

# **APPORTS DES ARGILES DANS L'ETUDE DES RESSOURCES POTENTIELLES D'HYDROCARBURES DU BASSIN DU MARKSTEIN (VOSGES)**

## **CONTRIBUTIONS OF CLAYS AS WAY OF STUDY OF THE HYDROCARBON POTENTIAL RESOURCES OF MARKSTEIN BASIN (VOSGES)**

Tatiana MAISON<sup>1</sup>, Sébastien POTEL<sup>1</sup>

<sup>1</sup> B2R, LaSalle Beauvais - ESITPA, Département Géosciences, 19 Rue Pierre Waguet, F-60026 Beauvais

**RÉSUMÉ** – Les bassins sédimentaires sont un enjeu majeur, car ils sont le réservoir et la source d'énergies fossiles (hydrocarbures, uranium) et renouvelables (géothermie, eau), ainsi que le lieu de stockage artificiel de ces énergies et de leurs sous-produits (e.g., CO<sub>2</sub>). Les argiles présentes dans le bassin du Markstein ont été caractérisées par le biais de différentes méthodes afin de caractériser les conditions géologiques de formation des ressources potentielles en hydrocarbures.

**ABSTRACT** – The sedimentary basins are a major stake, because they are the reservoir and the source of fossil energy (hydrocarbons, uranium) and renewable (geothermal science, water), as well as the artificial storage place of these energies and their by-products (e.g. CO<sub>2</sub>). The occurring clays in the Markstein basin were studied by different methods to characterize the geological conditions of formation of the potential resources of hydrocarbon.

### **1. Introduction**

Le degré de métamorphisme des roches de basse température est très difficile à évaluer. Des méthodes bien spécifiques existent pour le déterminer. Ainsi, les méthodes classiquement utilisées sont en relation avec l'étude de la minéralogie des argiles qui répondent principalement à deux facteurs que sont la durée du métamorphisme et le régime pression/température. L'étude des argiles est souvent associée à la « cristallinité » de l'illite. Elle a été développée dans les années 1960 pour répondre à une demande dans le domaine de l'exploration pétrolière. Cette technique permettait de reconnaître les différents stades de la diagenèse atteints et donc de définir si les sédiments étaient matures, super-matures ou stériles (Kübler et Goy-Eggenberger, 2001). Cette méthode permet également de caractériser les transitions entre la diagenèse profonde et les zones métamorphiques de basse température en l'absence de smectites. Elle est souvent couplée avec d'autres techniques telles-que la réflectivité de la matière organique ou les calculs thermodynamiques des températures. Dans tous les cas, seule une étude multi-méthodes permet d'appréhender l'évolution thermique d'un bassin et de le caractériser par la suite en termes de ressources potentielles, notamment en hydrocarbures. Le but de cette étude est de tester la pertinence et l'apport de chacune des méthodes dans l'étude d'un bassin avec une histoire polyphasée mais dans un contexte simple : ne présentant pas ou peu de tectonique (pas de contraintes/déformations), l'évolution des argiles est étudiée uniquement sous l'angle de la température.

## 2. Contexte géologique

Basé sur les styles tectoniques, les Vosges sont généralement subdivisées en deux domaines litho-tectoniques: la zone Saxothuringienne au nord et la zone Moldanubienne au centre et sud, séparées par une faille majeure de direction SW-NE, la zone de cisaillement de Lalaye Lubine (LLSZ) (Schaltegger et al., 1996). Le secteur nord est constitué de séquences sédimentaires et volcaniques d'âges Précambrien (schistes de Villé), Silurien (schistes de Steige) et Dévonien à Carbonifère inférieur (vallée de Bruche et événements de la Bande-médiane) et une série de plutons dioritiques à granitiques ; la totalité formant la partie Saxothuringienne des Vosges. Les secteurs centraux et sud sont constitués de séquences métamorphiques de bas à haut degré avec de nombreuses intrusions de plutons granitoides (âge de l'intrusion entre 335 et 340 Ma, Schaltegger et al., 1996).

