spike is calibrated against the biotite standard HD-B1 (Fuhrmann *et al.*, 1987). The age calculations are based on the constants recommended by the IUGS quoted in Steiger & Jäger (1977).

Potassium was determined in duplicate by flame photometry using an Eppendorf Blex 63/61. The samples were dissolved in a mixture of HF and HNO_3 according to the technique of Heinrichs & Herrmann (1990). CsCl and LiCl were added as an ionization buffer and internal standard respectively.

The analytical error for the K/Ar age calculations is given on a 95% confidence level (2 σ). Details of argon and potassium analyses for the laboratory in Göttingen are given in Wenner (1991).

ANALYTICAL RESULTS

Altogether, 197 samples have been analysed. The analytical results (K1, A1, K-white mica *b* cell dimension) are given in Table S2; sample details (locality, tectonic unit, stratigraphic age, rock type) and mineral content are given in Table S3. The samples are mainly composed of quartz, K-white mica, chlorite and albite. In several samples, mixed layer minerals (K-white mica-smectite and chlorite-smectite) or paragonite and/or Na/K white mica occur. Calcite, kaolinite and pyrophyllite are present in few samples.

Kübler Index

The KI values range from the low diagenesis to the epizone (Fig. 2). The KI values for each sample as given in Table S2 represent a mean value of four measurements, derived from two specimens produced per sample, each measured twice. For the whole data set, the KI results are quite consistent. Some 80% of the samples show standard deviations $<4\%$, and only four samples showed a standard deviation $>10\%$. The standard deviation for each sample is given in Table S2. The intra-sample variance has been estimated at 1.29%, based on nine specimens produced from one sample, with each specimen measured twice (Robinson *et al.*, 1990).

In order to show the influence of the MPF for samples containing paragonite and/or Na/K white mica, the KI results for both SPF and MPF are given (Table S2). For the respective samples, all further

presentation/discussion is based on the MPF results only, and the samples are shown with a grey outline in Figs 2 and 3. For samples containing minor amounts of Na/K white mica (Table S3), no reasonable MPF has been possible. As the presence of Na/K white mica leads to a broadening of the 10 Å peak, the KI values of these samples underestimate the metamorphic grade, and respective symbols are shown with a white outline in Figs 2 and 3.

The highest metamorphic grade is shown by two epizonal samples close to the Schistes X (samples 2 and 88; see Fig. S1 for sample locations). In the narrow corridor of Ordovician rocks between the Pardailhan unit to the west and the villages of Vieussan and Ceps to the east, respectively, two different patterns can be observed: close to the boundary with the Pardailhan unit around the village of Escagnes, a cluster of 10 samples shows diagenetic KI values, some of which contain Na/K white mica (samples 15, 24, 25, 118). Further east, high anchizonal values dominate in the Ordovician rocks to the northwest of the village of Ceps and in the Carboniferous rocks to the northeast, and KI values of the low anchizone are exclusively related to samples containing paragonite and/or Na/K white mica (e.g. samples 11, 114, 115, 116 northwest of Ceps).

Within a ~ 1 km wide E-W-trending corridor on the northern limb of the synform de Roquebrun, south of the villages of Roquebrun and St. Nazaire de Ladarz, samples show values of the low anchizone and the upper part of the high diagenetic zone. South of that corridor, samples fall into the high diagenetic zone, with the lowest KI values (lower part of the high diagenesis and low diagenesis) observed in the southwestern part of the Mont Peyroux unit and in the hinge region of the Roquebrun synform close to the Devonian carbonates (Fig. 2).

The northern and central parts of the Faugères unit show dominantly KI values of the high anchizone. All three samples located in the Ceps half-window show low anchizonal values, and southeast of Le Lau, close to the boundary with the Mont Peyroux unit, all samples are of low and high anchizonal metamorphic grade. The highest metamorphic grade in the Faugères unit is shown by four samples with KI values of the upper part of the high anchizone, which are located within the core of the antiform de Ceps-Le Lau (Fig. 3).

Aylai Index

In the Ordovician rocks of the Mont Peyroux unit, the metamorphic pattern revealed by AI is very similar to the KI (Figs 3 & S2). In the northern part, high anchizonal values prevail, with 5 of 18 samples reaching the epizone. The boundary between anchizone and diagenetic zone is located south of Roquebrun, within the northern limb of the synform de Roquebrun.

The Carboniferous of the Mont Peyroux unit shows diagenetic AI values south of St. Nazaire de Ladarez, while further north anchizonal values occur but with no systematic variation across the area. Within the Faugères unit, high anchizonal values prevail in the northeastern part. Around Le Pin and in a small area southeast of Le Lau, AI values are in the low anchizone. The lowest metamorphic grade is shown in the Ceps half window by one sample (upper part of the high diagenetic zone; Fig. S2).

K-white mica *b* cell dimension

Eighty-six samples have been analysed for the K-white mica *b* cell dimension, and the results are listed in Table S2. Following the Sassi & Scolari (1974) method, samples from both the western Mont Peyroux and Faugères units show similar KWM *b* cell dimensions, and the mean values of both units overlap within error: in the Mont Peyroux unit 37 of 43 samples range between 8,990 and 9,010 Å. The mean of all samples is 8,998 Å (Fig. 5a), with a standard deviation of 0,008 Å. For the Faugères unit, 27 of 42 samples range between 9,000 and 9,01 Å. The mean of all samples is 9,007 Å, with a standard deviation of 0,007 Å. Hence, for both units, the results are consistent, with the vast majority of samples plotting in a small range of values between 8,99 and 9,01 Å. The values derived from the METRIC cell refining software are very similar (Fig. 5b) and confirm those obtained by the method of Sassi & Scolari (1974).

K–Ar geochronology

K–Ar ages have been determined on <2 and <0.2 μm fractions from four samples of the Mt Peyroux and Faugères units that have high anchizonal KI values, and one sample from the Parautochthon (Table 1). The <2 μm fractions of samples BR16 and F14 from the Mont Peyroux unit yielded very similar ages at 307.2 ± 8.8 and 305.3 ± 6.2 Ma respectively. The 0.2 μm fraction of F14, located east of Ceps (Fig. S1), has a slightly younger age of 300.4 ± 6.4 Ma, but matches the former ages within error. The <0.2 μm fraction of BR16 from the northern part of the unit at 274.7 ± 5.7 Ma is significantly younger.

In the Faugères unit, sample F42, located south of Le Lau, yielded ages of 298.6 ± 6.2 Ma (<2 μm fraction) and 302.8 ± 6.4 Ma (<0.2 μm fraction) respectively. Sample F53 from the northern part of the same unit gave significantly younger ages with 284.3 ± 5.8 Ma (<2 μm fraction) and 280.6 ± 5.9 Ma (<0.2 μm fraction). Sample 050701 from the Parautochthon (location in Fig. 1) yielded Mesozoic ages with 206.8 ± 4.8 Ma (<2 μm fraction) and 194.8 ± 4.5 Ma (<0.2 μm fraction).

A pegmatite dyke from the Ordovician rocks of the Parautochthon close to the village of Violès south of Lamalou (sample courtesy of W. Franke), which

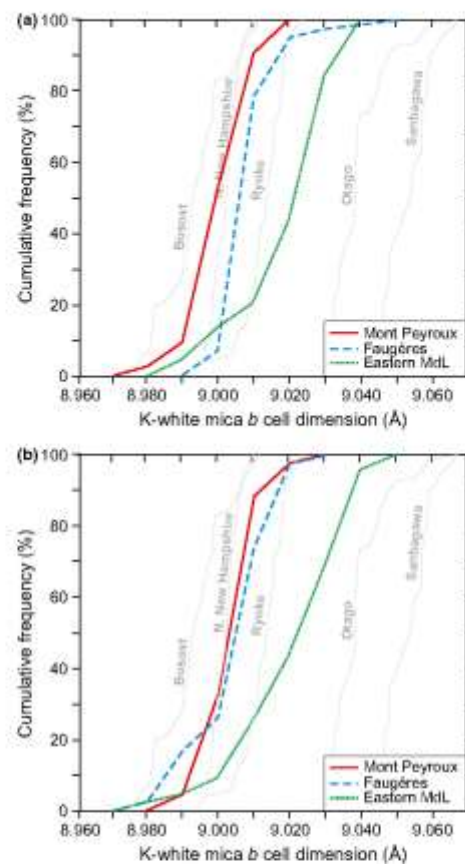


Fig. 5. Cumulative plots of K-white mica *b* cell dimensions (Å) from the Mont Peyroux and Faugères units indicating the metamorphic facies series: (a) values obtained by Sassi's method; (b) values obtained using the METRIC cell-refinement software (see text). The grey lines represent the reference data set from Sassi (1972) and Sassi & Scolari (1974).

dips steeply south-southwest and post-dates the ductile deformation, yielded a K–Ar age of 280.8 ± 5.8 Ma (muscovite; Table 1).

DISCUSSION

Tectono-metamorphic evolution of the southern hangingwall units

Metamorphic pattern

Within the study area, both KI (Figs 2 & 3) and AI (Figs 3 & S2) reveal an overall grade decrease towards the south from the epizone to the low diage-

Table 1. K/Ar results.

Ar-isotopic abundance		Spike-isotopic comp.		Decay constants [1/a]		Potassium	
⁴⁰ Ar: 99.6000%		⁴⁰ Ar: 0.009999%		la:	5.810E-11	⁴⁰ K: 0.011670%	
³⁹ Ar: 0.0630%		³⁹ Ar: 99.669%		lb:	4.962E-10	K ₂ O/K: 0.8302	
³⁶ Ar: 0.3379%		³⁶ Ar: 0.000999%		l tot:	5.543E-10	Atomic weight (g.mol ⁻¹):	
Standard temperature pressure (STP)				Molar volume		tot Ar:	
0 °C; 760 mmHg				(ml)		⁴⁰ Ar: 39.9477	
Normal atmosphere (DIN 1343)				(ml)		⁴⁰ Ar: 39.9624	
273.15 K; 1013.25 mbar						tot K: 39.1027	
Sample	Spike (No.)	K ₂ O (Wt. %)	⁴⁰ Ar* (ml/g STP)	⁴⁰ Ar* (%)	Age (Ma)	2σ-Error (Ma)	2σ-Error (%)
F-42 <2 μm	3357	5.87	61.48	97.85	298.5	6.2	2.1
F-42 <0.2 μm	3358	5.84	62.09	98.60	302.8	6.4	2.1
BR 16 <2 μm	3362	4.86	52.49	95.47	307.2	8.8	2.9
BR 16 <0.2 μm	3361	4.96	47.47	96.02	274.7	5.7	2.1
F 14 <2 μm	3576	5.59	59.98	98.98	305.3	6.2	2.0
F 14 <0.2 μm	3576	5.63	59.34	98.96	300.4	6.4	2.1
F 53 <2 μm	3568	6.63	65.85	98.66	284.3	5.8	2.0
F 53 <0.2 μm	3567	6.35	62.18	98.80	280.6	5.9	2.1
050701 <2 μm	3564	4.28	30.25	86.13	208.8	4.8	2.2
050701 <0.2 μm	3563	4.44	28.30	85.75	194.8	4.5	2.3
Vièzes muscovite	4397	9.66	94.66	98.65	280.8	5.8	2.1

netic zone. These findings are in good agreement with coadonant alteration index (CAI; Fig. 3) data from the Devonian carbonates in the Orb valley and further to the east (Wiederer *et al.*, 2002), and an illite crystallinity study in the Carboniferous flysch of the eastern Mont Peyroux and Fauçères units (Engel *et al.*, 1981).

In the Ordovician rocks of the Mont Peyroux unit in the Orb valley north of Vièssan, the KI values range from low anchizone to epizone. Here, the majority of samples contain paragonite and/or Na:K white mica and has been evaluated by a MPF procedure. This procedure generally leads to smaller KI values (i.e. higher metamorphic grades) as compared to a SPF procedure, and for most samples, the respective difference increases with KI (Fig. 6). However, it is striking that all but one of the samples free of paragonite show values of the high anchizone and epizone, and that low anchizone values are derived from samples evaluated by MPF. Comparison with CAI data (CAI 5 & 5.5; Wiederer *et al.*, 2002) suggests that the high anchi- to epizonal grade is representative of the area, and that the MPF procedure – although it leads to a significant reduction in the KI values – tends to underestimate the metamorphic grade, and so does not pick up the metamorphic zonation. This underpins the influence of paragonite and/or Na:K white mica on the KI (e.g. Frey, 1987; Battaglia *et al.*, 2004), and also suggests that samples, where no reasonable MPF has been possible (white outline in Figs 2 & 3), represent a minimum estimate

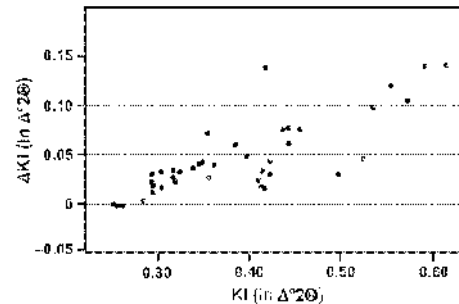


Fig. 6. Diagram demonstrating the effect of evaluation via the multi peak fitting procedure ($\Delta KI = KI_{SPF} - KI_{MPF}$) on the KI (s.p.f. in Δ^{20}).

of the metamorphic grade only. This interpretation is supported by the AI of respective samples, which indicates metamorphic conditions of high anchi- to epizonal grade from south of Vièssan northwards. In lithologies where KI is influenced by paragonite and/or Na:K white mica content, AI is of particular value as an additional metamorphic parameter.

Within the southward-decreasing metamorphic grade, an 'out of sequence' low, with diagenetic KI values around the village of Escagnes, is interpreted to reflect alteration in proximity to the 'queue de cochon' fault, because similar low grades have been

observed on the western side of the fault within the Pardailhan unit (Doublie, 2007).

Another area with unusually high KI values (i.e. low metamorphic grade) is located at the Roquebrun synform hinge region close to the Devonian carbonates (Fig. 2). Samples adjacent to the east and west, as well as CAI data from the Devonian limestones, demonstrate these samples as unrepresentative of metamorphic conditions, and hence they are not considered further.

The boundary between high and low anchizone is situated around the village of Ceps and trends about N75E, but is less well constrained in the western Fauères unit (Fig. 2). In the traverse north of Roquebrun, low anchizone rocks prevail in the Mont Peyroux unit and high anchizone rocks in the Fauères unit, conformable with a post-metamorphic character of the Mt. Peyroux/Fauères boundary fault (Franke *et al.*, 2011). A ~1 km wide corridor south of Roquebrun exhibits KI values of the low anchizone and the upper part of the high diagenetic zone, and marks the anchizone-diagenetic zone transition. The zone boundary trends about N80E at an angle with the D₃ axial plane, and changes into a north-westerly trend in its westernmost segment close to the 'queue de cochon' fault. The change in trend is caused by D₃, which refolds all earlier structures. The refolding is not obvious in the Ordovician rocks of the northern Mont Peyroux unit, mainly because the metamorphic pattern is disturbed by paragonite and/or Na/K white mica-bearing samples, and the onlap of the overlying Pardailhan unit. The refolding is evident in the Fauères unit, where the highest metamorphic grades are essentially observed in the core of the Da Vioussan antiform (KI and AI; Fig. 3), which exposes the deepest structural level. In the Fauères unit, the metamorphic grade decreases up-section and towards the south.

In the northern and central parts of the area, the metamorphic grade varies with the intensity of the D₂ deformation, and anchi- and epizonal grades generally correlate with the areal extent of the S_{2a} cleavage (Franke *et al.*, 2011; see also Arthaud, 1970). The anchizone/diagenetic zone boundary coincides with the southward loss of the S_{2a} cleavage and related D₂ structures. Both this boundary and the high to low anchizone boundary cut the overturned limb of the recumbent Mont Peyroux unit fold (D₁), and have been oriented roughly parallel to the contours of the Zone Axiale prior to D₃. The observed pattern in this part of the study area cannot be attributed to M₁ metamorphism related to nappe stacking, but instead is more likely to represent a M₂ metamorphism linked to the D₂ deformation and essentially controlled by structural and thermal imprint of the Zone Axiale to the north. The same relationship between M₂ zonation and the D₁ recumbent fold has been suggested by CAI (Wiederer *et al.*, 2002), and illite crystallinity data further to the east (Engel *et al.*, 1981).

The areal extent and preservation of M₁ domains are not easy to estimate: the lowest metamorphic grade of the entire area is observed in the core of the Roquebrun Synform. The area defined by the respective samples which show KI values of the lower part of the high diagenetic zone (white triangles; Fig. 2) and the low diagenetic zone opens towards the southwest and resembles the synform geometry, whereas onlapping post-Permian sedimentary rocks prevent mapping out the pattern in the southern part with certainty. Nevertheless, the metamorphic zone boundary is oriented roughly parallel to the lithological contacts, conformable with a sub-horizontal or shallow-dipping orientation prior to D₃. This spatial orientation of the metamorphic zone boundaries is different from the M₂ pattern described above and conformable with nappe stacking-related metamorphism: M₁, where the metamorphic grade decreases roughly from bottom to top of a large recumbent fold as represented by the Mont Peyroux unit. Accordingly, the boundary of the M₁ domain is presumably situated within the northern limb of the Roquebrun Synform, which is in good agreement with the observation that south-verging D₁ folds are dominant in that area (Franke *et al.*, 2011). In each case, the diagenetic zone represents maximum M₁ peak conditions within the Ordovician rocks of the inverted limb of the Mont Peyroux unit, and hence constrains the crustal level of these rocks prior to M₂/D₂.

Metamorphic facies series

K-white mica *b* cell dimensions for both units overlap within error (i.e. 9.998 ± 0.008 Å in the Mont Peyroux unit v. 9.007 ± 0.007 Å in the Fauères unit; Sassi method; Fig. 5a) and suggest conditions at the transition between low and medium-*P* metamorphic facies series (low-*P*/medium-*P* in the following), which corresponds to a value of 9.000 Å (Guidotti & Sassi, 1986; Fig. 5).

The M₂ pressure facies is different from the medium-*P* metamorphism observed during M₁ in the eastern Monts de Lacagne (*b* cell dimensions ~ 9.020 Å; Doublie *et al.*, 2006; Fig. 5).

Timing of events in the Fauères and Mont Peyroux units (southern hangingwall)

The D₁ deformation in the Fauères and Mont Peyroux units is biostratigraphically constrained by the youngest synorogenic sedimentary rocks, which post-date the Namurian A (Feist & Galtier, 1985) corresponding to an age younger than 330.9 Ma (Viséan/Namurian boundary; Gradstein *et al.*, 2012). The age of D₂/M₂ is constrained by five K–Ar ages on cleavage fine fractions from the northern Fauères and Mont Peyroux units, which range between 307.2 ± 8.8 and 298.6 ± 6.2 Ma and largely overlap between c. 309 and 300 Ma. We interpret these ages

to date the D_2 deformation and S_{2a} cleavage formation during peak M_2 conditions, which is in good agreement with similar ages from the northern Pardailhan and Minervois units further to the east (Doublier, 2007). M_2 seems to outlast D_2 as D_3 folds become tighter towards the north. Hence D_3 deformation intensity reflects M_2 zonation (e.g. Aerden & Malavieille, 1999; Franke *et al.*, 2011). The boundary fault with the Parautochthon, dated at 297 ± 3 Ma (Ar–Ar, muscovite; Maluski *et al.*, 1991), truncates the F_3 fold axes.

The ages of both the $<2 \mu\text{m}$ and $<0.2 \mu\text{m}$ fractions from sample F-53 from the Fauères unit (c. 284–280 Ma, Table 1) appear too young to be related to anchi- to epizonal fabric development in the nappes, as they fall into the time of Permian basin formation. Instead, these ages might reflect the thermal influence of a potential hidden pluton at depth. Stephanian to Permian magmatism and thermal activity is demonstrated by (i) thermal domes within the Stephanian Graissessac basin (Becq-Giraudon & Gonzalez, 1986; ‘ M_1 ’ metamorphism of Doublier *et al.*, 2006); (ii) the pegmatite dyke from Violès which intruded the Parautochthon at c. 280 Ma (this work); and (iii) several Rb–Sr muscovite and biotite ages from the

Martys, Brousses and Soulié plutons in the Zone Axiale (Hamet & Allègre, 1976; Figs 1 & 7). An alternative explanation for the relatively young age of the fine fractions would be alteration due to weathering. Sample 050701 from the Parautochthon yielded Mesozoic ages, which is best explained by a later overprint and/or fluid flow along the Tertiary Mazamet Fault.

In summary, our findings combined with data from the literature demonstrate that the Fauères unit and at least the northern and central parts of the western Mont Peyroux unit have been pervasively affected by a tectono-metamorphic event D_2/M_2 . This event has overprinted the nappe stacking-related D_1/M_1 event, and can be distinguished from the latter by the type of metamorphism (low- P /medium- P v. medium- P), the metamorphic pattern (M_2 isograds crosscut D_1 recumbent folds), the timing (it post-dates D_1 nappe stacking by >20 Ma) and the structural inventory. Apparently, D_1/M_1 as the pervasive tectonometamorphic event is only preserved in the southwestern Mont Peyroux unit. In these hangingwall units, both the deformation intensity and the metamorphic imprint of D_2/M_2 decrease away from the Zone Axiale and up-section. The respective indicators such as the orientation of

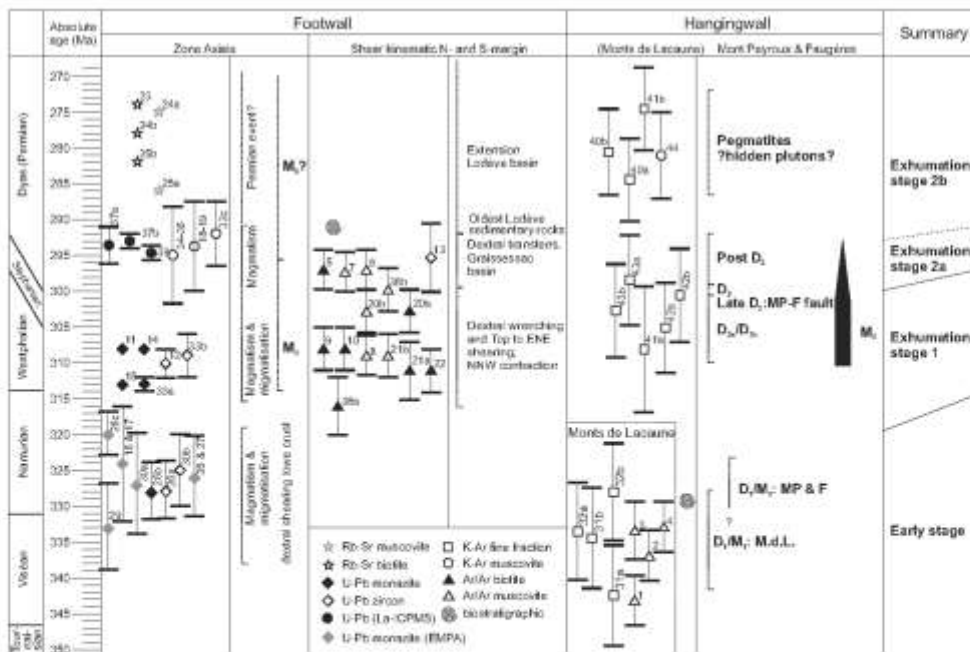


Fig. 7. Interpretative compilation of tectono-metamorphic events in the Montagne Noire. See text for explanation. Details on the geochronology data are given in Tables 1 and S1. See Fig. 1 for sample localities.

metamorphic zone boundaries and the S_{2a} cleavage front parallel to the dome contours prior to refolding by D_3 indicate that D_2/M_2 is related to and controlled by the exhumation of the Zone Axiale.

Dome hangingwall interaction

The age measured for D_2/M_2 in the western Mont Peyroux and Fangores units largely resembles that from the TWZ to the north of the units, where Maluski *et al.* (1991) obtained Ar–Ar ages from synkinematic sheet silicates of between 311 ± 4 and 303 ± 3 Ma (see Table S1 for details), interpreted to reflect the syn-metamorphic dextral shearing during exhumation. Furthermore, the ages overlap with a period of granitic magmatism and migmatization in the Zone Axiale between c. 314 and 306 Ma (e.g. Krause *et al.*, 2004; Franke *et al.*, 2011) and with the related M_2 metamorphism dated at c. 308 Ma (Gebauer *et al.*, 1988; Fig. 7). Hence, the shear kinematics which accompanied the uplift of the dome (Maluski *et al.*, 1991) and localized within the crustal level which mediates between footwall and hangingwall (i.e. the TWZ) was largely synchronous with a peak in thermal activity expressed by and related to migmatization and intrusion of melts within the dome, and also with the peak of M_2 metamorphism in the hangingwall.

Furthermore, the low- P /medium- P pressure facies recorded during M_2 in the southern hangingwall resembles that from the gneiss dome, where M_2 is described as a widespread low- P /high- T event (Thompson & Bard, 1982; Guzik *et al.*, 1991; Demange, 1998; Soula *et al.*, 2001).

These observations confirm our interpretation that the M_2 metamorphism of the Palaeozoic sedimentary rocks is caused by the thermal influence of the Zone Axiale, during its rise through the upper crust. The uplift process is accompanied by the granite magmatism and migmatization, which provide an ongoing heat source. The M_2 metamorphism is not static in the hangingwall, but is synchronous with and linked to a complex deformation event D_2 , suggesting a fair degree of kinematic coherency between hangingwall and footwall during the rise of the dome through the upper crust.

Implications for gneiss dome evolution

A comprehensive discussion of the tectonic models for the Montagne Noire gneiss dome is beyond the aim of this paper, and the reader is referred to the articles of Franke *et al.* (2011), Charles *et al.* (2009) and Soula *et al.* (2001). Nevertheless, our findings provide new geochronological constraints on the ascent of the gneiss dome into the upper crust.

1 Between 310 and 300 Ma, the rising Zone Axiale caused a thermal (M_2) and structural (D_2) imprint in its southern hangingwall. Prior to that, respec-

tive units underwent sub-anchizone M_1 metamorphism, constraining their crustal depth to not more than 7–8 km, possibly less.

- 2 At least at some stage during this time span, the hangingwall rocks record contractional deformation, indicated by the large D_2 syn- and antiform structures which refold M_2 isograds and D_2 structures, and the S_{2b} crenulation lineation imposed on the S_{2a} cleavage planes.
- 3 D_2/M_2 in the southern hangingwall pre-dates Stephanian and Permian Basin formation along the northeastern side of the gneiss dome.

