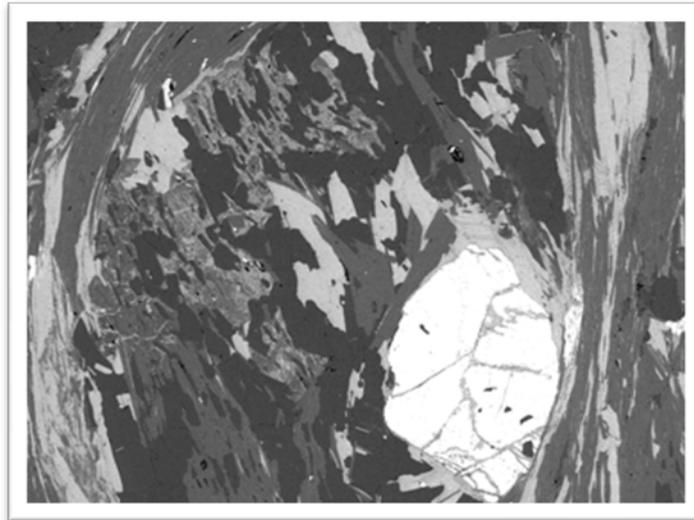


*Rapport de stage
Master 2 – Sciences de la Terre
2010/2011*

*Interactions thermiques et mécaniques entre la croûte
moyenne et la croûte inférieure en Bohême du Sud :
étude pétro-structurale et thermochronologique*



Benoît PETRI

*Responsables scientifiques :
Pavla ŠTÍPSKÁ
Karel SCHULMANN*

Table des Matières

1	Introduction	3
2	Cadre géologique	3
2.1	Le massif de Bohême	3
2.2	La racine moldanubienne	4
2.3	La zone d'étude	5
3	Cadre Structural	5
3.1	Déformation D1	7
3.2	Déformation D2	7
3.3	Déformation D3	8
4	Pétrologie	9
4.1	Amphibolites de l'unité variée	9
4.2	Paragneiss de l'unité variée	9
4.3	Paragneiss de l'unité monotone	10
4.4	Micaschistes de l'unité de Kaplice	13
5	Modélisation thermodynamique	14
5.1	Paragneiss de l'unité monotone	14
5.2	Micaschiste de l'unité de Kaplice	17
6	Chronologie et thermochronologie	20
6.1	Âges $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	20
6.2	Distribution des âges	22
7	Discussion	23
7.1	Trajets P-T et structures observées	23
7.2	Contraintes géochronologiques	24
7.3	Modèle d'évolution	25
8	Conclusion	27
9	Remerciements	27
10	Bibliographie	28
	Annexes	31
1.	Planche photo additionnelle	31
2.	Relations cristallisation-déformation	32
3.	Abréviations et Solutions Solides	34
4.	Analyses Chimiques	34

5.	Datations ^{40}Ar-^{39}Ar : la méthode	36
6.	Diagrammes K/Ca et $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	38
7.	Données Ar-Ar	39
8.	Âges de la bibliographie	44
	Résumé	46
	Abstract	46

1 Introduction

La racine de l'orogène varisque, appelée zone moldanubienne, est caractérisée par des alternances de croûte inférieure orogénique - des massifs granulitiques -, et de croûte moyenne orogénique - des paragneiss de haut degré métamorphique. L'exhumation des granulites entame le démantèlement de la chaîne induisant un retour à l'équilibre de l'ensemble de l'orogène. Souvent, l'effondrement est associé à la mise en place de granites tardifs issus de la fusion partielle des paragneiss de la croûte inférieure. L'ensemble de ces processus va être enregistré par bon nombre de marqueurs, que ce soit des structures, des paragenèses ou bien des âges.

En Bohême du Sud, de larges massifs granulitiques exhumés concentrent la majeure partie des études, alors que le comportement de la croûte moyenne environnante n'est que rarement décrit. La zone d'étude consiste en une suite d'unités métasédimentaires enclavant un massif granulitique (Blanský les), tardivement intrudée par le batholite granitique de Bohême du Sud. Grâce à une étude couplant géologie structurale, pétrologie métamorphique, modélisation thermodynamique, chronologie et thermochronologie, il sera possible de discriminer les trajectoires P-T-t-d enregistrées par les paragneiss. Au long de cette étude seront utilisées des méthodes de microscopie optique et électronique, d'analyse chimique par spectre d'émission X (EDS), ainsi que des datations ^{40}Ar - ^{39}Ar sur biotites et amphiboles. Ainsi, il sera possible de mettre au point des modèles d'évolution préexistants pour l'orogénèse varisque, ce qui par extension permettra de connaître quelle pourrait être l'évolution profonde de systèmes actuels tels que la chaîne Himalayenne.

2 Cadre géologique

2.1 Le massif de Bohême

Le Massif de Bohême est situé dans la partie nord-est de la chaîne varisque européenne (Fig. 2.1.a), qui s'étend à plus grande échelle des Appalaches jusqu'au Caucase. Le premier stade de croissance de l'orogène consiste en une succession de subductions/accrétions de terrains dérivés du Gondwana sur le super-continent Laurentia-Baltica. Schulmann *et al.* (2009) interprètent ce système comme une subduction de type andine, fermant l'océan Saxothuringien. La subduction océanique dite saxothuringienne est active du dévonien au début du carbonifère (Schmädicke *et al.*, 1995), le domaine saxothuringien étant le toit de la subduction (voir O'Brien, 1997; Konopásek & Schulmann, 2005). Le stade de collision est ensuite marqué par le poinçonnement du micro-continent sous-charrié Brunia, de 330 à 310 Ma, qui comprime la racine et déclenche le démantèlement de la chaîne. Au même moment se développe le bassin d'avant-pays Culm (Hartley & Otava, 2001). L'apogée de la croissance de la chaîne est atteinte lorsque le Gondwana rejoint Laurentia-Baltica formant un orogène de collision dont un analogue pourrait être le système Himalayen.

Le Massif de Bohême est classiquement séparé en quatre unités distinctes (Fig. 2.1.b) : l'unité Saxothuringienne au nord, le Teplá-Barrandien plus à l'ouest, l'unité Moldanubienne au centre et enfin Brunia à l'extrémité est. Le domaine Saxothuringien est caractérisé par un socle néoprotérozoïque. Le Teplá-Barrandien est également défini par un socle néoprotérozoïque constituant un bloc crustal indépendant, interprété comme le « couvercle » rigide de l'orogène, séparé de la zone moldanubienne par la zone de suture centrale bohémienne (Pitra *et al.*, 1999). La zone Moldanubienne est reconnue depuis longtemps comme la racine profonde de l'orogène (Suess, 1926). Enfin, Brunia consiste en un poinçon rigide, affecté par l'orogénèse pan-africaine et peu pendant l'épisode varisque.

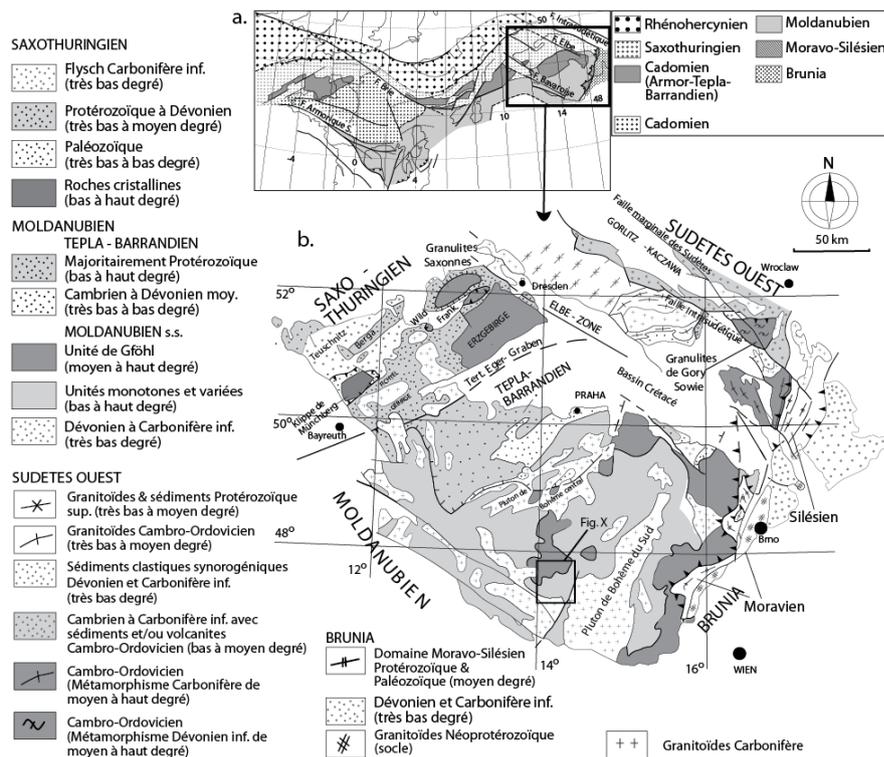


FIGURE 2.1 : Carte géologique simplifiée, **a.** modifiée d'après Edel *et al.* (2003), structure générale de la chaîne varisque et **b.** d'après Franke *et al.* (2000), principales unités du massif de Bohême.

2.2 La racine moldanubienne

La zone Moldanubienne du Massif de Bohême est séparée en deux unités principales aux évolutions métamorphiques contrastées (Gföhl et Drosendorf). Elle est intrudée par des plutons calc-alcalins à ultra-potassiques syn-cinématiques (durbachites, complexe de plutons central bohémien) et par des plutons granitiques tardifs ou post-cinématiques (complexe de plutons de Bohême du Sud).

L'unité de Gföhl est composée d'orthoigneiss, de migmatites, de granulites, d'écoligites et de péridotites. Ces roches de très haut degré ont des protolithes précambriens à paléozoïques inférieurs. Les conditions P-T maximales pour les granulites sont estimées à 950-1050°C et 1.4-2GPa), rétrogradées à 600–800°C et 0,6–0,8 GPa (Faryad *et al.*, 2010; Franěk *et al.*, 2011a) pendant leur mise en place dans des niveaux crustaux moyens. L'exhumation de ces granulites est associée à un magmatisme calc-alcalin et potassique à ultrapotassique. Le magmatisme ultrapotassique intervient tardivement (343 à 335 Ma) comprenant une série durbachitique (Amp+Bt, e.g. Verner *et al.*, 2008; Kotková *et al.*, 2010) et une autre à pyroxènes et biotites (Holub, 1997).

L'unité de Drosendorf se divise en deux parties majeures : la série variée et la série monotone. La série variée est composée de paragneiss, mais également d'amphibolites, de marbres, de calc-silicates, de métaquartzites et de gneiss à graphite. Les paragneiss sont fortement migmatitiques, tandis que les amphibolites sont localement partiellement fondues. Le pic du métamorphisme est estimé à 0,7–1,2 GPa et 750°C (Petraakis, 1997; Racek *et al.*, 2006), suivi d'une rétro-morphose importante dans des domaines aux conditions PT moins élevées, estimées à 650–720°C et 0,4–0,5 GPa (Vrána *et al.*, 1995; Pitra *et al.*, 1999; Racek *et al.*, 2006). Les paragneiss monotones sont caractérisés par un assemblage à biotite et sillimanite, et ont subi une fusion partielle très poussée. Les conditions maximales de pression et de température d'équilibre sont de 780°C pour 0,75 GPa (Scheuvsens, 2002), suivies d'une rétrogression à 620–740°C et 0,3 GPa (Tropper *et al.*, 2006).

La dernière unité mise en place consiste en un cortège granitique (complexe de plutons de Bohême du Sud) causé par un réchauffement important des terrains induisant la fusion partielle des métasédiments (Gerdes *et al.*, 2000). Ces lithologies riches en potassium, se mettent en place entre 330 et 320 Ma.

2.3 La zone d'étude

Cette étude se concentre sur la partie métasédimentaire Moldanubienne de l'unité de Drosendorf se situant entre le massif granulitique de Blanský les au nord, le pluton de Bohême du Sud au sud, les granulites de Křišťanov à l'ouest et les bassins sédimentaires créacés à l'est (Fig. 3.2).

Les métasédiments de la série variée sont composés majoritairement de métapélites migmatitiques à biotite, sillimanite, grenat et de rares cordiérites, mais aussi de marbres et d'amphibolites (localement fondues). Le protolithe des amphibolites est interprété comme étant un basalte (Patočka, 1991; Janoušek *et al.*, 2008), en accord avec le fait que la série soit métasédimentaire (Drábek *et al.*, 1999; Houzar & Novák, 2002). L'unique âge du dépôt des métasédiments, obtenu selon la méthode Re-Os par Drábek & Stein (2003), confirme les âges protérozoïques de fossiles de spores (Konzalová, 1980, 1981), malgré un âge contesté du silurien invoqué par Pacltová (1994). L'unité est également composée d'orthoigneiss déformés à 355 ± 2 Ma dont le protolithe est daté à environ 2,1 Ga (Wendt *et al.*, 1993; Patočka *et al.*, 2003).

Les métasédiments de la série monotone forment une bande le long de l'unité variée. Ces roches présentent un assemblage migmatitique à biotite, sillimanite, grenat, cordiérites. La présence d'éclogites (O'Brien & Vrána, 1995) indique des stades de haute pression, quantifiés par Faryad *et al.* (2006, 2-2,5 GPa, 750°C). Une variante des métasédiments de l'unité monotone est présente sous la forme de kinzigites, dans la zone dite de Lhenice, où les travaux de Kobayashi *et al.* (2011) trouvent des pressions supérieures à 1 GPa pour 800°C, suivies par une rétrogression importante à environ 0,7 GPa et 800°C.

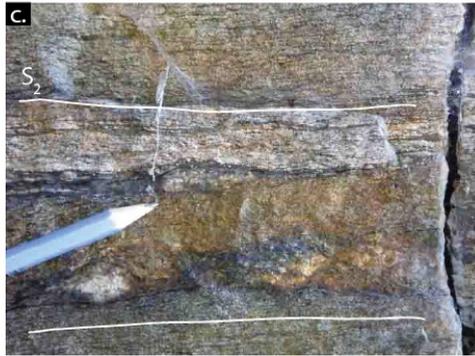
L'unité dite de Kaplice est composée de micaschiste à muscovite et à biotite, des trois silicates d'alumine, et de quelques grenats, staurotides et cordiérites. Celles-ci sont présentes dans toute l'unité mais en particulier autour des massifs granitiques au sud. L'unité de Kaplice est interprétée comme issue d'une rétrogression importante de l'unité monotone par circulation de fluides liés à l'emplacement du pluton de Bohême du Sud (Vrána & Bártek, 2005). Quelques intrusions magmatiques le long de la zone de cisaillement de Kaplice à 303 ± 5 Ma (Vrána *et al.*, 2005) sont interprétées comme une ramification du pluton granodioritique de Freistadt. Très peu de données sur l'évolution des conditions de pression et de température sont disponibles.

La majeure partie des datations réalisées sur les massifs granulitiques, montre un cluster autour de 340 Ma (Annexe 8). Cette valeur, classiquement interprétée comme l'âge du pic du métamorphisme, est en accord avec un âge Sm-Nd à 340 ± 20 Ma (Wendt, 1989). Les âges plus précoces sont supposés indiquer la cristallisation du protolithe des granulites (e.g. Franěk *et al.*, 2011b). Les datations sur zircons des métasédiments portent l'information de la cristallisation de leur protolithe, aboutissant à un âge de dépôt maximal. Les nouvelles datations ^{40}Ar - ^{39}Ar , associées à celles de la bibliographie seront détaillées et discutées plus loin dans ce rapport en termes d'âges de refroidissement/cristallisation et donc d'exhumation.

3 Cadre Structural

Les observations sur le terrain nous ont permis de distinguer trois épisodes de déformation distincts, produisant une foliation verticale S1 pour la déformation D1, une foliation à faible pendage S2 pour la déformation D2 et finalement des crénulations tardives F3 pour la déformation D3.

Unité variée



Unité monotone



Unité de Kaplice



PLANCHE 1 : Photographies de structures observées au sein de la zone d'étude. Pour l'unité variée, **a.** foliation S1 transposée selon S2 par le biais de plis déracinés, **b.** boudins de quartzite dans des marbres produits par l'aplatissement important généré par D2, **c.** paragneiss migmatitiques aplatis par D2. Pour l'unité monotone, **d.** foliation S1 migmatitique transposée selon S2, **e.** les lits migmatitiques sont aplatis par S2. Pour l'unité de Kaplice, **f.** foliation verticale S1 crénelée par D2, **g.** plis similaires, **e.** foliation S2 crénelée par D3.

3.1 Déformation D1

La première structure observable à l’affleurement est une foliation S1 sub-verticale, plongeant vers le nord-ouest et localement vers le sud-est (Fig. 3.2). Dans les paragneiss variés et monotones, elle est présente en plusieurs endroits au travers de plis similaires déracinés F2 (Planche 1.a). Quelques rares occurrences exceptionnellement mieux préservées sont visibles au sud-ouest des deux unités où l’effet de D2 est soit très faible, soit traduit par des crénulations. Dans ces deux unités, S1 est défini par un litage compositionnel et une orientation préférentielle de minéraux (micas) et d’agrégats minéralogiques (leucosomes, quartz et feldspaths). Les orientations de S1 dans la série variée sont extrêmement perturbées (Fig. 3.1) dans la queue du massif granulitique plissé de Blanský les où l’on observe des plis à très grande longueur d’onde (e.g. Franěk *et al.*, 2011a).