Le bassin du Markstein est subdivisé en unités sédimentaires : une unité allochtone au nord (unité du Markstein) et un groupe d'unités autochtones au sud (unités d'Oderen et de Thann) (Jung, 1928). L'unité du Markstein est composée d'une séquence sédimentaire turbiditique siliclastique d'âge Carbonifère inférieur (jusqu'à 3500m d'épaisseur) de pélites et grauwackes interstratifiés (Krecher et al., 2007). Les unités autochtones correspondent à des roches volcanosédimentaires d'âge Viséen inférieur à supérieur (Skrzypek et al., 2012). Les sédiments d'âge Viséen inférieur à moyen sont composés de pélites interstratifiées et de turbidites grauwackes et associés à un volcanisme spilitique (Schneider, 1990).

L'unité du Markstein est entourée par une bordure granitique avec des intrusions de veines microgranitiques (Gagny, 1968 ; Schaltegger et al., 1996) associées au « granite des Crêtes » par Gagny (1968). Le contact est soit faillé, soit métamorphisé par métamorphisme de contact caractérisé par une croissance secondaire de biotites et hornblendes (Petrini et Burg, 1998). Ils ont trouvé un métamorphisme de contact dans un rayon externe jusqu'à 1500 m du contact (basé sur la présence de biotite).

## 3. Matériels et méthodes

### 3.1. Diffraction des rayons X : indice de l'illite et paramètre $b$ des micas $K$ ( $b_0$ )

Dans les roches pélitiques en condition de métamorphisme de basse température, il n'y a pas de formation d'assemblages minéralogiques symptomatiques. Dans ces roches, les transitions entre les domaines non-métamorphiques et les domaines métamorphiques de très bas-degré se produisent au sein des zones diagénétique, anchizone et épizone, marquant des conditions de températures croissantes. Chaque zone est caractérisée par des valeurs précises de l'indice d'illite de Kübler (Arkai et al., 2003) (Tableau 1). Une diminution de cet indice indique une augmentation des conditions de température. La cristallinité de l'illite décroît comme le nombre de feuilletts gonflants des interstratifiés illite-smectite (Kübler et Goy-Eggenberger, 2001).

Les analyses de diffraction des rayons X ont été réalisées sur un diffractomètre D8-Advance Bruker-AXS (Siemens), avec un filtre Ni et un tube en Cu. Les conditions expérimentales sont : 40 kV & 40 mA.

La séparation des argiles a été faite selon la méthodologie décrite par Schmidt et al. (1997). Pour l'analyse de la fraction  $\leq 2\mu\text{m}$ , les échantillons ont été séchés, glycolés et chauffés à 550°C. La « cristallinité » de l'illite a été calculée avec le programme DIFFRACPlus EVAL v 12.0 (©Bruker AXS). La « cristallinité » de l'illite (IC) (Kübler, 1964) est définie par la pleine largeur, à la moitié de sa hauteur exprimée en  $\Delta^\circ 2\theta$ , de la première réflexion basale de l'illite (10 Å) sur les diffractogrammes des rayons X (Frey, 1987 ;

Guggenheim et al., 2002). La cristallinité de l'illite est ensuite transformée en indice de Kübler en utilisant les standards de Warr et Rice (1994) ( $KICIS = 2,5734 * ICIPLB - 0,1348$ ). Les limites des différentes zones sont fournies dans le tableau 1 en tenant compte des corrections apportées par Warr et Ferreiro Mählmann (2015).

Le paramètre  $b$  des micas blancs ( $b_0$ ) a été calculé sur les échantillons dépourvus de biotite et d'interstratifiés. Ce paramètre est basé sur l'espacement cristallographique  $d_{060,331}$  et l'augmentation de la substitution céladonitique dans les micas avec l'augmentation de la pression (Guidotti et al., 1989). Il permet ainsi de déterminer le gradient thermique supposé des échantillons analysés. Les valeurs de  $b$  se répartissent de la sorte :  $b < 9,000\text{Å}$  correspond à des séries métamorphiques de basse pression (gradient thermique  $> 35^\circ\text{C}/\text{km}$ ); entre  $9,000\text{Å}$  et  $9,040\text{Å}$ , à des séries de moyenne pression (gradient thermique de  $25-35^\circ\text{C}/\text{km}$ ); et plus élevé que  $9,040\text{Å}$  à des séries de haute pression (gradient thermique  $< 25^\circ\text{C}/\text{km}$ ). La mesure s'effectue sur le pic (060) des micas blancs en mesurant leur position quand il est présent (Sassi et Scolari, 1974).