Regional integration

Integration of our data with the regional context allows three stages in the evolution of the Montagne Noire to be distinguished:

- 1 Early stage – pre-exhumation nappe tectonics: In this stage, between c. 350 and <330 Ma, the external zone of the Massif Central underwent formation of a foreland fold- and thrust belt and syntectonic sedimentation during the southward propagating Variscan orogeny (e.g. Engel *et al.*, 1981; Costa, 1990; Guiraud-Lozes & Burg, 1990; Doublier *et al.*, 2006). In the Montagne Noire, this process overlapped in time at least from c. 235 Ma onwards with the migmatization, anatexis and intrusion of melts into the crystalline rocks now exposed within the gneiss dome (Matte *et al.*, 1998; Faure *et al.*, 2010). This tectonic and magmatic activity has been linked to a major dextral shear zone in the foreland of the orogen (Arthaud & Matte, 1977; Franke *et al.*, 2011).
- 2 Exhumation stage 1 – exhumation into the upper crust: During this stage, the migmatites, gneisses and granites rise into the upper crust. An Ar–Ar age on biotite of 316 ± 4 Ma from the eastern Caroux dome (Maluski *et al.*, 1991) may represent the oldest geochronological evidence of the exhumation. The process is accompanied by migmatization, granite intrusion and low- P metamorphism in the Zone Axiale, intense shearing along dextral wrench faults which encase the dome structure (TWZ; Maluski *et al.*, 1991) and a pervasive deformation event synchronous with low- P /medium- P peak metamorphism in the hangingwall rocks of the southern flank described above. All these processes largely overlap in time between c. 314 and 200 Ma. During this stage of evolution, the Zone Axiale became dome-shaped, where the prominent stretching lineation, X -axes of the finite strain ellipsoid, shear sense indicators and AMS lineations are generally oriented subparallel to the long axes of the dome (in a descriptive sense an ‘a-type’ dome after Jolivet *et al.*, 2004), and related structures are well documented in the southern Espino-

use dome and the Caroux dome (e.g. Van Den Driessche & Brun, 1992; Aerdén, 1998; Matić *et al.*, 1998; Soula *et al.*, 2001). The strict parallelism of the structural fabric elements across the different crustal levels (southern hangingwall sedimentary rocks and Zone Axiale; Marriner *et al.*, 1996; Franke *et al.*, 2011), as well as the synchrony of the emplacement-related deformation and metamorphism (Gebauer *et al.*, 1988; Maluski *et al.*, 1991; this work) are conformable with the idea that all crustal levels formed a coherent structural domain at some point in time during that stage (i.e. Franke *et al.*, 2011). During this stage, the rise of the gneiss dome into the upper crust is facilitated by a set of sigmoidal shear zones (Echtler, 1990; Echtler & Malavieille, 1990) arranged in a dextral pull-apart-like geometry. In this model, the dome 'nucleates' at a dilatational jog in the lower to middle crust, a zone of low deviatoric stress, which accommodates magma and facilitates granite emplacement in pull-apart-like settings (e.g. Davies, 1982; Hutton, 1982; Guineberteau *et al.*, 1987). The formation of gneiss domes within settings dominated by wrenching has been observed elsewhere (e.g. Chardon *et al.*, 1999; McFadden *et al.*, 2010; Meyer *et al.*, 2014).

- 3 Exhumation stage 2 – final exhumation: Extension with basin formation along the northern margin of the gneiss dome accompanies the final exhumation of the gneiss dome, and may be subdivided into two sub-stages (stages 2a and 2b in Fig. 7). During the first sub-stage 2a, the Stephanian Graissessac basin forms during dextral transtension along the northeastern margin of the Zone Axiale (Echtler & Malavieille, 1990). Related structures are most obvious along an up to 1 km thick zone along the northern and northeastern margins of the dome, the 'Espinouse Detachment Zone' (Van Den Driessche & Brun, 1992). Here, finite strain ellipsoids and stretching lineations show a northeasterly orientation, and top to NE shearing is obvious in the gneisses, the very low-grade Palaeozoic rocks (Murat Castanet unit) and the basal part of the Stephanian sedimentary rocks (Echtler & Malavieille, 1990; Van Den Driessche & Brun, 1992). Northeastward extensional shearing is also recorded in Ordovician orthogneiss at 294.4 ± 4 Ma (U–Pb on monazite; Pira *et al.*, 2012; Fig. 1; Table S1). During sub-stage 2b, the extension rotated successively into a N–S direction (e.g. Van Den Driessche & Brun, 1992), and the Permian Lodève basin formed as a half-graben. The timing is constrained by the oldest Permian sedimentary rocks of upper Asselian age (c. 291 Ma; Schneider *et al.*, 2006). During the Stephanian–Permian stage, the gneiss dome resembles an asymmetric metamorphic core complex (Van Den Driessche & Brun, 1989, 1992), where exhumation of the high-grade gneisses is facilitated by a 'rolling

hinge detachment' mechanism (i.e. Buck, 1988; Wernicke & Axen, 1988; Brun & Van Den Driessche, 1994; see review in Whitney *et al.*, 2013). Synchronous with basin formation in the hanging-wall, ongoing extension accommodated intrusion of syntectonic granites into the footwall of the detachment, the youngest of which is the Montalet granite (c. 294 ± 1 Ma; U–Pb on monazite and zircon; Poitvet *et al.*, 2011) in close proximity to the present-day margin of the dome.

CONCLUSIONS

A multidisciplinary approach of very low-grade petrology, K–Ar geochronology and field data is used to demonstrate that substantial parts of the Montagne Noire gneiss dome exhumation are recorded within very low-grade metamorphic rocks of the southern hangingwall. The exhumation process is reflected in (i) a metamorphic zonation, with grades decreasing from the anchizone epizone boundary to the diagenetic zone, away from the gneiss dome; (ii) metamorphic thermal gradients at the transition between low-*P* and medium-*P* metamorphic facies series; (iii) the transposition of older, nappe thrusting-related structures through exhumation-related structures, which decrease in intensity away from the gneiss dome margin; and (iv) K–Ar ages which post-date the nappe thrusting by at least 20 Ma. These results constrain the exhumation of the gneiss dome into the upper crust between c. 310 and 300 Ma.

Our data are consistent with regional models suggesting that this stage of exhumation is facilitated by a set of dextral shear zones arranged in a pull-apart-like geometry (Echtler & Malavieille, 1990), which provide an extensional window in an overall contractional stress field (Franke *et al.*, 2011). The K–Ar data suggest that this stage pre-dates the final exhumation, which is accompanied by the formation of hangingwall basins along mainly north- to northeastward-dipping detachments (Van Den Driessche & Brun, 1989, 1992; Brun & Van Den Driessche, 1994).

ACKNOWLEDGEMENTS

We acknowledge funding by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (FR 668/24). We are grateful to Wolfgang Franke for introducing us to the Montagne Noire geology, for continuous support during the project and for kindly providing the Violès pegmatite sample. The manuscript has benefited from comments by R. Gessner and W. Franke. We gratefully acknowledge constructive reviews by P. Rey and D. Robinson.

REFERENCES

- Aerdén, D.G.A.M., 1998. Tectonic evolution of the Montagne Noire and a possible orogenic model for synclinal exhu-

- mation of deep rocks, Variscan belt, France. *Tectonics*, **17**, 62–79.
- Aerden, D.G.A.M. & Makavieille, J., 1999. Origin of a large-scale fold nappes in the Montagne Noire, Variscan belt, France. *Journal of Structural Geology*, **21**, 1321–1333.
- Alabouvette, B., Archaud, F., Bambier, J., Freyret, P. & Paloc, H., 1981. Note explicative, Carte géol. France, feuille St. Chinian (1:50 000). *Éditions de B.R.G.M.*, **1014**, 44.
- Alabouvette, B., Aubagne, M., Bambier, F., Faiss, R. & Paloc, H., 1982. Note explicative, Carte géol. France, feuille Lodève (1:50 000). *Éditions de B.R.G.M.*, **989**, 52.
- Alabouvette, B., Demange, M., Guirange-Lozes, J. & Amberg, P., 2003. Note explicative, Carte géol. France, feuille Montpellier (1:250 000). *Éditions de B.R.G.M.*, **38**, 164.
- Árkai, P., 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 723–734.
- Archaud, F., 1970. Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines Hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et Penninorum de Elgisenza (Sardaigne). Habilitation thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France, 175 pp.
- Archaud, F. & Mittle, P., 1977. Late Palaeozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 1305–1320.
- Archaud, F., Mattauer, M. & Proust, F., 1966. La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne Noire. In: *Engesbacher, Colloque de Neuchâtel 1966* (ed. Schaefer, J.P.), pp. 229–241. Université Neuchâtel, à la Baconnière, Neuchâtel, Switzerland.
- Bard, J.-P. & Bucher-Kasson, B., 1975. Métamorphisme polyfacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse polyphasée hercynienne dans la partie orientale de la Zone Axiale de la Montagne Noire (Massif de Céroux, Sud du Massif Central français). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 579–586.
- Battaglia, S., Leoni, L. & Sartori, P., 2004. The Kübler Index in late diagenetic to low grade metamorphic pelites: a critical comparison of data from 10 Å and 5 Å peaks. *Clays and Clay Minerals*, **52**, 37–105.
- Beaud, J., 1985. Étude structurale de la Zone Axiale orientale de la Montagne Noire (Sud du Massif Central français). Détermination des mécanismes de déformation relation avec les nappes du versant sud. PhD thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France, 183 pp.
- Becc-Giraudon, J.-L., 1993. Étude géologique du bassin tertiaire de Graissessac (Hérault). *Bulletin de B.R.G.M.*, **1**, 151–153.
- Becc-Giraudon, J.-F. & Gonzalez, G., 1986. Maturation de la Matière organique dans le bassin tertiaire de Graissessac (Hérault): liaison entre structure et métamorphisme des charbons; signification régionale. *Géologie de la France*, **3**, 339–344.
- Bruguier, O., Becc-Giraudon, J.-F., Champenois, M., Defoule, E., Ludden, J. & Mongin, D., 2003. Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central. *Chemical Geology*, **204**, 319–336.
- Brun, J.-P. & Van Den Driessche, J., 1994. Extensional graben domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bulletin de la Société de Géologie de France*, **165**, 519–530.
- Bruzel, M., 1974. La phase hercynienne majeure dans le versant nord de la Montagne Noire (Est de Lacaune, Massif Central français). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **278**, 991–994.
- Buck, R.W., 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, **7**, 959–973.
- Bug, J.-P. & Manta, F., 1978. A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **129**, 429–460.
- Chardon, D., Andronico, C.L. & Hollister, L.S., 1999. Large scale transpressive shear zone patterns within magmatic arcs: the coast plutonic complex, British Columbia. *Tectonics*, **18**, 278–292.
- Charles, N., Faure, M. & Chen, Y., 2009. The Montagne Noire migmatitic dome emplacement (French Massif Central): new insights from petrofabric and AMS studies. *Journal of Structural Geology*, **31**, 1423–1440.
- Cocherie, A., Baudin, T., Autran, A., Guerrot, C., Fauning, C.M. & Lamonier, B., 2005. U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early orogenic intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canavieiras Group of the Pyrenees and the Montagne Noire. *Bulletin de la Société de Géologie de France*, **176**, 269–282.
- Costa, S., 1990. De la collision continentale à l'extension tertiaire: 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode 40Ar/39Ar. Unpublished PhD thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France, 441 pp.
- Contessole, R., Nillet, J. & Vizzani, D., 1981. Nouvelles données sur la biostratigraphie d'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. *Mémoires de la Société d'Études Scientifiques de l'Aude*.
- Davies, F.B., 1982. Pan African granite intrusion in response to tectonic volume changes in a ductile shear zone from Northern Saudi Arabia. *Journal of Geology*, **90**, 467–483.
- Debat, P. & Vidal, J.-L., 1981. Essai sur la déformation des orthogneiss (Françaises Pris dans la Montagne Noire Occidentale). *Mémoires de la Société Géologique de France*, **141**, 1–89.
- Demange, M., 1975. Style panique de la zone axiale de la Montagne Noire entre Saint-Fons et Murat-sur-Vienne (Massif central). *Bulletin de B.R.G.M.*, **2**, 91–139.
- Demange, M., 1993. Que signifie la faille des Monts de Lacaune (Montagne Noire, France)? Implications quant au problème de la partie des nappes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **317**, 411–413.
- Demange, M., 1998. Contribution au problème de la formation des dômes de la zone axiale de la Montagne Noire: analyse géométrique des pilonnements superposés dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe. Implications pour tout modèle géodynamique. *Géologie de la France*, **4**, 3–56.
- Demange, M., 1999. Evolution tectonique de la Montagne Noire: un modèle en transpression. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **329**, 823–829.
- Demange, M., Guirange-Lozes, J. & Guirange, B., 1995. Note explicative, Carte géol. France, feuille Lacaune (1:50 000). *Éditions de B.R.G.M.*, **987**, 153.
- Den Tex, F., 1975. Thermally mantled graben domes: the case for convective heat flow in nappes and their pedic erosion basement. In: *Progress in Geodynamics* (eds Borradaile, G.J., Ritzen, A.R., Koudeal, H.E. & Simon, O.J.), pp. 62–79. Royal Netherlands Academy Arts Sciences, Amsterdam.
- Dourmet, M. & Guirange, B., 1978. Le synclinorium de Bracquet. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault) – versant nord de la Montagne Noire. *Bulletin de B.R.G.M.*, **2**, 333–363.
- Doubier, M.P., 2007. Die tektono-metamorphe Entwicklung der sehr niedergradigen paläozoischen Sedimente der Montagne Noire (Südfraukreich). PhD thesis, Goethe University, Frankfurt, Germany, 373 pp.
- Doubier, M.P., Potel, S. & Wettemer, K., 2006. Age and grade of metamorphism in the eastern Monts de Lacaune – impli-

- conditions for the collisional accretion in Variscan orogens (French Massif Central). *Geodinamica Acta*, **19**, 319–402.
- Doublier, M.P., Fotel, S., Franke, W. & Roache, T., 2012. Very low grade metamorphism of Rhenohercynian allochthons (Variscides, Germany): facts and tectonic consequences. *International Journal of Earth Sciences*, **101**, 1229–1252.
- Fabrier, H., 1990. Geometry and kinematics of recumbent folding and low-angle detachment in the Pardailhan nappe (Montagne Noire, Southern French Massif Central). *Tectonophysics*, **177**, 109–125.
- Fabrier, H. & Malavieille, J., 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephanian-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, **177**, 125–138.
- Lugel, W., Feist, R. & Franke, W., 1978. Synorogenic gravitational transport in the Carboniferous of the Montagne Noire (S France). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **129**, 461–472.
- Lugel, W., Feist, R. & Franke, W., 1981. Le carbonifère ante-stephanien de la Montagne Noire: rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bulletin de B.R.G.M.*, **1**, 341–389.
- Lusk, W.G., 1967. Significance of phengitic micas from low grade schists. *American Mineralogist*, **48**, 1357–1373.
- Paure, M. & Costesat, N., 1988. Données cinématiques sur la mise en place du dôme migmatitique carbonifère moyen de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences des Paris*, **307**, 1787–1794.
- Paure, M., Cocherie, A., Be Mezenc, E., Charles, N. & Rossi, P., 2010. Middle Carboniferous crustal melting in the Variscan Belt: new insights from U-Th-Pb_{zircon} monazite and U-Pb zircon ages of the Montagne Noire Axial Zone (southern French Massif Central). *Gondwana Research*, **18**, 655–675.
- Feist, R., 1985. Devonian stratigraphy of the southeastern Montagne Noire (France). *Contributions zum geologischen Wissen*, **75**, 331–352.
- Feist, R. & Galida, J., 1985. Découverte de flores d'âge nubienn probable dans le flysch à olistolites de Cabrières (Hérault). Implications sur la durée de la sédimentation synorogénique dans la Montagne Noire (France méridionale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **300**, 207–212.
- Franke, W., Doublier, M.P., Königshof, P. & Wiedeler, U., 2000. Examination of an anatectic gneiss dome: news from the Montagne Noire (S-France). *Geology 2000 Conference Abstract*, *Terra Nostra*, **1**, 42.
- Franke, W., Doublier, M.P., Klama, K., Fotel, S. & Wamner, K., 2011. Hot metamorphic core complex in a cold foreland. *International Journal of Earth Sciences*, **100**, 753–785.
- Frey, M., 1987. Very low grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: *Low Temperature Metamorphism* (ed. Frey, M.), pp. 9–58. Chapman and Hall, New York, NY.
- Fuhrman, U., Timpoh, H.J. & Hess, J.C., 1987. Examination of some proposed K-Ar Standards: ⁴⁰Ar/³⁹Ar analyses and conventional K-Ar data. *Chemical Geology (Isotope Geochronology Section)*, **66**, 41–51.
- Gebauer, D., Compston, W., Williams, I.S. & Grönerfelder, M., 1988. U-Pb zircon ion-probe dating of augen-gneisses of the Montagne Noire and the significance of the Calcedonien subcycle in the French Massif Central. Abstract, IGCP 235 "Terranes of the Caledonian-Atlantic Paleozoic Orogens" conference, Montpellier, 260 pp.
- Géze, B., 1949. Etude géologique de la Montagne Noire et les Cévennes méridionales. *Mémoires de la Société de Géologie de France*, **62**, 215 pp.
- Géze, B., de Sitter, L.U. & Trümpy, K., 1952. Sur le sens de déversement des nappes de la Montagne Noire. *Bulletin de la Société de Géologie de France*, **7**, 491–535.
- Graustein, F.M., Ogg, J.D. & Hilde, F.J., 2012. On the geological time scale. *New letters on Stratigraphy*, **45**, 171–188.
- Guéragé Lozes, J. & Alabouvette, B., 1999. Note explicative. Carte géologique de France, feuille Saint-Sernin sur Rance (1:50000). *Éditions de B.R.G.M.*, 906, 84.
- Guéragé Lozes, J. & Burg, J.P., 1990. Les nappes varisques du sud-ouest du Massif central (cartes géologiques et structurales à 1:250 000 Montpellier et Aurillac). *Géologie de la France*, **3**, 4, 71–166.
- Guggenheim, S.J., Bain, D.C., Bergaya, F. et al., 2002. Report of the association internationale pour l'étude des argiles (AI-PEA) nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the 'crystallinity index'. *Clays and Clay Minerals*, **50**, 406–409.
- Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In: *Reviews in Mineralogy* (ed. Bailey, S.W.), Vol. 13, pp. 357–468. Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Guidotti, C.V. & Sassi, F.P., 1985. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b₀ data from low grade metapelites. *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*, **153**, 365–380.
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P. & Blauco, J.G., 1989. Compositional controls on the c and b cell dimensions of 2M₁ muscovite. *European Journal of Mineralogy*, **1**, 71–84.
- Guérobereau, B., Bouchaz, J.L. & Vigneresse, J.-L., 1987. The Montagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implications. *Geological Society of America Bulletin*, **99**, 765–770.
- Hamel, J. & Allègre, C.J., 1976. Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France): application of Rb/Sr systematics. *Geological Society of America Bulletin*, **87**, 1429–1442.
- Hainrichs, U. & Herrmann, A., 1990. *Praktikum zur analytischen Geochemie*. Springer, Berlin, 669 pp.
- Hutton, D.H.W., 1982. A tectonic model for the emplacement of the Mary Dome at Crumlin, NW Scotland. *Journal of the Geological Society*, **139**, 615.
- Jolivet, L., Famin, V., Mehl, C. et al., 2004. Progressive strain localisation, boudinage and extensional metamorphic complexes, the Aegean Sea Case. In: *Gneiss Domes and Orogens* (eds Whitney, D.L., Teyssier, C. & Siddoway, C.S.), pp. 185–210. Geological Society of America Special Paper, Boulder, CO.
- Kisch, H.J., Árkai, P. & Brime, C., 2004. On the calibration of the Kübler Index (illite 'crystallinity'). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **84**, 323–331.
- Kisch, H., Sassi, R. & Sassi, F.P., 2006. The b₀ lattice parameter and chemistry of phengites from HP/LT metapelites. *European Journal of Mineralogy*, **18**, 207–222.
- Krause, J., Dörr, W. & Stein, E., 2004. Wenn man es zu genau wissen will... Oder: Wenn die Intrusion nicht zur Kontaktmetamorphose passt... ein Beispiel aus der Montagne Noire. TSK X conference abstract. *Terra Nostra*, **1**, 48.
- Kübler, B., 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Revue Institut de la Française de Pétrele*, **19**, 1095–1112.
- Kübler, B., 1967. La cristallinité/illite: les zones ou à fait supérieures de métamorphisme. In: *États actuels*, Colloque de Neuchâtel 1966 (ed. Schær, J.P.), pp. 105–122. Université Neuchâtel, a la Baconnière, Neuchâtel, Switzerland.
- Kübler, B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. État des progrès réalisés ces derniers années. *Bulletin du Centre de Recherches Pet.*, **2**, 385–397.
- Lauzonier, B. & Murignac, C., 1996. Les effets respectifs de la compression puis de l'extension tardive orogénique lacrymienne dans l'évolution structurale du synclinal de Poiss et de l'antiformal de Caroux (Est de la zone axiale de la Montagne Noire, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **323**, 427–434.
- Lecht, P., Lardoux, J.M., Smithe, D. et al., 1989. Où sont les nappes dans le Massif Central Français? *Bulletin de la Société de Géologie de France*, **8**, 603–618.

- Mahaville, J., 2010. Impact of erosion, sedimentation and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: analog models and case studies. *GSA Today*, **20**, 4–10.
- Maluski, H. & Monie, P., 1989. ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a variscan orthogneiss (Unit, Massif Central, France). *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **73**, 245–261.
- Maluski, H., Coste, S. & Echter, H., 1991. Late Variscan re-timing evolution by thinning of an earlier thickened crust. An Ar-Ar study of the Montagne Noire, southern Massif Central, France. *Lithos*, **26**, 287–304.
- Mattauer, M., Laurent, P. & Philipp, M., 1996. Plissement hercynien syn-sédimentaire post-nappe et étirement subhorizontal dans le versant sud de la Montagne Noire (Sud du Massif Central, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences des Paris*, **322**, 309–315.
- Matre, P., Lancelotti, I. & Mattauer, M., 1998. La zone axiale hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un "metastoréopliu core complex" extensif mais un anticlinal post-nappe à cœur structuré. *Geodinamica Acta*, **11**, 13–22.
- McFadden, R.R., Teysier, C., Siddoway, C.S., Whitney, D.L. & Fanning, C.M., 2010. Oblique dilation, melt transfer, and gneiss dome emplacement. *Geology*, **38**, 375–378.
- Meyer, S.F., Passchier, C., Abu-Allah, T. & Stüwe, K., 2014. A strike-slip core complex from the Najd Ophi system, Arabian shield. *Terra Nova*, **26**, 387–394.
- Nichols, A., Bouchez, J.L., Blaise, J. & Poirier, J.P., 1977. Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, **42**, 55–73.
- Ouzrik, A., Débat, P. & Mercher, A., 1991. Évolution néo-morphique de la partie N et NE de la zone axiale de la Montagne Noire (Sud du Massif Central, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences des Paris*, **313**, 1547–1551.
- Padan, A., Kisch, H.J. & Sogami, R., 1982. Use of lattice parameter b_0 of diacathedral illite-muscovite for the characterization of ^{27}Al gradients of incipient metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **79**, 86–95.
- Pitra, F., Pen'ol, M., Van Den Driessche, J., Polivet, J.-C. & Paquette, J. L., 2012. Early Permian extensional shearing of an Ordovician granite: the Saint-Eutrope "C/S like" orthogneiss (Montagne Noire, French Massif Central). *Comptes Rendus Geosciences*, **34**, 377–384.
- Polivet, J.-C., Pen'ol, M., Pitra, F., Van den Driessche, J. & Paquette, J. L., 2011. The Montalut granite, Montagne Noire, France: an Early Permian syn-extensional pluton as evidenced by new U-Th-Pb data on zircon and monazite. *Comptes Rendus Geosciences*, **343**, 454–461.
- Rey, P.F., Teysier, C., Kruckenberg, S.C. & Whitney, D.L., 2011. Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes. *Geology*, **39**, 387–390.
- Rey, P.F., Teysier, C., Kruckenberg, S.C. & Whitney, D.L., 2012. Reply to "Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes" by Rey et al. *Geology*, **40**, e280.
- Robinson, D., Warr, L.N. & Bevis, R.E., 1990. The illite "crystallinity" technique: a critical appraisal of its precision. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 333–344.
- Roger, F., Respaut, J.-P., Brunel, M., Matre, P. & Paquette, J.-L., 2004. Première datation U-Pb des orthogneiss ophiolites de la zone axiale Montagne Noire (Sud du Massif Central): nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne Varisque. *Comptes Rendus Geosciences*, **336**, 19–28.
- Sassi, F.P., 1972. The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **18**, 105–113.
- Sassi, F.P. & Sottili, A., 1974. The b_0 of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **45**, 145–152.
- Schneider, J.W., Körner, F., Roschar, M. & Klonert, U., 2006. Permian climate development in the northern peri-Tethys area – the Lodeve basin, French Massif Central, compared in a European and global context. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology*, **240**, 161–185.
- Schuhmacher, F., 1975. Herstellung von 99,9997% ^{36}Ar für die ^{40}K - ^{39}Ar Geochronologie. *Geochronologica Chimica*, **29**, 441–442.
- Schölling, K.D. & de Wit, M.J., 1982. Sur la genèse du dôme gneissique de l'Agout (Dépt. Tarn et Hérault). *Geologie en Afrique*, **41**, 321–326.
- Soula, J.-C., Débat, P., Brussel, S., Bessière, G., Christophou, F. & Dérainmond, J., 2001. Thrust related, diapiric, and extensional doming in a frontal orogenic wedge: example of the Montagne Noire, Southern French Hercynian Belt. *Journal of Structural Geology*, **23**, 1677–1699.
- Steiger, R.H. & Jäger, E., 1977. Subcommission on geology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 359–362.
- Thomson, P.H. & Bard, J.-P., 1982. Isograds and mineral assemblages in the eastern axial zone, Montagne Noire (France): implications for temperature gradient, and P-T history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**, 129–141.
- Van Den Driessche, J. & Brun, J. P., 1989. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieure dans le Sud du Massif Central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences des Paris*, **309**, 1607–1613.
- Van Den Driessche, J. & Brun, J. P., 1992. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, **5**, 85–99.
- Van Den Driessche, J. & Pitra, P., 2002. Comment to "Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes" by Rey et al. *Geology*, **40**, e279.
- Wang, L., Stern, B.W. & Lrey, M., 1985. Deconvolution of the X-ray "illite" 10 Å complex: a case study of Hercynic sod imprints from eastern Switzerland. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **75**, 187–199.
- Warr, L.N. & Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**, 141–152.
- Wemmer, K., 1991. K/Ar Datierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im späten und dritten Bereich – Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und im Bereich der Insubrischen Linie (N. Italien). *Göttinger Jahrbuch der Geologie und Paläontologie*, **51**, 1–61.
- Wernicke, B. & Axen, G.J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, **16**, 848–851.
- Whitney, D.L., Teysier, C. & Vanderhaeghe, O., 2004. Gneiss domes and crustal flow. In: *Gneiss Domes and Orogens* (eds Whitney, D.L., Teysier, C. & Siddoway, C.S.), pp. 15–33. Geological Society of America Special Paper, Boulder, CO.
- Whitney, D.L., Teysier, C., Rey, P. & Buck, W.R., 2013. Continental and oceanic core complexes. *Geological Society of America Bulletin*, **125**, 275–298.
- Wiederer, U., Königshof, P., Feist, R., Franke, W. & Daubler, M.P., 2002. Low grade metamorphism in the Montagne Noire (S-France): Cosmogenic Aluteration Index (CAI) in Palaeozoic carbonates and implications for the exhumation of a hot metamorphic core complex. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **82**, 393–407.
- Yin, A., 2004. Gneiss domes and gneiss dome systems. In: *Gneiss Domes and Orogens* (eds Whitney, D.L., Teysier, C. & Siddoway, C.S.), pp. 1–14. Geological Society of America Special Paper, Boulder, CO.