Dans l’unité de Kaplice, la foliation S1 est définie par une orientation préférentielle de micas (muscovite et biotite) et d’exsudats de quartz. Elle est bien préservée dans des zones faiblement affectées par D2 (Planche 1.f), qui se manifeste par de simples crénulations ou des plis métriques fermés.

3.2 Déformation D2

La foliation principale affectant toute la zone d’étude est à pendage de faible à modéré et est notée S2. On note une légère inclinaison de la foliation vers le nord-ouest, dans les zones peu affectées par le plissement du massif de Blanský les (Fig. 3.1 et 3.2). Ici, la série variée présente une succession synclinal-anticlinal F2 à grande longueur d’onde, tandis que la série monotone est caractérisée par une structure monoclinale (Fig. 3.3). Au sein de l’unité variée, S2 est définie par un litage compositionnel et une orientation préférentielle des minéraux (micas), ainsi que des agrégats (leucosome). De nombreux agrégats de liquide silicaté sont aplatis par D2, marquant un taux de fusion partielle assez important pendant ou après D1. En ces endroits, la foliation S2 est anastomosée. De rares traces de fusion post-D2 sont en revanche observables en quelques points, comme des dykes aplitiques recoupant S2. La transposition de S1 en S2 est localement extrêmement importante, produisant des plis déracinés et de nombreux boudins (Planche 1.a et 1.b, de forme « pincé et gonflé », jusqu’à rectangulaire selon les lithologies (Goscombe *et al.*, 2004; Twiss & Moores, 2007)).

Au sein de l’unité de Kaplice, la foliation S2, forme une structure monoclinale à pendage vers le nord-ouest (Fig. 3.1 et 3.3). Elle est définie par une orientation préférentielle des micas (muscovite et biotite) et d’exsudats de quartz, autour desquelles se trouvent des cristaux pluricentrimétriques de cordiérite et d’aluminosilicates (disthène, sillimanite et andalousite).

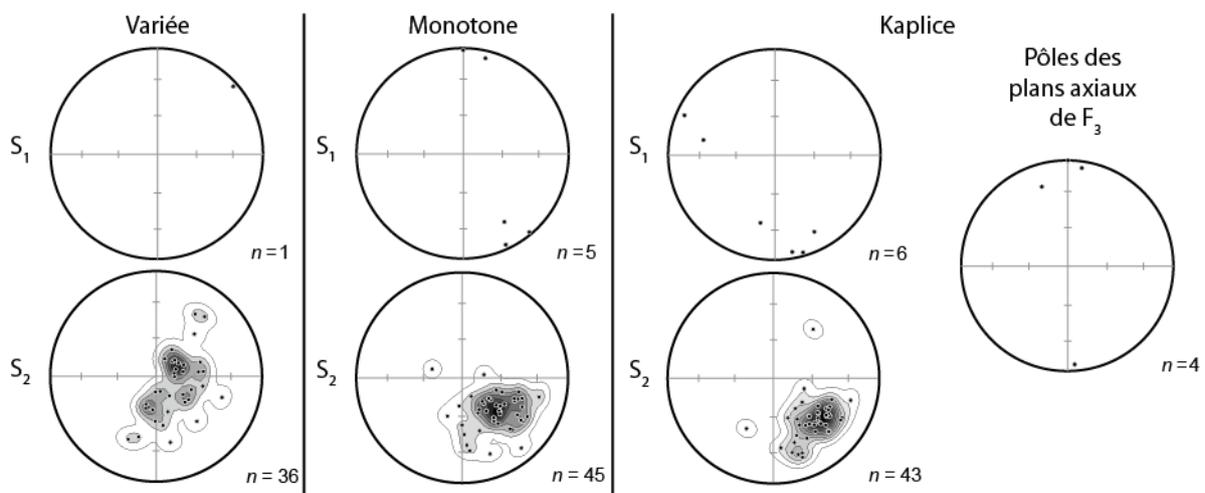


FIGURE 3.1 : Projections stéréographiques des structures observées pour les trois unités étudiées. Projection de Schmidt (aires conservées), hémisphère inférieur.

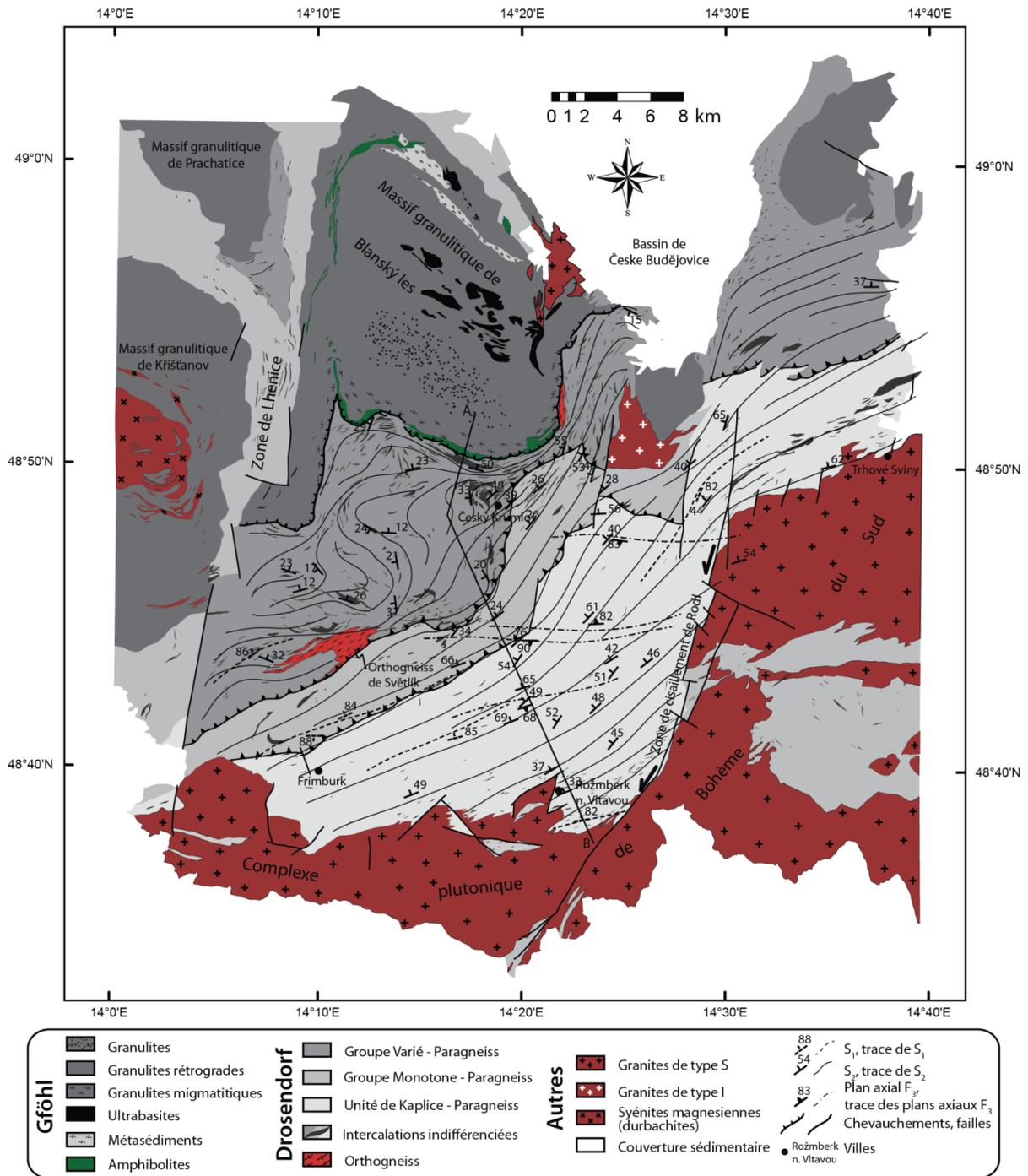


FIGURE 3.2 : Carte structurale de la zone d'étude.

3.3 Déformation D3

La foliation S_2 est reprise localement par des crénulations D3. Ces déformations sont confinées aux zones très riches en micas (Planche 1.h). Elles ne sont donc observées que dans l'unité de Kaplice. Les plis en chevrons d'échelle centimétrique peuvent aller jusqu'à produire une schistosité de crénulation. Cette déformation devient majoritaire vers l'ouest et est associée à une phase dite bavaroise (e.g. Finger *et al.*, 2007). Le dernier soubresaut tectonique de la région met en jeu des cisaillements (zone de cisaillement de Rodl - e.g. Brandmayr *et al.*, 1997) affectant les terrains après la mise en place des batholithes de Bohême du Sud.

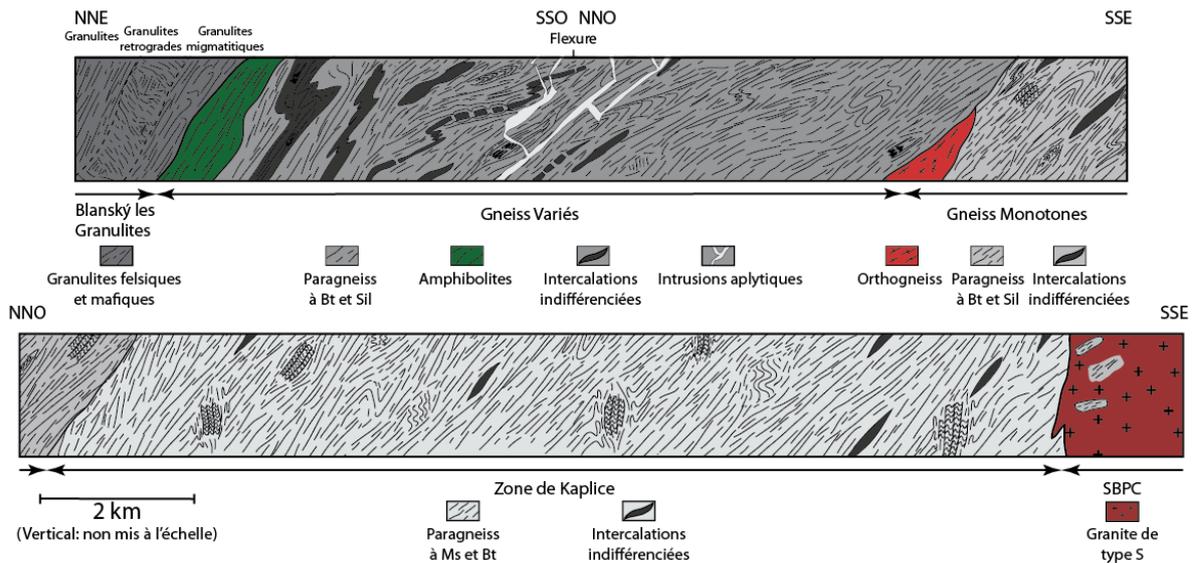


FIGURE 3.3 : Coupe au travers de la zone d'étude selon le profil décrit dans la figure 3.2.

4 Pétrologie

Les analyses de la chimie des minéraux (points et profils) ont été effectuées à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) Tescan Vega XMU // muni d'un détecteur EDX (*Energy Dispersive X-ray Spectrometer*) Edax à l'Université de Strasbourg (UDS). Afin de procéder aux analyses, le faisceau incident est généré suivant un courant de 15 kV et 15 nA. La distance de travail est fixée à 23 mm.

4.1 Amphibolites de l'unité variée

Les amphibolites de l'unité variée présentent des agrégats de cristaux prismatiques d'amphiboles plus ou moins orientés, intercalés d'agrégats de plagioclase et de quartz (voir Annexe 1). Cette matrice à texture granonématoblastique englobe de nombreux grenats centimétriques à nombreuses inclusions orientées (suivant S1 et S2) autour desquels se développe une couronne réactionnelle (chlorite seule ou amphiboles, plagioclase et biotite). Dans les échantillons les plus rétrogrades, les grenats seront déstabilisés en fantômes de feldspaths (plagioclase et orthose), biotites et amphiboles. Celles-ci, sont brunes à vert kaki et de taille inférieure à 1 mm. Dans la matrice, les ilménites sont auréolées de sphène, le rutile étant présent uniquement en inclusion dans les bords de grenats à cœur riche en ilménite. Dans certaines localités (Český Krumlov), les amphibolites boudinées par des calcaires sont parcourues par des fractures modifiant par métasomatisme la chimie de la roche sur quelques centimètres, développant des minéraux typiques de skarns tels que diopside, épidote et phlogopite.

4.2 Paragneiss de l'unité variée

Les paragneiss de l'unité variée sont caractérisés par l'assemblage biotite, sillimanite, quartz, plagioclase, orthose, et grenat. Les lits riches en biotites orientées sont intercalés d'agrégats riches en plagioclase, quartz et feldspath potassique. Les grenats (< 1 mm) portent de nombreuses inclusions orientées de sillimanites selon S1 puis S2 (Planche 2.b), et sont fréquemment blindées par un assemblage de biotite, de sillimanite, de plagioclase et d'orthose (voir Annexe 1). Dans plusieurs échantillons, les grenats ne sont plus visibles et laissent place à de larges nodules de sillimanite, biotite et orthose. Les rares cristaux de muscovite présents montrent de nombreux golfes de corrosion et un réseau distordu. Du graphite est souvent présent dans la matrice, ainsi que de la pyrite autour de

laquelle se développe une couronne réactionnelle de muscovite puis de chlorite et enfin de pyrophyllite. Les cordiérites (< 1 mm, Planche 2.a) sont fréquemment pinnitisées (fines paillettes micacées). Quelques échantillons montrent des lentilles de muscovite et de chlorite (issues de la recristallisation des cordiérites) aplaties tardivement. Cette déformation est associée à des cristaux millimétriques de quartz, autour desquels se développent de nouveaux grains équants de quelques microns (Planche 2.c).

4.3 Paragneiss de l'unité monotone

Les paragneiss monotones sont caractérisés par un assemblage à biotite, sillimanite, quartz, plagioclase, orthose, avec plus ou moins de grenat, de la muscovite et de la cordiérite. Les alternances de lits micacés et de lits à quartz, plagioclase et orthose produisent une texture granolépido-blastique. Des grenats, pouvant atteindre plusieurs millimètres (Planche 3.b) contiennent des inclusions de biotite, muscovite, d'orthose et de sillimanite. D'autres, beaucoup plus petits (quelques centaines de microns tout au plus, Planche 3.a), sont inclus dans le cœur de feldspaths plagioclases zonés (Planche 2.g), où l'on observe également des inclusions orientées (~10 µm) d'orthose de sillimanite et de disthène (Planche 2.h). Ces plagioclases à inclusions forment des lits leucocratiques selon la foliation S1. Les inclusions sont orientées selon les plans de clivage des grains, faisant penser à des exsolutions. En certains endroits, ces lits présentent des cristaux pluri-millimétriques de plagioclase et d'orthose plus ou moins affectés par la déformation D2. Deux générations de muscovite sont présentes. La première, dans S1, très altérée, montre des golfes de corrosion, des distorsions importantes des réseaux cristallins et localement des « exsolutions » de sillimanite (inclusions orientées strictement selon les plans de clivage de l'hôte, Planche 2.e). Cette série de muscovite est présente dans la foliation S1. La deuxième, post-D2 comprend des cristaux très bien formés, aux inclusions de sillimanites (pas forcément dans les plans de clivage de la muscovite-hôte), grandissant après la déformation D2 (Planche 2.f).

L'échantillon choisi pour représenter les paragneiss de la série monotone (BP045a) présente des feldspaths plagioclases (oligoclase) zonés à cœurs « poussiéreux » ($Ab=0,81$, $Kfs=0,00$, Fig. 4.1) et bordures sans inclusion ($Ab=0,77$, $Kfs=0,01$). Les inclusions sont orientées selon les plans de clivages du minéral hôte. Ces exsolutions sont représentées par des feldspaths orthoses de quelques dizaines de microns ($Kfs=0,95$), de petits grenats almandins de quelques centaines de microns tout au plus, avec quelques inclusions de plagioclase et d'orthose. La matrice est majoritairement constituée de biotites ($XFe=0,65-0,70$) à teneur variable en titane ($Ti=0,05-0,16$ p.f.u.). Les rares muscovites sont caractérisées par une teneur de 3,01 à 3,06 p.f.u. en Si, de 2,7 à 3,0 p.f.u. en Al et de 0,04 à 0,08 p.f.u. en Na. La proportion assez importante en Na pour une muscovite peut être liée à une intercalation très fine de muscovite et de paragonite. Les petits grenats almandins ($Alm_{60}Prp_{19}Grs_2Sps_{19}$) inclus dans les plagioclases présentent un profil aplati avec un taux de fer XFe de 0,76.