Tableau 1 : Valeurs de l'indice de Kübler dans les différentes zones métamorphiques

Degré métamorphique	KI
<i>Diagenèse</i>	0,52
<i>Anchizone inférieure</i>	0,42
<i>Anchizone supérieure</i>	0,32
<i>Epizone</i>	

### 3.2. MEB-EDX

Les compositions chimiques des chlorites, utilisées dans la détermination du géothermomètre de la chlorite, ont été définies par MEB-EDX (microscopie électronique à balayage) avec un MEB de modèle Hitachi S3400N équipé d'une sonde EDX de modèle Thermo Ultradry à LaSalle Beauvais – ESITPA. Une procédure de correction de type NORAN a été utilisée pour toutes les réductions de données et tous les Fe sont considérés comme ferreux. Des lames minces polies métallisées au carbone ont été analysées avec un courant de faisceau de 60 nA, une tension d'accélération de 15 kV, un temps d'acquisition de 30 s, et une zone d'observation de 10 mm<sup>2</sup>.

### 3.3. Géothermomètre de la chlorite

La détermination de la température a été effectuée avec un géothermomètre de la chlorite proposé par Inoue (Inoue et al., 2009). Ce géothermomètre est applicable pour des chlorites désordonnées de basse température formées dans des environnements métamorphiques diagénétiques à de bas degré. La température de transition entre chlorites désordonnées et ordonnées est d'environ  $250^\circ\text{C}$ , d'après Inoue. Quatre termes finaux de série géochimique sont utilisés comme bases : chlorite trioctaédrique sans Al (Afch), corundophilite (Crdp), chamosite (Chm) et sudoite (Sud), tous avec l'hypothèse que les cations octaédriques et les lacunes sont distribués aléatoirement sur les sites M. Tout d'abord, la nécessaire composition chimique des chlorites est déterminée par des analyses au MEB-EDX sur des lames minces polies (voir paragraphe précédent). A partir de ces résultats, la répartition cationique dans la structure est définie, avec l'hypothèse d'un ordre de Si et Al dans les sites