SUPPORTING INFORMATION

Additional Supporting Information may be found in the online version of this article at the publisher's web site:

Figure S1. Localities of XRD samples.

Figure S2. Results Arka Index (XRD).

Table S1. Compilation of regional geochronology

data.

Table S2. Analytical results KI, AI and K-white mica *l* cell dimension.

Table S3. Sample locality, stratigraphic age, rock type and mineral composition.

Received 18 June 2013; revision accepted 7 October 2014.

III. Les Vosges – contexte associé à un métamorphisme de contact (BP-HT)

A) INTRODUCTION

Dans les Vosges, deux des zones varisques d'Europe centrale peuvent être distinguées (Kossmat, 1927) : la zone saxothuringienne au nord et la zone moldanubienne dans la partie centrale et sud (Figure 29), séparées par une zone de cisaillement majeure SW-NE, la faille de Lalaye Lubine (LLSZ) (Edel & Fluck, 1989). La région nord représente la partie saxothuringienne des Vosges et se compose de séquences sédimentaires et volcaniques du précambrien (schistes de Villé), Silurien (schistes de Steige) et du Dévonien au Carbonifère précoce (vallée de Bruche et affleurements dans la bande-médiane) et une série de plutons dioritiques à granitiques du début carbonifère (Figure 29). Le moldanubien central et septentrional se composent de séquences métamorphiques de bas à haut degré qui ont été intrudées par de nombreux plutons granitoïdes (âge d'intrusion entre 340 ± 2 et 345 ± 2 Ma, Schaltegger *et al.*, 1996). Le socle varisque (pic du métamorphisme à 337-334 Ma, Schaltegger *et al.*, 1999) est divisé en une unité supérieure (granulites avec des péridotites à grenat, leptynites, kinzingites et paragneiss du faciès amphibolite) et une unité sous-jacente de degré métamorphique moyen avec des paragneiss migmatitiques et des orthogneiss anatexiques avec des néosomes granitiques (Kalt *et al.*, 1994 ; Kalt & Altherr, 1996). La partie la plus méridionale de la région est occupée par deux bassins sédimentaires principaux, le bassin volcano-sédimentaire Viséen du Markstein au nord (Figure 29) et le bassin permien de Giromagny au sud.

Dans ce contexte, le bassin du Markstein offre la possibilité de voir l'effet du métamorphisme de contact sur les sédiments le remplissant, et surtout l'effet d'une hausse de température rapide et courte dans la durée sur les marqueurs du métamorphisme de bas degré, en permettant une étude multi-méthodes.

B) CONTEXTE GENERAL

Dans le bassin du Markstein, trois unités sédimentaires peuvent être distinguées (Jung, 1928) : au nord l'unité allochtone du Markstein et les unités autochtones d'Oderen et Thann au sud. L'unité du Markstein est séparée des unités du sud par une zone de faille appelée Klippen Belt contenant des fragments de nappes ophiolitiques (Jung, 1928) - ce qui correspond à des expositions discontinues d'harzburgite serpentinisée, d'ophicalcite, de gabbro, de gneiss et de conglomérat (Figure 30). La Klippen Belt est interprétée comme une relique exhumée de parties profondes de petits bassins d'arrière arc développés lors de la fermeture d'une subduction paléozoïque (Skrzypek *et al.*, 2012). L'unité du Markstein est formée par une séquence de turbidites silicoclastiques d'âge Carbonifère précoce de type flysch (jusqu'à 3 500 m d'épaisseur) consistant en l'alternance de pelites et greywackes (Gagny, 1962 ; Krecher, 2005 ; Krecher *et al.*, 2007). Les roches volcano-sédimentaires des unités autochtones sont d'âge Viséen inférieur à supérieur. La base de l'unité d'Oderen se caractérise par une succession de carbonates (probablement d'âge Frasnien) recouverts de sédiments Famménien et de pelites et greywackes d'âge Carbonifère précoce (Skrzypek *et al.*,

2012). Les sédiments du Viséen précoce et moyen sont composés d'alternance de pelites et turbidites à grain fin distal, en association avec un volcanisme marqué par la présence de spilites (Hammel, 1996; Maas, 1988; Schneider, 1990).

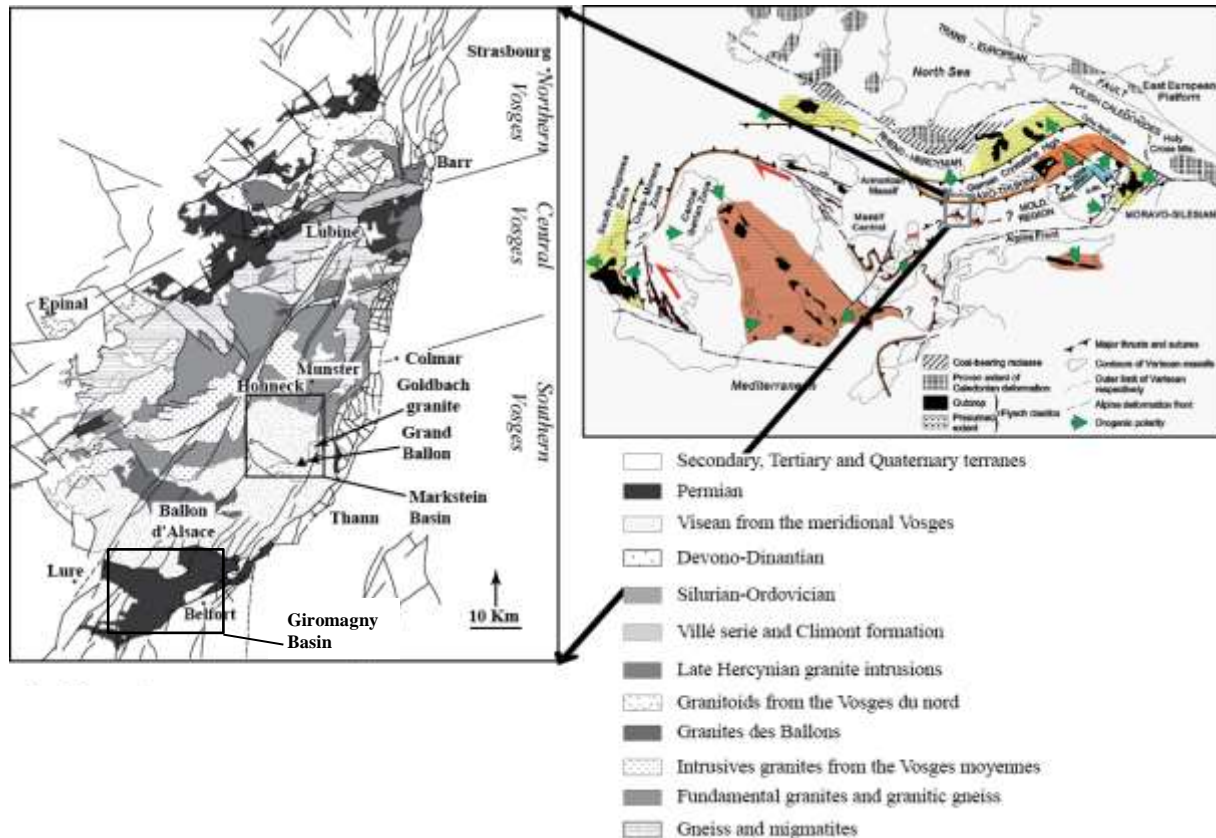


Figure 29 : Carte structurale des Vosges montrant les principales unités tectoniques, d'après Tabaud *et al.* (2014). Figure globale montrant la chaîne varisque et la localisation des Vosges, modifiée d'après Franke (2000).

L'unité du Markstein est bordée à l'ouest, au nord et à l'est par des plutons granitiques, et est également intrudée par les dykes microgranitiques syn-orogéniques (Gagny, 1968; Schaltegger *et al.*, 1996) associés aux granites des Crêtes (Gagny, 1968). L'intrusion du granite de Metzeral, en bordure de la partie nord du bassin du Markstein, est datée de 341 ± 1 Ma (Schaltegger *et al.*, 1996). Le contact entre les sédiments et les granitoïdes est, soit tectonique marqué par des failles, soit de type métamorphisme de contact caractérisé par une croissance secondaire de biotites et hornblendes (Petrini & Burg, 1998). Selon ces auteurs, le métamorphisme de contact peut être observé dans une auréole externe jusqu'à 1 500 m du contact avec l'intrusion (marqué par l'apparition de la biotite et de la cordiérite microscopiques et mésoscopiques).

Toute la formation du Markstein est affectée par un plissement intense entraînant la formation de structures serrées avec un axe de plongement de N130 à N140 (Figure 30). Cette orientation de l'axe du pli est conforme aux résultats de Petrini et Burg (1998). Le plissement produit, par endroits, un clivage intense développé dans les couches les plus compétentes,

comme l'ont déjà remarqué ces derniers auteurs. Selon Petrini et Burg (1998), une déformation régionale a eu lieu aux alentours de 340 millions d'années, c'est-à-dire peu de temps après le dépôt des séries sédimentaires.

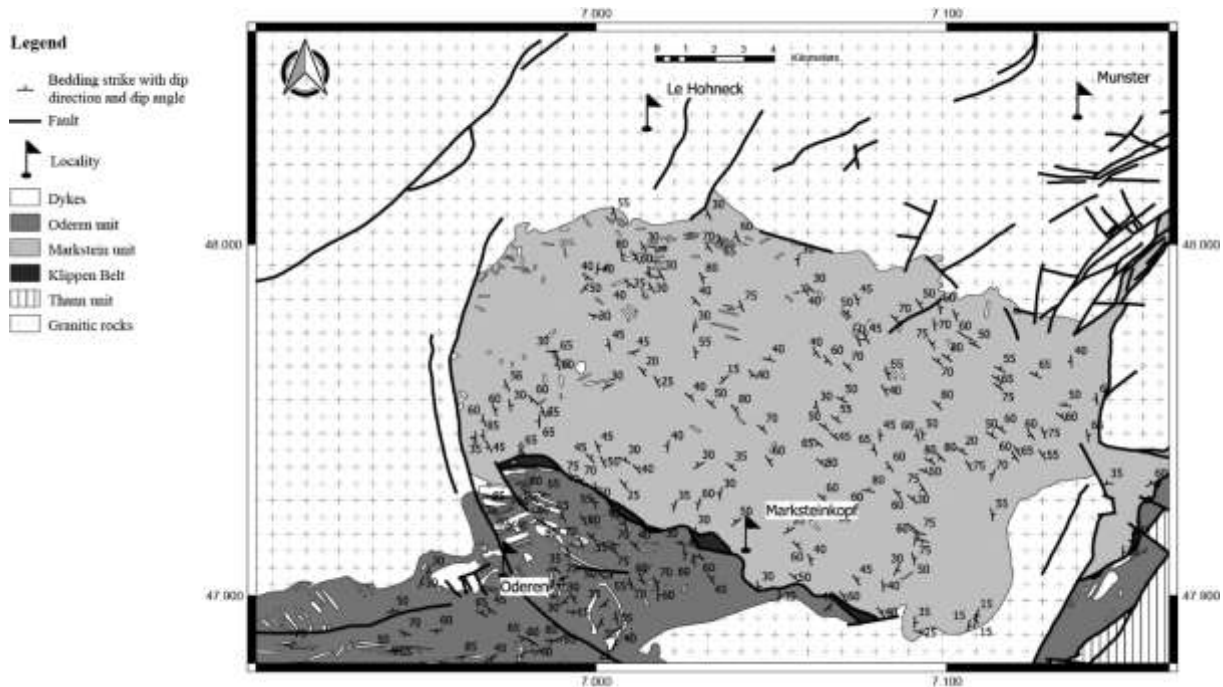


Figure 30 : Carte structurale du bassin du Markstein montrant la direction et le pendage de la stratigraphie. Carte lithologique du bassin du Markstein modifiée d'après Skrzypek *et al.* (2012).

C) RESULTATS

La paragenèse trouvée dans les échantillons sédimentaires du bassin du Markstein est composée de quartz, feldspaths, chlorite et illite/muscovite pour les phases prédominantes avec l'apparition dans des proportions variables de minéraux index tels que : paragonite, actinote et biotite. Dans les échantillons du bassin d'Oderer, les mêmes phases majeures sont détectées mais sans apparition d'actinote et de paragonite.

- *Résultats DRX des phyllosilicates*

Dans le bassin du Markstein, les valeurs de KI vont de $1,17 \text{ } ^\circ 2\theta$ à $0,20 \text{ } ^\circ 2\theta$, correspondant respectivement à des niveaux métamorphiques de la zone diagenétique à l'épizone. Les valeurs les plus importantes (c'est-à-dire les degrés métamorphiques les plus faibles) sont observées dans la partie centrale de l'unité, alors que sur le bord du bassin, des valeurs plus faibles sont mesurées. En revanche, dans le bassin d'Oderer, le KI montre une gamme plus étroite de valeurs entre $0,72 \text{ } ^\circ 2\theta$ et $0,48 \text{ } ^\circ 2\theta$, indiquant des conditions métamorphiques

caractéristiques de la zone diagénétique. En raison d'interférences sur le pic à 10 Å pour les échantillons contenant de la biotite, le KI n'a pas pu être déterminé pour ceux-ci. Cependant, l'apparition de biotite implique des conditions métamorphiques d'épizone, la biotite étant l'un des minéraux traditionnellement utilisés pour distinguer la transition de la diagenèse au faciès schistes verts (Winkler, 1974). La biotite est également utilisée dans les métapélites pour séparer le faciès schistes verts inférieur (sub-greenschist) sans biotite et le faciès schistes verts *sensu stricto* avec biotite. La présence de chlorite et feldspath dans les roches diagénétiques des bassins étudiés, suppose une réaction impliquant mica blanc + biotite + SiO₂ + H₂O. Les agrégats de quartz et les veines sont très fréquents dans cette zone métamorphique du bassin montrant que SiO₂ est en excès. À la limite occidentale de l'intrusion de Goldbach (Figure 29), les micas blancs ont été identifiés par DRX comme étant parfois de la pyrophyllite et majoritairement de la muscovite, la chlorite étant absente.

La corrélation entre les deux indices de "cristallinité" KI et \overline{AI} est faible ($R^2 = 0,39$), mais une tendance générale montre une évolution concomitante de la « cristallinité » des pics avec un degré croissant du métamorphisme. La répartition spatiale des échantillons et les zones métamorphiques déterminées sont présentées dans la Figure 31. Une zone de métamorphisme de très faible degré (diagenèse/anchizone inférieure) est située au centre du bassin du Markstein, entouré d'une zone à épizone. Dans la partie centrale à faible degré métamorphique, une augmentation des valeurs de KI du SW vers le NE est évidente, avec un passage de la zone diagénétique à l'épizone en passant par l'anchizone. Au NE, la transition vers l'épizone est progressive, ce qui contraste avec la partie au NW et SE où la transition se produit sur une distance beaucoup plus courte. Dans ce cas là, le passage diagenèse-épizone se fait sur une distance plus réduite, et vers le sud, les échantillons de la diagenèse semblent être directement en contact avec l'épizone (Figure 31). La biotite et l'actinote sont observées dans les échantillons de l'épizone et dans tous les échantillons proches des plutons et de la Klippen Belt (Figure 31).

Les pourcentages du polytype 2M₁ déterminés dans différents échantillons sont représentés sur la Figure 31, variant entre 32 et 100%. Une relation étroite entre %2M₁ et KI peut être observée. La conversion complète des polytypes de l'illite de 1M_d (polytype 1M désordonné) à 2M₁ (% de 2M₁ égal à 100) est atteinte pour des valeurs de KI de la haute anchizone.

Le paramètre b_0 des micas blancs potassiques (b_0 dans la Figure 32) montre une répartition spatiale comprise entre 8,938 et 9,027 Å qui est en accord avec les résultats de KI : les valeurs de b_0 les plus élevées sont observées au coeur du bassin, là où les valeurs de KI sont les plus élevées également. Les valeurs de b_0 les plus faibles sont situées à la périphérie du bassin, dans la zone à biotite avec des valeurs de KI faibles.

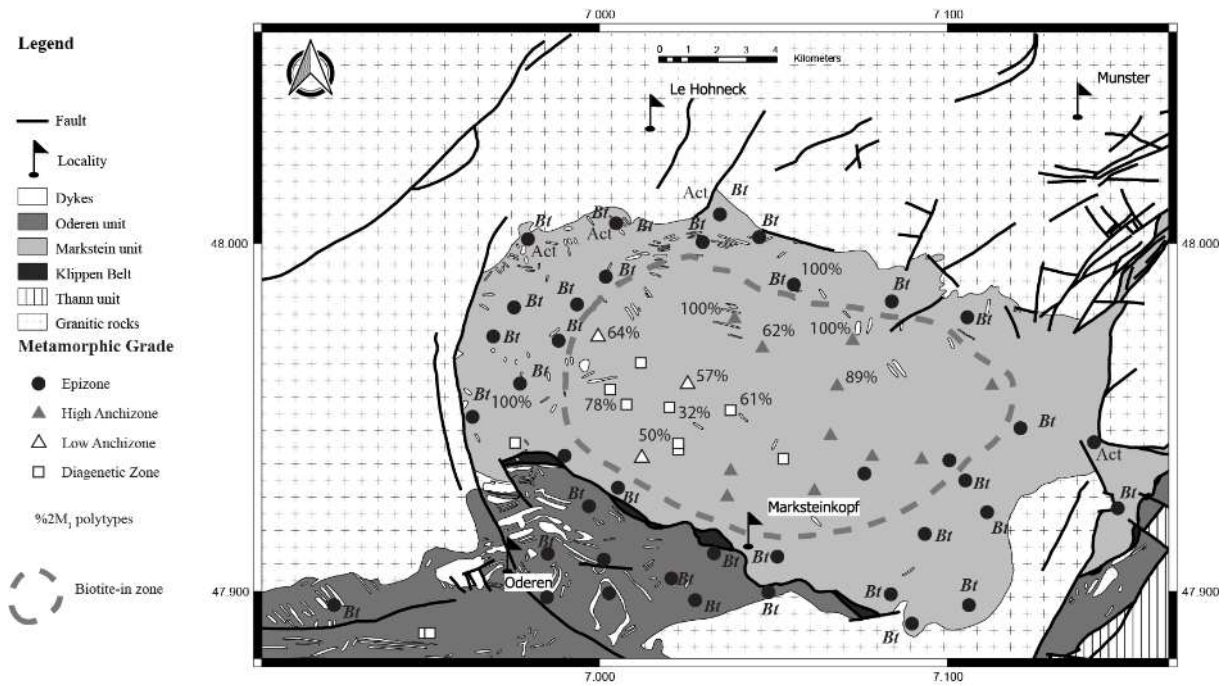


Figure 31 : Répartition des degrés métamorphiques de l'indice de Kübler (KI), % des types de polytypes et des minéraux $2M_1$ (Bt: biotite; Act: actinote) dans la zone d'étude. Carte lithologique du bassin du Markstein modifiée d'après Skrzypek *et al.* (2012).

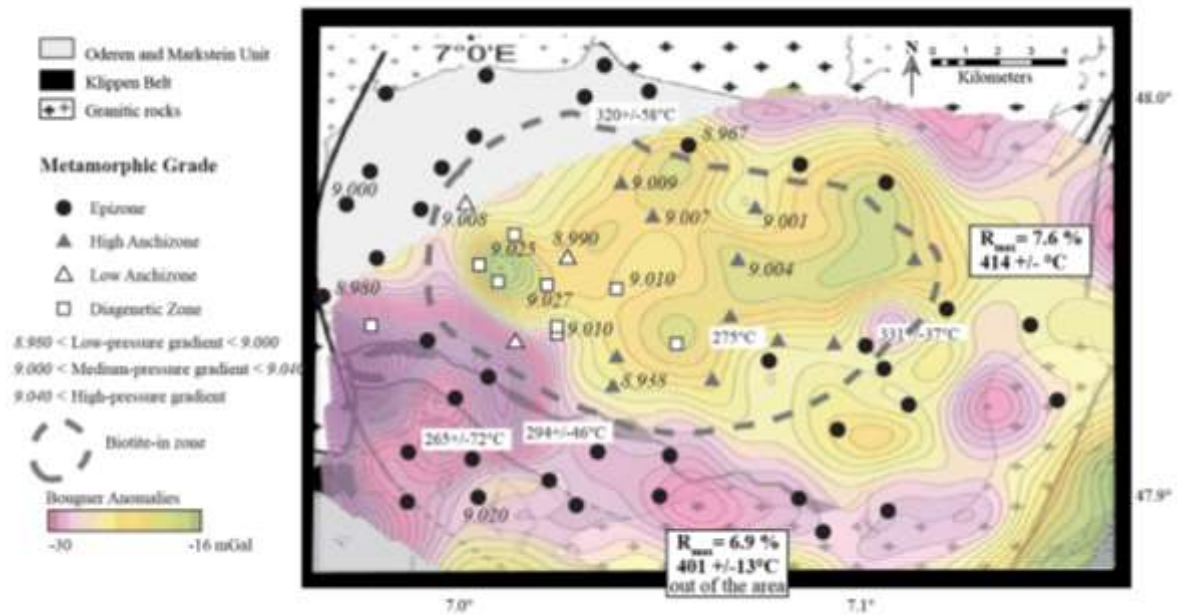


Figure 32 : Répartition des degrés métamorphiques de l'indice de Kübler (KI), paramètre b_0 des micas blancs potassiques et températures calculées, basées sur le géothermomètre d'Inoue *et al.* (2009) et sur un thermomètre de réflectivité de la vitrinite basé sur la formule de Barker & Pawlewicz (1994) et Mullis *et al.* (2002). La carte d'anomalie de Bouguer et la carte lithologique du bassin de Markstein sont redessinées d'après la carte de Skrzypek *et al.* (2012).

- Résultats de la géothermométrie sur les chlorites

La proportion de chlorite dans les échantillons analysés pour la géothermométrie est très irrégulière et varie entre 3 et 51 % de la roche. Les teneurs en chlorite les plus faibles sont observées au voisinage des intrusions associées à une augmentation de la proportion d'illite/muscovite et biotite. Les chlorites analysées ont des rapports Mg/(Mg+Fe) autour de 0,50 et la teneur en Si est inférieure à 3,00 a.p.f.u. (environ 2,90 en moyenne), ces deux conditions conduisent à l'utilisation unique du géothermomètre d'Inoue *et al.* (2009). Les températures déterminées avec le géothermomètre de la chlorite d'Inoue *et al.* (2009) sont présentés dans la Figure 32. On note que les températures dans la partie nord du bassin du Markstein sont plus élevées que celles au sud (unité d'Oderen). La température la plus basse est déterminée sur l'échantillon MAU 46 situé au coeur du bassin.

- Résultats réflectivité de la vitrinite

Les mesures de la réflectivité de la vitrinite sur l'échantillon ODU15 (de l'unité Oderen) et l'échantillon RFMV2000 (bordure ouest de l'intrusion de Goldbach, Figure 29) permettent de calculer des températures maximales en utilisant les géothermomètres associées à l'étude de la maturation de la matière organique. Dans la littérature, différents modèles pour relier la réflectivité de la vitrinite et les paléo-températures existent. Barker & Pawlewicz (1986) ont d'abord proposé une relation, pour les conditions d'enfouissement dites "normales", entre la réflectivité de la vitrinite (VR) et la température maximale enregistrée par la maturation de la vitrinite. D'autres géothermomètres basés sur des étalonnages avec les inclusions fluides dans des milieux hydrothermaux ont également été établis et utilisés ici pour comparaison (par exemple, Barker & Goldstein, 1990 ; Barker & Pawlewicz, 1994). Ces derniers auteurs ont produit des équations linéaires, indépendantes du temps et de la pression, qui sont valables pour des conditions hydrothermales ou un chauffage rapide. En effet, il a été démontré que la VR dépend essentiellement de la température et que le temps et la pression jouent un rôle mineur, quel que soit le régime tectonique et du gradient thermique (Ferreiro Mählmann *et al.*, 2012 ; Hartkopf-Fröder *et al.*, 2015 ; Le Bayon *et al.*, 2011).

La mesure de VR obtenue dans l'unité d'Oderen montre une valeur R_{\max} moyenne de 6,9 % et celle de l'unité du Markstein une valeur R_{\max} moyenne de 7,6 %. Il est important de souligner que l'étalonnage initial de tous les modèles utilisés n'inclut pas de mesures de VR élevées du stade méta-anthracite et semi-graphite. Les deux mesures montrent une faible biréflexion ($R_{\min}\%$ = 2,90 et 3,15 %, respectivement). En raison de la faible biréflexion, le facteur de déformation et de graphitisation qui peut influencer la réflectivité de la vitrinite peut être négligé ici (Ferreiro Mählmann & Le Bayon, 2016).

Les températures calculées à partir des différents géothermomètres de Barker & Goldstein (1990) et Barker & Pawlewicz (1986) sont proches de 400°C. Barker & Pawlewicz (1986) ont souligné que leur équation correspondait au maximum de température pendant la maturation sur le paléogéotherme. Ainsi, des températures plus basses sont estimées en utilisant l'équation de Barker & Pawlewicz (1994) et Mullis *et al.* (2002) avec des valeurs de 286 et 291°C, respectivement.