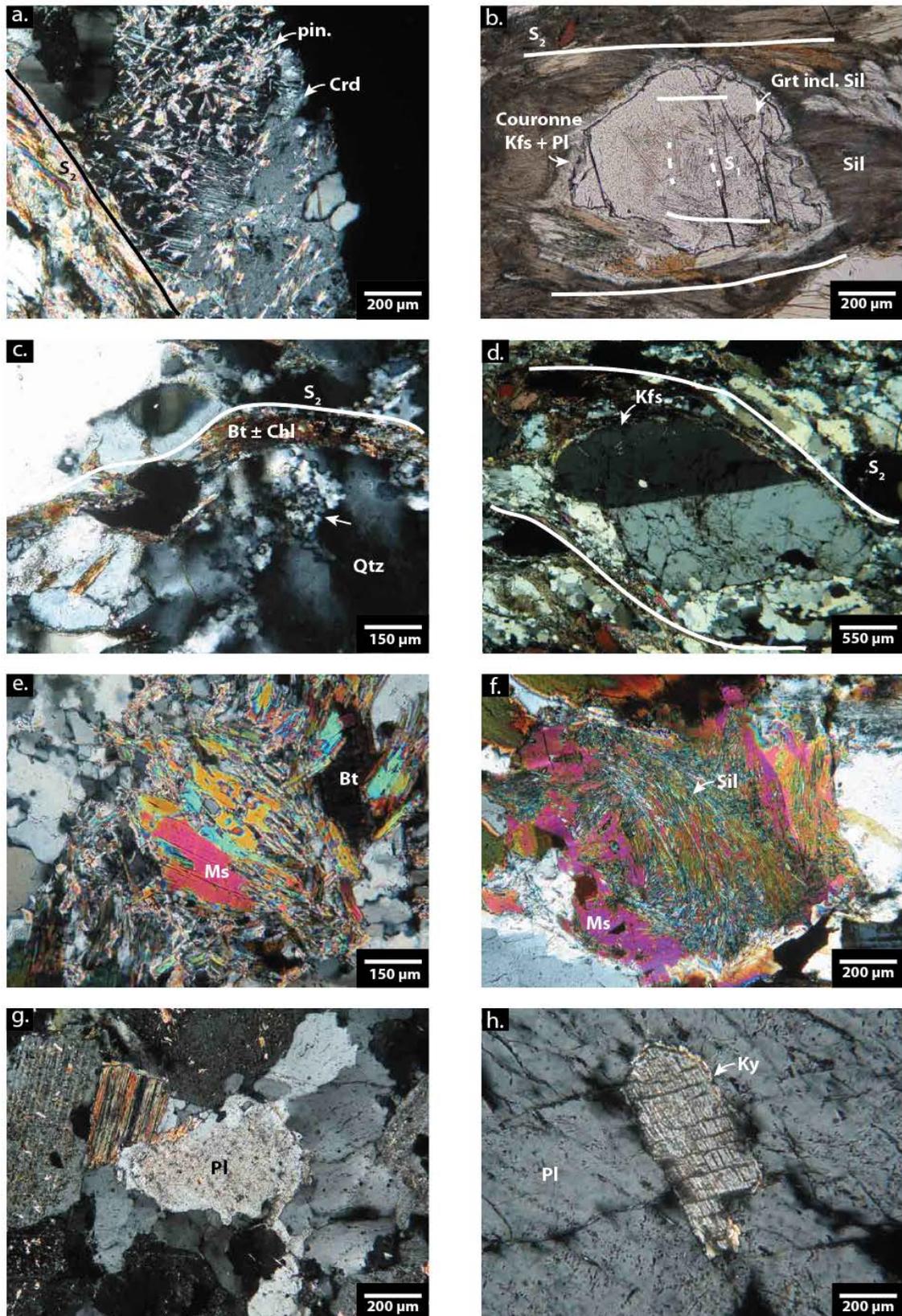


PLANCHE 2 : Photographies de lames minces observées au microscope optique polarisant. Pour l'unité variée, **a.** Cordiérite pinitisée, **b.** grenat à inclusions de sillimanite orientée, **c.** recristallisation du quartz par phénomène de *bulging*. Pour l'unité monotone, **d.** cristal d'orthose déformé par S2, **e.** muscovite en décomposition, **f.** muscovite à inclusions de sillimanite, **g.** plagioclases poussiéreux zonés, **h.** inclusion de disthène dans un plagioclase zoné. Les abréviations des minéraux utilisées sont celles recommandées par Whitney & Evans (2010)

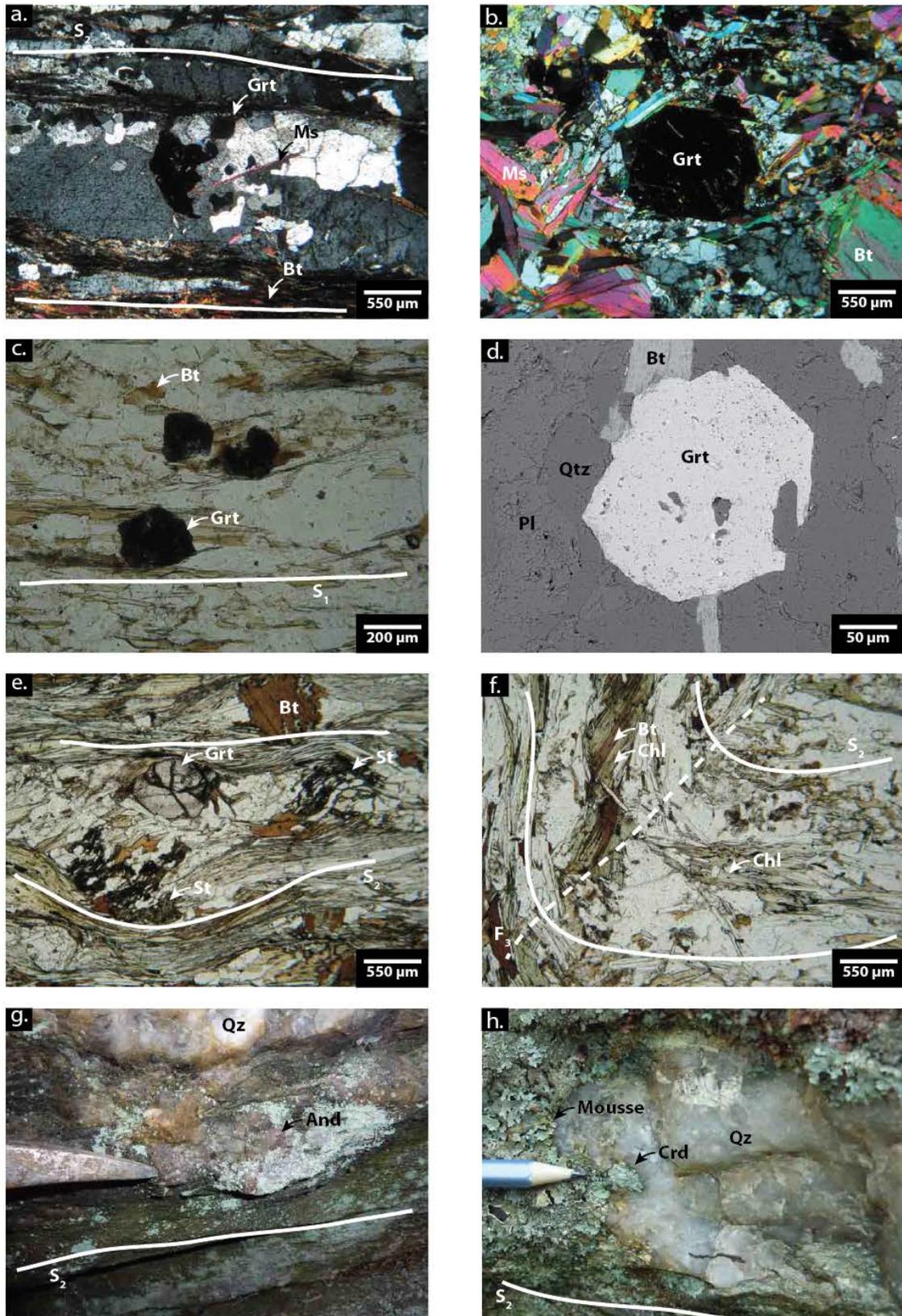


PLANCHE 3 Photographies de lames minces observées au microscope optique polarisant. Pour l'unité monotone, **a.** grenats corrodés inclus dans un feldspath et **b.** grenats millimétriques préservés. Pour l'unité de Kaplice, **c.** grenats nuageux contenus dans S1, **d.** observés au MEB (image BSE), **e.** staurotides orientées dans S1 et grenats associés, **f.** chlorite et biotite dans S2 et uniquement chlorite dans les charnières F3. Photographie macroscopiques de **g.** cristaux d'andalousites et **h.** de cordiérites au sein de lentilles de quartz d'exsudation. Les abréviations des minéraux utilisées sont celles recommandées par Whitney & Evans (2010)

4.4 Micaschistes de l'unité de Kaplice

La texture granolépidoblastique des micaschistes de l'unité de Kaplice développe un assemblage de muscovite, biotite, quartz, plagioclase, sillimanite, avec quelques rares grenats, staurotides et tourmalines. La muscovite est très abondante dans cette unité, que ce soit dans S1 comme dans S2. Une partie des cristaux très bien formés, comprend des inclusions de sillimanite. Les staurotides, millimétriques (Planche 3.e), sont squelettiques, à inclusions ondulantes alignées dans S1. Elles sont altérées en biotite et chlorite. Des grenats à auréole grisâtre (Planche 3.e) et inclusions de biotite, muscovite et chlorite sont associés à ces staurotides, et consommés par la déformation D2. Une deuxième famille de grenats, poussiéreux, de quelques centaines de microns, à inclusions d'ilménite entourée de rutile est comprise dans S1 (Planche 3.c et 3.d). Deux générations de cordiérites sont présentes. (1) Une première se trouve dispersée partout dans l'unité, parfois autour de lentilles de quartz d'exsolutions, mais aussi dans la matrice portée la foliation S2. (2) Une deuxième est présente tout autour des granites du sud de la zone, formant une auréole de quelques kilomètres par métamorphisme de contact. Les lentilles de quartz d'exsolution portées par S2 sont fréquemment blindées des trois silicates d'alumine (dont l'andalousite Planche 3.g) et contiennent quelques fois de la cordiérite (Planche 3.h). Des chlorites sont présentes dans les charnières de plis F3.

L'échantillon sélectionné de micaschiste de l'unité de Kaplice (BP064a) est constitué de très nombreuses muscovites composées de 3,03 à 3,07 Si p.f.u., de 2,8 Al p.f.u. et de 0,16 Na p.f.u. (Fig. 4.1). La teneur assez élevée en Na peut être due à une intercalation de paragonite au sein de la muscovite. Les biotites matricielles ont un paramètre XFe évalué à 0,65, pour une teneur en titane de 0,06 à 0,10 p.f.u.. Les feldspaths majoritaires sont des oligoclases voir des albites ($An=0,88-0,90$, $Kfs=0,01$). De rares orthoses sont présents ($An=0,01$, $Kfs=0,98$). Les grenats sont zonés et présentent une évolution typiquement prograde avec, du cœur à la périphérie, une diminution de la proportion en grossulaire ($Grs=0,15 \rightarrow 0,08$) et spessartine ($Sps=0,15 \rightarrow 0,09$) ainsi que du paramètre XFe ($0,95 \rightarrow 0,92$), et une augmentation de la part des pôles purs almandin ($Alm=0,66 \rightarrow 0,76$) et pyrope ($Prp=0,04 \rightarrow 0,07$). La bordure la plus externe des grenats présente une chimie foncièrement différente de la bordure dite interne. Elle est caractérisée par une diminution en pyrope, en almandin et en grossulaire ($Prp=0,06$, $Alm=0,74$, $Grs=0,05$) alors que le grenat devient plus riche en manganèse ($Sps=0,16$) car la plupart des phases autres de la roche sont réfractaires vis-à-vis de cet élément. Les staurotides présentes dans la lame n'ont pu être analysées car largement trop altérées. Certains grenats présentent un cœur dont la chimie diffère totalement de la bordure, supposant que la roche contenait déjà des grenats avant de subir le dernier épisode métamorphique.

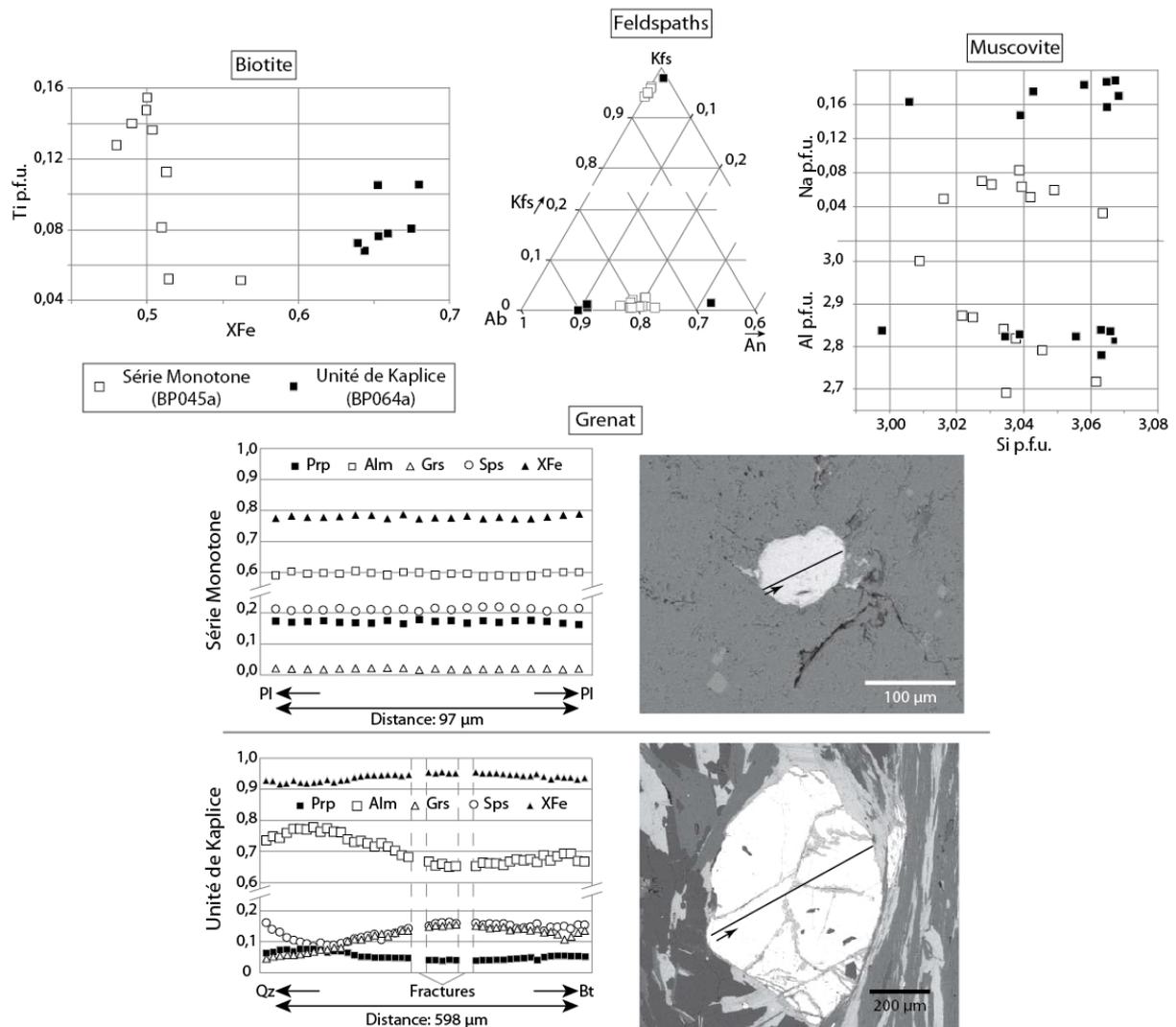


FIGURE 4.1 : Chimie ponctuelle des différentes phases pour la modélisation, dont des profils de grenats.

5 Modélisation thermodynamique

Les analyses de la chimie « roche totale » ont été réalisées au sein des laboratoires ACME à Vancouver (Canada), où les éléments majeurs sont analysés par ICP-AES.

L'ensemble des modélisations a été réalisé dans le système MnNCKFMASHTO (MnO, Na₂O, CaO, K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, H₂O, TiO₂, O₂), à l'aide du logiciel de THERMOCALC 3.33 (Powell *et al.*, 1998, version 2009) en utilisant la base de données (DATASET) version 5.5 (Holland & Powell, 1998, mise à jour en novembre 2003). Le choix d'ajouter le manganèse et le titane aux systèmes classiquement utilisés est supporté par une teneur importante des grenats en manganèse ainsi que d'une présence d'oxydes de titane (rutil, ilménite, sphène). Les modèles thermodynamiques utilisés pour l'ensemble des modélisations sont issus des travaux de White *et al.* (2007) pour le liquide silicaté, Mahar *et al.* (1997) et Holland & Powell (1998) pour la cordiérite et la staurotite, Holland & Powell (2003) pour les feldspaths, White *et al.* (White *et al.*, 2005) pour le grenat, la biotite et l'ilménite et finalement Coggon & Holland (2002) pour les micas blancs.