Tableau 2 : Paragenèses, KI et  $b_0$  des échantillons du bassin du Markstein

Echantillons	Paragenèses						Illite/Muscovite			
	Qtz	Fsp	Chl	Ill/Mus	Act	Bt	Pg	FWHM001	KI	$b_0$
MAU01	38%	21%	17%	23%				0,261	0,47	9,008
MAU02	42%	24%	14%	20%				0,456	0,84	9,025
MAU03	24%	23%	28%	25%				0,290	0,53	
MAU04	43%	18%	18%	22%				0,265	0,49	
MAU05	38%	26%	10%	26%				0,371	0,68	9,027
MAU06	27%	44%	3%	9%	10%	8%		0,305	n.d.	
MAU07	38%	21%	11%	18%		11%		0,343	n.d.	
MAU08	30%	30%	9%	26%		5%		0,365	n.d.	8,980
MAU09	31%	19%	20%	26%		5%		0,372	n.d.	
MAU10	20%	22%	39%	19%				0,643	1,19	
MAU11	12%	28%	14%	17%	29%			0,162	0,29	
MAU12	27%	14%	35%	23%				0,212	0,39	
MAU13	41%	19%	15%	24%				0,237	0,43	8,990
MAU14	29%	23%	26%	22%				0,221	0,40	9,007
MAU15	47%	19%	15%	20%				0,164	0,30	8,967
MAU16	32%	19%	21%	24%		4%		0,173	n.d.	
MAU17	32%	23%	14%	20%		11%		0,279	n.d.	
MAU18	25%	21%	28%	26%				0,209	0,38	9,009
MAU20	35%	33%	5%	17%		10%		0,316	n.d.	
MAU21	37%	20%	21%	22%				0,171	0,31	9,004
MAU22	34%	18%	24%	24%				0,281	0,59	9,010
MAU23	32%	17%	23%	23%		5%		0,460	n.d.	
MAU24	29%	17%	33%	21%				0,217	0,42	9,001
MAU25	45%	16%	6%	16%		17%		0,347	n.d.	
MAU26	19%	14%	51%	13%		3%		0,377	n.d.	
MAU27	26%	17%	22%	17%		19%		0,325	n.d.	
MAU28	28%	31%	17%	20%		4%		0,459	n.d.	9,000
MAU29	36%	22%	14%	22%		5%		0,317	n.d.	
MAU30	39%	20%	16%	26%				0,594	1,39	
MAU31	10%	31%	9%	31%	11%	8%		0,285	n.d.	
MAU32	26%	24%	6%	18%		27%		0,274	n.d.	
MAU33	25%	24%	15%	19%		6%	11%	0,420	n.d.	
MAU34	9%	41%	11%	23%	12%	5%		0,278	n.d.	
MAU35	20%	45%	12%	23%				0,214	0,42	
MAU36	29%	24%	26%	21%				0,182	0,33	
MAU37	33%	25%	19%	23%				0,194	0,36	
MAU38	42%	30%	12%	16%				0,458	1,04	
MAU39	44%	21%	5%	21%		9%		0,291	n.d.	
MAU40	40%	20%	16%	19%		5%		0,288	n.d.	
MAU41	39%	20%	12%	29%				0,164	0,29	
MAU42	35%	16%	21%	27%				0,159	0,27	
MAU43	39%	22%	5%	29%		5%		0,220	n.d.	
MAU44	34%	21%	25%	16%		5%		0,453	n.d.	
MAU45	48%	10%	4%	14%	15%	9%		0,219	n.d.	
MAU46	35%	21%	20%	25%				0,211	0,41	
MAU47	40%	28%	4%	28%				0,279	0,58	
MAU48	37%	20%	15%	28%				0,215	0,42	8,938
MAU49	54%	13%	17%	14%		2%		0,275	n.d.	
MAU50	39%	20%	9%	18%		15%		0,348	n.d.	
MAU51	26%	36%	15%	23%				0,244	0,49	
MAU52	33%	22%	16%	24%		5%		0,243	n.d.	
MAU53	48%	9%	5%	38%				0,171	0,31	
MAU54	45%	16%	15%	24%				0,184	0,34	
MAU56	33%	23%	15%	28%				0,354	0,78	8,999

Tableau 3 : Paragenèses, KI et  $b_0$  des échantillons du bassin d'Oderen

Echantillons	Paragenèses						Illite/Muscovite			
	Qtz	Fsp	Chl	Ill/Mus	Act	Bt	Pg	FWHM001	KI	$b_0$
ODU01	25%	38%	11%	21%		4%		0,230	n.d.	
ODU02	40%	27%	14%	19%				0,390	0,87	
ODU03	23%	37%	10%	23%		7%		0,339	n.d.	9,020*
ODU04	39%	28%	16%	16%				0,284	0,60	
ODU05	37%	35%	6%	18%		4%		0,360	n.d.	
ODU06	29%	43%	3%	20%		4%		0,302	n.d.	
ODU07	34%	27%	7%	26%		7%		0,404	n.d.	
ODU08	35%	29%	12%	20%		5%		0,348	n.d.	
ODU09	43%	15%	16%	21%		5%		0,335	n.d.	
ODU10	29%	29%	4%	29%		9%		0,357	n.d.	
ODU11	39%	24%	12%	16%			10%	0,301	n.d.	
ODU12	37%	25%	14%	18%		7%		0,246	n.d.	
ODU13	52%	16%	3%	16%		13%		0,305	n.d.	
ODU14	41%	20%	3%	21%		14%		0,275	n.d.	

observées dans la partie centrale de l'unité, tandis que les bordures présentent des valeurs plus faibles. Pour l'unité d'Oderen, KI est compris entre  $0,87\Delta^{\circ}2\theta$  et  $0,60\Delta^{\circ}2\theta$ , ce qui correspond à un degré métamorphique diagénétique. Les valeurs de KI n'ont pas été établies pour les échantillons contenant de la biotite en raison de l'interférence au niveau du pic de 10 Å. La présence de biotite implique des conditions métamorphiques épizonales (Tableau 1).