D) DISCUSSION ET CONCLUSION

Pour les unités du Markstein et d'Oderen, il existe une relation apparente entre l'emplacement des échantillons dans le bassin et le degré métamorphique. Les degrés les plus élevés (schistes verts et épizone) se situent sur le pourtour du bassin en étroite relation avec les plutons granitiques environnants, alors que les degrés les plus faibles (diagenèse) sont localisés au cœur du bassin. Ainsi, le minéral index qu'est la biotite et les minéraux associés tels que la muscovite et l'actinote, mais aussi la paragonite et la pyrophyllite, sont répartis en bordure du bassin à proximité des granites. Au contraire, aucun minéral index n'est observé au centre du bassin (Figure 31). Les résultats de cette étude permettent de compléter ceux de Petrini & Burg (1998), qui avaient décrit la présence de biotite jusqu'à 1 500 m des intrusions granitiques. Ici, en utilisant la diffraction des rayons X, il est possible d'identifier la biotite dans les fractions < à 2 μm dans des échantillons jusqu'à 3 km du contact. Dans la littérature, il est mentionné que la réaction chlorite + feldspath = mica blanc + mica noir + SiO_2 + H_2O indique des températures proche de 400°C à faibles pressions, mais si cette réaction est tamponnée avec une phase ferreuse authigène, des températures plus faibles de l'ordre de 350°C sont possibles pour la formation de la biotite (Brown, 1971 ; Bucher & Frey, 1994 ; Ferreiro Mählmann, 1996 ; Frey *et al.*, 1999).

Les valeurs de KI montrent une tendance similaire à celle observée avec les minéraux index dans le bassin du Markstein, où l'épizone est située en bordure et la diagenèse au centre de celui-ci (Figure 31). Dans l'unité d'Oderen, les valeurs de KI des échantillons avec ou sans biotite indiquent des conditions épizonales entre la Klippen Belt et la ville d'Oderen (partie nord de l'unité d'Oderen, Figure 31). La tendance montrée par la zonation des minéraux index et les valeurs de KI est renforcée par les valeurs de % $2M_1$. Comme en Nouvelle-Calédonie, la conversion complète des polytypes $1M_d$ à $2M_1$ est atteinte dans la haute anchizone (Potel *et al.*, 2006) à la limite de l'épizone (Brauckmann, 1984; Frey, 1987). Maxwell & Hower (1967) ont montré que la conversion complète coïncide ou est proche de l'isograde de la biotite. Les valeurs $2M_1$ se situent entre 32 % au nord de Markstein (noyau du bassin) et 100 % en bordure du bassin (Figure 31).

L'intégration des différents paramètres appliqués pour estimer les degrés métamorphiques démontre que le passage de la diagenèse à l'épizone se fait latéralement dans le bassin. Des températures plus faibles au cœur du bassin sont déterminées selon la méthode d'Inoue *et al.* (2009). En prenant en compte les marges d'erreur et le fait que ces températures sont calculées à partir d'analyses EDX, l'estimation de la température reste concordante avec des conditions épizonales dans l'unité d'Oderen (Figure 30). L'anchizone est principalement associée à des températures comprises entre $230\pm 20^\circ\text{C}$ et $320\pm 30^\circ\text{C}$ dans les milieux orogéniques et la plupart des bassins sédimentaires avec des minéraux index argileux similaires à ceux de cette présente étude (Merriman & Frey, 1999; Schiffman & Fridleifsson, 1991; Srodon, 1984; Weaver, 1989). Se référant à la même littérature (par exemple, Merriman & Frey, 1999; Potel *et al.*, 2006), la température minimale admise pour les conditions épizonales est d'environ 300°C. De ce fait, les températures calculées à l'aide du géothermomètre d'Inoue *et al.* (2009) sont encore trop faibles (moyenne de 265°C dans l'épizone sans biotite). La gamme de température estimée au coeur du bassin entre 230 et

300°C, est interprétée comme une température d'enfouissement. Ces résultats sont en accord avec les mesures du paramètre b_0 entre 9,001 et 9,027 Å. Dans cette étude, la néo-formation des minéraux, l'aggrégation de l'illite et la croissance des minéraux sont liés au développement principal de la foliation lors d'une déformation orogénique et donc liés à un métamorphisme barrovien (lié à l'enfouissement).

Si les valeurs de température calculées en utilisant le géothermomètre d'Inoue *et al.* (2009), sur les chlorites situées dans la zone à biotite (Barrow, 1893) sont comparées à la possible existence de l'isograde de la biotite selon Winkler (1974), les estimations de température moyenne de 294 à 331°C sont de 20 à 100°C trop faibles. Ceci contraste avec la croissance minérale à faible teneur en biotite, indiquant une faible activité de l'eau (a_{H_2O}). Cela signifie que la réaction d'après Brown (1971) s'est réalisée entre 350 et 400°C. Ces températures estimées pour l'isograde de la biotite sont compatibles avec les 401 à 414°C calculées sur les échantillons VR en utilisant les deux géothermomètres de Barker et Pawlewicz (1986) et Barker et Goldstein (1990). Néanmoins, il faut souligner que, dans l'analyse du bassin, la maturation est déterminée par des modèles utilisant l'algorithme de Sweeney & Burnham (1990). La précision de ces modèles est réduite ici par une connaissance restreinte de l'évolution du bassin en terme de subsidence (seule l'épaisseur des sédiments nous permet d'avoir une information et une histoire tectonique qui n'est pas très bien contrainte). Toutes ces restrictions permettent seulement d'utiliser des méthodes de conversion VR-°C simples. Les publications antérieures de Barker et Pawlewicz (1986, 1994) ont proposé des équations pour des conditions d'enfouissement normales et pour des conditions hydrothermales correspondant à un chauffage rapide, comme celles mises en évidence dans le bassin du Markstein par le métamorphisme de contact. Selon le « calcul thermique simple » réalisé par Petrini & Burg (1998), la température estimée au contact des sédiments n'a pas dépassé les 400°C. D'autre part, en utilisant l'équation température-pression-temps (T-P-t) de Dalla Torre *et al.* (1997), certaines informations sur la durée de chauffage sont nécessaires pour juger si des températures de 400°C ou jusqu'à 650°C sont cohérentes avec l'histoire thermique à l'intérieur de la zone du métamorphisme de contact. Les données associées au paramètre b_0 permettent de suggérer un métamorphisme barrovien, suivi d'un chauffage dû au plutonisme. Ainsi, en utilisant le modèle de Dalla Torre *et al.* (1997), et en supposant une faible pression (<4 kbar), les résultats les plus cohérents sont obtenus avec un temps de chauffage court (<1Ma) donnant une température calculée autour de 400°C.

La Figure 32 montre les résultats de gravimétrie (Skrzypek *et al.*, 2012) en relation avec les degrés métamorphiques, la présence de biotite et le paramètre b_0 . Les zones à faible densité semblent être liées à des intrusions granitiques, qui semblent également présentes dans l'unité d'Oderen le long de la Klippen Belt. Des densités plus élevées sont observées au nord du Markstein au cœur du bassin et sont liées probablement à l'augmentation de l'épaisseur de celui-ci (Skrzypek *et al.*, 2012). Cette dernière zone correspond également aux valeurs élevées de KI (diagenèse à anchizone) avec des valeurs du paramètre b_0 supérieures à 9,000 Å (jusqu'à 9,027 Å). La répartition des valeurs de KI indique que les conditions épizonales sont étroitement liées aux zones à faible densité et donc à la présence des granites. Dans ces zones, les valeurs du paramètre b_0 sont proches ou inférieures à 9,000 Å. La relation étroite entre les

indices des minéraux argileux, les anomalies de Bouguer et les intrusions démontrent sans équivoque le contrôle thermique de l'épizone par les intrusions plutoniques. Les valeurs du paramètre b_0 proches ou inférieures à 9,000Å sont indicatives d'un faciès métamorphique à basse pression (Sassi, 1972 ; Sassi & Scolari, 1974), que nous interprétons comme étant lié au métamorphisme de contact induit par l'intrusion des roches granitiques entourant et partiellement sous-jacente au bassin. En supposant que a) le temps de chauffage au pic de température était de 5 Ma (temps de l'intervalle d'intrusion), et b) le gradient de pression était caractéristique d'un gradient hyperthermique, le modèle T-P-t de Dalla Torre *et al.* (1997) est reconsidéré. Par conséquent, on calcule une température de 600 à 650°C avec 0,1 à 0,4 GPa au contact du pluton (cela correspond à des températures de 650 à 700°C pour une masse fondue de granite à haute teneur en a_{H_2O} , Bucher & Frey, (1994)). De telles températures sont compatibles avec la présence de cordiérite, décrite par Petrini & Burg (1998) dans l'auréole au contact du pluton, sachant que dans les systèmes à pélites et graywackes, une température supérieure à 530°C est nécessaire d'après Winkler (1974). Les valeurs supérieures du paramètre b_0 dans le centre du bassin sont compatibles avec un métamorphisme d'enfouissement de type barrovien.

En conclusion, l'évolution métamorphique du bassin du Markstein peut être reconstruite avec une approche multi-méthodes impliquant les assemblages minéralogiques métamorphiques, l'évolution des phyllosilicates, la maturité de la vitrinite et les analyses chimiques. L'étude a permis de montrer l'influence des différents événements thermiques sur le métamorphisme de bas et très bas degré, offrant un outil performant pour reconstruire l'évolution thermique du bassin. Le paramètre b_0 indique la limite des effets du métamorphisme de contact, permettant d'étendre son influence au-delà de la zone délimitée par la seule présence des minéraux index comme la biotite ou l'actinote. Dans ce contexte, il semble plutôt surprenant que le centre du bassin du Markstein, bien qu'étant entouré de plutons, ait toujours conservé les traces du métamorphisme d'enfouissement matérialisé par la présence de conditions diagenétique et anchizonale.

L'étude montre que, dans des petits bassins fortement dominés par les intrusions plutoniques et dykes, l'histoire d'enfouissement pré-magmatique peut être restaurée par une étude métamorphique de très bas degré multi-méthodes. Ceci suppose l'utilisation de différentes méthodes possédant des cinétiques très différentes. Les variations de la progression des réactions des phyllosilicates, en réponse à des conditions thermiques changeantes permettent de reconnaître différentes étapes d'un changement de température, pression, temps et donc du temps de cristallisation. Cela peut également être très important pour l'exploration dans les études hydrothermales, géothermiques et d'hydrocarbures à l'échelle locale.

Publications de rang A :

- 1) **Potel, S.**, Maison, T., Maillet, M., Sarr, A.C., Doublier, M.P., Trullenque, G., Ferreiro Mählmann, F., 2016. Reliability of very low-grade metamorphic methods to decipher basin evolution: case study from the Markstein basin (Southern Vosges, NE France). **Applied Clay Sciences**, DOI.10.1016/j.clay.2016.10.003.

Mémoires de recherche M1 :

- Marine Maillet et Anta-Clarisse Sarr (2014). Etude du métamorphisme de bas-degré dans le bassin de Giromagny et comparaison avec le bassin du Markstein (Vosges du Sud).

Mémoires de recherche L3 :

- Grégoire Dewez et Quentin Guelennoc (2014). Etude de la géologie du bassin de Giromagny – Vosges du Sud (Territoire de Belfort, 90) (co-encadrement Sébastien Laurent-Charvet).
- Delphine Chassagnac et Mathilde Laffay (2013). Etude du métamorphisme de bas-degré des dépôts varisques du bassin du Markstein dans les Vosges du Sud.
- Marine Maillet et Anta-Clarisse Sarr (2013). Etude du métamorphisme de bas-degré des dépôts varisques du bassin du Markstein dans les Vosges du Sud.



Research paper

Reliability of very low-grade metamorphic methods to decipher basin evolution: Case study from the Markstein basin (Southern Vosges, NE France)



Sébastien Potel ^{a,*}, Tatiana Maison ^a, Marine Mailliet ^a, Anta-Clarisse Sarr ^a, Michael Patrick Doublier ^{b,c}, Ghislain Trullenque ^a, Rafael Ferreira Mählmann ^d

^a B2R, Institut Polytechnique LaSalle Beauvais, Geosciences Department, 19 Rue Pierre Wagnier, F-60026 Beauvais, France

^b Geoscience Australia, Resources Division, Cnr Jerrabomberra Avenue and Hindmarsh Drive, Symonston 2609, ACT, Australia

^c Centre for Exploration Targeting, School of Earth and Environment, University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley 6009, WA, Australia

^d Technische Universität Darmstadt, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Schloßparkstraße 9, D-64287 Darmstadt, Germany

ARTICLE INFO

Article history:

Received 31 March 2016

Received in revised form 29 September 2016

Accepted 2 October 2016

Available online 18 October 2016

Keywords:

Clay minerals

Very low-grade metamorphic petrology

Chlorite geothermometry

Kübler Index

Basin evolution

Vosges

ABSTRACT

Low- and very low-grade metamorphic studies investigating the alteration and reaction progress of clay minerals are powerful tools to decipher the thermal evolution of sedimentary and inverted meta-sedimentary basins. Sheet silicates such as illite and chlorite are very common in sedimentary basin sequences. They can be used to determine the grade of diagenesis and low-temperature metamorphism as measured through the XRD: illite Kübler-Index (KI; illite “crystallinity” in older literature) and the chlorite Årakai-Index (ÅI; chlorite “crystallinity” in older literature), respectively. Although the ÅI method is considered to be slightly less sensitive than the KI method, a reliable correlation between both methods is often observed in metamorphic domains with a uniform heat-flow history and minor tectono-structural complexity. Complementary to these methods, the K-white mica *b* cell dimension provides a robust estimate of pressure facies reached in very low- to low-grade temperature domains.

Here, we present a case study from the Markstein basin located in the Southern Vosges. The lithostratigraphic units in the basin are characterized by deep marine flysch sequences of Upper Devonian to Upper Viséan age and volcano-clastic sediments, respectively. The Markstein basin is surrounded by granitoids with intrusion ages between 340 and 326 Ma. A previous study showed orogenic deformation characterized by regional folding, and a contact metamorphism found in an outer halo of the granitoids up to 1500 m away from the contact (defined by the occurrence of biotite). Here we present a multi-disciplinary study combining mineral assemblages, illite and chlorite “crystallinity indices”, and K-white mica *b* cell dimension. Our approach allows to (i) map in (great) detail the areal extent of both regional/burial metamorphic and contact metamorphic domains; (ii) reveal the metamorphic zonation within both domains; and (iii) better constrain regional/burial and contact metamorphic history. The contact metamorphic domain is characterized by the occurrence of biotite and/or actinolite and low K-white mica *b* cell dimensions, whereas the zone of incipient orogenic metamorphism yields KI and ÅI values of the high-grade diagenesis and anchizone with intermediate K-white *b* cell dimensions.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The metamorphic grade of rocks which underwent “very low- and low-grade metamorphism” (as follows the term will include also grade of diagenesis) is difficult to assess. The classical methods applied are the so-called illite “crystallinity” and the vitrinite reflectance. The methods are dependent on several factors: while the dominant factor is duration of thermal metamorphism, they also depend on pressure

and the kinetics in mineral and organic matter reaction progress, respectively. In metamorphic studies, contrary to the diagenesis research, the very low temperature range has been little considered due to few mineral-reaction isograds established (zeolites and phyllosilicates) and to diverse disequilibrium states in the rocks to be studied (Ferreiro Mählmann et al., 2012). For these reasons, most publications regarding the determination of grade of metamorphism deal with conditions above 300 °C and the first-occurrence of neofomed metamorphic minerals with well-defined reaction-isograds such as biotite, chloritoid, and actinolite (Turner, 1968; Winkler, 1979; Bucher and Frey, 1994). Basic methods developed in low-temperature petrology

* Corresponding author.

E-mail address: sebastien.potel@lasalle-beauvais.fr (S. Potel).

of sedimentary rocks applied in very low-grade studies use clay mineral indices. In this field, changes in the shape and sharpness ratio of the XRD 10 Å illite peak are characteristic for changes in grade of incipient metamorphism. It is recognized that a steady increase in the height-to-width ratio of the 10 Å peak occurs with increasing diagenetic/incipient metamorphic grade (Weaver, 1961). Since Kübler (1967), illite "crystallinity" (IC) is used as a parameter, empirically related with the aggradation of illite (Ferreiro Mählmann et al., 2012). Temperature is believed to be the most important parameter affecting the IC (Kübler, 1967, 1968). As a rule, the IC value decreases (i.e., "crystallinity" increases) with increasing temperature (i.e. during sedimentary burial or tectonic overburden). The change in the IC value is attributed to: 1) a decrease of the proportion of swelling mixed-layers (especially at low-temperature diagenetic conditions); 2) an increase of the mean thickness of crystallites, often caused by a decrease in the amount of defects affecting the coherency of layer-to-layer bonding; 3) a decrease of lattice strain of crystallites (Merriman and Peacor, 1999; Árkai et al., 2002). This is best illustrated in contact metamorphic aureoles and is also supported by a small number of hydrothermal experiments (Krumm, 1984). In addition, some crystal-chemical clay parameters, like the measurement of the K-white mica *b* cell dimension (Sassi, 1972; Sassi and Scolari, 1974) can be used to decipher the metamorphic evolution of the rocks. This method is used as an estimate of pressure facies reached in low-grade meta-pelitic rocks (Frey and Robinson, 1999). Recently, Potel et al. (2006) have shown that this method is less prone to resetting than KI and the K-white mica *b* cell dimension. In New Caledonia it preserved early K-white mica neof ormation conditions after a pluri-facies metamorphic evolution.

In summary, it is recommendable to use a multi-method clay-mineral approach for deciphering orogenic histories and in general geodynamic scenarios and -if possible- a combined investigation of mineralogical and organo-petrological methods (Ferreiro Mählmann et al., 2012). The aim of the present paper is to test the reliability of the different methods generally used to study metamorphic series implying clay minerals in a pluri-facies metamorphic evolution (burial and contact metamorphisms).

2. Geological setting

In the Vosges, two of the central European Variscan Zones can be distinguished (Kossmat, 1927): the Saxothuringian zone in the north and the Moldanubian zone in the central and southern part (Fig. 1), both separated by a major SW-NE trending steep dipping fault, the shear zone of Lalaye Lubine (LLS2) (Edel and Fluck, 1989). The northern area represents the Saxothuringian part of the Vosges Mountains and consists of sedimentary and volcanic sequences of Precambrian (schists of Villé), Silurian (schists of Steige) and Devonian to Early Carboniferous age (Bruche valley and Bande-médiane occurrences), and a series of dioritic to granitic plutons of early Carboniferous age. The central and southern, Moldanubian parts consist of very low- to high-grade metamorphic sequences that were intruded by numerous granitoid plutons (intrusion ages between 340 ± 2 and 345 ± 2 Ma, Schaltegger et al., 1996). The Variscan basement (peak metamorphism at 337 to 334 Ma, Schaltegger et al., 1999) is divided into an upper, high-grade unit (granulites with garnet peridotites, leptynites, kinzigites and amphibolite facies paragneiss) and an underlying medium grade unit with migmatitic paragneiss and anatectic orthogneiss with granite neosomes (Kalt et al., 1994; Kalt and Altherr, 1996). The southernmost part of the area is occupied by two main sedimentary basins, the Visean volcano sedimentary Markstein basin in the north and the Permian Giromagny basin in its south (Fig. 1).

In the Markstein basin, three sedimentary units can be distinguished (Jung, 1928): a northern allochthonous Markstein unit, and the southern autochthonous Oderen and Thann units. The Markstein unit is separated from the southern units by a thrust containing ophiolitic nappe fragments - the Klippen Belt (Jung, 1928) - which represents discontinuous

exposures of serpentized harzburgite, ophicalcite, gabbro, gneiss and conglomerate (Fig. 2). The Klippen Belt is interpreted as exhumed relicts from deep parts of small, marginal back-arc basins developed during closure of a Palaeozoic subduction (Skrzypek et al., 2012). The Markstein unit is formed by an Early Carboniferous siliciclastic turbidite sequence of flysch-like rocks (up to 3500 m thick) consisting of inter-bedded pelites and greywackes (Gagny, 1962; Krecher, 2005; Krecher et al., 2007). The volcano-sedimentary rocks of the autochthonous units are of Lower to Upper Visean age. The base of the Oderen unit is characterized by a succession of carbonates (probably of Frasnian age) overlain by Fammenian sediments and Early Carboniferous pelites and greywackes (Skrzypek et al., 2012). The Lower to Middle Visean sediments are composed of inter-bedded pelites and distal fine grained turbidites together with an associated volcanism documented by spilites (Maas, 1988; Schneider, 1990; Hammel, 1996).

The Markstein unit is framed to the west, north and east by granitic plutons, and is also intruded by syn-genetic microgranitic dikes (Gagny, 1968; Schaltegger et al., 1996) related to the "granite des Crêtes" (Gagny, 1968). The Metzeral granite intrusion, bordering the northern part of the Markstein basin, is dated at 341 ± 1 Ma (Schaltegger et al., 1996). The contact between sediments and granitoids is either a tectonic one formed by brittle faults and/or contact metamorphism as characterized by a secondary growth of biotites and hornblendes (Petrini and Burg, 1998). According to these authors, the contact metamorphism can be recognized in an outer halo up to 1500 m away from the intrusion contacts (based on the occurrence of microscopic and mesoscopic determined biotite and cordierite at the contact).

The whole Markstein formation is affected by intense folding causing the formation of tight structures with fold axis striking N130 to N140 (Fig. 2). This fold axis orientation is in agreement with results by Petrini and Burg (1998). The folding produces in places an intense cleavage best developed in the more competent layers, as already noticed by these last authors. According to Petrini and Burg (1998), regional deformation should have occurred about 340 Ma ago, i.e. shortly after deposition.

3. Materials and methods

3.1. X-ray diffraction

In pelitic rocks diagnostic minerals and mineral assemblages of the very low-grade metamorphic zone are scarce and only found in rocks with a very specific geochemical composition. In these rocks, the transitions from non-metamorphic to low-grade (referring to the term greenschist facies of Winkler, 1979) and from the very low-grade (chlorite zone of Tilley, 1925) to low-grade metamorphic zone (biotite zone of Barrow, 1893) take place through the diagenetic zone, the anchizone and the epizone (according to Kisch, 1987), each zone being characterized by specific values of the illite Kübler Index (Kisch, 1987; Árkai et al., 2003, 2007). The illite "crystallinity" (IC) or Kübler-Index (referring to the pioneer study of Kübler, 1964) is defined as the full width at half maximum (FWHM) of the first illite basal reflection in XRD patterns and expressed in $\Delta 2\theta$ (Frey, 1987; Guggenheim et al., 2002). Guggenheim et al. (2002) recommended that the use of the term "crystallinity index" should be avoided, although it may be placed within quotation marks when referring to previously referenced work. They also recommended to refer the values to an index by citing the author describing the procedures to generate the index value. The proposed way of citing is much more important because the IC method is not calibrated uniformly (Kisch et al., 2004). Therefore, we will refer for 10 Å FWHM values to the illite "crystallinity" for raw data and to KI after calibration against Kübler's scale (Table 2).

IC is considered to be a function of crystallite thickness, the number of lattice defects (Merriman et al., 1990) and the peak interference with discrete smectite or illite-smectite mixed layer composition (Ferreiro Mählmann et al., 2012). Temperature is thought to be the main factor

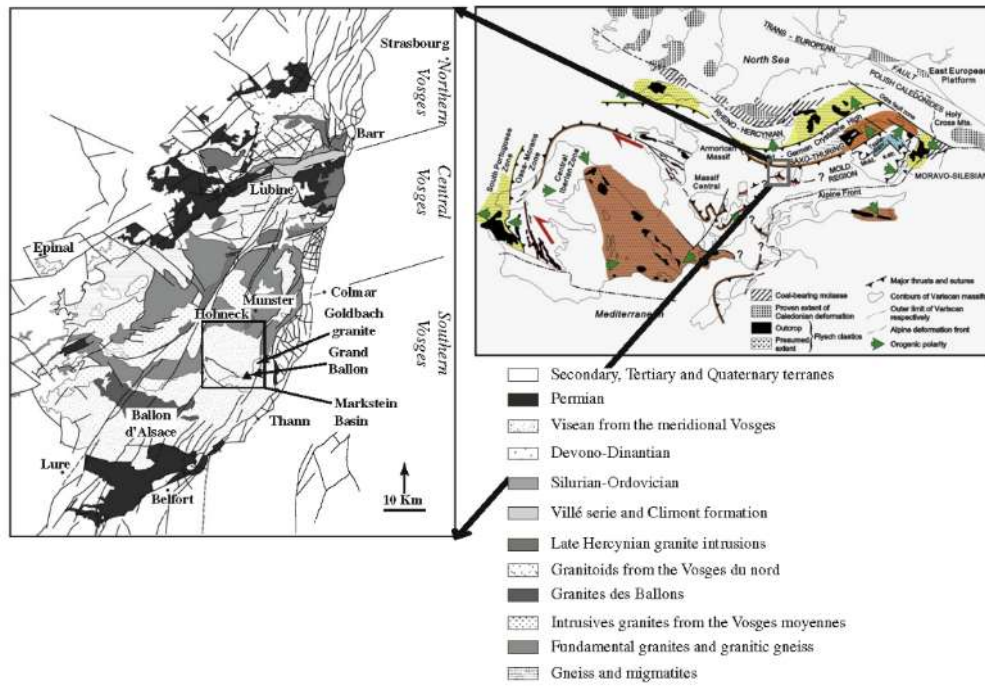


Fig. 1. Structural map of the Vosges showing the major tectonic units, after Tabaud et al. (2014). Inset showing the Variscan belt and the localization of the Vosges, modified after Franke (2000).

controlling the IC, but other parameters like lithology, time, tectonic stress and fluid/rock ratio may be important (see Frey, 1987; Árkai et al., 2002). For the evolution of chlorite during diagenesis and very

low-grade metamorphism, Árkai (1991) and Árkai et al. (1995) proposed the chlorite “crystallinity” (ChC) or Árkai-Index (ÁI, according to Guggenheim et al., 2002) to monitor the reaction’s progress.