5.1 Paragneiss de l'unité monotone

L'établissement de l'évolution des conditions en pression et en température de métapélites ayant subi une fusion partielle poussée nécessite plusieurs étapes, donc plusieurs pseudosections P-T

différentes. En effet, dès qu'une quantité suffisante de liquide est produite par la roche (quelques pourcents), l'eau qui se trouvait en sursaturation avant fusion partielle va immédiatement aller dans le liquide silicaté. L'eau disponible pour les assemblages sera limitée à celle de constitution des minéraux composant la roche. Pour retracer l'évolution de la roche dans de telles conditions, il faut limiter sa teneur en eau en utilisant le fait qu'une perte du liquide (donc de l'eau) fige la paragenèse (e.g. White & Powell, 2002), et que les grenats auront une bordure en équilibre avec la chimie d'un grenat stable en ces conditions. Cette grille nous permet de retracer l'évolution de la roche en présence du liquide, et de son évolution rétrograde sous le solidus (dit sec). En revanche, le chemin prograde a très probablement été réalisé dans des conditions sur-saturées en eau. Il faut également considérer une éventuelle ouverture du système vis-à-vis du liquide silicaté, ce qui va consister à ajouter ou ôter un certain pourcentage de liquide silicaté (voir White *et al.*, 2004; Štípská *et al.*, 2008). La nouvelle pseudosection ainsi produite nous donne accès aux conditions de pression et de température lors du chemin prograde de l'échantillon avant son passage par le solidus (dit hydraté).

Une teneur en eau de 3,38 % molaire autorise la présence de l'assemblage Grt + Bt + Ilm + Sil + Liq + Kfs + Pl au solidus sec, et une chimie du grenat ($Alm=0,63$, $Pyr=0,14$, $Grs=0,03$, $Sps=0,19$, $XFe=0,81$) en accord avec les analyses effectuées (Annexe 4). Le point d'équilibre offrant le meilleur compromis entre les trois paramètres évalués par le modèle (Alm , Grs et Sps) se situe à environ 700°C et 4,0–4,5 kbar. La pseudosection (Fig. 5.1) est caractérisée par un solidus sub-vertical entre 700 et 750°C, collant avec la disparition de la muscovite au dessus de 6 kbar (le feldspath orthose est stable dans toute la gamme P–T modélisée). Pour des conditions de basse pression, le solidus va suivre la disparition de l'eau, pour rejoindre une température de 730°C à 1 kbar. Le solidus est ici sous des conditions de saturation en eau, c'est le solidus hydraté. Les assemblages à cordiérites prévalent sous 8 kbar pour des températures supérieures à 800°C, tandis que pour des températures inférieures, la limite devient dépendante à la fois de la pression et de la température pour rejoindre 530°C à 1 kbar. La déstabilisation du grenat est réalisée sous des conditions d'environ 750°C et 4 kbar. Les isoplèthes de la composition du grenat sont essentiellement dépendant de la pression tant que le solidus n'est pas franchi. A contrario, ils dépendent essentiellement de la température en présence de liquide silicaté. Les isoplèthes modaux du grenat sont étroitement semblables à ceux du manganèse, montrant une forte dépendance entre ces deux paramètres, probablement dû aux modèles de minéraux ne prévoyant aucune prise en compte au sein de leurs réseaux. A faible pression et haute température (500°C, 5 kbar), les paragenèses deviennent sous saturées en quartz. La transition indépendante de la température pour les phases titanifères implique un rutile stable au dessus de 7 kbar, tandis que l'ilménite est principalement présente sous 7 kbar.

La paragenèse de l'échantillon BP045a est formée de grenat, biotite, ilménite sillimanite et liquide. La stabilité de cet assemblage est possible entre 700–775°C et 4–7kbar. La présence sporadique de cordiérites nous fait penser que l'échantillon a léché la courbe d'apparition du cyclosilicate. Les inclusions dans les plagioclases à la fois de disthène et d'orthose suggèrent un franchissement du solidus dans le champ du disthène (> 8 kbar et 750°C), affectant au trajet P–T un caractère de plus haute pression et température que décrit par l'assemblage principal. Ce caractère HP de l'évolution est soutenu par les travaux sur les kinzigites présents dans la zone de Lhenice (Kobayashi *et al.*, 2011), ainsi que par la présence d'éclogites (O'Brien & Vrána, 1995; Faryad *et al.*, 2006). La présence de rutile indique également un passage sous des pressions supérieures à 7 kbar, si toutefois cette phase titanifère n'est pas tardive. La partie basse du chemin P–T est indiquée par la présence de quelques muscovites rétrogrades et de sillimanite sans andalousite, ni disthène. La transition entre les deux foliations principales a lieu à environ 5 kbar et 750°C. Ce choix est justifié par la forte présence de liquide silicaté déformé par S2, le changement de régime de déformation doit donc impliquer une grande partie de chemin dans le domaine de solidus pour S1 ainsi qu'une faible portion dans S2.

Les plagioclases présentant une zonation optique (due aux inclusions) sont également zonés chimiquement (Annexe 4) et montrent un cœur en équilibre dans le champ Grt + Bt + Rt + Ky + Liq (environ 10 kbar, 750–775°C) en respectant le chemin indiqué par les paragenèses. La couronne est en revanche équilibrée à l'intersection avec le solidus tout comme les grenats. La chimie des biotites est également en accord avec celle modélisée à 4,0–4,5 kbar et 700°C. Le profil de grenat (Fig. 5.3) produit par le chemin ne contraint qu'un seul point d'équilibre. Les très petits grenats étant complètement diffusés à 4 kbar et 750°C, il sera impossible de retracer l'évolution prograde enregistrée le plus souvent dans des grenats zonés. Il est donc a priori inutile de construire une grille P–T sursaturée en eau, avec liquide silicaté réintégré.

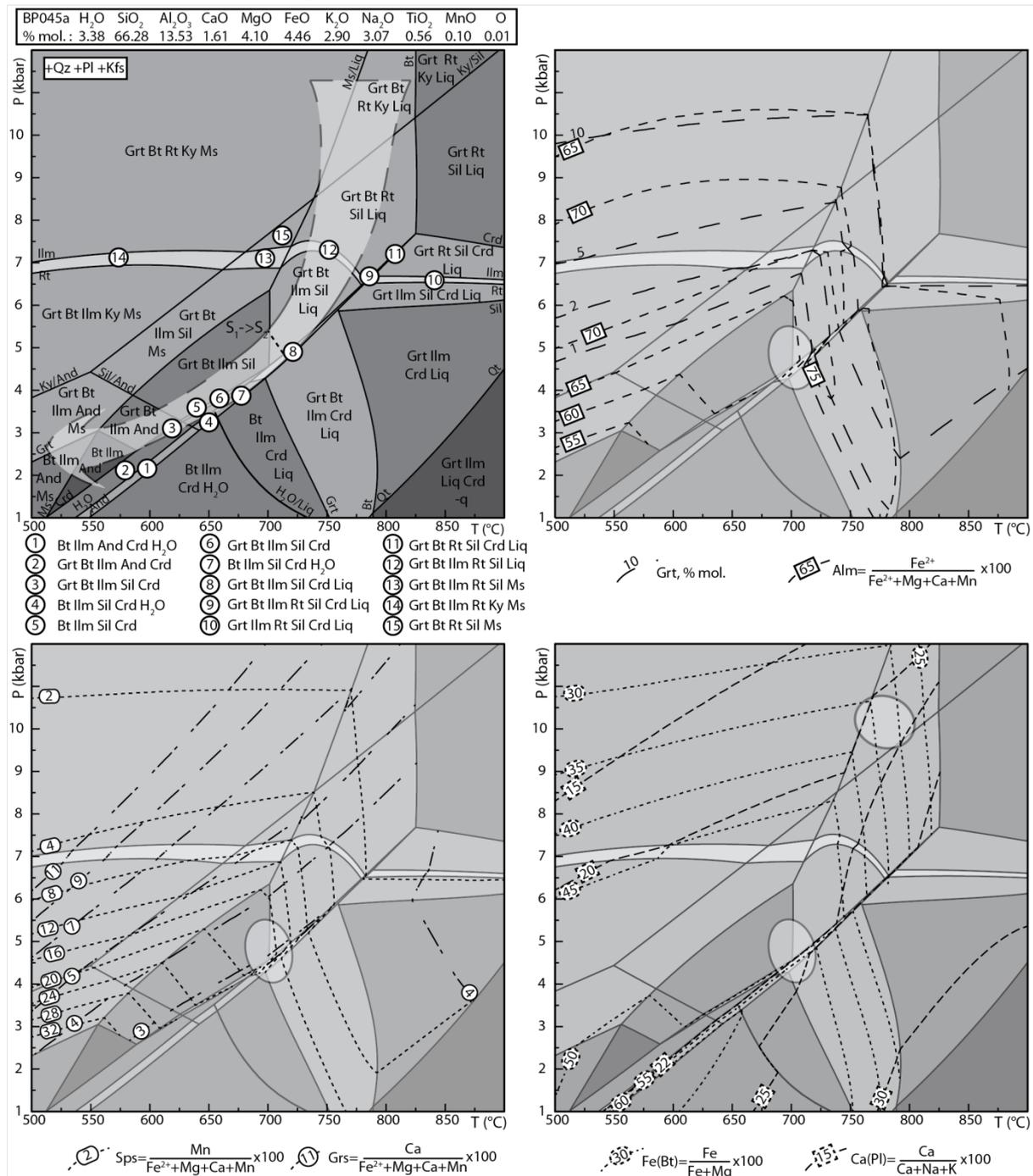


FIGURE 5.1 : Pseudosection MnNCKFMASHTO pour l'échantillon BP045a représentant l'évolution P–T de l'unité monotone, et isoplèthes de la chimie des phases.

5.2 Micaschiste de l'unité de Kaplice

L'unité de Kaplice présente quelques indices de fusion partielle (rares leucosomes, petits grenats « nuageux » et arrondis à inclusions globuliformes), mais pas en grande quantité. De plus, la très forte quantité de muscovite suggère une faible déstabilisation de celle-ci lors de son évolution, et si tel est le cas, le liquide est resté séquestré dans la roche. Le système sera donc considéré comme clos, ni perte d'eau, ni perte de liquide silicaté. Comme pour la modélisation précédente, il est nécessaire d'élaborer une grille P-T sursaturée en eau afin de contraindre le chemin prograde, grille qui sera valide jusqu'au contact du solidus hydraté. L'évolution de la roche en présence de liquide silicaté nécessite une grille à teneur en eau fixée. Ceci implique un solidus dit sec, car en présence de liquide silicaté, l'eau va immédiatement s'y mêler, et ne va surement pas persister en tant que phase à part entière. Cette teneur en eau sera fixée par la teneur en eau de constitution dans la roche lors du passage du solidus car la quantité d'eau contenue dans les pores à assez haute pression et haute température est faible.

La pseudosection sursaturée en eau (Fig5.2) est caractérisée par un solidus hydraté à 650°C au dessus de 3,5 kbar, ce solidus allant jusqu'à 730°C à 1 kbar. Le domaine de stabilité de la staurotide se situe entre 3 kbar pour 550°C et 7 kbar pour 650°C suivant une bande large d'environ 100°C. Ce champ est bordé par la déstabilisation de la chlorite à faible température, et l'apparition de silicates d'alumine à plus haute température. Le grenat est déstabilisé grossièrement sous 3-4 kbar pour des températures supérieures à 560°C, tandis que sa disparition devient uniquement dépendante de la pression pour des températures inférieures à 560°C pour rejoindre 8,7 kbar à 400°C. Les isoplèthes modaux du grenat collent parfaitement avec l'apparition de cette phase, qui est étroitement liée à son comportement vis-à-vis du manganèse, à nouveau probablement due à l'intégration trop faible de cet élément dans les modèles de minéraux. Les assemblages à cordiérites sont présents sous 3 kbar et au dessus de 500°C. Le domaine de stabilité des silicates d'alumine est somme tout assez faible, allant de la disparition de la staurotide jusqu'à une droite parallèle à plus basse pression. La déstabilisation de la muscovite au profit du feldspath potassique suit une droite entre 560°C à 1 kbar et 3,5 kbar au contact du solidus à 650°C. Ce phyllosilicate est stable au travers de toute la pseudosection. La partie supérieure montre une apparition du pôle pur albite sous 450 à 500°C remplaçant la biotite. La paragonite est stable au dessus d'environ 7 kbar et l'épidote au dessous de 500°C. La transition entre les phases titanifères se fait au dessus de 11 kbar pour des températures supérieures à 500°C, puis cette transition chute pour atteindre 1,5 kbar à 400°C et 9kbar au contact du solidus hydraté. On a ainsi une stabilité de l'ilménite dans toute la partie basse de la pseudosection (MP-BP, MT-HT) tandis que le rutile est stable partout ailleurs.

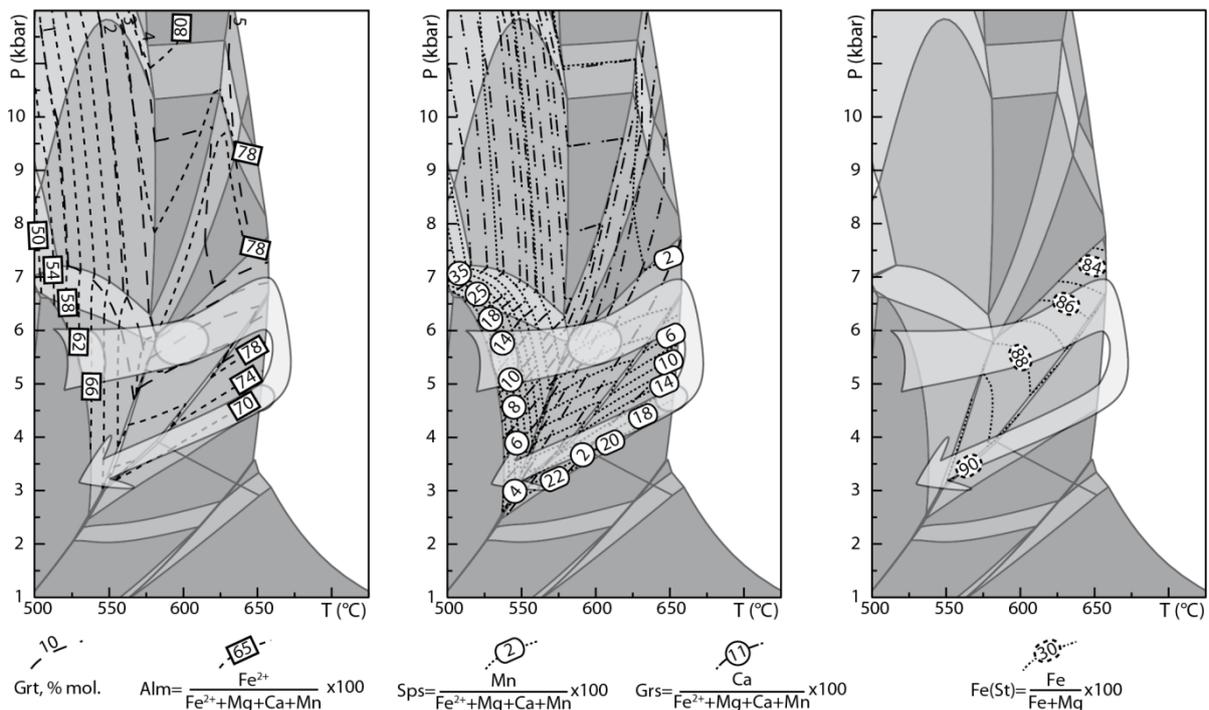
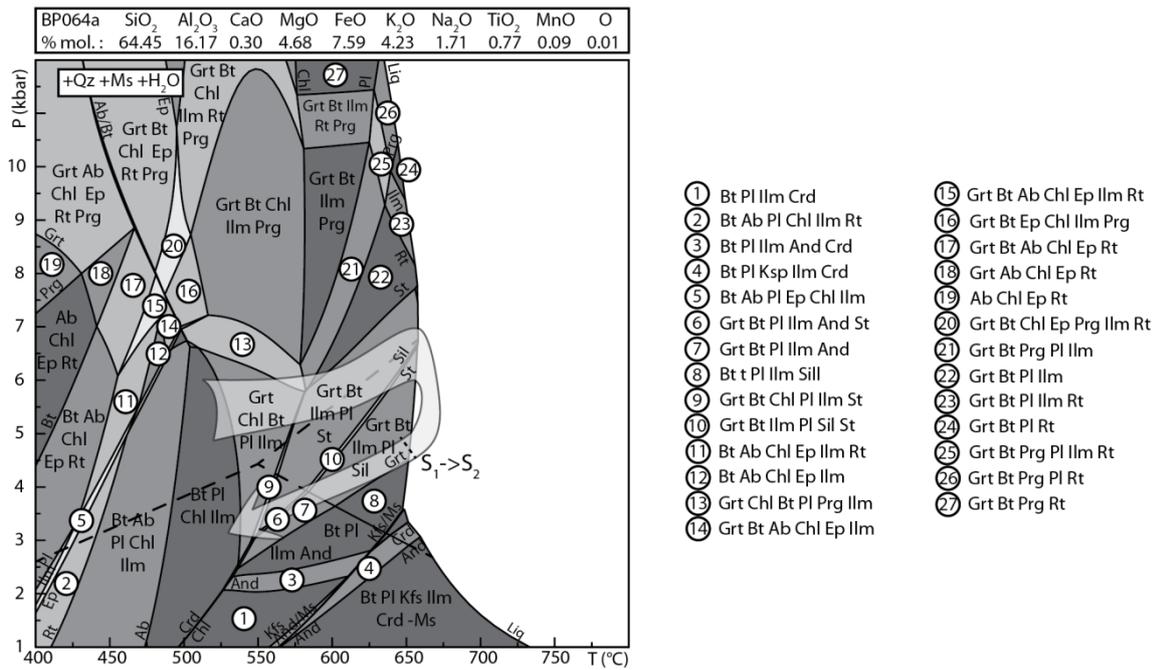


FIGURE 5.2 : Pseudosection MnNCKFMASHTO pour l'échantillon BP064a représentant l'évolution P-T de l'unité de Kaplice, et isoplèthes de la chimie des phases.