Les distributions spatiales des échantillons et de leurs degrés métamorphiques sont présentées dans la Figure 1. L'unité du Markstein est localisée au nord de la ceinture des Klippes, et l'unité d'Oderen au sud. Une zone de métamorphisme de bas-degré (diagenèse/anchizone inférieure) est localisée au sud-ouest de l'unité du Markstein, orientée NW/SE. Dans la direction NE, une transition progressive est marquée par l'anchizone supérieure, puis par l'épizone. Dans la direction SW, une transition brutale passe de l'anchizone inférieure à l'épizone. Une anomalie est localisée dans l'unité d'Oderen : un point diagénétique dans la zone épizonale est dû à la présence de paragonite (10% ; cf. Tableau 3). Les échantillons contenant de la biotite et l'actinolite sont présentés dans la Figure 1. La distribution d'actinolite, indiquée par le degré d'épizone, correspond aux résultats de KI et la zone à biotite.

#### 4.2. Paramètre $b$ des micas $K$

Le paramètre  $b$  des micas  $K$  (Tableaux 2 et 3, Figure 1) montre une répartition spatiale en fonction des valeurs de KI. Les valeurs les plus élevées sont trouvées au cœur du bassin avec des valeurs de KI élevées (conditions métamorphiques diagénétiques à anchizontales). Les valeurs les plus faibles du paramètre  $b$  sont observées en périphérie du bassin dans la zone à biotite correspondant à des valeurs de KI faibles (conditions épizonales).

#### 4.3. Géothermomètre de la chlorite

Les températures déterminées avec le géothermomètre de la chlorite sont présentées dans la figure 1 et le tableau 4. La chlorite analysée présente un rapport  $Mg/(Mg+Fe)$  d'environ 0,50 et une teneur en Si en-dessous de 3,00 a.p.f.u (environ 2,90 en moyenne). Les températures dans la partie Nord du bassin (unité du Markstein) sont plus importantes que celles de la partie Sud (unité d'Oderen). La température la plus faible (échantillon MAU46) est localisée dans la partie centrale du bassin.

Tableau 4 : Analyses chimiques de chlorite représentatives basées sur 14 oxygènes

Echantillon N° n	MAU26		MAU33		ODU09		ODU03		MAU46	
	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 <sup>IV</sup>	1,12	0,07	1,12	0,06	1,09	0,04	1,09	0,02	1,05	0,02
Al <sup>VI</sup>	1,39	0,06	1,38	0,03	1,39	0,04	1,31	0,02	1,18	0,03
Fe <sup>2+</sup>	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
<i>T°C Inoue</i>	331	37	320	58	294	46	265	72	275	

Les calculs sont basés sur 14 oxygènes (base anhydre). SD: déviation standard. Les températures sont calculées par utilisation du géothermomètre d'Inoue et al, (2009).

## 5. Discussion - conclusion

Pour les unités du Markstein et d'Oderen, une relation entre la position des échantillons et le degré métamorphique peut être établie, en lien avec les intrusions granitiques encaissantes du bassin.

Ainsi, la présence de biotite dans les sédiments en bordure du bassin indique des conditions métamorphiques plus élevées qu'au cœur de ce dernier. Cette zonation, liée à la mise en place des granites aux alentours de 340 Ma (Schaltegger et al., 1996) avait été décrite dans la littérature par Pétrini et Burg (1998) mais ne concernait qu'une zone s'étendant sur 1500 m vers l'intérieur du bassin. Ici, l'utilisation de la diffraction des rayons permet une meilleure résolution et de montrer que cette zone s'étend sur 3000 m.

Les données de cristallinité de l'illite confirment cette observation en montrant une zonéographie identique avec un cœur du bassin montrant des conditions diagénétiques (associées à l'enfouissement des sédiments) et épizonales au contact des intrusions granitiques. Les données de température obtenues par le géothermomètre d'Inoue et al. (2009) indiquent des valeurs autour de 300°C en bordure du bassin.