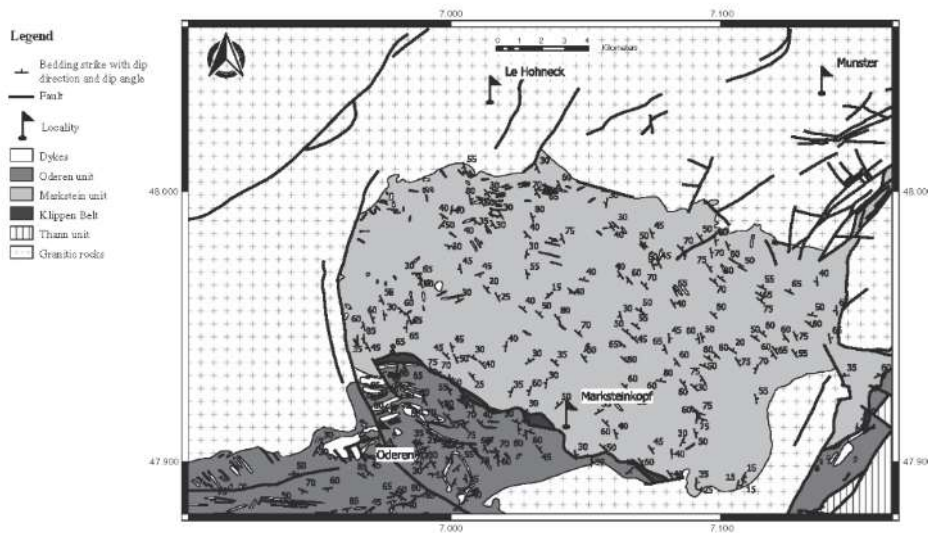


Fig. 2. Structural map of the Markstein basin showing bedding strike and dip angle. Lithological map of the Markstein basin modified after Skrzypek et al. (2012).

Mineral quantification in the samples was performed on whole-rock powder specimen, using the software DIFFRACPlus EVAL v 12.0 (©Bruker AXS). This method is based on the determination of the peak intensity in counts per second of the ten most representative peaks of the specific mineral.

The minerals quartz, feldspars, actinolite and sheet silicates are determined by thin section studies and X-ray diffraction analyses. Specifically for the sheet silicate determination, powder samples; air-dried, ethylene-glycolated and to 550 °C heated textured samples were used to precisely characterize the different micas as pyrophyllite, muscovite and biotite, but also the clay minerals.

3.1.1. Experimental conditions

X-ray diffraction analysis was performed using a D8-Advance Bruker-AXS (Siemens) diffractometer, Ni-filtered CuK α radiation at 40 kV and 40 mA and primary soler slit of 2.5° and divergence slit of 0.6 mm; secondary soler slit of 2.5°, with detector slit of 0.1 mm and antiscattering slit of 0.6 mm. Samples were crushed using an agate mortar pestle mill. Analyses of the relative content of minerals were performed with a step length of 0.02° and a scan speed of 1.2°/min over the range 2°–70°2 θ for whole rocks composition.

For air-dried, ethylene glycol solvated and heated samples, measurements were performed with a step length of 0.02° and a scan speed of 0.6°/min over the range 2°–35°2 θ .

3.1.2. Illite and chlorite indices

Seventy samples were collected in the Marikstein basin (Table 1). Clay mineral separation was conducted using techniques described by Schmidt et al. (1997) and following the recommendations of Kisch (1991). For the XRD analyses of $\leq 2 \mu\text{m}$ fractions, textured specimen were prepared and measured, air-dried, after solvation with ethylene glycol, and after heating (550 °C). These three analytical steps are routinely used to better determine clay minerals content and swelling properties. IC was calculated using the software DIFFRACPlus EVAL v 12.0 (©Bruker AXS). IC values were calibrated using the "crystallinity" index-standard (CIS) samples of Warr and Rice (1994) ($\text{KI}_{\text{CIS}} = 2.5734 + \text{IC}_{\text{IR},0} - 0.1348$). The $\text{IC}_{\text{IR},0}$ represents the raw data FWHM as measured at the Institut Polytechnique LaSalle Beauvais (IPLB). The Kübler-Index is used to define the limits of metamorphic zones, following the recommendations for Kübler-Index calibration of Ferreiro Mählmann and Frey (2012) and the CIS-KI transformation formalism of Warr and Ferreiro Mählmann (2015). The zone boundary values

were chosen as follows: KI = 0.25 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the epizone to high anchizone boundary, KI = 0.33 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the high to low anchizone boundary and KI = 0.42 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the low anchizone to low diagenetic zone and KI = 1.00 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the high diagenetic zone to low diagenetic zone (Table 1). The same experimental conditions were used to determine chlorite "crystallinity" on the 7 Å (002) peak of chlorite, where (ChC(002)) corresponds to the FWHM value of the second (7 Å) basal reflection. The ChC(002) measurements were also standardized with the CIS sample-set of Warr and Rice (1994) and expressed as the Årkaï index (ÅI) according to the formalism proposed by Guggenheim et al. (2002): $\text{ÅI} = 1.621 \cdot \text{ChC}(002) + 0.006$. The anchizone boundaries for the Årkaï-Index were defined by correlation with the Kübler index at 0.30 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the epizone to anchizone boundary and 0.35 $\Delta^{\circ}2\theta$ for the anchizone to diagenetic zone boundary.

3.1.3. Illite polytypism and K-white mica b cell dimension

K-white mica b cell dimension (or b cell dimension) was determined using samples free of mixed-layered minerals and biotite, and of anchizone grade (Padan et al., 1982). The b cell dimension is based on the $d_{060,331}$ spacing and related to the increasing celadonite (Al-Si) substitution that occurs at given cation availability with pressure increase in white mica (Ernst, 1963; Guidotti et al., 1989). Guidotti et al. (1989) presented linear regression equations that quantify the changes in the b cell dimension of muscovite 2M $_1$ that result from cation substitutions in the interlayer and octahedral sites. This b cell dimension value was determined by measuring the d position of the (060, 331) peak of the potassic white mica following the procedure of Sassi and Scolari (1974). The method allows characterizing the baric type of metamorphism. The metamorphic thermal gradients are inferred from the pressure facies series of metamorphism, as follows: K-white mica b cell dimensions <9.000 Å correspond to low-pressure facies series (metamorphic thermal gradient >35 °C/km); between 9.000 Å and 9.040 Å, a medium pressure facies series (metamorphic thermal gradient 25–35 °C/km); and larger than 9.040 Å for high-pressure facies series (metamorphic thermal gradient <25 °C/km). These thermal gradients correlate with hyperthermal, normal thermal and hypothermal gradients respectively determined by the correlation of KI values with vitrinite reflectance measurements (Ferreiro Mählmann et al., 2012).

Illite-muscovite polytype determination was performed using the $2M_1/(2M_1 + 1M)$ peak ratio equation. The peak intensities were calibrated with a series of synthetic illite polytypes mixtures following the technique described by Dalla Torre et al. (1994). Merriman and Peacor (1999) recognized that the wealth of data on variations in white mica polytypism as a function of temperature is generally consistent with predictable trends.

3.2. SEM-EDX

Chemical compositions of chlorites was analyzed and used for chlorite geo-thermometric determinations. The chemical phase composition was identified with an EDX-SEM (scanning electron microscope) operating a Hitachi S3400N SEM and equipped with a Thermo Ultrady EDX probe at the Institut Polytechnique LaSalle Beauvais. A NORAN-type correction procedure was used for all data reduction and all Fe was assumed to be ferrous for simplification. This is a strong simplification and may cause a limited use in chlorite thermometry if ferric Fe is present in chlorite (Inoue et al., 2009). An electron microprobe analysis (EMPA) would give a higher precision on the chemical composition and refine the temperature determination. Therefore here, chlorite geothermometry is shown as preliminary results and used as indicator.

Carbonated polished thin sections were analyzed using a 60 nA beam current, an accelerating voltage of 15 kV, an acquisition time of 30 s, and scanned over an area of 10 mm 2 .

Table 1
Metamorphic zone boundaries for Kübler Index (KI) and Årkaï Index (ÅI) values after Warr and Ferreiro Mählmann (2015).

Metamorphic grade	KI	ÅI
Diagenesis	0.42	0.35
Lower Anchizone		
Upper Anchizone	0.33	
Epizone	0.25	0.30

3.2.1. Chlorite geothermometer

The chlorite geothermometry was carried out following the geothermometers established by Inoue et al. (2009) and Bourdelle et al. (2013).

The Bourdelle et al. (2013) chlorite geo-thermometer accounts applicable for all low-T chlorite compositions ($T < 350$ °C; $P < 4$ kbar), but specifically for Si-rich compositions that characterizes diagenetic chlorites. To ensure the appropriate composition of chlorites the chlorite chemistry was determined with the EDX-SEM device. From these results, the cationic repartition in the structure is defined, assuming an ordered distribution on the crystal sites and thus determining the end-members ideal activities. The semi-empirical $T = f(\log K)$ geothermometer is formulated as a function of K, the equilibrium constant of the end-member-component reaction describing the chlorite + quartz equilibrium (function as activity).

$$T(\text{°C}) = \frac{9400}{23.40 - \log x} - 273$$

$$\text{Where } x = \frac{(a_{\text{Mg-Am}}^3)}{(a_{\text{Mg-Chl}})(a_{\text{Mg-Sud}}^3)}$$

and Mg-Am: Mg-Amesite; Mg-ChlS: Mg-Chl semi-ordered; Mg-Sud: Mg-Sudöite.

The Inoue et al. (2009) geo-thermometer considers low-T disordered chlorites formed in diagenetic to very low-grade metamorphic environments. The four end-member components used are: Al-free trioctahedral chlorite (Afc), corundophilite (Crp), chamosite (Chm) and sudoite (Sud), together with the assumption that octahedral cations and vacancies are randomly distributed in the M sites. The same EDX-SEM analyses as used for the Bourdelle et al. (2013) chlorite geo-thermometer were used. From these results, the cationic repartition in the sheet silicate structure is defined, based on the hypothesis of a steady Si and Al layer order in tetrahedral sites but a random mixing in a single type of octahedral site. Then the logarithmic ideal activity is determined. The geo-thermometer is formulated as:

$$T(\text{°C}) = \frac{1}{0.00264 - 2.897 \times 10^{-4} x} - 273$$

$$\text{Where } x = \log K = 3 \log a_{\text{Crp}}^{\text{ideal}} - 3 \log a_{\text{Sud}}^{\text{ideal}} - \log a_{\text{Chm}}^{\text{ideal}}$$

3.3. Vitrinite reflectance

The chemical kinetics that governs maturation is thought to be strongly temperature dependent (e.g. Taylor et al., 1998; Polissar et al., 2011). It is known that although vitrinite reflectance is highly dependent on temperature (Le Bayon et al., 2011), optical properties of organic matter are also pressure dependent, as for vitrinite see e.g. Chandra (1965) or Dalla Torre et al. (1997). The recognition of characteristic optical changes was recently used to predict different pressure conditions (Ferreiro Mählmann and Le Bayon, 2016).

Vitrinite reflectance (VR) determinations were made on a Leitz microscope (Ortholux 2 POL BK) with a 125× oil-immersion objective (10× oculars) using monochromatic polarized light (546 nm) and a photomultiplier (MPV Leitz). In all cases, the R_{max} (mean value of maximum reflectance) and R_{min} (mean value of minimum reflectance) of vitrinite were determined. The photomultiplier was used to measure the reflectance intensity, which is determined through comparison with standards of known reflectance (Yttrium Aluminium Garnet single crystal, for the range of VR = 0.2 to 2.0%), Gallium Gadolinium Garnet single crystal (VR = 1.0 to 3.0%), Cubic Zirconia (VR = 2.0 to 4.0%), Diamond (VR = 4.0 to 6.0%), Silicon Carbide (VR = 6.0 to >8.0%).

4. Results

The paragenesis found in the sedimentary samples from the Markstein (MAU) and Oderen (ODU) basins are presented in Tables 2 and 3, respectively. In the Markstein samples quartz, feldspars, chlorite and illite/muscovite are the predominant phases together with the metamorphic facies indicative minerals paragonite, actinolite and biotite occurring in variable quantities. In the Oderen samples, the same main phases are detected but without the occurrence of actinolite and paragonite.

4.1. Illite and chlorite indexes

The Kübler-Index (KI) and Årkai-Index ($\hat{A}I$) were calculated from the PWHM of illite/muscovite and chlorite on the air-dry diffractogram respectively. The KI and $\hat{A}I$ values are given in Tables 2 and 3.

In the Markstein basin KI values range from $1.17\Delta^{\circ}2\theta$ to $0.20\Delta^{\circ}2\theta$ corresponding to metamorphic grades of the diagenetic zone to epizone, respectively. The larger values (i.e. lower metamorphic grades) are observed in the centre part of the unit, whereas at the basin border smaller values are measured. In contrast, in the Oderen basin, KI shows a narrower range of values between $0.72\Delta^{\circ}2\theta$ and $0.48\Delta^{\circ}2\theta$, indicative of diagenetic zone metamorphic grade. Due to the interference on the 10 Å-peak, for samples containing biotite the KI was not determined. However, the occurrence of biotite implies epizone metamorphic conditions (Table 2). Biotite is one of the typical greenschist minerals traditionally used to distinguish the diagenesis from metamorphic conditions (Winkler, 1979), and recently used in meta-pelites to subdivide a lower greenschist facies (sub-greenschist) without biotite and greenschist facies with biotite. Because chlorite and feldspar are present in diagenetic rocks of the basins studied a reaction towards white mica + biotite + SiO_2 + H_2O is expected. Quartz aggregations and veins are very common in this metamorphic section of the basin showing that SiO_2 is in excess. At the western border of the Goldbach intrusion (Fig. 1), the white mica was determined by XRD as minor pyrophyllite and mainly muscovite, but chlorite is absent.

The relation between KI and $\hat{A}I$ is shown in Fig. 3. The correlation between the two "crystallinity" indices is only moderate ($R^2 = 0.39$), but a general trend shows a concomitant sharpening peak evolution of both with increasing grade of metamorphism.

The spatial distribution of samples and the metamorphic zones determined are shown in Fig. 4. An area of very low-grade metamorphism (diagenesis/lower anchizone) is located in the centre of the Markstein basin surrounded by an epizonal border area. In the central part of the very low-grade area a SW to NE increase in KI values is obvious, thus the sub-zones of high-grade diagenesis, low-grade anchizone and high-grade anchizone are oriented NW/SE. To the NE, the transition to the surrounding epizone is progressive. This is in contrast with the NW and SE part of the working area. Here, the transition to the epizonal domain along the border occurs over a much shorter distance and - to the south - samples of high diagenesis grade seem to directly abut the epizonal domain (Fig. 4). Biotite and actinolite are observed in samples from the epizone, and in all samples close to the plutons and the Klippen Belt (Fig. 4). Actinolite is restricted to samples closest to the magmatic rocks.

4.2. Illite polytypism and K-white mica b cell dimension

The percentages of the $2M_1$ polytype determined in different samples are shown in Fig. 4, varying between 32 and 100%. A close relationship between $32M_1$ and the KI can be observed. The complete conversion from $1M_2$ to $2M_1$ (% of $2M_1$ equal to 100) is reached at KI values of the high anchizone (Fig. 5).

The K-white mica b cell dimension (b_0 in Tables 2 and 3; Fig. 6) shows a spatial distribution, ranging between 8.938 and 9.027 Å, which is linked to KI results: high K-white mica b cell dimension values

Table 2

Paragenesis of studied samples in the Markstein Unit (MAU), FWHM (Full width at half maximum intensity) of the (001) illite/muscovite reflection and (002) chlorite reflection and their values after calibration in Kl and Al, respectively. K-white mica *b* cell dimension and K2 M1 illite/muscovite polytypes is given for samples where it was possible to determine them. n.d., not determined. Minerals abbreviations are from Kretz (1983).

Sample	Paragenesis							Illite/muscovite		Chlorite		<i>b₀</i>	K2M1
	Qtz	Fsp	Chl	Ill/mus	Act	Bt	Pg	FWHM001	Kl	FWHM002	Al		
MAU01	58%	21%	17%	23%				0.261	0.58	0.199	0.33	9.008	58
MAU02	42%	24%	14%	20%				0.456	0.69	0.259	0.43	9.025	78
MAU03	34%	23%	28%	23%				0.290	0.43	0.217	0.36		
MAU04	43%	18%	18%	22%				0.265	0.39	0.272	0.45		
MAU05	38%	26%	10%	26%				0.371	0.56	0.260	0.43	9.027	32
MAU06	27%	44%	3%	9%	10%	8%		0.365	n.d.	0.197	0.33		
MAU07	38%	21%	11%	18%		11%		0.343	n.d.	0.175	0.29		
MAU08	30%	30%	9%	26%		5%		0.365	n.d.	0.255	0.42	8.980	
MAU09	31%	19%	20%	26%		5%		0.372	n.d.	0.235	0.39		
MAU10	20%	22%	39%	19%				0.643	1.00	0.223	0.37		
MAU11	12%	28%	14%	17%	20%			0.162	0.22	0.251	0.41		
MAU12	27%	14%	35%	23%				0.212	0.30	0.163	0.27		
MAU13	41%	19%	15%	24%				0.237	0.34	0.192	0.32	8.990	50
MAU14	29%	23%	26%	22%				0.221	0.31	0.179	0.30	9.007	55
MAU15	47%	19%	15%	20%				0.164	0.22	0.227	0.37	8.967	100
MAU16	32%	19%	21%	24%		4%		0.175	n.d.	0.141	0.23		
MAU17	32%	23%	14%	20%		11%		0.279	n.d.	0.178	0.29		
MAU18	25%	21%	28%	26%				0.209	0.30	0.203	0.33	9.009	100
MAU20	35%	33%	5%	17%		10%		0.316	n.d.	0.181	0.30		
MAU21	37%	20%	21%	22%				0.171	0.23	0.155	0.26	9.004	91
MAU22	34%	18%	24%	24%				0.281	0.47	0.216	0.36	9.010	54
MAU23	32%	17%	23%	23%		5%		0.460	n.d.	0.282	0.46		
MAU24	29%	17%	33%	21%				0.217	0.33	0.175	0.29	9.001	100
MAU25	45%	16%	6%	16%		17%		0.347	n.d.	0.234	0.39		
MAU26	19%	14%	51%	13%		3%		0.377	n.d.	0.180	0.30		
MAU27	26%	17%	22%	17%		18%		0.325	n.d.	0.225	0.37		
MAU28	28%	31%	17%	20%		4%		0.459	n.d.	0.181	0.30	9.000	
MAU29	36%	22%	14%	22%		5%		0.317	n.d.	0.226	0.37		
MAU30	39%	20%	16%	26%				0.594	1.17	0.265	0.44		
MAU31	10%	31%	9%	31%	11%	8%		0.285	n.d.	0.215	0.35		
MAU32	26%	24%	6%	18%		27%		0.274	n.d.	0.251	0.41		
MAU33	25%	24%	15%	19%		6%	11%	0.420	n.d.	0.209	0.34		
MAU34	9%	41%	11%	23%	12%	5%		0.276	n.d.	0.232	0.38		
MAU35	20%	45%	12%	23%				0.214	0.32	0.177	0.29		
MAU36	29%	24%	26%	21%				0.182	0.25	0.138	0.23		
MAU37	33%	25%	19%	23%				0.194	0.28	0.144	0.24		
MAU38	42%	30%	12%	16%				0.458	0.67	0.190	0.31		
MAU39	44%	21%	5%	21%		9%		0.291	n.d.	0.181	0.30		
MAU40	40%	20%	16%	19%		5%		0.288	n.d.	0.274	0.45		
MAU41	39%	20%	12%	29%				0.164	0.21	0.162	0.27		
MAU42	33%	16%	21%	27%				0.159	0.30	0.183	0.30		
MAU43	39%	22%	5%	29%		5%		0.220	n.d.	0.260	0.43		
MAU44	34%	21%	25%	16%		5%		0.453	n.d.	0.211	0.35		
MAU45	48%	10%	4%	14%	15%	9%		0.219	n.d.	0.131	0.22		
MAU46	35%	21%	20%	25%				0.211	0.32	0.148	0.25		
MAU47	40%	28%	4%	28%				0.279	0.47	0.259	0.43		
MAU48	37%	20%	15%	28%				0.215	0.32	0.215	0.35	8.938	88
MAU49	54%	13%	17%	14%		2%		0.275	n.d.	0.195	0.32		
MAU50	39%	20%	9%	18%		15%		0.348	n.d.	0.220	0.36		
MAU51	26%	36%	15%	23%				0.244	0.39	0.227	0.37		
MAU52	33%	22%	16%	24%		5%		0.243	n.d.	0.218	0.36		
MAU53	48%	9%	5%	38%				0.171	0.23	0.314	0.51		
MAU54	45%	16%	15%	24%				0.184	0.26	0.182	0.30		
MAU56	33%	23%	15%	28%				0.354	0.64	0.250	0.41	8.999	39

are located in the core of the basin, where high values of Kl are observed. Low *b* cell dimension values are located at the periphery of the basin, in the biotite zone with low values of Kl.

4.3. Chlorite geothermometer

Chlorite abundance in the analyzed samples for geo-thermometry is very irregular and ranges between 3 and 51% of the rock. The lowest chlorite contents are observed in the vicinity of the intrusions concomitant with an increase of the Illite/muscovite + biotite amount. Chemical analyses of chlorite are given in Table 4. Chlorite chemistry was normalised to 28 oxygens and fulfil the criterion

$\Sigma Ca + Na + K < 0.2$ (Schmidt et al., 1997) used to test whether analyses are not contaminated by other phases. The analyzed chlorites have Mg/(Mg + Fe) ratios around 0.50 and Si contents below 3.00 a.p.f.u. (around 2.90 in average).

The temperatures determined with the chlorite geo-thermometer from Inoue et al. (2009) are presented in Fig. 6 and Table 4. In comparison, temperatures calculated with the Inoue et al. (2009) geothermometer are 100 to 150 °C higher than those calculated with Bourdelle et al. (2013), except for sample MAU46. Temperatures in the northern part of the Markstein basin are higher than those in the south (Oderen unit). The lowest T°C determined with chlorite thermometry (sample MAU 46) comes from the basin centre.

Table 3

Paragenesis of studied samples in the Oderen Unit (ODU), FWHM (full width at half maximum intensity) of the (001) illite/muscovite reflection and (002) chlorite reflection and their values after calibration in KI and \bar{A} , respectively. K-white mica b cell dimension and ΣM_n illite/muscovite polytypes is given for samples where it was possible to determined them, n.d., not determined. Minerals abbreviations are from Kretz (1983).

Sample	Paragenesis							Illite/muscovite		Chlorite		b_0	ΣM_n
	Qtz	Ep	Chl	Ill/Mus	Act	Bi	Pg	FWHM001	SI	FWHM002	\bar{A}		
ODU01	25%	30%	11%	21%		4%		0.230	n.d.	0.209		0.34	
ODU02	40%	27%	14%	19%				0.390	0.72	0.230		0.38	
ODU03	23%	37%	10%	23%		7%		0.339	n.d.	0.220		0.36	0.020*
ODU04	30%	28%	16%	16%				0.294	0.48	0.198		0.33	
ODU05	37%	35%	6%	18%		4%		0.360	n.d.	0.191		0.32	
ODU06	29%	43%	3%	20%		4%		0.302	n.d.	0.221		0.36	
ODU07	34%	27%	7%	26%		7%		0.404	n.d.	0.463		0.76	
ODU08	35%	28%	12%	20%		5%		0.348	n.d.	0.202		0.33	
ODU09	43%	15%	16%	21%		5%		0.335	n.d.	0.199		0.33	
ODU10	29%	28%	4%	29%		9%		0.357	n.d.				
ODU11	30%	24%	12%	16%			10%	0.301	n.d.	0.239		0.39	
ODU12	37%	25%	14%	18%		7%		0.246	n.d.	0.189		0.31	
ODU13	52%	16%	3%	16%		13%		0.305	n.d.	0.240		0.39	
ODU14	41%	20%	3%	21%		14%		0.275	n.d.	0.152		0.25	

4.4. Vitrinite reflectance

The vitrinite reflectance data obtained for sample ODU15 (from the Oderen unit) are given in Table 5. A second sample RFMV2000 is from the western border of the Goldbach intrusion (Fig. 1). Different geothermometers exist in the literature to relate vitrinite reflectance and paleo-temperatures. Barker and Pawlewicz (1986) first proposed a relationship for "normal" burial conditions between VR and the maximum temperature recorded by vitrinite coalification. Other geothermometers based on fluid inclusion calibrations in hydrothermal settings were also established and used here for comparison (e.g. Barker and Goldstein, 1990; Barker and Pawlewicz, 1994). The latter one is for hydrothermal conditions or rapid heating. These thermometric linear equations are time and pressure independent. It is known that VR is basically temperature dependent and time and pressure play a minor role, depending strongly on the tectonic setting and the thermal gradient (see Le Bayon et al., 2011; Ferreiro Mählmann et al., 2012; Hartkopf-Fröder et al., 2015).

The VR obtained in the Oderen unit, show a mean R_{max} value of 6.9% and that of the Markstein unit a mean R_{max} value of 7.5%. It is important to stress that the original calibrations of all models used do not include high VR of the meta-anthracite and semi-graphite stage. Both

measurements show a low bireflectance ($R_{min}/R_{max} = 2.9$ and 3.15% respectively). Due to the low bireflectance, the factor of strain and graphitization influenced vitrinite reflectance can be neglected (Ferreiro Mählmann and Le Bayon, 2016).

The temperatures calculated using the different geothermometers from Barker and Pawlewicz (1986) and Barker and Goldstein (1990) are around 400 °C. Lower temperatures are estimated using the equation of Barker and Pawlewicz (1994) with values of 286 and 291 °C, respectively. Barker and Pawlewicz (1986) pointed out that their equation calculates on the maximum paleogeotherm during maturation.

5. Discussion

For both, the Markstein and the Oderen units, there is an apparent relation between sample location in the basin realm and metamorphic grade. Sub-greenschist to greenschist facies metamorphic grades are found at the basin border areas closely related to the surrounding granitic rocks, while in the basin centre diagenetic grade prevails.

The index mineral biotite associated with muscovite and actinolite but also paragonite and pyrophyllite are distributed at the outer parts of the basin and close to the granites. In contrast, no index minerals are observed in the centre of the basin (Fig. 4). This observation complements the findings of Petrini and Burg (1998), which described biotite occurrence up to 1500 m away from the granitic intrusion. Here, using XRD diffraction, it is possible to identify biotite in samples up to 3 km away from the contact due to the ability of the XRD to detect finer grained amounts. Because cordierite (Petrini and Burg, 1998) and pyrophyllite were observed at the intimate contact to the pluton and in granoblastic meta-sediments of hornfels character the contact metamorphic formation is best explained by metasomatism. The actinolite formation is very likely educt dependent and may relate to a former carbonate content in the sedimentary rock. The reaction chlorite + feldspar = white mica + black mica + SiO_2 + H_2O is indicating temperatures at low pressures of 400 °C, but if buffered with a Fe authigenic phase also lower temperatures of 350 °C for neoformation is known (Brown, 1971; Bucher and Frey, 1994; Ferreiro Mählmann, 1996; Frey et al., 1999).