L'échantillon BP064a est caractérisé par des inclusions de biotite, de muscovite et de chlorite dans les grenats, ainsi que des staurotides orientées selon S₁. La nouvelle foliation structurant l'échantillon est définie par l'assemblage Grt + Bt + Ilm + Pl + Sil. Le trajet de la roche implique donc une croissance du grenat dans le champ de stabilité de la chlorite, rejoignant le champ de la staurotide. Le chemin frôle le solidus hydraté pendant une décompression le menant dans le champ de l'assemblage final entre 575 et 600°C pour 3,5 à 6 kbar. La légère fusion partielle produit à la fois des petits grenats et également des feldspaths orthoses. La présence relativement faible de la sillimanite dans la lame-mince est en accord avec le trajet P-T qui ne croise quasiment pas son champ de stabilité. Cependant, l'existence des trois silicates d'alumine partout dans l'unité est tout de même en

accord avec le chemin PT proposé. La présence de petits grenats ronds, aux inclusions en forme de globules, au sein des lits de leucosomes, témoigne d'une fusion partielle de la roche lors de la formation de la fabrique verticale. Cette fabrique prévaut pendant tout le trajet prograde car les staurotides sont fortement orientées verticalement. Le caractère nuageux des petits grenats, est causé par des réactions de dissolution-précipitation des grenats par des fluides pouvant être issus de la fusion partielle de la roche (Martin *et al.*, 2011). La transition entre les modes de déformation produisant la foliation verticale S1 et la foliation horizontale S2 est située au maximum entre 4,5 et 5 kbar pour 650°C. La présence de sillimanite dans la foliation horizontale minimise l'apparition de S2 à 4 kbar et 575°C.

La zonation des grenats contraint un début de croissance entre 525 et 550°C pour des pressions entre 5 et 6 kbar, en accord avec les paragenèses à muscovite, biotite et chlorite. La bordure interne des grenats est équilibrée à environ 600°C et 5,5 kbar. La bordure externe des grenats est en théorie équilibrée avec la chimie des grenats en vigueur lors de la cristallisation du dernier liquide contenu dans la roche. Si tel est le cas, le point d'équilibre est à 4,5 kbar et 650°C. Les grenats auront alors une chimie en accord avec les analyses réalisées, sauf pour la teneur en calcium qui sera plus faible ($Grs=0,02$) que la réalité ($Grs=0,05$). Le point d'équilibre satisfaisant l'intégralité des paramètres évalués par le modèle est situé à 560°C et 3,5 kbar, cependant une différence de quelques pourcents est négligeable. La partie du chemin située entre les deux derniers points fixés (entre la couronne interne et la couronne externe) est assez libre de choix. En effet, un chemin isobare entraîne une diminution de la quantité de grenat, il n'enregistrera donc pas cette partie du chemin. On peut même imaginer un enfouissement couplé à un réchauffement qui ne serait pas enregistré par le grenat, étant donné que les isoplèthes modaux du grenat présentent une évolution couplée à la pression et à la température. La chimie de la staurotide pourrait permettre d'élucider cette partie du chemin. L'observation des lames-minces ne nous donne que très peu d'informations sur l'évolution en présence de liquide. De plus, la zonalité du grenat (Fig. 5.3) est amplement contrainte dans le domaine de sub-solidus. Il est donc inutile d'établir une pseudosection à teneur en eau fixée.

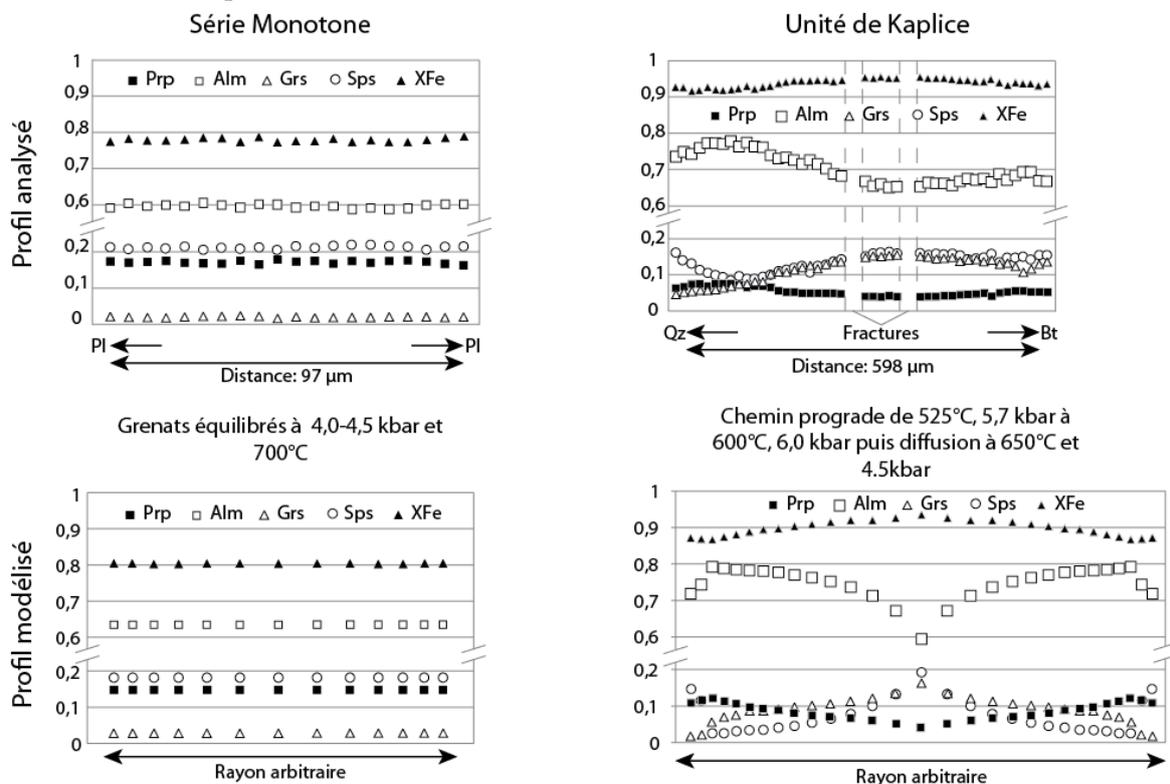


FIGURE 5.3 : Profils de grenats mesurés et modélisés suivant les chemins P-T issus des pseudosections calculées (Fig. 5.1 et 5.2).

6 Chronologie et thermochronologie

6.1 Âges ^{40}Ar - ^{39}Ar

Les datations ^{40}Ar - ^{39}Ar ont été réalisées à l'université de Nice Sophia Antipolis, au sein de l'équipe GGP du laboratoire Géosciences Azur. Les échantillons ont été irradiés dans le réacteur nucléaire de l'université McMaster (Hamilton, Ontario, Canada). Le facteur d'irradiation est déterminé à partir d'une irradiation simultanée d'une amphibole Hb3gr datée à 1072 ± 11 Ma (Turner, 1971).

La ligne de mesure, maintenue sous vide primaire ($\sim 10^{-9}$ mbar), est scindée en trois parties distinctes. La première vise à chauffer et dégazer chaque grain grâce à un laser infrarouge ($10,60 \mu\text{m}$) à CO_2 (Synrad J 48-5 d'une puissance de 50W). Ce laser, par le biais d'un jeu de lentilles, vient chauffer le grain placé dans une platine munie d'un hublot. Le gaz part ensuite dans une ligne de purification consistant en un piège à azote liquide (précipitation de polluants comme H_2O , CO_2 , Xe, ...), de deux guetters AlZr (fixe O_2 , CH_4 , ...). Finalement, la ligne d'acquisition est constituée d'un spectromètre de masse à source gazeuse VG 3600, muni d'un multiplicateur d'électrons puis d'un détecteur Daly. Les données ont été traitées en utilisant le logiciel Ar-ArCalc (Koppers, 2002).

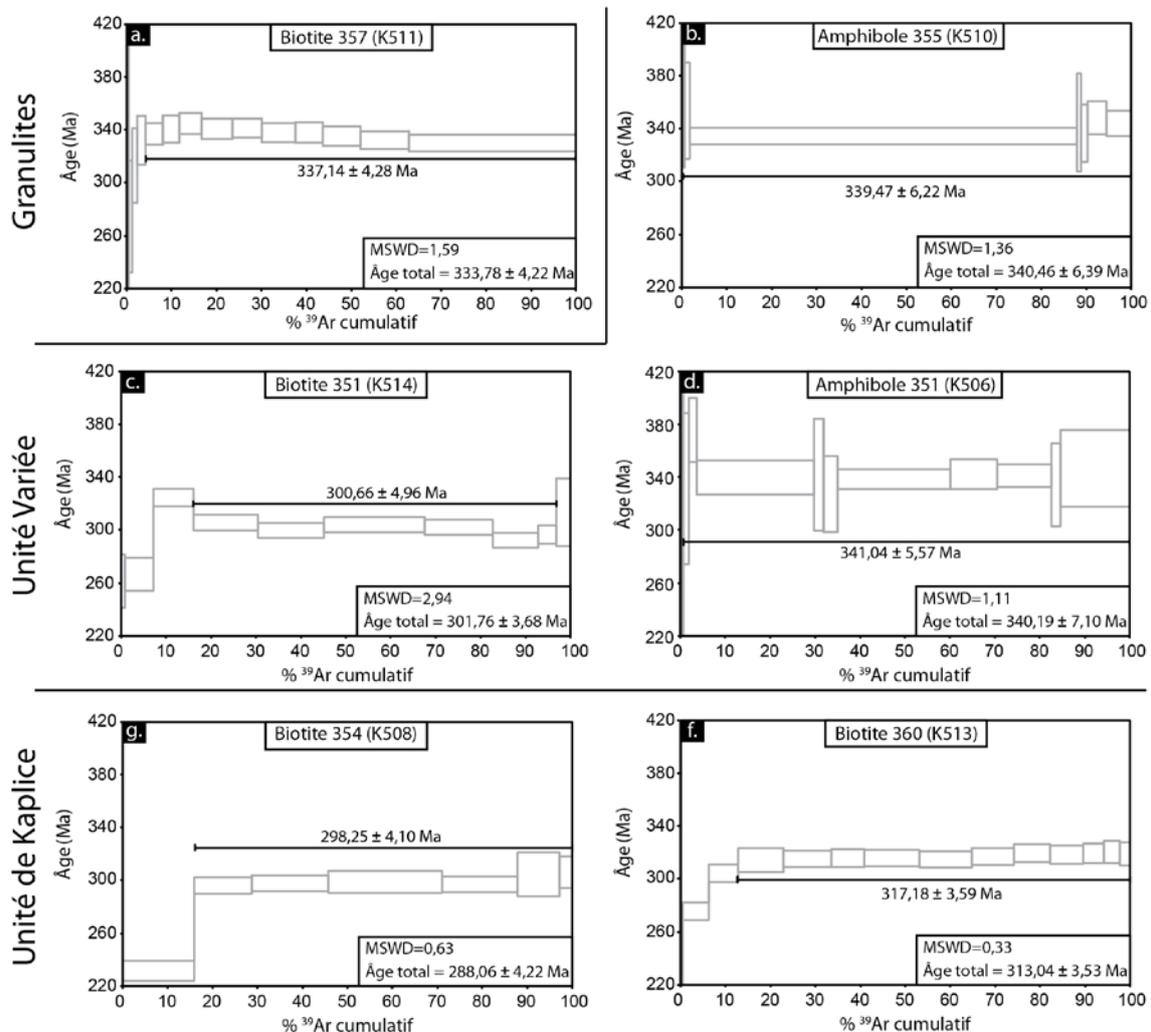


FIGURE 6.1 : Spectres ^{40}Ar - ^{39}Ar mesurés sur biotite et amphibole pour **a.** le massif granulitique de Blansky les, **b.**, **c.** et **d.** l'unité variée et **e.** et **f.** l'unité de Kaplice. Les diagrammes représentent en abscisse la part d' ^{39}Ar récupéré pour chaque pas, et l'âge de chaque pas en ordonnée, donnant également l'incertitude de mesure.

L'analyse sur monograin est validée en suivant les recommandations de Baksi (2006). Les âges conservés possèdent donc un minimum de trois pas consécutifs représentant plus de 50% du ^{39}Ar récupéré. De plus, tout plateau ayant une incertitude trop importante est écarté. Cette incertitude est estimée grâce à l'écart quadratique moyen pondéré (*MSWD* – *Mean Standard Weighted Deviation*), qui a pour limite maximale tolérée 2,5. En revanche, une analyse ayant un *MSWD* proche de 2,5 et ne présentant pas un résultat aberrant à la vue des mesures environnantes peut être conservée. Pour les terrains métamorphiques, les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sont fréquemment interprétés comme l'âge de refroidissement des roches. Les températures de fermeture des minéraux vis-à-vis de l'argon (voir paragraphe détaillé - Annexe 5) seront, pour toutes les interprétations, de 500°C pour les amphiboles (Harrison & McDougall, 1980), 400°C pour la muscovite (Harrison *et al.*, 2009) et 300°C pour la biotite (Harrison *et al.*, 1985).

Six spectres sont présents dans cette étude (Fig. 6.1). L'unique âge pour les granulites (Fig. 6.1.a), effectué sur une biotite (Bt357-K511), montre un âge plateau de $337,14 \pm 4,28$ Ma, avec plus de 95% d' ^{39}Ar récupéré et 11 paliers successifs. Les premiers paliers montrent des âges significativement plus jeunes, indiquant une légère réouverture du système, également mis en évidence par le diagramme $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Fig. 6.2.g), dont les points non pris en compte se trouvent quasiment tous au dessus de la droite de référence entre l'échantillon et l'atmosphère. La droite de régression intercepte la droite $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ à une valeur de 0,00354, ce qui est très proche de la valeur atmosphérique (0,00339). Le diagramme K/Ca (Annexe 6. Fig 2.a) ne montre pas de saut important de valeur, indiquant qu'une seule phase relâche l'argon tout au long de la manipulation (il n'y a pas d'inclusion par exemple).

Le groupe varié comporte deux mesures sur des amphiboles et une sur biotite (Fig. 6.1.b, c et d). Les deux analyses sur amphibole montrent un âge de $339,47 \pm 6,22$ Ma (Amph355-K510) et $341,04 \pm 5,57$ Ma (Amph351-K506). Les diagrammes $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Annexe 6. Fig 2.h et j) pour ces deux échantillons présentent un excès d'argon pour les premiers paliers. Ainsi les ordonnées à l'origine des droites de régression sont respectivement de 0,00340 et de 0,00189. La différence entre les deux droites de régression est due à l'incertitude des mesures directement reliée à la quantité d'argon récupérée par palier. Les diagrammes K/Ca (Annexe 6. Fig 2.b et d) ne montrent à nouveau pas de forte variation, prouvant l'hôte unique de l'argon. La biotite (Bt351-K514) est datée à $300,66 \pm 4,96$ Ma, avec plus de 80% de l'argon récupéré. Les quelques points de mesure non pris en compte montrent à la fois un âge plus haut pour deux d'entre eux, et plus bas pour les deux autres, ce qui est a priori traduit dans le diagramme $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Annexe 6. Fig 2.i) par une présence d'argon hérité et une contamination par un réservoir beaucoup plus jeune ou une réouverture du système. L'interprétation est rendue difficile du fait de l'éloignement trop important entre la date d'irradiation et la date de mesure en laboratoire, couplé à la faible teneur en calcium de la biotite. Ceci a conduit à une désintégration quasiment totale des isotopes légers de l'argon (^{36}Ar , ^{37}Ar et ^{38}Ar) et donc à une mise à zéro des rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. De plus, vu que les diagrammes K/Ca sont issus de l'analyse de l'isotope 36 (le ^{40}Ca se désintègre en ^{36}Ar lors de l'irradiation), ce diagramme (Annexe 6. Fig 2.c) n'est également pas interprétable.