Les valeurs du paramètre *b* des micas potassiques montrent que la zonéographie du bassin n'est pas uniquement dû à la mise en place des granites, puisque dans la partie centrale du bassin, là où les valeurs de KI sont les plus élevées, les valeurs montrent un métamorphisme de type enfouissement et non de contact.

La combinaison des différentes méthodes nous permet ici de mettre en évidence une histoire complexe et de tracer les limites d'influence des différents événements thermiques qui ont pu affecter notre bassin. Un premier événement thermique a lieu lors de l'enfouissement des sédiments et un deuxième va lui succéder aux alentours de 340 Ma avec la mise en place des granites en bordure du bassin. Ceci permet de retracer les paléotempératures qui ont pu affecter le bassin et ainsi estimer les possibilités de ressources potentielles (hydrocarbures liquides et gazeux). En effet, les conditions diagénétiques (environ 100°C) du cœur du bassin indiquent les conditions potentielles de la fenêtre à huile (gamme de températures où on peut générer des hydrocarbures) : cette zone pourrait présenter des hydrocarbures liquides (températures de formation entre 60°C et 120°C). En bordure de bassin, les conditions épizonales (environ 300°C) présentent une température trop élevée pour que cette zone soit pétrolifère.

## **6. Références bibliographiques**

- Árkai, P., Faryad, S.W., Vidal, O., Balogh, K. (2003). Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia: implications of phyllosilicate characteristics. *International Journal of Earth Sciences* 92, 68-85.
- Frey, M. (1987). *Low temperature metamorphism*. Glasgow and London: Blackie.
- Frey, M., Robinson, D. (1999). *Low-grade metamorphism*. Oxford: Blackwell Science.
- Gagny, C. (1968). *Pétrogenèse du granite des crêtes (Vosges méridionales, France)*. Mémoire: Nantes 546 p.
- Guggenheim, S., Bain, D. C., Bergaya, F., Brigatti, M. F., Drits, A., Eberl, D. D., et al. (2002). Report of the AIPEA nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the "Crystallinity Index". *Clay Minerals*, 37, 389–393.
- Guidotti, C. V., Sassi, F. P., Blencoe, J. G. (1989). Compositional controls on the a and b cell dimensions of 2M1 Muscovites. *European Journal of Mineralogy* 1, 71-84.
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., Vieillard, P. (2009). Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays and Clay Minerals*, volume 57, no 3, p. 371-382.
- Jung, J. (1928). *Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace*. Mémoire : Université de Strasbourg. 480 p.
- Krecher, M., Grimm, B., 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). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, volume 158. p. 1063-1087.
- Kübler, B. (1964). Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 19, 1093-1112.
- Kübler, B., Goy-Eggenberger, D. (2001). La cristallinité de l'illite revisitée : un bilan des connaissances acquises ces trente dernières années. *Clay Minerals*, 36, 143-157.
- Petrini, K., Burg, J.-P. (1998). Relationship between deformation, plutonism and regional metamorphism in the Markstein area (southern Vosges). *Geologie de la France*, volume 2. p. 13-23.
- Sassi, F. P., Scolari, A. (1974). The b0 of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45, 143-152.
- 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 and Planetary Science Letters*, volume 144. p. 403-419
- Schmidt, D., Schmidt, S. Th., Mullis, J. (1997). Very low grade metamorphism of the Taveyanne formation of western switzerland. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 129, 385–403.
- Schneider, J.-L. (1990). *Enregistrement de la dynamique varisque dans les bassins volcano-sédimentaires dévono-dinantiens: exemple des Vosges du Sud*. Thèse de doctorat: Université de Strasbourg. 222 p.
- 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. *International Journal of Earth Science*, volume 101. p. 951-972.
- Warr, L. N., Rice, A. H. (1994). Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology* 12, 141-152.
- Warr, L. N., Ferreira Mählmann, R. (2015). Recommendations for Kübler Index standardization. *Clay Minerals*, 50, 282-285.