The main structure in the Markstein basin shows, in Fig. 2, predominantly N130-N140 strike with changing dip direction indicating an extensive folding at kilometre scale. The main deformation pattern was described in detail by Petrini and Burg (1998). At a more local scale, close to the intrusion and dykes, strike and dip are strongly disturbed. In this case, frequently the main foliation is missing. In the inner part of the basin, the mineral paragenesis detected is essentially composed of sheet silicates, which define the main schistosity. To the border of the basin, in some cases a biotite blastesis crosscuts the main schistosity.

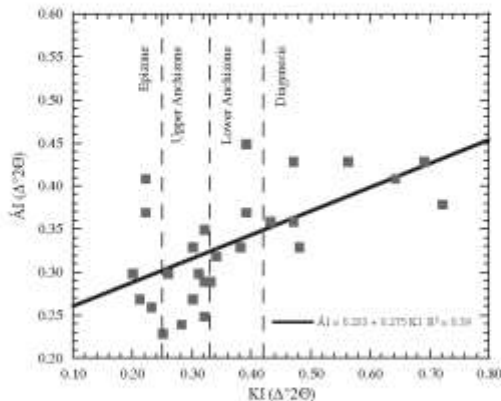


Fig. 3. Correlation between KI (10 Å) and \bar{A} (7 Å) values. Metamorphic zone boundaries are after Wier and Ferreiro Mählmann (2015).

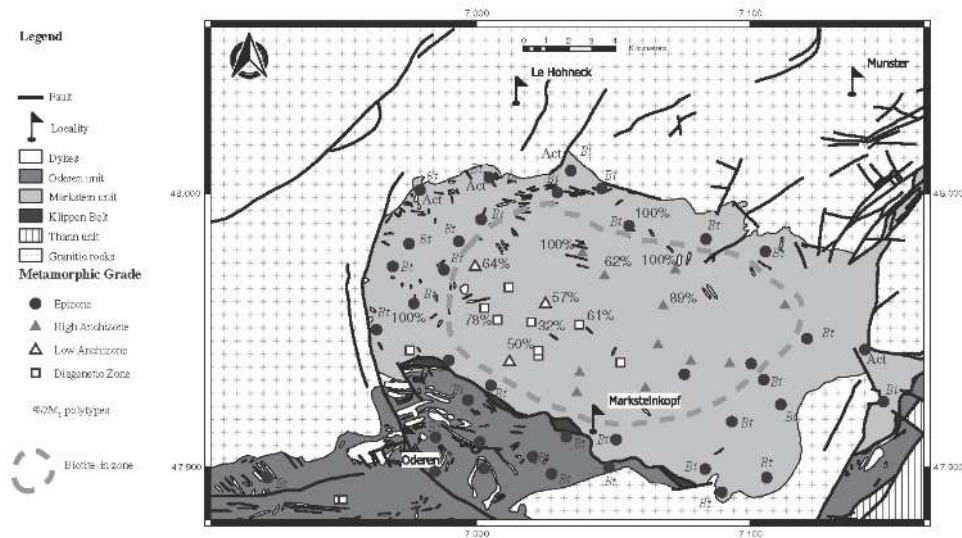


Fig. 4. Distribution of Kibbler Index (KI) values, %2M₁ polytypes and minerals index (Bt: biotite; Act: actinolite) in the study area. Lithological map of the Markstein basin modified after Skrzypek et al. (2012).

According to Petrini and Burg (1998), the main schistosity is related to orogenic shortening. Thus, the blastesis is interpreted to be formed during the contact metamorphism.

The KI values display a similar trend to the mineral paragenesis in the Markstein basin, where the epizone is located at the outer parts of the basin showing increasing values to the centre of the basin with diagenetic conditions occurring north of Markstein (Fig. 4). In the Oderen unit, the KI values of samples with or without biotite indicate epizonal conditions between the Klippen Belt and the town Oderen (northern part of the Oderen unit, Fig. 4). More precision on the trends shown by KI and index minerals can be archived via integration with the %2M₁ polytypes. Like in New Caledonia, the complete conversion of from 1M₄ to 2M₁ is reached in the high anchizone (Potel et al., 2006) close to the epizone boundary (Brauckmann, 1984; Frey, 1987).

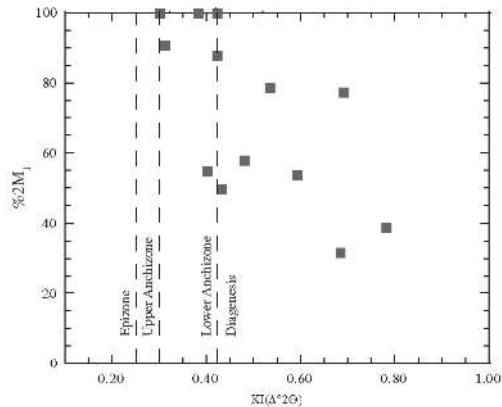


Fig. 5. Distribution pattern of %2M₁ K-white mica content of samples in the Markstein basin function of KI values.

Maxwell and Hower (1967) have shown that the complete conversion coincides or is close to the biotite isograd. The 2M₁ values range between 32% at the north of Markstein (core of the basin) and 100% towards the border of the basin (Fig. 4).

Integration of the different parameters applied to estimate metamorphic grades demonstrates that the diagenetic to metamorphic trends along a basin transverse are well established. However, maximum temperature estimates from the different methods differ considerably: the results from Bourdelle et al. (2013) (Table 4) indicate the lowest mean temperatures between 169 and 230 °C. These temperatures are typical for the high-grade diagenetic zone (Frey and Ferreiro Mählmann, 1999). The clay mineral, organic matter and mineral metamorphic indicative relationships do not prove such diagenetic conditions. In comparison with all other parameters, the temperatures calculated with Bourdelle et al. (2013) appear to under-estimate peak thermal conditions. This could be due to the chlorite composition, which shows a Mg/(Mg + Fe) ratio of 0.50 whereas the geo-thermometer is calibrated on Fe-rich chlorite.

Higher temperatures in the same area (centre of the basin) are determined using the method of Inoue et al. (2009). In the range of error, including the simplification of referring Fe to be ferrous and that it is EDX analysis, the temperature estimation does not differ from the epizone of the Oderen unit (Fig. 2). The anchizone is mostly related to temperatures ranging between 230 ± 20 °C and 320 ± 30 °C in orogenic settings and most sedimentary basins and documented in generalized relationships with the same clay mineral indices used in the present study (Środoń, 1984; Weaver, 1989; Schiffman and Fridleifsson, 1991; Merriman and Frey, 1999). Referring to the same literature (e.g. Merriman and Frey, 1999; Potel et al., 2006), minimum temperature admitted for epizonal conditions is around 300 °C; thus temperatures calculated using the Inoue et al. (2009) geothermometer are still too low (mean 265 °C in the biotite free epizone). The temperature range estimated in the basin depot centre estimated between 230 and 300 °C are interpreted as burial and orogenic metamorphic peak temperature. These findings are in agreement with the K-white mica cell dimensions between 9.001 and 9.027 Å. In this area, the mineral neoformation, the illite aggradation and the mineral coarsening are related to the main

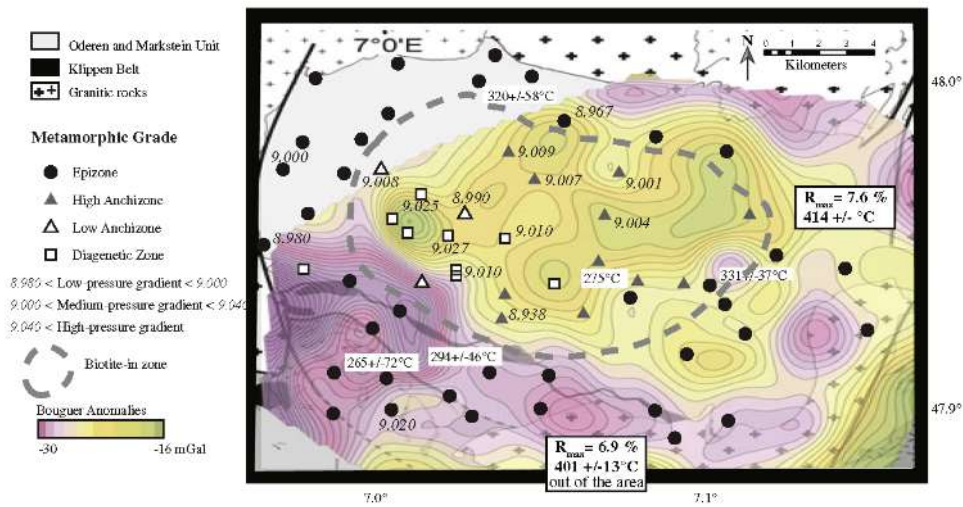


Fig. 6. Distribution of Kübler Index (KI) values, K-white micas *b* cell dimension, and temperatures calculated by chlorite chemistry based on geothermometer of Inoue et al. (2009) and by vitirite reflectance thermometer based on the formulism of Barker and Pawlewicz (1994). The Bouguer anomaly map and the lithological map of the Markstein basin are redrawn after the map of Skrzypek et al. (2012).

foliation development during orogenic deformation and thus related to a barrovian metamorphism.

If the calculated values using Inoue et al. (2009) chlorite geothermometer from the biotite-zone boundary (Barrow, 1893) are compared with the possible existence of a biotite-in isograd (Winkler, 1979); also mean-temperature estimates of 294 to 331 °C are 20 to 100 °C too low. This contrasts with the mineral blastesis having a low biotite content, and indicating a low water activity (a_{H_2O}). This means, that the reaction after Brown (1971) was formed between 350 and 400 °C.

These temperatures estimated from the biotite-isograd are consistent with the 401 to 414 °C calculated on the VR samples using the two geothermometers of Barker and Pawlewicz (1986) and Barker and Goldstein (1990) (Table 5). Nevertheless, it is to stress that in basin analysis, maturation is determined through basin modelling packages using the Sweeney and Burnham (1990) algorithm. Due to a restricted knowledge regarding the subsidence history, only partly recovered by the 3500 m thick sediment of the Markstein unit and unknown tectonic scenarios, these restrictions only allow to perform sim-

ple VR-°C conversion methods. Previous publications of Barker and Pawlewicz (1986, 1994) postulated equations for normal burial conditions and one for hydrothermal conditions and fast heating conditions, in our case evidenced by contact metamorphism. "One strength of this approach is the simple calculation of maximum paleotemperatures, one weakness is that just two heating rates are considered rather than a wide spectrum of heating rates in nature" (Hartkopf-Fröder et al., 2015). Nevertheless, a peak temperature > 300 °C at the biotite-isograd and 400 °C at the contact to the pluton must be discussed according to the geodynamic setting, still to be proposed for the Markstein basin. According to the "simple thermal calculation" done by Petrini and Burg (1998), the temperature estimated at the sediments contact did not exceed 400 °C. On the other hand, using the temperature-pressure-time (T-P-t) equation of Dalla Torre et al. (1997) some information about the heating period is needed in order to judge if temperatures of 400 or up to 650 °C are in accordance with the thermal history in the inner halo of contact metamorphism. Regarding the K-white mica *b* cell dimension, a barrovian metamorphism is envisaged, followed by heating due to plutonism. In Dalla Torre et al. (1997), assuming a low pressure (<4 kbar) fit better using the formulism with a short heating time (<1 Ma) giving a calculated temperature around 400 °C.

Fig. 6 shows gravimetric results (Skrzypek et al., 2012) in relation with KI values, biotite occurrence and K-white mica *b* cell dimension. The low density zones seem to be related to granitic intrusions, which appear also to underlie the northernmost Oderen unit along the Klippen Belt. Higher densities are observed north of Markstein in the core of the basin, and have been related to increasing basin thickness (Skrzypek et al., 2012). This latter area corresponds also to high KI values (diagenetic zone to anchizone) with K-white mica *b* cell dimension values > 9.000 Å.

Table 4

Representative chemical analyses of chlorite based on 14 oxygens. Calculations are based on 14 oxygens (anhydrous basis). SD: standard deviation. Temperatures are calculated using the geothermometer from Inoue et al. (2009) and Bourdelle et al. (2013).

Sample N°	MAU26		MAU33		ODJ09		ODJ03		MAU46	
n	42	SD	24	SD	7	SD	3	SD	2	SD
Si	2.88	0.07	2.88	0.06	2.91	0.04	2.91	0.02	2.95	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Al ^{IV}	1.12	0.07	1.12	0.06	1.09	0.04	1.09	0.02	1.05	0.02
Al ^{VI}	1.39	0.06	1.38	0.03	1.39	0.04	1.31	0.02	1.18	0.03
Fe ²⁺	2.24	0.12	2.29	0.09	2.24	0.11	2.35	0.03	2.35	0.21
Mn	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00
Mg	2.22	0.13	2.19	0.12	2.21	0.05	2.16	0.07	2.35	0.18
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg/(Mg + Fe)	0.50	0.03	0.51	0.02	0.50	0.02	0.48	0.01	0.50	0.04
T°C Inoue	331	37	320	58	294	46	265	72	275	
T°C Bourdelle	187	29	171	10	169	20	189	03	230	13

Table 5

Vitirite reflectance data for sample ODU15. Temperature are calculated from different geothermometers: (1) Barker and Pawlewicz (1986), (2) Barker and Goldstein (1990), (3) Barker and Pawlewicz (1994).

Sample	R _{max}	Std. dev.	R _{min}	Std. dev.	n	T ₁ (°C)	T ₂ (°C)	T ₃ (°C)
ODU15	6.9	0.7	2.9	0.7	30	401	393	286
RFMV2006	7.6	0.9	3.15	1.1	56	414	405	299

(up to 9.027 Å). Distribution of KI values indicate that epizonal conditions are closely related to zones of low density, and hence the distribution of granites. In these areas, the K-white *b* cell dimension values are close to or below 9.000 Å. The close relationship between clay mineral indices, Bouguer anomalies and intrusion contacts unequivocally demonstrate the thermal control of the epizone by magmatic heating.

The K-white mica *b* cell dimension values close to or below 9.000 Å are indicative of a low-pressure metamorphic facies (Sassi, 1972; Sassi and Scolari, 1974), which we interpret to be related to the contact metamorphism induced by the intrusion of the granitic rocks surrounding and partly underlying the basin. Assuming that a) the heating time at peak conditions was 5 Ma (time of the intrusion interval), and b) the pressure gradient was characteristic for a hyperthermal gradient, the T-P-t model of Dalla Torre et al. (1997) is re-considered. Therefore, a temperature of 600 to 650 °C at 1.0 to 4.0 kbar at the pluton contact is calculated (this is consistent with temperatures of 650 to 700 °C given for a granite melt at high aH₂O, Bucher and Frey, 1994). To explain cordierite in the inner halo at the hornfels pluton contact in the pelites to graywackes system, a temperature > 530 °C is needed after Winkler (1974) and Winkler (1996). Assuming a higher Fe/Mg ratio as given in the Markstein basin, temperatures of 600 °C are reasonable (Bucher and Frey, 1994). Similar VR-T°C relationships were calibrated and modelled at the Vichuquen basin intrusions (Belmar et al., 2002) and at the Val Fredda Quartzdiorite (Ferreiro Mählmann et al., 2012). The KI-VR relationship found at the SW of the Golbach intrusion showing anchizone/epizone boundary KI-values and high meta-anthracite VR-values of 6.9 and 7.6 R_{max}% are plotted into the KI-VR thermal gradient diagram of Ferreiro Mählmann et al. (2012) indicative for hyperthermal heat flow conditions or contact metamorphism.

The higher values of K-white mica *b* cell dimension in the centre of the basin are better in accordance with a burial or orogenic metamorphism of medium pressure type. A VR study is missing in this part and a more detailed interpretation remains speculative.

6. Conclusion

The metamorphic evolution of the Markstein basin can be reconstructed with a multi-method approach involving metamorphic mineral assemblage formation, K-white mica evolution, vitrinite maturity and chemical analysis. The study allowed to decipher the range of different thermal events on the very low-grade to low-grade metamorphic pattern offering a powerful tool to reconstruct the thermal evolution of the basin. The K-white mica *b* cell dimension indicates the limit of the contact metamorphism effects to be more far reaching into the basin than shown by index minerals like biotite or actinolite. In this context it seems rather surprising that the Markstein basin centre, despite being surrounded by large plutons, still preserved burial or orogenic normal-thermal diagenetic to anchizone metamorphic rocks.

Comparing the methods to determine maximum temperatures it is likely that the chlorite-thermometers differ in their thermal significance. It also is to note that a microprobe analysis may give more accurate results. It must be demonstrated if the chlorite chemistry is appropriate to be applied for a particular thermometer. In case of the VR methods used much more data are needed and more information about the geodynamic evolution. In case of the Markstein basin it is difficult to fix the modelling parameters. Nevertheless, the thermometry used calibrated on burial and normal orogenic conditions most probably define much better the very low-grade and diagenetic zone temperatures. In case of the epizonal contact metamorphism the hydrothermal calibrated methodology is preferred. Also knowing that intrusion time lasted for 1 to 5 Ma using the VR-T-P-t model the upper range of temperature of > 530 °C at the inner contact halo (hornfels), 400 °C at the sediment interface, > 350 °C at the biotite zone boundary and > 320 °C anchizone to epizone limit seems to be very realistic.

The study shows that also in small basins strongly dominated by pluton and dyke intrusions a pre-magmatic burial to orogenic thermal

history can be restored by a multi-methodical very low-grade metamorphic study. A very important procedure to do so, is the application of indices to determine grade of metamorphism strongly dependent on very differing kinetics. The variations in the reaction progress of indices in response to changing thermal conditions allows to recognize different steps of a temperature – pressure – time path and thus the time of mineralization. This can be also very important for exploration in hydrothermal, geothermal and hydrocarbon studies at a local scale.

Acknowledgements

We thank D. Chassagnac and M. Laffay for all the work done during their bachelor master on the field. We thank Prof. W. Franke for his support to this project. Rafael Ferreiro Mählmann likes to thank Prof. Rudolf Maass (Albert-Ludwigs-Univ. Freiburg, Germany) for the introduction in geology and meta-sedimentary rocks in the Vosges. The manuscript has benefited greatly from thoughtful revision from an anonymous reviewer, M. Cemal Gökcüoğlu (Middle East Technical University, Ankara) and the editor Emilio Galán.

References

- Arkal, P., 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of north-east Hungary. *J. Metamorph. Geol.* 9, 723–734.
- Arkal, P., Sassi, F.P., Sassi, R., 1995. Simultaneous measurements of chlorite and illite crystallinity: a more reliable tool for monitoring low- to very low grade metamorphism in metapelites. A case study from the Southern Alps (NE Italy). *Int. J. Mineral.* 7, 1115–1128.
- Arkal, P., Ferreiro Mählmann, R., Suchy, V., Balogh, K., Sjökröva, L., Frey, M., 2002. Possible effects of tectonic shear strain on phyllosilicates: a case study from the Kandersteg area, Helvetic domain, Central Alps, Switzerland, Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.* 102, 273–290.
- Arkal, P., Faryad, S.W., Vidal, O., Balogh, K., 2003. Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Melata unit, Western Carpathians, Slovakia: implications for phyllosilicate characteristics. *Int. J. Earth Sci.* 92, 68–85.
- Arkal, P., Sassi, F.P., Desmons, J., 2007. Very low- to low-grade metamorphic rocks. In: Ferris, D., Desmons, J. (Eds.), *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 36–43.
- Barber, C.E., Goldstein, R.H., 1990. Fluid-inclusion technique for determining maximum temperature in calcite and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometers. *Geology* 18, 1003–1006.
- Barber, C.E., Pawlewicz, M.J., 1986. The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter. *Lect. Notes Earth Sci.* 5, 79–81.
- Barber, C.E., Pawlewicz, M.J., 1994. Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures: A comparison of methods. In: Mukhopadhyay, P.K., Dow, W.G. (Eds.), *Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter: Applications and Limitations*. ACS Symp Series vol. 576, pp. 216–229.
- Barrow, G., 1893. On an intrusion of biotite-muscovite greiss in the South-Eastern Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. *Geol. Soc. London Quart.* 48, 330–338.
- Belmar, M., Schmidt, S.T., Ferreiro Mählmann, R., Mallis, J., Stern, W.B., Frey, M., 2002. Diagenesis, low grade and contact metamorphism in the Triassic-Jurassic of the Vichuquen-Tilicura and Huacabo's Guallico basins, Coastal Range of Chile. In: Schmidt, S.T., Ferreiro Mählmann, R. (Eds.), *Diagenesis and Low Grade Metamorphism* vol. 02. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., pp. 375–392.
- Boudelle, F., Parra, T., Chapin, C., Beyssac, O., 2013. A new chlorite geothermometers for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrogr.* 165, 723–735.
- Brauckmann, F.J., 1964. Hochdiagenese im Muschelkalk der massive von Bamische und Vösch. *Bochum. Geol. Geotechn. Arb.* 14, 1–195.
- Brown, E.H., 1971. Phase relations of biotite and stülpemelane in greenschist facies. *Contrib. Mineral. Petrogr.* 31, 275–299.
- Bucher, K., Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin; New York, p. c1994 (318 p).
- Chandra, D., 1965. Reflectance of coals carbonized under pressure. *Econ. Geol.* 60, 621–629.
- Dalla Torre, M., Stern, W.B., Frey, M., 1994. Determination of white K-mica polytype ratios: comparison of different XRD methods. *Clay Miner.* 29, 717–726.
- Dalla Torre, M., Mählmann Ferreiro, R., Ernst, W.G., 1987. Experimental study on the pressure dependence of vitrinite maceration. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 2921–2928.
- Eidel, J.B., Flück, P., 1989. The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben and Schwarzwald): main structural features deduced from magnetic, gravimetric and geological data. *Tectonophysics* 169, 303–316.
- Ernst, W.G., 1963. Significance of phengitic micas from low grade schists. *Am. Mineral.* 48, 1357–1373.
- Ferreiro Mählmann, R., 1996. The pattern of diagenesis and metamorphism by vitrinite reflectance and illite-crystallinity in Mittelbünden and in the Oberbärenten. 2.