Finalement, les âges sur biotite pour l'unité de Kaplice (Fig. 6.1.e et f) montrent des plateaux à $298,25 \pm 4,10$ Ma (Bt354-K508) et $317,18 \pm 3,59$ Ma (Bt360-K513). Ces deux plateaux sont obtenus par succession de paliers à âges identiques pour 80 à 90% d' ^{39}Ar récupéré. Les diagrammes $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Annexe 6. Fig 2.k et l) décrivent une réouverture du système pour les premiers paliers mesurés, induisant un nouveau pôle au rapport $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ plus élevé. A nouveau, les diagrammes K/Ca (Annexe 6. Fig 2.e et f) ne sont pas interprétables car le rapport K/Ca pour la plupart des paliers est négatif, du à l'écart entre l'irradiation et la mesure, combiné au fait que la biotite ne contienne que peu de calcium dans son réseau.

7 Discussion

7.1 Trajets P-T et structures observées

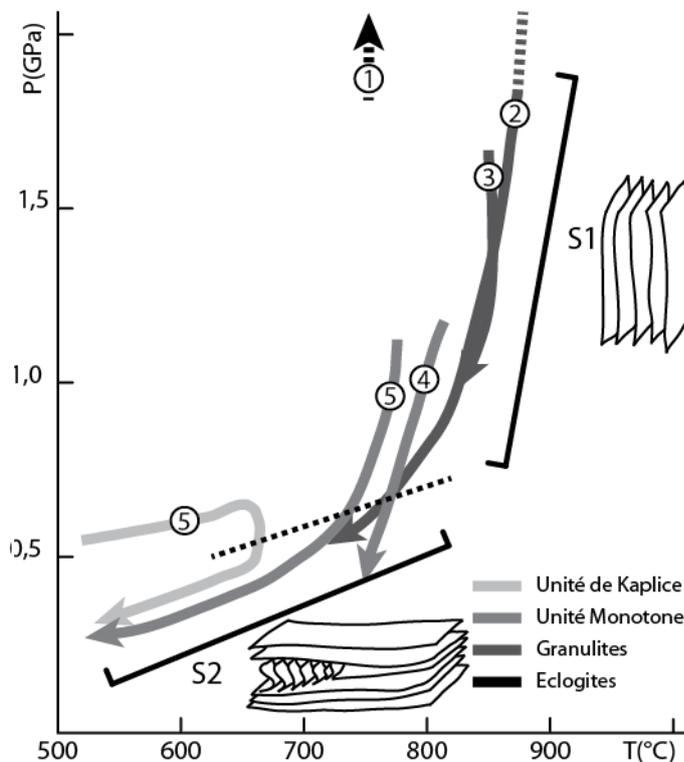


FIGURE 7.1 : Evolution P-T des différentes unités. Références pour les éclogites : 1. Faryad et al. (2006). Pour les granulites : 2. synthèse de Franěk et al. (2011a), 3. Franěk et al. (2011a). Pour les kinzigites de la zone de Lhenice : 4. Kobayashi et al. (2011). Pour l'unité monotone et l'unité de Kaplice, 5. Cette étude.

L'évolution en pression et en température (Fig. 7.1) pour la structure verticale dans les granulites de Blanský les implique une exhumation quasiment adiabatique de celles-ci (de plus de 45 km à 20 km), suivi par un refroidissement lié à une légère exhumation pendant le développement de la foliation plate (Franěk *et al.*, 2006, 2011a, 2011b). Les paragneiss de l'unité monotone montrent foncièrement le même comportement, avec un pic de métamorphisme assez élevé (supposé être à 10-12 kbar pour 750-800°C) permettant le développement de disthène, une décompression adiabatique d'au moins 30 km à environ 15 km alors que se développe la foliation verticale. Pendant tout ce trajet, la température est assez chaude pour permettre la fusion partielle des paragneiss (déstabilisation de la muscovite) des unités variées et monotones, ainsi que des amphibolites situées près de la granulite. La déformation D2 produisant la foliation plate intervient pendant un trajet plus marqué par son refroidissement que par son exhumation, permettant le développement de muscovites rétrogrades. L'unité de Kaplice enregistre par contre une évolution distincte. Un chemin prograde consistant essentiellement en un réchauffement de 500 à 700°C, développant des grenats et des staurolites, accompagné par un enfouissement de maximum 5 km, enregistré par la foliation verticale. Ce « pulse thermique » est également observable dans la rétrogression des éclogites (O'Brien & Vrána, 1995; O'Brien & Vrána, 1997). Finalement, l'évolution rétrograde de Kaplice montre un chemin P-T partagé avec l'unité monotone, permettant à quelques muscovites rétrogrades de grandir.

Avant la remontée des granulites intensément réchauffées par décroissance radioactive (Lexa *et al.*, 2011), le gradient géothermique n'est pas perturbé (environ 30°C/km). Ceci est indiqué par le pic du métamorphisme pour les paragneiss monotones (environ 900°C à 30km). Dans notre cas, la forme de la boucle P-T implique un pic de pression correspondant au pic en température, ne laissant pas de place à une relaxation thermique après le pic de pression (England & Thompson, 1984). Cela montre une exhumation très rapide après le pic de métamorphisme. Cette caractéristique est également visible pour la boucle P-T de l'unité de Kaplice. Cette exhumation va permettre un échange de chaleur

advectif performant au sein de toute la croûte moyenne, perturbant fortement le géotherme ($50^{\circ}\text{C}/\text{km}$) ainsi que les isothermes surtout au niveau de la granulite.

7.2 Contraintes géochronologiques

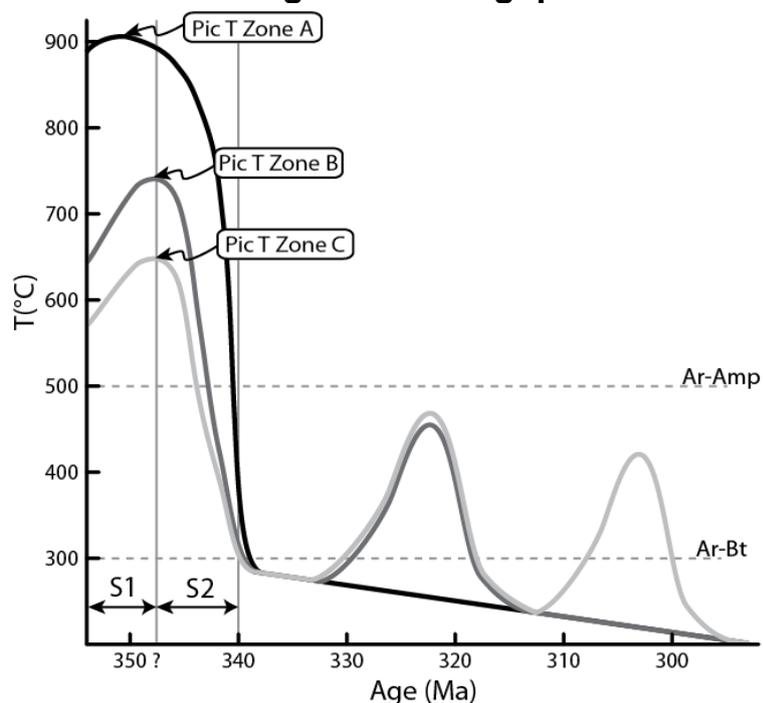


FIGURE 7.2 : Synthèse et interprétation de l'évolution T-t dans la zone d'étude pour les 3 domaines différents décrits dans la figure 6.3.

La première étape datée dans la région concerne les datations U-Pb sur zircons entre 350 et 340 Ma (Fig. 7.2, Wendt, 1989; Wendt *et al.*, 1994; Kröner *et al.*, 2000; Sláma *et al.*, 2007), fréquemment interprétés comme l'âge du pic du métamorphisme de la zone, donc dans le faciès granulitique. Certains auteurs suggèrent néanmoins que, à l'aide d'arguments thermodynamiques, la datation U-Pb sur zircons dans des roches migmatitiques correspond au stade où la roche commence à refroidir (Kelsey & Powell, 2011). La seconde contrainte est fixée par un âge de refroidissement par ^{40}Ar - ^{39}Ar sur une biotite à 337 Ma (cette étude). La granulite, qui porte l'ensemble de la chaleur à ce moment, passe sous l'isotherme de 300°C , impliquant que tous les terrains alentours sont déjà refroidis. De plus, l'isotherme des 500°C est franchi vers 340 Ma (cette étude) pour la zone B. Cette zone B, montre plus au sud une fermeture de biotites autour de 320 Ma (cette étude, Košler *et al.*, 1999), tandis que la zone C, encore plus au sud, est refroidie sous 300°C pour la dernière fois vers 300 Ma. Ces âges correspondent parfaitement à la fin de la mise en place des plutons granitiques de Weinsberg et d'Eisgarn (respectivement 331-323 Ma et 328-327 Ma, Gerdes *et al.*, 2003), ainsi qu'à l'intrusion du pluton granodioritique de Freistadt (entre 317 et 300 Ma), situé bien plus au nord, mais dont l'influence s'étend jusque dans la zone de Kaplice (Vrána *et al.*, 2005).

7.3 Modèle d'évolution

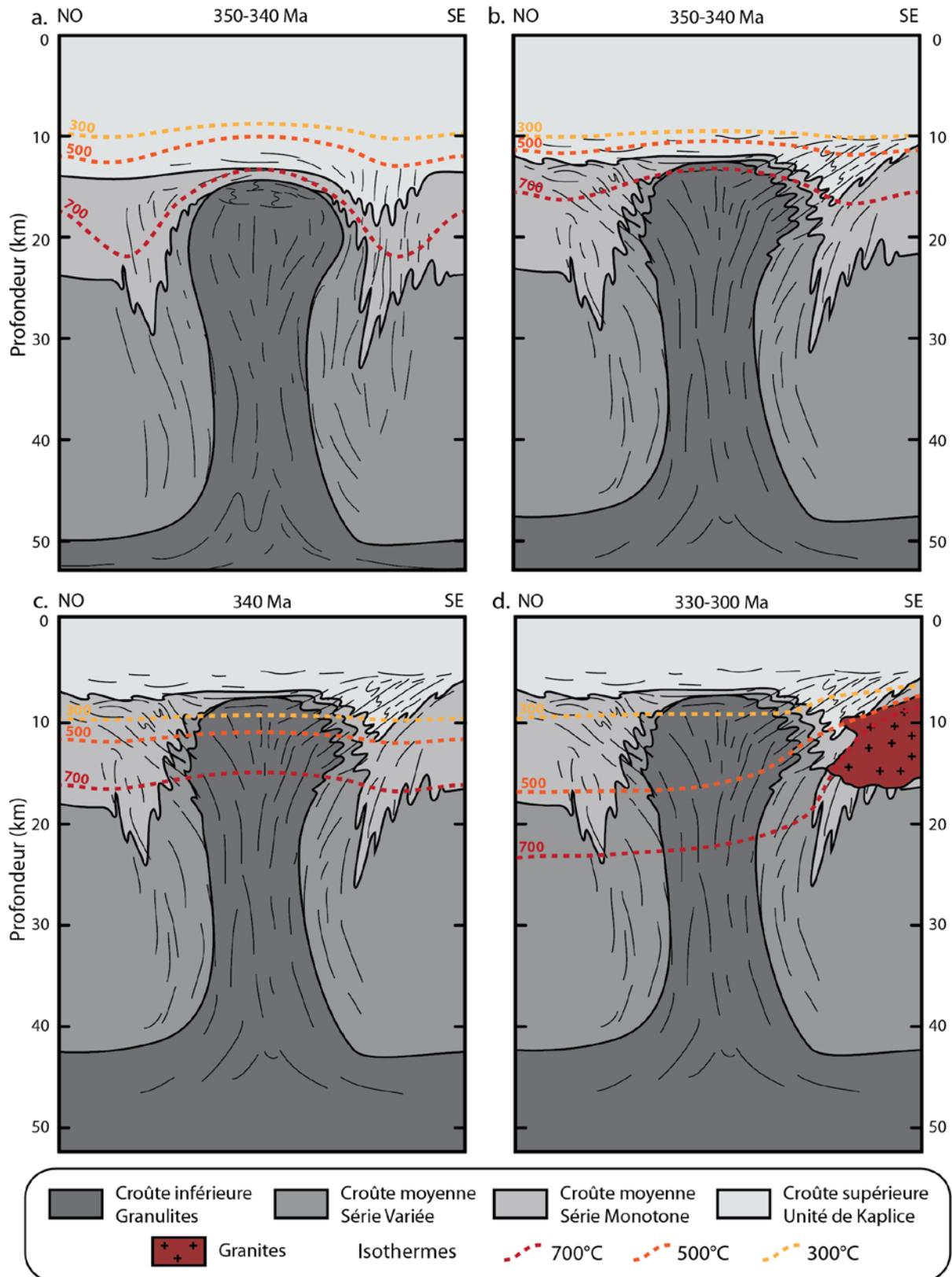


FIGURE 7.3 : Modèle d'évolution de la zone d'étude. **a.** Exhumation de la croûte inférieure au travers d'un diapir enfouissant les unités adjacentes en développant une foliation verticale, **b.** amincissement ductile produisant une foliation plate, **c.** exhumation liée à l'érosion du couvercle et relaxation thermique, **d.** intrusions granitiques perturbant les isothermes.

L'exhumation des granulites a lieu entre 350 et 340 Ma. Elle entraîne tous les terrains alentours (Fig. 7.3.a), après compression de la racine moldanubienne suite à l'indentation du continent Brunia. Cette extrusion implique un transport advectif de chaleur au travers de toute la croûte moyenne, et se termine par un refroidissement brutal, en accord avec les modélisations de chenal vertical (Thompson *et al.*, 1997). Le modèle de remontée par diapirisme implique un enfouissement des unités adjacentes et un réchauffement important, quasiment sans augmentation de pression pour les terrains directement au dessus du diapir. L'unité monotone montre typiquement une évolution de marge de diapir, dans une zone à foliation verticale permettant un enfouissement suivi d'une exhumation. L'unité de Kaplice est par contre extrêmement réchauffée, en étant peu enfouie, ce qui est caractéristique d'une position directement à l'aplomb du diapir. Or, au front du dôme granulitique est développée une foliation plate. Ce qui implique que l'unité de Kaplice a subi un flux latéral découplé de la granulite l'emmenant dans une zone à foliation verticale dominante. Ainsi, l'unité continue d'être réchauffée et éventuellement légèrement enfouie.

La deuxième étape consiste en un amincissement ductile, produisant la foliation prédominante dans la zone d'étude, qui est à faible pendage (Fig. 7.3.b). L'apparition de cette nouvelle foliation n'est que vaguement contrainte, se trouvant entre 350 Ma (début de l'exhumation) et 340 Ma (âge de refroidissement ^{40}Ar - ^{39}Ar). Une légère exhumation enregistrée par les chemins P-T partagés pendant la déformation produisant la foliation plate est le théâtre d'un refroidissement assez rapide, lors du rééquilibrage des géothermes, autour de 340 Ma (Fig. 7.3.c). L'amincissement ductile produit par un cisaillement pur peut être causé par l'étalement de toutes les unités exhumées sous le couvercle rigide de l'orogène représenté par le Tepla-Barrandien (e.g. Koyi *et al.*, 1999). Soumis à une forte érosion, le couvercle va permettre aux granulites d'arriver à la surface au Viséen (Čopjaková *et al.*, 2005; Kotková *et al.*, 2007).

Finalement, les datations par thermochronologie sur biotite montrent des réouvertures de système vis-à-vis de l'argon lors des intrusions des batholites granitiques, refroidissant la zone d'étude vers 330 Ma et vers 300 Ma plus au Sud (Fig. 7.3.d). Généralement, la mise en place de plutons implique un métamorphisme de contact de l'encaissant, qui est ici traduit par une cristallisation statique d'andalousites et de cordiérites après le développement de la foliation plate. La largeur importante de la zone affectée par ce réchauffement peut suggérer que le pluton s'étend sous la zone d'étude, et serait donc assez plat. En accord avec cette idée, les mesures ASM de ces granites (Zák *et al.*, 2011) montrent une foliation horizontale.