- Correlation of coal petrography and mineralogical parameters. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mit.* 76, 23–48.
- Ferreiro Mählmann, R., Le Bayon, R., 2016. Vitrinite and vitrinite like solid bitumen reflectance in thermal maturity studies: correlations from diagenesis to incipient metamorphism in different geodynamic settings. *Int. J. Coal Geol.* 157, 52–73. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coal.2015.12.008>
- Ferreiro Mählmann, R., Frey, M., 2012. In: Bozkaya, Ö., Pösel, S., Nieto, F. (Eds.), *Standardisation, Calibration and Correlation of the Kübler-Index and the Vitrinite/Bismantle Reflectance: An Inter-laboratory and Field Related Study* (Swiss J. Geosci. 105, 153–170).
- Ferreiro Mählmann, R., Bozkaya, Ö., Pösel, S., Le Bayon, R., Segoré, B., Nieto García, F., 2012. The pioneer work of Bernard Kübler and Martin Frey in very low grade metamorphic terranes: paleo-geothermal potential of variation in Kübler-Index/organic matter reflectance correlations: A review. *Swiss J. Geosci.* 105, 121–152.
- Franko, W., 2000. The mid-European segment of the variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franko, W., Haak, V., Özden, O., Tanner, D. (Eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* Vol. 179. Geological Society Special Publications, London, pp. 35–62.
- Frey, M., 1987. *Low Temperature Metamorphisms*. Blackie, Glasgow and London.
- Frey, M., Ferreiro Mählmann, R., 1999. *Alpine metamorphism of the Central Alps*. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mit.* 79, 135–154.
- Frey, M., Robinson, D., 1989. *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Science, Oxford.
- Frey, M., Desmets, J., Neubauer, F., 1988. *Alpine metamorphic map 1:500,000*. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mit.* 70, 1–4.
- Gagny, C., 1962. Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du culis dans les Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine* 15, 139–180.
- Gagny, C., 1968. *Pétrogenèse du granite des crêtes (Vosges méridionales, France)*. Mémoire, Nantes (546 p).
- Guggenheim, S., Bain, D.C., Beggaya, F., Brigatti, M.F., Deis, V., Eherl, D.D., Formoso, M., Galán, E., Merriman, R.J., Peacor, D.R., Stanjek, H., Watanabe, T., 2002. Report of the IAPFA nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the “crystallinity index”. *Clay Miner.* 37, 389–393.
- Guidotti, C.V., Sossi, F.P., Blencoe, J.G., 1989. Compositional controls on the a and b cell dimensions of 2M₁ muscovites. *Eur. J. Mineral.* 1, 71–84.
- Hammel, C., 1986. Une faune nouvelle de trilobites (*Brachymeropis*, *Narmatopyge*) dans le Viséen des Vosges du Sud. *Coséquences stratigraphiques et paléozoologiques*. *Géobios* 28, 745–755.
- Hankoff-Böhler, C., Königshof, P., Little, R., Schwarzbauer, J., 2015. Optical thermal-maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchizone metamorphism: a review. *Int. J. Coal Geol.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.coal.2015.06.005>.
- Imar, A., Meunier, A., Poirier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., Vieillard, P., 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature triclinic chlorites. *Clay Clay Miner.* 57, 371–382.
- Jung, J., 1928. *Contribution à la géologie des Vosges berycennes d'Alsace*. Mémoire, Université de Strasbourg (480 p).
- Kalt, A., Altherr, R., 1996. Metamorphic evolution of garnet: spinel peridotites from the Variscan Schwarzwald (Germany). *Geol. Rundsch.* 85, 211–224.
- Kalt, A., Hanel, M., Schleicher, H., Kramm, U., 1994. Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwarzwald (F.R.G.). *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 287–302.
- Kisch, H.J., 1987. Correlation between indicators of very low grade metamorphism. In: Frey, M. (Ed.), *Low Temperature Metamorphisms*. Blackie, Glasgow & London, pp. 227–300.
- Kisch, H.J., 1991. Illite crystallinity: recommendation on sample preparation, X-ray diffraction settings and interlaboratory samples. *J. Metamorph. Geol.* 9, 665–670.
- Kisch, H.J., Aekai, P., Brime, C., 2004. De la calibration de l'illite Kübler index (illite “crystallinity”). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mit.* 84, 333–331.
- Kossmat, F., 1927. *Gliederung der variscischen Gebirgsbaues*. *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamts*, vol. 1 pp. 1–38.
- Krecher, M., 2005. *Die Turbidit sandstein-Komplex der devono-karbonschen Markstein-Gruppe im Oberrhein (NE-Frankreich) und ihre Beziehungen zu den molassischen Gesteinseinheiten von Schwarzwald und Vogesen*. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg (308 p).
- Krecher, M., Grimes, R., Müller-Sigmund, H., Behrmann, J.-H., 2007. Sedimentology and tectonic setting of Devonian-carboniferous turbidites and debris flow deposits in the Variscan Vosges Mountains (Markstein group, NE-France). *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 158, 1063–1087.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277–279.
- Kramm, U., 1984. *Anchizone metamorphose im Ams und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergerghe ihre Verfestigung und deren baugeschichtliche Bedeutung*. *Geol. Rundsch.* 73, 223–257.
- Kübler, B., 1964. Les angles indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Fr. Petrole* 19, 1093–1112.
- Kübler, B., 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Etages tectoniques*. *Colloques Neuchâtel*, pp. 109–122. 18–21 Avril 1967.
- Kübler, B., 1988. *Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite*. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.* 2, 385–397.
- Le Bayon, R., Bray, G.P., Ernst, W.G., Ferreiro Mählmann, R., 2011. Experimental kinetic study of organic matter maturation: time and pressure effects on vitrinite reflectance at 400 °C. *Org. Geochem.* 42, 340–355.
- Maas, R., 1988. *Die Südvogesen in variszischer Zeit*. *Neues Jb. Geol. Paläontol. Monat.* 10, 611–638.
- Maxwell, D.T., Hower, J., 1967. High grade diagenesis and low grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *Am. Mineral.* 52, 843–856.
- Merriman, R.J., Frey, M., 1989. Patterns of very low grade metamorphism in metapelitic rocks. In: Frey, M., Robinson, D. (Eds.), *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Science, Oxford, pp. 61–107.
- Merriman, R.J., Peacor, D.R., 1999. Very low grade metapelites: mineralogy, microphysics and measuring reaction progress. In: Frey, M., Robinson, D. (Eds.), *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Science, Oxford, pp. 10–60.
- Merriman, R.J., Roberts, B., Peacor, D.R., 1990. A transmission electron microscope study of white mica crystallite size distribution in a mudstone to slate transitional sequence. *North Wales, UK. Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 27–40.
- Padan, A., Kisch, H.J., Shagam, R., 1982. Use of lattice parameter b₀ of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 86–95.
- Perini, K., Burg, J.-P., 1988. Relationship between deformation, plutonism and regional metamorphism in the Markstein area (southern Vosges). *Géol. Fr.* 2, 13–23.
- Polissar, P.J., Savage, H.M., Brodsky, E.E., 2011. Extractable organic material in fault zones as a tool to investigate frictional stress. *Earth Planet. Sci. Lett.* 311, 439–447.
- Pösel, S., Ferreiro Mählmann, R., Storr, W.B., Mullis, J., Frey, M., 2006. Very low grade metamorphic evolution of pelitic rocks under high-pressure/low-temperature conditions, NW New Caledonia (SW Pacific). *J. Petrol.* 47, 991–1015.
- Sassi, F.P., 1972. The tectonological and geological significance of the b₀ values of potassic white micas in low grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. *Tschermak's Mineral. Petrogr. Mit.* 18, 105–113.
- Sassi, F.P., Scolari, A., 1974. The b₀ of the potassic white micas as a barometric indicator in low grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.* 45, 143–152.
- Schabegger, U., Schneider, J.-L., Maurin, J.-C., Corfa, F., 1996. Precise U-Pb chronometry of 145–340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the strathern Vosges (Central Variscan Belt). *Earth Planet. Sci. Lett.* 144, 403–419.
- Schabegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134 (2–3), 186–201.
- Schiffman, P., Fridleifsson, G.D., 1991. The smectite-chlorite transition in drill hole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *J. Metamorph. Geol.* 9, 679–696.
- Schmidt, D., Schmidt, S.B., Mullis, J., Ferreiro Mählmann, R., Frey, M., 1997. Very low grade metamorphism of the Taveyane formation of western Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 129, 385–403.
- Schneider, J.-L., 1990. *Entengrenement de la Dynamique Vosgienne dans les Bassins Volcanoclastiques Dévono-dinastiques: Exemple des Vosges du Sud* Thèse de doctorat: Université de Strasbourg (480 p).
- Skrzypczak, E., Tahaud, A.-S., Bidel, J.-B., Schulmann, K., Cocherie, A., Gaerret, C., Rossi, P., 2012. The significance of Late Devonian ophiolites in the Variscan orogen: a record from the Vosges Klippen Belt. *Int. J. Earth Sci.* 101, 951–972.
- Šrodoň, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clay Clay Miner.* 32, 337–348.
- Sweeney, J.J., Burnham, A.R., 1990. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 74, 1559–1570.
- Tahaud, A.-S., Whitechurch, H., Rossi, P., Schulmann, K., Gaerret, C., Cocherie, A., Lardoux, J.M., Juvasek, V., Oggiano, G., 2014. Devonian–Permian magmatic pulses in the northern Vosges Mountains (NE France): result of continuous subduction of the Kibiroberian Ocean and Avalonia passive margin. In: Schulmann, K., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), *The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. Geological Society, London [http://dx.doi.org/10.1144/S1465-1213\(14\)00040.1](http://dx.doi.org/10.1144/S1465-1213(14)00040.1). First published online April 1, 2014.
- Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davies, A., Dessel, C.F.K., Little, R., Robert, P., 1988. *Organic Petrology: Gebrüder Borntraeger*. Berlin (704 pp).
- Tilley, C.E., 1925. *Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland*. *J. Geol. Soc. Lond.* 81, 100–112.
- Turner, F.J., 1968. *Metamorphic Petrology: Mineralogical and Field Aspects*. McGraw-Hill, New York.
- War, L.N., Ferreiro Mählmann, R., 2015. Recommendations for Kübler Index standardization. *Clay Miner.* 50, 282–285.
- War, L.N., Bost, A.H., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorph. Geol.* 12, 141–152.
- Weaver, C.E., 1961. *Clay Minerals of the Ouachita Structural Belt and adjacent foreland*. 6120. Univ. Texas, Bur. Economic Geology Publications, pp. 147–162.
- Weaver, C.E., 1989. *Clays, Muds and Shales: Developments in Sedimentology* (vol. 44). Elsevier, Amsterdam.
- Winkler, H.G.F., 1974. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. (third ed.). Springer-Verlag, New York.
- Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Sch. ed. Springer, Berlin.
- Winkler, B., 1996. The dynamics of H₂O in minerals. *Phys. Chem. Miner.* 23, 310–318.

Synthèse & Perspectives

I. Synthèse

Depuis les années 60, les corrélations entre les indicateurs minéralogiques du métamorphisme d'enfouissement/métamorphisme régional et le degré de maturation du charbon se sont développées. Un schéma de corrélation général, raisonnablement cohérent, est apparu à partir de la grande quantité de données accumulées. Les tendances générales des corrélations établies très tôt par Kisch (1974) ont été confirmées depuis, avec un large recoupement entre les différents domaines des zones définies par les méthodes du métamorphisme de bas degré. Ces corrélations ont concerné la « cristallinité » de l'illite, la carbonisation du charbon et les assemblages minéralogiques. Comme l'a souligné Kisch (1987), il est possible d'affiner davantage les relations entre les différentes méthodes à la lumière de la quantité croissante de données qui ont été, et sont actuellement produites, en particulier grâce à l'application généralisée de la méthode de la « cristallinité » de l'illite. Dans ce sens, plusieurs tentatives ont été faites ces 20 dernières années pour relier les différents degrés de carbonisation du charbon, de la « cristallinité » de l'illite et les faciès métamorphiques dans différentes zones orogéniques en fonction des températures absolues (Dalla Torre *et al.*, 1996 ; Ferreiro Mählmann, 1996 ; Ferreiro Mählmann *et al.*, 2012 ; Ferreiro Mählmann, 2001 ; Frey & Niggli, 1971 ; Kisch, 1974 ; Potel *et al.*, 2006 ; Potel, 2007 ; Potel *et al.*, 2016 ; Teichmüller, 1987).

Depuis ma thèse, mes thématiques de recherche se sont concentrées sur l'étude du métamorphisme de très bas degré. L'objectif de toutes ces études a été, dans un premier temps, de mieux contraindre l'évolution géodynamique des zones étudiées et, dans un deuxième temps, de mieux contraindre l'évolution des marqueurs du métamorphisme de très bas degré, qu'ils soient minéraux ou bien organiques. Les quelques exemples développés dans les chapitres précédents (et les autres sur lesquels j'ai travaillé ou je travaille actuellement) montrent que seule l'approche multi-méthodes permet d'avancer dans la compréhension du contexte géologique général des zones étudiées. En effet, si on regarde la littérature sur les 20 dernières années, on trouve environ 500 publications axées sur les méthodes développés ici pour l'étude des domaines de très bas degré. Sur l'ensemble de ces publications, moins d'un tiers ont une approche multi-méthodes. Parmi cet ensemble, beaucoup se contentent d'un nombre d'échantillons restreints (moins d'une douzaine) et dans un but purement de contrôle.

La plupart des corrélations, lorsqu'elles sont réalisées, sont trop souvent réservées à des corrélations entre méthodes de même nature. Ainsi, on va trouver des dépendances entre KI versus \overline{AI} , KI versus « apparent mean crystallite thickness and lattice strain », carbonisation (VR, BR, CAI...) versus graphitisation. Malheureusement, ce genre de corrélation, même si elles permettent de confirmer les résultats, ne permettent pas de mettre en évidence des histoires polyphasées, contrairement aux corrélations entre méthodes indépendantes qui seront plus pertinentes. Par exemple, l'évolution de la matière organique et des minéraux argileux est contrôlée par les mêmes facteurs, tel que : la température, la pression, la composition chimique de la roche initiale, la déformation, les interactions fluides/roches. Ainsi, on peut supposer que la détermination de la température grâce à chacune de ces méthodes en conditions d'équilibre sera identique. Si tel n'est pas le cas, une histoire plus complexe est à envisager.

Mes différentes études menées en utilisant une approche multi-méthodes ont permis de poser des corrélations entre les différents marqueurs minéralogiques et organiques (Figure 33, Figure 34 et Figure 35), tout en étudiant l'évolution des terrains investigués. Ainsi, en utilisant la « cristallinité » de l'illite comme point de référence, on voit au sein de ces différents domaines (Nouvelle Calédonie, Montagne Noire et Vosges) des évolutions similaires. Par exemple, sur tous les sites d'étude la transformation complète des polytypes de l'illite sous la forme 2M₁ est atteinte à la limite basse et haute anchizone. De même, les températures de transition d'une zone à l'autre se situent dans les mêmes gammes.

Zone métamorphique	KI ($\Delta^{\circ}2\Theta$)	Polytypes %2M ₁	Réflectivité vitrinite R _{max} %	T°C	Minéraux index
Zone diagénétique	1,74	37,5			
—	0,42	—	2,9±0,2	-230±10	Pg ↓
Basse anchizone	0,32 0,30	100,0	3,4±0,2	-260±10	Lws ↓ Kln ↑ Corr ↑
Haute anchizone	0,25	—	4,8±0,7	-295±10	Fe-Gln ↓ Mg-Car ↓ C/S ↑
Epizone	0,15			350	Lws ↑

Figure 33 : Corrélation en Nouvelle-Calédonie entre KI, polytypes illite/muscovite, réflectivité de la vitrinite, température et assemblages minéralogiques. Les abréviations minéralogiques sont d'après Kretz (1983).

Zone métamorphique	KI ($\Delta^{\circ}2\Theta$)	Polytypes %2M ₁	Réflectivité Vitrinite R _{max} %	T°C	CAI	Minéraux index
Zone diagénétique	1,00	40,0				
—	0,52 0,42	—		190±23		Pg ↓
Basse anchizone	0,34 0,32 0,30	100,0	2,9±0,2	250±14	4,5-5	PyT ↑
Haute anchizone	0,25	—				
Epizone	0,15					

Figure 34 : Corrélation en Montagne Noire entre KI, polytypes illite/muscovite, réflectivité de la vitrinite, température, CAI et assemblages minéralogiques. Les abréviations minéralogiques sont d'après Kretz (1983).

Zone métamorphique	KI ($\Delta^{\circ}2\Theta$)	Polytypes %2M ₁	Réfectivité Vitrinite R _{max} %	T°C	Minéraux index
Zone diagenétique	0,56	32,0			
—	0,42	—		—	—
Basse anchizone	0,32	100,0			
—	0,30	—		-260±10	—
Haute anchizone					
—	0,25	—		-320±10	$\frac{\text{Bt}}{\downarrow}$ $\frac{\text{Act}}{\downarrow}$
Epizone			6,9±0,9	401±13	

Figure 35 : Corrélation dans les Vosges entre KI, polytypes illite/muscovite, réflectivité de la vitrinite, température et assemblages minéralogiques. Les abréviations minéralogiques sont d'après Kretz (1983).

Dans la Figure 36, les VR et KI déterminés au sein de mes différents projets (passés et ou en cours), sont comparés à ceux de la littérature (Diablo Range (Dalla Torre *et al.*, 1996) et Eastern Alps (Ferreiro Mählmann, 1996)). Il apparait dans la Figure 36 que, quel que soit le domaine de pression et le type de métamorphisme, les transitions diagenèse-anchizone et anchizone-épizone se réalisent à des températures très proches en termes de « cristallinité » de l'illite. Pour la vitrinite, on note par contre une différence pour le Diablo Range par rapport aux autres sites, avec des valeurs de VR plus faibles (retard dans la maturation) que celles normalement attendues. Le Diablo Range est un domaine de HP-BT (Dalla Torre *et al.*, 1996) similaire en terme de maximum de pression et température atteints par rapport à la Nouvelle Calédonie. Dans ce cadre de conditions P-T, l'étude récente de Le Bayon *et al.* (2011) a montré que la pression pouvait induire un retard dans la maturation de la matière organique, retard que l'on n'observe pas en Nouvelle Calédonie. En effet, l'étude multi-méthodes menée nous a permis de montrer une décompression isothermique, permettant le rééquilibrage de la matière organique par rapport aux réactions minéralogiques. Cette différence de cinétique entre les deux méthodes explique la préservation des valeurs de KI initiales et la conservation des valeurs du paramètre b_0 montrant le caractère de HP du métamorphisme dans cette zone, alors que la matière organique se rééquilibre.

Ces différences de cinétique entre les méthodes basées sur les réactions minéralogiques et celles sur la matière organique ont été retrouvées sur mes autres sites d'études. Ainsi, dans les Vosges, ces mêmes différences de cinétique sont observées pour les transformations minéralogiques en fonction du flux de chaleur (Potel *et al.*, 2016). En bordure du bassin du Markstein, le métamorphisme de contact a permis la recristallisation complète des illites et ainsi l'apparition d'un paramètre b_0 typique du métamorphisme de contact (valeur inférieure à 9,000 Å), alors que dans la partie centrale du bassin on note encore la présence du signal associé à l'enfouissement des sédiments (valeur comprise entre 9,000 et 9,040 Å). De même, dans le cadre des études menées en Montagne Noire (Doublie *et al.*, 2006 et Doublie *et al.*, 2015, et les études encore en cours), cette « résistance » du paramètre b_0 à se rééquilibrer a été

utilisée pour délimiter le domaine d'extension du métamorphisme associé à la mise en place de la Zone Axiale.

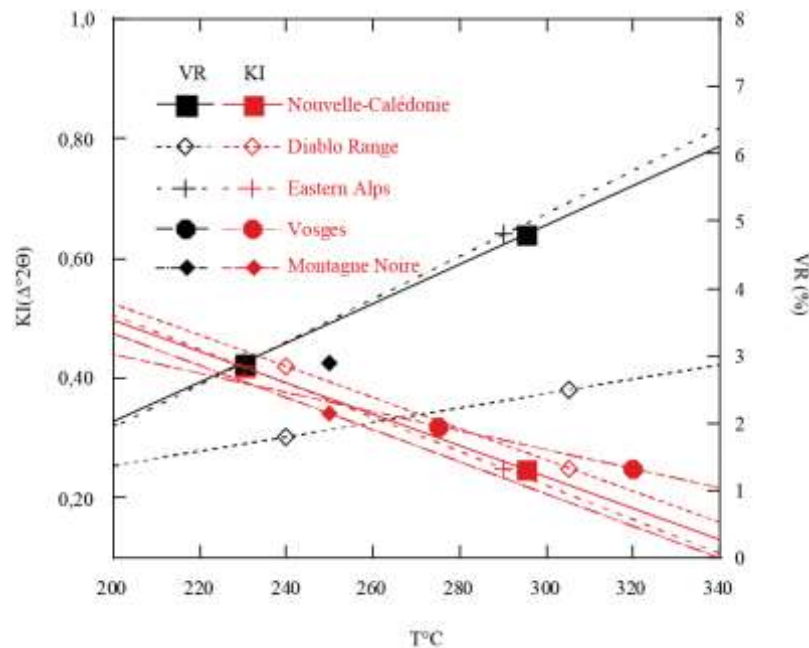


Figure 36 : Compilation au sein de différents sites d'études des valeurs de KI et VR en fonction de la température estimée par des méthodes indépendantes.

II. Perspectives

Et maintenant ?...

Mes projets de recherche à court et moyen terme vont se concentrer sur les deux axes que sont : (1) la compréhension de l'évolution thermo-barométrique des formations de très bas et bas degré en utilisant toujours une approche multi-méthodes ; et (2) une meilleure calibration des différents indicateurs, les deux objectifs sont très souvent indissociables. Ces thématiques de recherche s'inscrivent dans les axes de recherche de l'unité B2R et se retrouvent au cœur des différents chantiers de l'unité.

En plus des méthodes classiques basées sur les études par DRX pour les minéraux argileux, Doublier *et al.* (2010) ont développés une méthodologie utilisant la spectroscopie à infra-rouge à courte fréquence (SWIR) qui apporte des résultats similaires à ceux obtenus par DRX. Au sein des différents chantiers qui sont présentés ci-dessous, il est envisagé de développer cette méthode qui peut s'appliquer directement en lame mince et donc sur des grains uniques, apportant ainsi une meilleure résolution. Mais également comme une méthode aéroportée comme sur un drone par exemple, ce qui permet d'avoir une estimation rapide des compositions minéralogiques de la zone étudiée.

A) LA NOUVELLE-ZELANDE

Dans le cadre de la compréhension de l'évolution thermo-barométrique des formations, la thèse de Pierre Malié en Nouvelle-Zélande a permis de mettre en évidence la présence de minéraux hérités et de minéraux néoformés dans la fraction inférieure à 2 μm . Cette fraction

est pourtant généralement reconnue comme étant essentiellement formée de minéraux néoformés dans le cadre d'étude des roches de très bas degré (Frey, 1987). La comparaison des données de minéralogie (KI) et de la matière organique a permis de mettre en évidence cette dichotomie. Celle-ci est confirmée par une inversion du degré « métamorphique » au sein des forages, sans présence d'accident tectonique majeur. La faible taille de grains des minéraux hérités peut être due à une source sédimentaire éloignée et à des températures d'enfouissement très faibles qui rendent les vitesses de réaction très lentes (nous n'avons pas encore atteint les conditions de « steady state »). Les travaux actuels visent à isoler cette population héritée par rapport à la population néoformée en travaillant sur différentes tailles de grains et à la comparer aux données fournies par l'étude de la matière organique. L'étude de la population héritée devrait également permettre d'obtenir des informations sur la source de ces sédiments et ainsi aider à une meilleure compréhension de l'évolution du prisme d'Hikurangi. Ces travaux viennent compléter les deux thèses en cours dans cette zone qui combinent les études sismiques sur les bassins immergés du prisme et la comparaison avec des analogues de terrain à terre.

Les données qui seront obtenues dans le prisme d'Hikurangi pourront être comparées à celles de l'étude menée par Tatiana Maison sur le prisme du Nankai dans le cadre de la mission IODP 380 (Japon, projet NanTroSeize).

B) MONTAGNE NOIRE ET PYRENEES

Dans le même temps, les travaux sur la Montagne Noire sont à finaliser afin de fournir une étude complète combinant les analyses sur les phases minéralogiques, la matière organique, mais aussi les résultats micro-thermométriques pour dresser une corrélation complète sur cette zone.

Ceci va pouvoir servir dans le cadre du projet dans les Pyrénées que nous avons commencé, il y a quelques années avec des mémoires d'initiation à la recherche. Ce projet vise l'étude de l'unité Sud-Pyrénéenne Centrale (USPC) qui s'étend du bassin de Jaca à l'Ouest, aux massifs de la Pedraforca et de Cadi à l'Est et depuis la Haute Chaîne au Nord, jusqu'au bassin de l'Ebre au Sud. Constituée d'une série décollée allant du Trias à l'Oligocène, elle représente un vaste domaine trapézoïdal en plats et rampes. Ce dispositif correspond à l'imbrication de 3 sous-unités transportées sur des chevauchements à vergence sud, avec du Nord au Sud et de la plus ancienne à la plus récente, les nappes de Boixols (Maastrichtien), Montsech (Eocène inférieur à supérieur) et Sierras Marginales (Eocène inférieur à Oligocène). La couverture méso-cénozoïque, décollée au niveau des évaporites triasiques, s'est déplacée vers le Sud, chevauchant le Bassin d'avant-pays de l'Ebre, par le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen situé au front des Sierras Marginales. Dans cette région, les études précédentes montrent :

- Un diachronisme systématique des phénomènes de formation des bassins et de chevauchement du Nord au Sud ;
- De fortes similitudes dans l'architecture et la nature des dépôts au sein de ces bassins ;

- Un contrôle de la sédimentation par la tectonique active au cœur des bassins en piggy-back, se traduisant par des modes de déformation des dépôts syntectoniques et des séquences sédimentaires particulières.

Pour le moment, les études sur ce projet, menées à l'aplomb de mes travaux de recherche sont dans le cadre de mémoires d'initiation à la recherche (L3). Une étude basée sur un transept orienté N-S de ces bassins offre la possibilité de travailler sur l'influence de la tectonique (liée à la phase pyrénéenne) sur la recristallisation des phyllosilicates, l'évolution de la matière organique et ainsi le degré métamorphique supposé et la maturation du bassin. La répétition de séquences sédimentaires identiques au sein des trois bassins mais d'âges différents permettra de traiter la question de l'évolution spatio-temporelle des marqueurs thermo-barométriques et visera ainsi à établir un lien potentiel avec l'évolution des facteurs de contrôle de la sédimentation influant sur les caractéristiques pétrophysiques des réservoirs pétroliers. Le but est de développer ces études préliminaires dans le cadre de collaborations internationales (espagnole par exemple) afin de pouvoir comparer ce système à ce que nous observons en Nouvelle-Zélande. D'ailleurs, les premiers résultats obtenus pour le moment démontrent la nécessité d'étudier différentes tailles de grains avec des mélanges de populations comme ce qui a pu être mis en évidence dans le cadre de la thèse de Pierre Malié.

C) *PROJET MEET – DEATH VALLEY*

Les travaux qui seront menés au sein du projet MEET (**M**ultidisciplinary and multi-context demonstration of **E**GS exploration and **E**xploitation **T**echniques and potentials, projet H2020) visent à optimiser la productivité des réservoirs et des techniques de stimulation.

La présence de minéraux argileux et de matière organique au sein des différents puits de forage offrent la possibilité d'essayer de contraindre les conditions thermiques de ces systèmes. D'un point de vue plus méthodique, ces systèmes à gradient géothermique élevé vont permettre de mettre en évidence les différences d'évolutions possibles entre la matière organique et les minéraux à cause de cinétiques différentes.

Références bibliographiques

- Aerden, D.G.A.M., 1998. Tectonic evolution of the Montagne Noire and a possible orogenic model for syncollisional exhumation of deep rocks, Variscan belt, France. *Tectonics* 17, 62–79.
- Aitchison, J.C., Clarke, G.L., Meffre, S., Cluzel, D., 1995. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution. *Geology* 23, n°2, 161–164.
- Aitchison, J.C., Ireland, T.R., Clarke, G.L., Cluzel, D., Davis, A.M., Meffre, S., 1998. Regional implications of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia. *Tectonophysics* 299, 333–343.
- Alabouvette, B., Demange, M., Guérangé-Lozes, J., Ambert, P., 2003. Note explicative, Carte géol. France, feuille Montpellier (1:250000). Ed. BRGM 38, 164.
- Aldridge, R.J., Briggs, D.E., Smith, M.P., Clarkson, E., Clark, N., 1993. The anatomy of conodonts. *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* 340, 405–421.
- Aldridge, R.J., Donoghue, P.C., 1998. Conodonts: a sister group to hagfishes?, in: *The Biology of Hagfishes*. Springer, pp. 15–31.
- Aldridge, R.J., Purnell, M.A., 1996. The conodont controversies. *Trends Ecol. Evol.* 11, 463–468.
- Árkai, P., 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *J. Metamorph. Geol.* 726–734.
- Árkai, P., Mottana, A., Sassi, F.P., Thompson, J.B., Guggenheim, S., 2002. Phyllosilicates in very low-grade metamorphism: transformation to micas, in: *Micas: Crystal Chemistry & Metamorphic Petrology, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Mineralogical Society of America, pp. 463–478.
- Árkai, P., Sassi, F.P., Sassi, R., 1995. Simultaneous measurements of chlorite and illite crystallinity: a more reliable tool for monitoring low- to very low grade metamorphism in metapelites. A case study from the Southern Alps (NE Italy). *Eur J Miner.* 7, 1115–1128.
- Arthaud, F., 1970. Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines Hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne) (Habilitation). University des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Bard, J.-P., Rambeloson, R., 1973. Métamorphisme plurifacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse polyphasée hercynienne dans la partie orientale de la Zone Axiale de la Montagne Noire (Massif du Caroux, Sud du Massif Central français). *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 579–586.
- Barker, C.E., Goldstein, R.H., 1990. Fluid-inclusion technique for determining maximum temperature in calcite and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer. *Geology* 18, 1003–1006.
- Barker, C.E., Pawlewicz, M., 1986. The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter, in: *Paleogeothermics*. Springer, pp. 79–93.
- Barker, C.E., Pawlewicz, M.J., 1994. Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures: a comparison of methods. ACS Publications.
- Barrow, G., 1893. On an intrusion of muscovite–biotite gneiss in the south-eastern Highlands of Scotland and it accompanying metamorphism. *J Geol Soc Lond.* 49, 330–358.
- Beaud, F., 1985. Etude structurale de la Zone Axiale orientale de la Montagne Noire (Sud du Massif Central Française). Détermination des mécanismes de déformation relation avec les nappes du versant sud (183). Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Bell, T.H., Brothers, R., 1985. Development of P-T prograde and P-retrograde, T-prograde isogradic surfaces during blueschist to eclogite regional deformation/metamorphism in New Caledonia, as indicated by progressively developed porphyroblast microstructures. *J. Metamorph. Geol.* 3, 59–78.
- Berman, R.G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *J. Petrol.* 29, 445–522.
- Black Jr, P.M., Brothers, R.N., 1977. Blueschist Ophiolites In the Melange Zone, Northern New Caledonia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 69–78.

- Black, M.P., Maurizot, P., Ghent, D.E., Stout, M.Z., 1993. Mg-Fe carpholites from aluminous schists in the Diahot region and implications for preservation of high-pressure/low-temperature schists, northern New Caledonia. *J. Metamorph. Geol.* 11, 455–460.
- Black, P.M., 1975. Mineralogy of New Caledonia Metamorphic Rocks IV. Sheet Silicates from Ouéga District. *Contrib. Mineral. Petrol.* 49, 269–284.
- Bourdelle, F., Parra, T., Beyssac, O., Chopin, C., Vidal, O., 2013. Clay minerals as geo-thermometer: A comparative study based on high spatial resolution analyses of illite and chlorite in Gulf Coast sandstones (Texas, U.S.A.). *Am. Mineral.* 98, 914–926. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4238>
- Brauckmann, F.J., 1984. Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho. *Boch. Geol. Geotech. Arb.* 14.
- Brothers, R., 1970. Lawsonite-Albite Schists from Northmost New Caledonia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 25, 185–202.
- Brothers, R., Yokoyama, K., 1982. Comparaison of the High-Pressure Schist Belts of New Caledonia and Sanbagawa, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 219–229.
- Brothers, R.N., Black Jr, M.C., 1973. Tertiary plate tectonics and High-Pressure Metamorphism in New-Caledonia. *Tectonophysics* 17, 337–358.
- Brown, E.H., 1971. Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies. *Contrib. Mineral. Petrol.* 31, 275–299.
- Brun, J.-P., van den Driessche, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Société Géologie Fr.* 165, 519–530.
- Bucher, K., Frey, M., 2002. *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer, Berlin Heidelberg - Germany.
- Bucher, K., Frey, M., 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 318 p. Springer-Verlag, Berlin.
- Carson, C.J., Clarke, G.L., Powell, R., 2000. Hydration of eclogite, Pam Peninsula, New Caledonia. *J. Metamorph. Geol.* 18, 79–90.
- Cathelineau, C., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.* 23, 471–485.
- Clarke, G.L., Aitchison, J.C., Cluzel, D., 1997. Eclogites and Blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a Reappraisal. *J. Petrol.* 38, 843–876.
- Cluzel, D., 1996. Affinités intra-océaniques des métavolcanites de l'unité de la Boghen (ex Anté-Permien de Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest). Conséquences paleogéographiques. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris* 323, 657–664.
- Cluzel, D., Aitchison, J., Clarke, G., Meffre, S., Picard, C., 1994. Point de vue sur l'évolution tectonique et géodynamique de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique, France). *Comptes Rendus L'Académie Sci. Paris* 319, série IIa, 683–690.
- Cluzel, D., Aitchison, J.C., Picard, C., 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics* 340, 23–59.
- Cluzel, D., Meffre, S., 2002. L'unité de la Boghen (Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest) : un complexe d'accrétion jurassique. Données radiochronologiques préliminaires U-Pb sur les zircons détritiques. *Comptes Rendus Geosci.* 334, 867–874.
- Cocherie, A., Baudin, T., Autran, A., Guerrot, C., Fanning, C.M., Laumonier, B., 2005. U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire. *Bull. Société Géologie Fr.* 176, 269–282.
- Costa, S., 1990. De la collision continentale à l'extension tardiorogénique: 100 Millions d'années d'histoire varisque dans le massif central Français. Une étude chronologique par la méthode 40Ar/39Ar (Doctorat). Montpellier II.
- Dalla Torre, D.T., De Capitani, C., Frey, M., Underwood, M.B., Mullis, J., Cox, S.C., 1996. Very-low temperature metamorphism of shales from the Diablo Range, Franciscan complex, California : New constraints on the exhumation path. *GSA Bull.* 108, 578–601.

- Dalla Torre, M., Ferreiro Mählmann, R., Ernst, W.G., 1997. Experimental study on the pressure dependence of vitrinite maturation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 2921–2928.
- de Capitani, C., 1994. Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. *Berichte Dtsch. Mineral. Ges. Beih. Zum Eur. J. Mineral.* 1–48.
- de Capitani, C., Brown, T.H., 1987. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochem. Cosmochim. Acta* 2639–2652.
- Demange, M., 1998. Contribution au problème de la formation des dômes de la zone axiale de la Montagne noire : analyse géométrique des plissements superposés dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe. Implications pour tout modèle géodynamique. *Géologie Fr.* 4, 3–56.
- Demange, M., Guérangé-Lozes, J., Guérangé, B., 1995. Notice explicative, Carte géol. France, Feuille Lacaune (1:50000). Ed. BRGM 987, 153.
- Diessel, C.F.K., Brothers, R., Black, P.M., 1978. Coalification and Graphitization in High-Pressure Schists in New Caledonia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, 63–78.
- Doublier, M.P., Potel, S., Wemmer, K., 2015. The tectono-metamorphic evolution of the very low-grade hangingwall constrains two-stage gneiss dome formation in the Montagne Noire (Southern France). *J. Metamorph. Geol.* 33, 71–89. <https://doi.org/10.1111/jmg.12111>
- Doublier, M.P., Potel, S., Wemmer, K., 2006. Age and grade of metamorphism in the eastern Monts de Lacaune—implications for the collisional accretion in Variscan externides (French Massif Central). *Geodin. Acta* 19, 391–407.
- Dubacq, B., Vidal, O., De Andrade, V., 2010. Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. *Contrib. Mineral. Petrol.* 159, 159.
- Echtler, H., Malavieille, J., 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics* 177, 125–138.
- Edel, J.B., Fluck, P., 1989. The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben and Schwarzwald): Main structural features deduced from magnetic, gravimetric and geological data. *Tectonophysics* 169, 303–316. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90093-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90093-0)
- Engel, W., Feist, R., Franke, W., 1981. Le carbonifère ante-stephanien de la Montagne Noire: rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. BRGM Deux. Sér.* 1, 341–389.
- Epstein, A.G., Epstein, J.B., Harris, L.D., 1977. Conodont color alteration - an Index to organic metamorphism. *Geol. Surv. Prof. Pap.* 995, 1–27.
- Eskola, P., 1915. On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. *Bull. Comm. Geol. Finl.* 109–145.
- Ferreiro Mählmann, R., 1996. Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein - Teil 2: Korrelation kohlenpetrographischer und mineralischer Parameter. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen* 76, 23–46.
- Ferreiro Mählmann, R., Bozkaya, Ö., Potel, S., Bayon, R., Šegvić, B., Nieto, F., 2012. The pioneer work of Bernard Kübler and Martin Frey in very low-grade metamorphic terranes: paleo-geothermal potential of variation in Kübler-Index/organic matter reflectance correlations. A review. *Swiss J. Geosci.* 105, 121–152. <https://doi.org/10.1007/s00015-012-0115-3>
- Ferreiro Mählmann, R., Le Bayon, R., 2016. Vitrinite and vitrinite like solid bitumen reflectance in thermal maturity studies: Correlations from diagenesis to incipient metamorphism in different geodynamic settings. *Int. J. Coal Geol.* 157, 52–73.
- Ferreiro Mählmann, R.F., 2001. Correlation of very low grade data to calibrate a thermal maturity model in a nappe tectonic setting, a case study from the Alps. *Tectonophysics* 334, 1–33.
- Fitzherbert, J.A., Clarke, G.L., Powell, R., 2003. Lawsonite-omphacite-bearing metabasites of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: Evidence for disrupted blueschist- to eclogite-facies conditions. *J. Petrol.* 44, 1805–1831.

- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution, in: Franke, W., Haak, Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, Special Publications. Geological Society, pp. 35–61.
- Franke, W., Doublier, M.P., Klama, K., Potel, S., Wemmer, K., 2011. Hot metamorphic core complex in a cold foreland. *Int. J. Earth Sci.* 100, 753–785. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0512-7>
- Frey, M., 1987. *Low temperature metamorphism*. Chapman and Hall, New York - USA.
- Frey, M., De Capitani, C., Liou, J.G., 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J. Metamorph. Geol.* 9, 497–509.
- Frey, M., Desmons, J., Neubauer, F., 1999. The new metamorphic map of the Alps: Introduction. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen* 79, 1–4.
- Frey, M., Niggli, E., 1971. Illit-Kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen* 51, 229–234.
- Frey, M., Robinson, D., 1999. *Low-grade metamorphism*. Blackwell Science Ltd.
- Gagny, C., 1968. *Pétrogenèse du granite des Crêtes, Vosges meridionales, France*. Imprimé par la Faculté des sciences de Nantes, Nantes.
- Gagny, C., 1962. Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauweekes du Culm dans les Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte Géologique D'Alsace-Lorraine* 15, 139–160.
- Gebauer, D., Compston, W., Williams, I.S., Grünenfelder, M., 1988. U-Pb zircon ion-probe dating of augengneisses of the Montagne Noire and the significance of the Caledonien subcycle in the French Massif Central. *Conf. Abstr. IGCP 233 Terranes Circum-Atl. Paleoz. Orogens Montp.*
- Ghent, D.E., Stout, M., Black, M.P., Brothers, N.R., 1987. Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, northern New Caledonia. *J. Metamorph. Geol.* 5, 239–254.
- Guérangé-Lozes, J., Burg, J.-P., 1990. Les nappes varisques du sud-ouest du Massif central (cartes géologiques et structurales à 1/250 000 Montpellier et Aurillac). *Géologie Fr.* 3–4, 71–106.
- Guggenheim, S.J., Bain, D.C., Bergaya, F., Brigatti, M.F., Drits, V.A., Eberl, D.D., Formoso, M.L.L., Galan, E., Merriman, R.J., Peacor, D.R., Stanjek, H., Watanabe, T., 2002. Report of the association internationale pour l'étude des argiles (AIPEA) nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the "crystallinity index." *Clays Clay Miner.* 50, 406–409.
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P., 1986. Classification of Metamorphic Facies Series by Means of Muscovite b₀ data from Low-Grade Metapelites. *Neues Jahrbuch Min. Abh.* 153, 363–380.
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P., Blencoe, J.G., 1989. Compositional controls on the a and b cell dimensions of 2M1 Muscovites. *Eur J Miner.* 1, 71–84.
- Hammel, C., 1996. Une faune nouvelle de trilobites (*Brachymetopus*, *Namuropyge*) dans le Viséen des Vosges du Sud. *Conséquences stratigraphiques et paléocéologiques*. *Géobios* 29, 745–755.
- Hartkopf-Fröder, C., Königshof, P., Littke, R., Schwarzbauer, J., 2015. Optical thermal maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchimetamorphism: A review. *Int. J. Coal Geol.* 150–151, 74–119. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2015.06.005>
- Hashimoto, M., 1966. On the prehnite-pumpellyite metagraywacke facies (in Japanese; English abstract). *J. Geol. Soc. Jpn.* 72, 253–265.
- Holland, T., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.* 16, 309–343.
- Holland, T., Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O–Na₂O–CaO–MgO–MnO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂–C–H₂–O₂. *J. Metamorph. Geol.* 8, 89–124.
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., Vieillard, P., 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays Clay Miner.* 57, 371–382.
- Jung, J., 1928. *Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine: Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace...* Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine.

- Kalt, A., Altherr, R., 1996. Metamorphic evolution of garnet-spinel peridotites from the Variscan Schwarzwald (Germany). *Geol. Rundsch.* 85, 211–224.
- Kalt, A., Hanel, M., Schleicher, H., Kramm, U., 1994. Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwarzwald (FRG). *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 287–302.
- Kisch, H.J., 1987. Correlation between indicators of very low-grade metamorphism, in: Frey, M. (Ed.), *Low Temperature Metamorphism*. Blackie, Glasgow.
- Kisch, H.J., 1974. ANTHRACITE AND META-ANTHRACITE COAL RANKS ASSOCIATED WITH ANCHIMETAMORPHISM AND VERY-LOW-STAGE METAMORPHISM. 1. *Proc. K. Ned. Akad. VAN Wet. Ser. B-Palaeontol. Geol. Phys. Chem. Anthropol.* 77, 81–96.
- Königshof, P., 2003. Conodont deformation patterns and textural alteration in Paleozoic conodonts: examples from Germany and France. *Senckenberg. Lethaea* 83, 149–156.
- Königshof, P., 1992. Der Farbänderungsindex von Conodonten (CAI) in paläozoischen-Gesteinen (Mitteldevon bis Unterkarbon) des Rheinischen-Schiefergebirges.
- Kossmat, F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. GA Kaufmann's Buchh., Amtl. Hauptvertriebsstelle d. Sächs. Geolog. Landesamts.
- Krecher, M., 2005. Die Turbiditsandstein-Komplexe der devono-karbonischen Markstein Gruppe im Oberelsass (NE-Frankreich) und ihre Beziehungen zu den moldanubischen Gesteinseinheiten von Schwarzwald und Vogesen. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Freiburg.
- Krecher, M., Behrmann, J.H., Müller-Sigmund, H., 2007. Sedimentology and tectonic setting of Devonian-Carboniferous turbidites and debris flow deposits in the Variscan Vosges Mountains (Markstein Group, NE-France)[Sedimentologie und tektonisches Milieu von devono-karbonischen Suspensionsstrom- und Trümmerstromablagerungen im Variszikum der Vogesen (Markstein Gruppe, NE-Frankreich)]. *Z. Dtsch. Ges. Für Geowiss.* 158, 1063–1087.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277–279.
- Krumm, H., 1984. Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge-ihre Verbeitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. *Geol Rundsch* 223–257.
- Kübler, B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Cent. Rech. Pau SNPA* 385–397.
- Kübler, B., 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Etages tectoniques. Presented at the Colloques Neuchâtel, 18-21 avril 1967, pp. 105–122.
- Le Bayon, R., Brey, G.P., Ernst, W., Mählmann, R.F., 2011. Experimental kinetic study of organic matter maturation: time and pressure effects on vitrinite reflectance at 400 C. *Org. Geochem.* 42, 340–355.
- Ledru, P., Lardeaux, J.M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.M., Floc'h, J.P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J., Ploquin, A., 1989. Où sont les nappes dans le Massif central francais? *Bull. Société Géologie Fr.* 8, 605–618.
- Liou, J., 1971. P–T Stabilities of Laumontite, Wairakite, Lawsonite, and Related Minerals in the System $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *J. Petrol.* 12, 379–411.
- Liou, J.G., Maruyama, S., Cho, M., 1987. Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks – mineral assemblages and mineral facies., in: Frey, M. (Ed.), *Low Temperature Metamorphism*. Blackie, Glasgow and London, pp. 59–113.
- Liou, J.G., Maruyama, S., Cho, M., 1985. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineral. Mag.* 49, 321–333.
- Maas, R., 1988. Die Südvogesen in variszischer Zeit. *Neues Jahrb. Für Geol. Paläontol. Monatshefte* 10, 611–638.
- Maluski, H., Monie, P., 1988. ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a variscan orthogneiss (Pinet, Massif Central, France). *Chem. Geol. Isot. Geoscience Sect.* 73, 245–263.
- Maxwell, D., Hower, J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in Precambrian Belt series. *Am. Mineral.* 52, 843.

- Meffre, S., 1995. The development of arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia (PhD Thesis). University of Sidney, Sidney.
- Merriman, R.J., Frey, M., 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks, in: Frey, M., Robinson, D. (Eds.), *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Science, London, pp. 61–107.
- Merriman, R.J., Peacor, D.R., 1999. Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress, in: Frey, M., Robinson, D. (Eds.), *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Science, London, pp. 10–60.
- Mullis, J., Rahn, M., Schwer, P., de Capitani, C., Stern, W., Frey, M., 2002. Correlation of fluid inclusion temperatures with illite" crystallinity" data and clay mineral chemistry in sedimentary rocks from the external part of the Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen* 82, 325–340.
- Nowlan, G.S., Barnes, C.R., 1987. Thermal maturation of Paleozoic strata in eastern Canada from conodont colour alteration index (CAI) data with implications for burial history, tectonic evolution, hotspot tracks and mineral and hydrocarbon exploration. Ottawa, Canada: Geological Survey of Canada.
- Petrini, K., Burg, J., 1998. Relationship between deformation, plutonism and regional metamorphism in the Markstein area (southern Vosges). *Géologie Fr.* 2, 13–26.
- Potel, S., 2007. Very low-grade metamorphic study in the pre-Late Cretaceous terranes of New Caledonia (southwest Pacific Ocean). *Isl. Arc* 16, 291–305. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2007.00572.x>
- Potel, S., Ferreiro Mählmann, R.F., Stern, W.B., Frey, M., 2006. Very Low-grade Metamorphic Evolution of Pelitic Rocks under High-pressure/Low-temperature Conditions, NW New Caledonia (SW Pacific). *J. Petrol.* 47, 991–1015. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl001>
- Potel, S., Maison, T., Maillet, M., Sarr, A.-C., Doublier, M.P., Trullenque, G., Mählmann, R.F., 2016. Reliability of very low-grade metamorphic methods to decipher basin evolution: Case study from the Markstein basin (Southern Vosges, NE France). *Appl. Clay Sci.* 134, 175–185. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2016.10.003>
- Potel, S., Schmidt, S.T., de Capitani, C., 2002. Composition of pumpellyite, epidote and chlorite from New Caledonia—How important are metamorphic grade and whole-rock composition. *Schweiz Miner. Petrogr Mitt* 82, 229–252.
- Purnell, M.A., 1995. Microwear on conodont elements and macrophagy in the first vertebrates. *Nature* 374, 798–800.
- Purnell, M.A., Aldridge, R.J., Donoghue, P.C., Gabbott, S.E., 1995. Conodonts and the first vertebrates. *Endeavour* 19, 20–27.
- Ramirez, E., Sassi, R., 2001. The baric character of the Patagonian basement as deduced from the muscovite d060,331 spacing: a first contribution from Eastern Andean Metamorphic Complex (Andes, Chile). *Eur. J. Mineral.* 13, 1119–1126.
- Rejebian, V.A., Harris, A.G., Huebner, J.S., 1987. Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *GSABulletin* 99, 471–479.
- Roger, F., Respaut, J.-P., Brunel, M., Matte, P., Paquette, J.L., 2003. Première datation U-Pb des orthogneiss ocellés de la zone axiale Montagne Noire (Sud du Massif Central) : nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne Varisque. *Comptes Rendus Geosci.* 336, 19–28.
- Sassi, F.P., 1972. The petrological and geological significance of the b0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. *Tscher Min. Petrog* 105–113.
- Sassi, F.P., Scolari, A., 1974. The b0 of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.* 45, 143–152.
- Schaltegger, U., Fanning, C., Günther, D., Maurin, J., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 186–201.

- Schaltegger, U., Schneider, J.-L., Maurin, J.-C., Corfu, F., 1996. Precise U Pb chronometry of 345-340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the Southern Vosges (Central Variscan Belt). *Earth Planet. Sci. Lett.* 144, 403–419.
- Schiffman, P., Fridleifsson, G.O., 1991. The smectite -chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *J. Metamorph. Geol.* 9, 679–696.
- Schneider, J.-L., 1990. Enregistrement de la dynamique varisque dans les bassins volcano-sédimentaires dévono-dinantiens: exemple des Vosges du Sud (zone moldanubienne).
- Skrzypek, E., Tabaud, A.-S., Edel, J.-B., Schulmann, K., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., 2012. The significance of Late Devonian ophiolites in the Variscan orogen: a record from the Vosges Klippen Belt. *Int. J. Earth Sci.* 101, 951–972. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0709-4>
- Soula, J.-C., Debat, P., Brusset, S., Bessière, G., Christophoul, F., Déramond, J., 2001. Thrust-related, diapiric, and extensional doming in a frontal orogenic wedge: example of the Montagne Noire, Southern French Hercynian Belt. *J. Struct. Geol.* 23, 1677–1699.
- Srodon, J., 1984. X-Ray Powder Diffraction Identification of Illitic Materials. *Clays Clay Miner.* 32, 337–349.
- Stach, E., Mackowsky, M.T., Teichmüller, R.M., Taylor, G.H., Chandra, D., Teichmüller, R., 1982. *Textbook of Coal Petrology*. Stuttgart: Bornträger.
- Stach, E., Mackowsky, M.T., Teichmüller, R.M., Taylor, G.H., Chandra, D., Teichmüller, R., 1971. *Textbook of Coal Petrology*. Stuttgart: Bornträger.
- Sweeney, J.J., Burnham, A.K., 1990. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics (1). *AAPG Bull.* 74, 1559–1570.
- Tabaud, A.-S., Janoušek, V., Skrzypek, E., Schulmann, K., Rossi, P., Whitechurch, H., Guerrot, C., Paquette, J.-L., 2014. Chronology, petrogenesis and heat sources for successive Carboniferous magmatic events in the Southern–Central Variscan Vosges Mts (NE France). *J. Geol. Soc.* 2013–123.
- Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davies, A., Diessel, C.F.K., Littke, R., Robert, P., 1998. *Organic petrology.*, Gebrüder Borntraeger. ed. Berlin.
- Teichmüller, M., 1987. Organic material and very low-grade metamorphism. *Low Temp. Metamorph.* 114–161.
- Thompson, A.B., 1971. P CO 2 in low-grade metamorphism; zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system CaO-Al 2 O 3-SiO 2-CO 2-H 2 O. *Contrib. Mineral. Petrol.* 33, 145–161.
- Tilley, C.E., 1924. The facies classification of metamorphic rocks. *Geol Mag* 167–170.
- Turner, F.J., 1981. *Metamorphic Petrology: Mineralogical, Field, and Tectonic Aspects*, McGraw-Hill Book Company, New-York. ed.
- van den Driessche, J., Brun, J.-P., 1991. Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodin. Acta Paris* 5, 85–99.
- van den Driessche, J., Brun, J.-P., 1989. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris* 309, 1607–1613.
- Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Munoz, M., Parra, T., Pascarelli, S., 2006. P–T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). *J. Metamorph. Geol.* 24, 669–683.
- Vidal, O., Goffé, B., Bousquet, R., Parra, T., 1999. Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. *J. Metamorph. Geol.* 17, 25–40.
- Vidal, O., Parra, T., 2000. Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geol. J.* 35, 139–161.
- Vidal, O., Parra, T., Trotet, F., 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100 to 600 C, 1 to 25 kb range. *Am. J. Sci.* 301, 557–592.
- Warr, L.N., Ferreiro Mählmann, R., 2015. Recommendations for Kübler Index standardization. *Clay Miner.* 50, 282–285.

- Warr, L.N., Rice, A.H., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorph. Geol.* 12, 141–152.
- Weaver, C.E., 1989. *Clays, muds, and shales*. Elsevier.
- Weaver, C.E., 1961. Clay minerals of the Ouachita structural belt and adjacent foreland. *Univ. Tex. Bur. Econ. Geol. Publ.* 147–162.
- White, D., Thiessen, R., 1913. *The origin of coal*, Washington, D.C.: Bureau of Mines Bulletin. ed.
- Wiederer, U., Königshof, P., Feist, R., Franke, W., Doublier, M.P., 2002. Low-grade metamorphism in the Montagne Noire (S-France): Conodont Alteration Index (CAI) in Palaeozoic carbonates and implications for the exhumation of a hot metamorphic core complex. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen* 82, 393–407.
- Winkler, H.G.F., 1974. *Petrogenesis of metamorphic rocks.*, Springer Verlag New York Inc. ed, Third Edition.

Résumé

Ce mémoire présente une vue d'ensemble de mes travaux et thématiques de recherche abordés depuis ma thèse en 2001, tout d'abord en Allemagne au sein des instituts de Géologie de Giessen puis de Francfort-sur-le-Main, et depuis 2008 à UniLaSalle Beauvais. Tout au long de ces années, je me suis intéressé au métamorphisme de très bas degré en concentrant mes recherches sur les relations et corrélations entre les différentes méthodes existantes afin de mieux comprendre l'évolution des zones étudiées.

Mes travaux recherche sont centrés sur mes axes thématiques que sont : (1) la compréhension de l'évolution thermo-barométrique des formations de très bas degré ; et (2) la mise en évidence des paramètres affectant les différents marqueurs de ses domaines de basse température. Les résultats actuels montrent que seule une approche multi-méthodes et combinant des marqueurs de nature différentes (organique et inorganique) peuvent permettre de comprendre les évolutions dans ces domaines, surtout quand les évolutions sont polyphasées. Ils démontrent également qu'en fonction du régime P-T, les marqueurs du métamorphisme peuvent réagir différemment. Les travaux présentés ont été menés et continueront à être conduits au sein de différentes chantiers répartis un peu partout dans le monde et en France : Nouvelle Calédonie, Montagne Noire, Alpes, Vosges, Bretagne mais aussi, Norvège, Nouvelle Zélande, Death Valley (USA) et Harz (Allemagne).

Abstract

This thesis presents an overview of the research work and themes that I have been studying since my PhD in 2001. These studies first started in Germany at the Geological Institutes of Giessen and Frankfurt am Main, and continued at UniLaSalle Beauvais from 2008. Throughout these years, I have been interested in very low grade metamorphism, focusing my research on the relationships and correlations between the different low grade methods in order to decipher the evolution of various zones.

This research work is focused on my lines of research, which are: (1) the understanding of the thermo-barometric evolution of formations of very low grade; and (2) the understanding of the parameters affecting the different markers of low temperature domains. Current results show that only a multi-method approach and the use of different nature's markers (organic and inorganic) can provide a good understanding of the evolution of these areas, especially in the case of poly metamorphic events. They also demonstrate that depending on the P-T paths, markers of metamorphism may react differently. The research work presented here has been carried out and will continue to be carried out on various zones all over the world and in France: New Caledonia, Black Mountain, Alps, Vosges, Brittany but also, Norway, New Zealand, Death Valley (USA) and Harz (Germany).