Plusieurs auteurs (e.g. Schulmann *et al.*, 2005; Vrána & Bártek, 2005) associent la mise en place de ces granites de type S à la régression de l'unité monotone au travers de zones de détachement. Or, les pseudosections calculées, ainsi que les observations de terrains montrent que l'unité de Kaplice n'a clairement pas subi la même évolution métamorphique que les unités monotones et variées. En ce sens, elle ne peut plus être rattachée au groupe de Drosendorf (unité variée et monotone) constituant la croûte moyenne. L'unité de Kaplice représente donc la base de la croûte supérieure de l'orogène (le Tepla-Barrandien), qui se retrouve ainsi impliquée dans les phénomènes de remontées diapiriques de la croûte inférieure. Les caractéristiques P-T de terrains similaires montrent des conditions d'équilibre semblables, entre 0,35 et 0,40 GPa pour 530 à 570°C (unité de Hlinsko, Pitra & Guiraud, 1996). Les métasédiments du domaine Tepla-Barrandien ayant subi en plus du cycle varisque, le cycle cadomien (Vejnar, 1982), des grenats résiduels peuvent subsister après le cycle cadomien, servant de nucléus à de nouveaux grenats associés à l'évolution varisque, comme observé dans l'unité de Kaplice. Les âges de refroidissement de la croûte supérieure de l'orogène gravitent autour de 370-360 Ma (e.g. Dallmeyer & Urban, 1998), alors que les âges de la zone moldanubienne sont fréquemment de 330 Ma (e.g. Scharbert *et al.*, 1997). Cependant, l'implication de la base du Tepla-Barrandien dans des processus moldanubiens couplé à un réchauffement suite à plusieurs intrusions de plutons, rend impossible tout rattachement au Tepla-Barrandien de cette unité par

arguments thermochronologiques.

8 Conclusion

L'étude des structures macroscopiques, des paragenèses associées ainsi que de la distribution des âges a permis de déterminer l'évolution en pression-température-temps-déformation (P-T-t-d) de terrains associés à l'exhumation de granulites.

L'exhumation de la croûte inférieure est associée à un enfouissement de la croûte moyenne suivie de son exhumation isotherme de 30 à 15 km. La remontée diapirique des granulites, entre 350 et 340 Ma, réchauffe de manière conséquente la croûte moyenne ainsi que la croûte supérieure et perturbe fortement le géotherme. La base de la croûte supérieure est ainsi réchauffée et incorporée dans la croûte moyenne en marge du diapir granulitique.

L'ensemble des unités s'étale ensuite latéralement sous la croûte supérieure jouant le rôle de « couvercle » rigide de l'orogène, produisant une intense déformation à faible pendage aux environs de 15 km de profondeur. Les terrains sont ensuite rapidement refroidis lors du retour à l'équilibre des géothermes associé à une légère exhumation. Ils passent ainsi les barrières de 500°C et 300°C dans un bref délai vers 340 Ma.

Finalement, la mise en place successive de plutons granitiques et granodioritiques à 330-320 Ma et 317-300 Ma induit une réouverture du réseau des biotites vis-à-vis de l'argon, rendant difficile tout rattachement des datations aux processus d'exhumation des croûtes inférieures et moyennes.

9 Remerciements

Mes remerciements vont en premier lieu à Pavla Štípská et Karel Schulmann pour m'avoir proposé ce sujet très complet correspondant parfaitement à mes attentes, pour m'avoir accompagné tout au long de la durée du stage ainsi que pour tout le temps qu'ils m'ont alloué. Ce fut un réel plaisir d'apprendre à leurs côtés.

Je remercie grandement Honza Franěk pour l'aide quant à l'organisation du terrain, pour les références bibliographiques très utiles qu'il m'a conseillé, les articles qu'il m'a envoyé, ainsi que pour l'effort singulier mis en œuvre pour le transport des échantillons dans le métro de Prague. Jérémie Lehmann est également remercié pour ces mêmes raisons.

Malgré la distance pour certains, malgré le temps pour d'autres, l'équipe des thésards et anciens thésards de Strasbourg a sincèrement facilité mon travail. Je pense en particulier à Etienne Skrzypek, Francis Chopin ainsi que Geoffroy Mohn.

Bon nombre de méthodes analytiques a été employée tout au long de ce rapport, rendu possible grâce à John Moine pour la préparation des lames minces et Gilles Morvan pour l'accès au MEB. Je tiens également à souligner l'amabilité avec laquelle Michel Corsini et Sylvain Gallet m'ont accueilli dans leur laboratoire à Nice et expliqué la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar .

Je remercie Martin Svojtka pour m'avoir envoyé plusieurs résultats de datations non publiés.

Toutes mes salutations vont à mes camarades du Master pour la bonne humeur ayant fortement contribué à ces 5 mois de stage, ainsi que pour toutes les discussions que j'ai pu avoir avec eux autour de ce travail.

Mes dernières pensées vont à mes parents et à mon frère pour leur confiance, leur soutiens ainsi que pour la relecture d'un rapport pas forcément compréhensible à leurs yeux.

10 Bibliographie

- Aftalion, M., D. R. Bowes and S. Vrana, 1989. Early carboniferous U-Pb zircon age of garnetiferous, perpotassic Granulites, Blanský les massif, Czechoslovakia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*. Vol. 4, pp. 145-152.
- Baksi, A. K. (2006) "Guidelines for assessing the reliability of the 40Ar/39Ar plateau ages: Application to ages relevant to hotspot tracks."
- Baldwin, S. L., T. M. Harrison and J. D. F. Gerald, 1990. Diffusion of 40Ar in metamorphic hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 105 (6), pp. 691-703.
- Beltrando, M., G. S. Lister, M. Forster, W. J. Dunlap, G. Fraser and J. Hermann, 2009. Dating microstructures by the 40Ar/39Ar step-heating technique: Deformation-pressure-temperature-time history of the Penninic Units of the Western Alps. *Lithos*. Vol. 113 (3-4), pp. 801-819.
- Brandmayr, M., J. Loizenbauer and E. Wallbrecher, 1997. Contrasting PT conditions during conjugate shear zone development in the Southern Bohemian Massif, Austria. *Mitt Österr Geol Ges*. Vol. 90, pp. 11-29.
- Coggon, R. and T. J. B. Holland, 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 20 (7), pp. 683-696.
- Čopjaková, R., P. Sulovský and B. A. Paterson, 2005. Major and trace elements in pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahaný Uplands, Bohemian Massif. *Lithos*. Vol. 82 (1-2), pp. 51-70.
- Dallmeyer, R. and M. Urban, 1998. Variscan vs Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Tepla-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from 40Ar/39Ar ages. *Geologische Rundschau*. Vol. 87 (1), pp. 94-106.
- Drábek, M., J. Frýda, V. Janoušek and M. Šarbach, 1999. Regionally metamorphosed carbonatite-like marbles from the Varied Group, Moldanubian Unit, Bohemian Massif, Czech Republic, and their Mo-Th-Nb-REE mineralization. *Mineral Deposits: Processes to Processing, Proceed. 5th SGA meeting and 10th IAGOD meeting 1999*.
- Drábek, M. and H. Stein, 2003. The age of formation of a marble in the Moldanubian Varied Group, Bohemian massif, Czech Republic using Re-Os dating of a molybdenite. *Proc. of the SGA meeting, Athens*.
- Edel, J.-B., K. Schulmann and F. V. Holub, 2003. Anticlockwise and clockwise rotations of the Eastern Variscides accommodated by dextral lithospheric wrenching: palaeomagnetic and structural evidence. *Journal of the Geological Society*. Vol. 102, pp. 209-218.
- England, P. C. and A. B. Thompson, 1984. Pressure—Temperature—Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust. *Journal of Petrology*. Vol. 25 (4), pp. 894-928.
- Faryad, S., M. Perraki and S. Vrána, 2006. P–T evolution and reaction textures in retrogressed eclogites from Svetlík, the Moldanubian Zone (Czech Republic). *Mineralogy and Petrology*. Vol. 88 (1), pp. 297-319.
- Faryad, S. W., R. Nahodilová and D. Dolejš, 2010. Incipient eclogite facies metamorphism in the Moldanubian granulites revealed by mineral inclusions in garnet. *Lithos*. Vol. 114 (1-2), pp. 54-69.
- Finger, F., A. Gerdes, V. Janoušek, M. René and G. Riegler, 2007. Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. *Journal of Geosciences*. Vol. 52, pp. 9-28.
- Franěk, J., K. Schulmann and O. Lexa, 2006. Kinematic and rheological model of exhumation of high pressure granulites in the Variscan orogenic root: example of the Blanský les granulite, Bohemian Massif, Czech Republic. *Mineralogy and Petrology*. Vol. 86, pp. 253-276.
- Franěk, J., K. Schulmann, O. Lexa, C. Tomek and J.-B. Edel, 2011a. Model of syn-convergent extrusion of orogenic lower crust in the core of the Variscan belt: implications for exhumation of HP rocks in large hot orogens. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 29 (1), pp. 53-78.
- Franěk, J., K. Schulmann, O. Lexa, S. Ulrich, P. Štípská, J. Haloda and P. Týcová, 2011b. Origin of felsic granulite microstructure by heterogeneous decomposition of alkali feldspar and extreme weakening of orogenic lower crust during the Variscan orogeny. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 29 (1), pp. 103-130.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. 179 (1), pp. 35-61.
- Gerdes, A., G. Friedl, R. R. Parrish and F. Finger, 2003. High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement the South Bohemian Batholith. *Journal of the Czech Geological Society*. Vol. 48 (1-2), pp. 53-54.
- Gerdes, A., G. Worner and A. Henk, 2000. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. *Journal of the Geological Society*. Vol. 157 (3), pp. 577.
- Goscombe, B. D., C. W. Passchier and M. Hand, 2004. Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*. Vol. 26 (4), pp. 739-763.
- Harrison, T. M., J. Célérier, A. B. Aikman, J. Hermann and M. T. Heizler, 2009. Diffusion of 40Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 73, pp. 1039-1051.
- Harrison, T. M., I. Duncan and I. McDougall, 1985. Diffusion of 40Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 49 (11), pp. 2461-2468.
- Harrison, T. M. and I. McDougall, 1980. Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand—I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 44 (12), pp. 1985-2003.
- Hartley, A. J. and J. Otava, 2001. Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *Journal of the Geological Society*. Vol. 158 (1), pp. 137-150.
- Holland, T. and R. Powell, 2003. Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 145 (4), pp. 492-501.
- Holland, T. J. B. and R. Powell, 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 16 (3), pp. 309-343.
- Holub, F., 1997. Ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian Massif: petrology, geochemistry and petrogenetic interpretation. *Sbor. geol. V d. ložisk. Geol. Mineral*. Vol. 31, pp. 5-26.
- Houzar, S. and M. Novák, 2002. Marbles with carbonatite-like geochemical signature from variegated units of the Bohemian Massif, Czech Republic, and their geological significance. *Journal of the Czech Geological Society*. Vol. 47, pp. 103-109.
- Janoušek, V., S. Vrána, V. Erban, K. Vokurka and M. Drábek, 2008. Metabasic rocks in the Varied Group of the Moldanubian

- Zone, southern Bohemia—their petrology, geochemical character and possible petrogenesis. *Journal of Geosciences*. Vol. 53, pp. 31-46.
- Kelley, S., 2002. K-Ar and Ar-Ar Dating. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. 47, pp. 785-818.
- Kelsey, D. E. and R. Powell, 2011. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: a thermodynamic approach in the Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-ZrO₂ system. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 29 (1), pp. 151-166.
- Kobayashi, T., T. Hirajima, T. Kawakami and M. Svojtka, 2011. Metamorphic history of garnet-rich gneiss at Ktis in the Lhenice shear zone, Moldanubian Zone of the southern Bohemian Massif, inferred from inclusions and compositional zoning of garnet. *Lithos*. Vol. 124 (1-2), pp. 46-65.
- Konopásek, J. and K. Schulmann, 2005. Contrasting Early Carboniferous field geotherms: evidence for accretion of a thickened orogenic root and subducted Saxothuringian crust (Central European Variscides). *Journal of the Geological Society*. Vol. 162 (3), pp. 463-470.
- Konzalová, M., 1980. Zu der mikropaläontologischen Erforschung graphitischer Gesteine im Südtteil der Böhmischen Masse. *Vest Ustr Ust Geol*. Vol. 55, pp. 233-236.
- Konzalová, M., 1981. Some Late Precambrian microfossils from the Bohemian Massif and their correlation. *Precambrian Research*. Vol. 15 (1), pp. 43-62.
- Koppers, A. A. P., 2002. ArArCALC--software for 40Ar/39Ar age calculations. *Computers & Geosciences*. Vol. 28 (5), pp. 605-619.
- Košler, J., S. P. Kelley, D. Vance and M. Svojtka, 1999. Independent dating of cooling and decompression of high grade rocks in the southern Bohemian Massif with Ar-Ar, Sm-Nd and U-Pb techniques. *J Conf Abstr*.
- Kotková, J., A. Gerdes, R. R. Parrish and M. Novák, 2007. Clasts of Variscan high-grade rocks within Upper Viséan conglomerates – constraints on exhumation history from petrology and U-Pb chronology. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 25 (7), pp. 781-801.
- Kotková, J., U. Schaltegger and J. Leichmann, 2010. Two types of ultrapotassic plutonic rocks in the Bohemian Massif -- Coeval intrusions at different crustal levels. *Lithos*. Vol. 115 (1-4), pp. 163-176.
- Koyi, H. A., A. Geoffrey Milnes, H. Schmeling, C. J. Talbot, C. Juhlin and H. Zeyen, 1999. Numerical models of ductile rebound of crustal roots beneath mountain belts. *Geophysical Journal International*. Vol. 139 (2), pp. 556-562.
- Kröner, A., P. J. O'Brien, A. A. Nemchin and R. T. Pidgeon, 2000. Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 138 (2), pp. 127-142.
- Kröner, A., J. Wendt, T. C. Liew, W. Compston, W. Todt, J. Fiala, V. Vankova and J. Vanek, 1988. U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 99, pp. 257-266.
- Lee, J. K. W., 1993. The argon release mechanisms of hornblende in vacuo. *Chemical Geology*. Vol. 106 (1-2), pp. 133-170.
- Lexa, O., K. Schulmann, V. Janoušek, P. Štípská, A. Guy and M. Racek, 2011. Heat sources and trigger mechanisms of exhumation of HP granulites in Variscan orogenic root. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 29 (1), pp. 79-102.
- Mahar, E. M., J. M. Baker, R. Powell, T. J. B. Holland and N. Howell, 1997. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 15 (2), pp. 223-238.
- Martin, L. A. J., M. Ballèvre, P. Boulvais, A. Halfpenny, O. Vanderhaeghe, S. Duchêne and E. Deloule, 2011. Garnet re-equilibration by coupled dissolution–reprecipitation: evidence from textural, major element and oxygen isotope zoning of 'cloudy' garnet. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 29 (2), pp. 213-231.
- McDougall, I. and T. M. Harrison, 1999. *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method*. New York, Oxford University Press.
- O'Brien, P. and S. Vrána, 1995. Eclogites with a short-lived granulite facies overprint in the Moldanubian Zone, Czech Republic: petrology, geochemistry and diffusion modelling of garnet zoning. *Geologische Rundschau*. Vol. 84 (3), pp. 473-488.
- O'Brien, P. and S. Vrána, 1997. The eclogites in the Monotonous Series of the Moldanubian zone and the theory of thermal pulses: a reply. *Geologische Rundschau*. Vol. 86 (3), pp. 716.
- O'Brien, P. J., 1997. Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European variscides: a record of their thermal history during exhumation. *Lithos*. Vol. 41 (1-3), pp. 119-133.
- Pacltova, B. and M. Štemprok, 1994. Silurian (Wenlockian) sporomorph in South Bohemian Moldanubicum. *J Czech Geol Soc*. Vol. 39, pp. 81-82.
- Patocka, F., 1991. Geochemistry and primary tectonic environment of the amphibolites from the Cesky Krumlov Varied Group (Bohemian Massif, Moldanubicum). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*. Vol. 134, pp. 117-133.
- Patocka, F., V. Kachlik, J. Dostal and J. Frana, 2003. Granitoid gneisses with relict orbicular metagranitoids from the Varied Group of the southern Bohemian Massif Moldanubicum: Protolith derived from melting of Archaean crust? *Journal of the Czech Geological Society*. Vol. 48 (1-2), pp. 100-101.
- Petrakakis, K., 1997. Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 15 (2), pp. 203-222.
- Pitra, P., J.-P. Burg and M. Guiraud, 1999. Late Variscan strike-slip tectonics between the Teplá-Barrandian and Moldanubian terranes (Czech Bohemian Massif): petrostructural evidence. *Journal of the Geological Society*. Vol. 156 (5), pp. 1003-1020.
- Pitra, P. and M. Guiraud, 1996. Probable anticlockwise P–T evolution in extending crust: Hlinsko region, Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 14 (1), pp. 49-60.
- Powell, R., T. Holland and B. Worley, 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 16 (4), pp. 577-588.
- Racek, M., P. Štípská, P. Pitra, K. Schulmann and O. Lexa, 2006. Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria). *Mineralogy and Petrology*. Vol. 86, pp. 221-251.
- Scharbert, S., K. Breiter and W. Frank, 1997. The cooling history of the southern Bohemian Massif. *Journal of the Czech Geological Society*. Vol. 42, pp. 24.
- Scheuven, D., 2002. Metamorphism and microstructures along a high temperature metamorphic field gradient: the north–eastern boundary of the Královský hvozd unit (Bohemian Massif, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 20 (4), pp. 413-428.
- Schmädicke, E., K. Mezger, M. A. Cosca and M. Okrusch, 1995. Variscan Sm-Nd and Ar-Ar ages of eclogite facies rocks from the Erzgebirge, Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 13 (5), pp. 537-552.
- Schulmann, K., J. Konopasek, V. Janousek, O. Lexa, J.-M. Lardeaux, J.-B. Edel, P. Štípská and S. Ulrich, 2009. An Andean type

- Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Géoscience*. Vol. 341, pp. 266-286.
- Schulmann, K., A. Kroner, E. Hegner, I. Wendt, J. Konopasek, O. Lexa and P. Stipska, 2005. Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Journal of Science*. Vol. 305 (5), pp. 407.
- Sláma, J., J. Košler and R. B. Pedersen, 2007. Behaviour of zircon in high-grade metamorphic rocks: evidence from Hf isotopes, trace elements and textural studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 154, pp. 335-356.
- Steiger, R. J. and E. Jäger, 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 36, pp. 359-362.
- Štípská, P., K. Schulmann and R. Powell, 2008. Contrasting metamorphic histories of lenses of high-pressure rocks and host migmatites with a flat orogenic fabric (Bohemian Massif, Czech Republic): a result of tectonic mixing within horizontal crustal flow? *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 26 (6), pp. 623-646.
- Suess, F. E., 1926. *Intrusionstektonik und Wandertektonik im Variszischen Grundgebirge*. Berlin.
- Svojtka, Košler and Venera, 2002. Dating granulite-facies structures and the exhumation of lower crust in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. 91 (3), pp. 373-385.
- Svojtka, M. (2001). *Geochronology and structural evolution of granulites in the southern Moldanubian Zone, Bohemian massif. Institute of Geochemistry, Mineralogy and Mineral Resources*. Prague, Charles University.
- Thompson, A. B., K. Schulmann and J. Jezek, 1997. Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks in convergent orogens. *Geology*. Vol. 25 (6), pp. 491-494.
- Tropper, P., I. Deibl, F. Finger and R. Kaindl, 2006. P–T evolution of spinel–cordierite–garnet gneisses from the Sauwald Zone (Southern Bohemian Massif, Upper Austria): is there evidence for two independent late-Variscan low-P/high-T events in the Moldanubian Unit? *International Journal of Earth Sciences*. Vol. 95 (6), pp. 1019-1037.
- Turner, G., 1971. ^{40}Ar – ^{39}Ar dating: The optimization of irradiation parameters. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 10, pp. 227-234.
- Twiss, R. J. and E. M. Moores, 2007. *Structural Geology*, 2nd Edition. New York, W.H. Freeman and Company.
- Vejnar, Z., 1982. Regionální metamorfóza psamiticko-pelitických hornin domazlické oblasti (Regional metamorphism of psammopelitic rocks in the Domazlice area). *Sborník geologických ved*. Vol. G37, pp. 9-70.
- Verner, K., J. Žák, R. Nahodilová and F. Holub, 2008. Magmatic fabrics and emplacement of the cone-sheet-bearing Knížecí Stolec durbachitic pluton (Moldanubian Unit, Bohemian Massif): implications for mid-crustal reworking of granulitic lower crust in the Central European Variscides. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. 97 (1), pp. 19-33.
- Villa, I. M., B. Grobéty, S. P. Kelley, R. Trigila and R. Wieler, 1997. Assessing Ar transport paths and mechanisms in the McClure Mountains hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 126 (1-2), pp. 67-80.
- Vrána, S. and J. Bártek, 2005. Retrograde metamorphism in a regional shear zone and related chemical changes: The Kaplice Unit of muscovite-biotite gneisses in the Moldanubian Zone of southern Bohemia, Czech Republic. *Journal of the Czech Geological Society*. Vol. 50/1-2, pp. 43-57.
- Vrána, S., P. Blümel and K. Petrakakis, 1995. Moldanubian Zone—metamorphic evolution. *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Berlin: Springer. Vol., pp. 453–468.
- Vrána, S., J. Slaby and J. Bendl, 2005. The Kaplice dyke swarm of biotite granodiorite porphyry and its relationship to the Freistadt granodiorite, Moldanubian Batholith. *Journal of the Czech Geological Society*. Vol. 50, pp. 9-17.
- Wendt, J. (1989). U-Pb Zirkondatierung und Sm-Nd Systematik sowie Petrologie und Geochemie an Granuliten und Gneisen aus den Moldanubicum Südböhmens (ČSSR). *Diplomarbeit, Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz*.
- Wendt, J., A. Kröner, J. Fiala and W. Todt, 1993. Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. *Geologische Rundschau*. Vol. 82 (1), pp. 42-50.
- Wendt, J., A. Kröner, J. Fiala and W. Todt, 1994. U-Pb zircon and Sm-Nd dating of Moldanubian HP/HT granulites from South Bohemia, Czech Republic. *Journal of the Geological Society*. Vol. 151, pp. 83-90.
- White, R. W., N. E. Pomroy and R. Powell, 2005. An in situ metatexite–diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 23 (7), pp. 579-602.
- White, R. W. and R. Powell, 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 20 (7), pp. 621-632.
- White, R. W., R. Powell and J. A. Halpin, 2004. Spatially-focussed melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 22 (9), pp. 825-845.
- White, R. W., R. Powell and T. J. B. Holland, 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 25 (5), pp. 511-527.
- Whitney, D. L. and B. W. Evans, 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. Vol. 95, pp. 185-187.
- Žák, J., K. Verner, F. Finger, S. W. Faryad, M. Chlupáčová and F. Veselovský, 2011. The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. *Lithos*. Vol. 121 (1-4), pp. 25-40.

Annexes

1. Planche photo supplémentaire

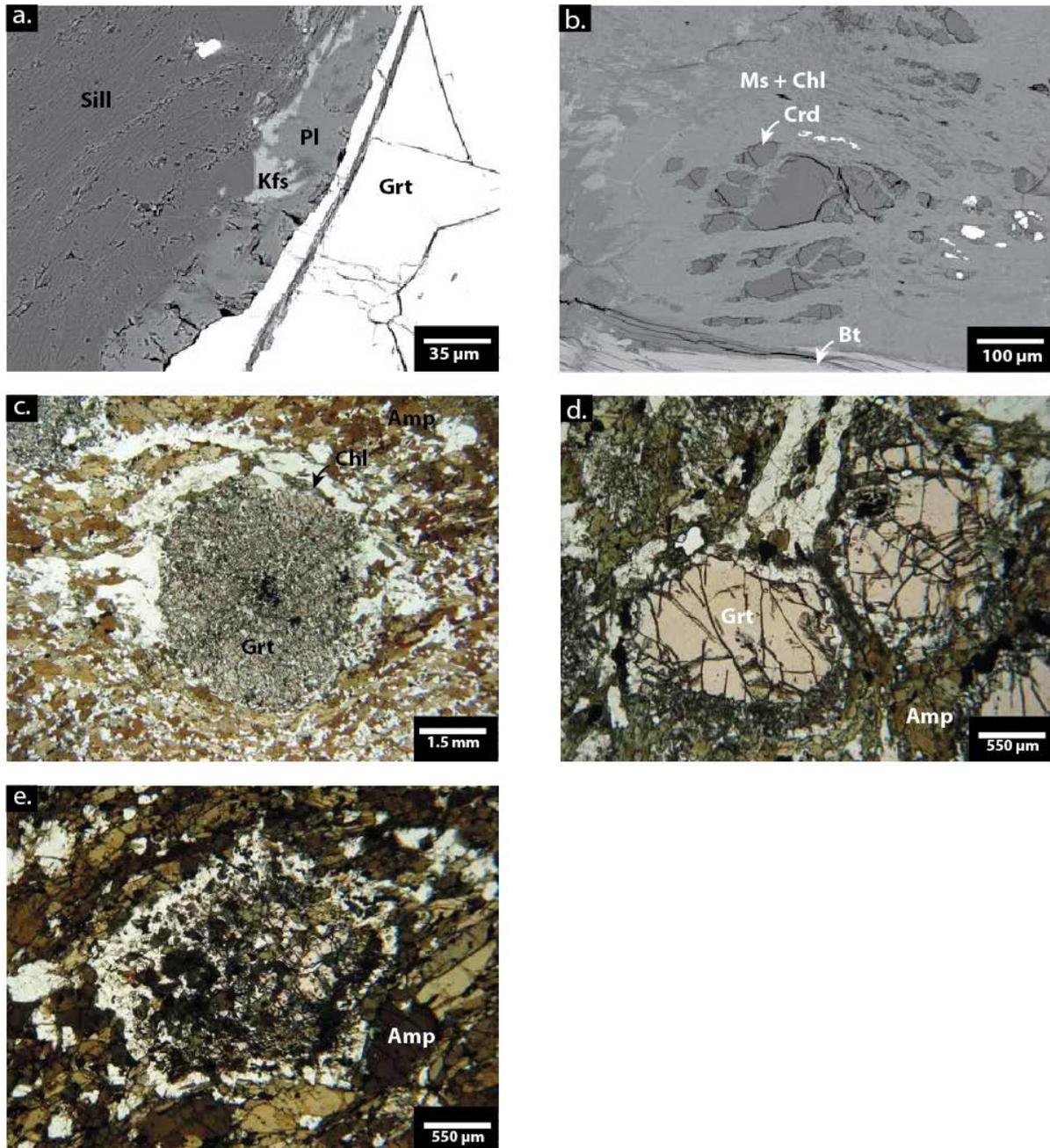


PLANCHE ADDITIONNELLE : photographies au microscope optique et images BSE de lames minces. Pour les paragneiss de l'unité variée : **a.** Image BSE de l'auréole de sillimanite, de plagioclase et d'orthose autour d'un grenat, **b.** cordiérite se décomposant en fines paillettes de muscovite et de chlorite. Pour les amphibolites de l'unité variée : **c.** grenat à grand nombre d'inclusions orientées dans une matrice d'amphibolites et de plagioclase, **d.** grenats consommés par la matrice produisant une auréole de plagioclase et d'amphiboles et **e.** fantôme de grenat consommé, laissant place à une auréole de plagioclase en bordure puis à un assemblage d'amphiboles vertes (actinote ?), de chlorite et de plagioclase.

2. Relations cristallisation-déformation

Structure Minéral	S ₁ sub-verticale	Intertectonique	S ₂	post-S ₂
Amphibolites - Variée	Hbl			
	Act			
	Ep			
	Bt			
	Chl			
	Grt			
	Pl			
	Kfs			
	Rt			
	Ilm			
	Sph			

Structure Minéral	S ₁ sub-verticale	Intertectonique	S ₂	post-S ₂
Paragneiss - Variée	Ms			
	Bt			
	Pl			
	Kfs			
	Grt			
	Sill			
	Crd			
	Ilm			
	Rt			

Structure		pré-S ₁	S ₁ sub-verticale	Intertectonique	S ₂	post-S ₂
Minéral						
Paragneiss - Monotone	Ms	—————				—————
	Bt	-----	—————	-----	—————	—————
	Chl					—————
	Pl	-----	-----	-----	-----	-----
	Kfs	-----	—————	-----	-----	
	Grt	—————	—————	-----		
	Sill	-----	—————	—————	—————	-----
	Ky	-----	—————			
	Crd				—————	-----
	Ilm	-----			-----	—————
	Rt	—————			-----	

Structure		S ₁ sub-verticale	Intertectonique	S ₂	post-S ₂	Charnières F ₃
Minéral						
Paragneiss - Kaplice	Ms	-----	-----	—————	—————	—————
	Bt	—————		—————		
	Chl				—————	—————
	Pl	-----	-----	-----	-----	-----
	Kfs	-----	-----			
	Grt	—————	-----			
	Sill	—————	-----	-----	-----	
	And			-----	—————	-----
	St	—————				
	Crd			-----	—————	-----
	Ilm	-----	-----	-----	—————	
	Rt	-----	—————			-----

3. Abréviations et Solutions Solides

Les abréviations de minéraux utilisées tout au long du rapport sont celles recommandées par Withney & Evans (2011). Les formules pour les solutions solides sont :

$$XFe = \frac{Fe}{Fe + Mg}$$
$$Alm = x(g) = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg + Ca + Mn}$$
$$Prp = \frac{Mg}{Fe^{2+} + Mg + Ca + Mn}$$
$$Grs = z(g) = \frac{Ca}{Fe^{2+} + Mg + Ca + Mn}$$
$$Sps = m(g) = \frac{Mn}{Fe^{2+} + Mg + Ca + Mn}$$
$$Ab = \frac{Na}{Na + Ca + K}$$
$$An = \frac{Ca}{Na + Ca + K}$$
$$Kfs = \frac{K}{Na + Ca + K}$$

4. Analyses Chimiques

Lithologie Minéral Position	Paragneiss de la monotone (BP045a)						Micaschiste de Kaplice (BP064a)													
	Grt	Pl	Pl	Kfs	Ms	Bt	Grt	Grt	Grt	Pl	Kfs	Ms	Bt							
		Cœur	Cour.	Incl. Pl	Mat.	Mat.	Cœur	Cour. int.	Cour. ext.	Mat.	Mat.	Mat.	Matrice							
% poids d'oxydes																				
SiO ₂	37,27	63,37	61,84	64,29	46,10	36,45	36,46	35,67	35,90	66,49	63,33	47,46	34,43							
TiO ₂	0,09	0,00	0,00	0,05	2,72	2,59	0,10	0,09	0,17	0,00	0,00	0,35	1,33							
Cr ₂ O ₃	0,21	0,00	0,00	0,07	0,07	0,21	0,00	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00							
Al ₂ O ₃	21,83	23,16	23,96	18,93	34,69	21,11	20,37	20,05	20,12	21,70	18,23	37,20	20,75							
FeO	27,34	0,00	0,00	0,25	1,33	17,01	31,94	37,00	34,20	0,05	1,51	1,19	25,67							
MnO	8,53	0,00	0,00	0,00	0,08	0,54	6,53	3,89	6,64	0,00	0,00	0,07	0,07							
MgO	4,67	0,07	0,09	0,13	0,97	9,56	0,93	1,63	1,43	0,07	0,38	0,44	7,44							
CaO	0,65	3,64	4,46	0,06	0,00	0,06	4,94	2,52	1,59	2,14	0,25	0,17	0,05							
Na ₂ O	0,00	8,88	8,37	0,53	0,50	0,16	0,00	0,00	0,03	9,31	0,08	1,47	0,08							
K ₂ O	0,06	0,08	0,09	15,96	10,70	10,03	0,09	0,00	0,03	0,09	16,25	9,73	7,90							
Total	100,65	99,21	98,83	100,27	97,17	97,73	101,36	100,97	100,23	99,85	100,03	98,07	97,72							
Cations/Charges	8/24	5/16	5/16	5/16	7/24	8/24	8/24	8/24	8/24	5/16	5/16	7/24	8/24							
Si	2,95	2,83	2,78	2,96	3,03	2,76	2,93	2,89	2,93	2,95	2,94	3,06	2,68							
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,13	0,15	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,08							
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00							
Al	2,04	1,22	1,27	1,03	2,69	1,89	1,93	1,91	1,94	1,14	1,00	2,82	1,90							
Fe ³⁺	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,21	0,29	0,18	0,00	0,06	0,01	0,00							
Fe ²⁺	1,77	0,00	0,00	0,00	0,07	1,08	1,94	2,21	2,15	0,00	0,00	0,05	1,67							
Mn	0,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,44	0,27	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00							
Mg	0,55	0,00	0,01	0,01	0,10	1,08	0,11	0,20	0,17	0,00	0,03	0,04	0,86							
Ca	0,06	0,17	0,21	0,00	0,00	0,00	0,43	0,22	0,14	0,10	0,01	0,01	0,00							
Na	0,00	0,77	0,73	0,05	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,80	0,01	0,18	0,01							
K	0,01	0,00	0,01	0,94	0,90	0,97	0,01	0,00	0,00	0,01	0,96	0,80	0,78							
H	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0	0	2	2							
Total	8	5	5	5	7	8	8	8	8	5	5	7	8							
<i>XFe</i>	0,76	<i>Ab</i>	0,81	0,77	0,05	<i>Si p.f.u.</i>	3,03	<i>XFe</i>	0,50	<i>XFe</i>	0,95	0,92	0,93	<i>Ab</i>	0,88	0,01	<i>Si p.f.u.</i>	3,06	<i>XFe</i>	0,66
<i>Alm</i>	0,60	<i>An</i>	0,18	0,23	0,00	<i>Na p.f.u.</i>	0,06	<i>Ti p.f.u.</i>	0,15	<i>Alm</i>	0,66	0,76	0,74	<i>An</i>	0,11	0,01	<i>Na p.f.u.</i>	0,18	<i>Ti p.f.u.</i>	0,08
<i>Prp</i>	0,19	<i>Kfs</i>	0,00	0,01	0,95	<i>Al p.f.u.</i>	2,69			<i>Prp</i>	0,04	0,07	0,06	<i>Kfs</i>	0,01	0,98	<i>Al p.f.u.</i>	2,82		
<i>Grs</i>	0,02									<i>Grs</i>	0,15	0,08	0,05							
<i>Sps</i>	0,19									<i>Sps</i>	0,15	0,09	0,16							

5. Datations ^{40}Ar - ^{39}Ar : la méthode

La méthode de datation ^{40}Ar - ^{39}Ar est basée sur la désintégration radioactive du potassium 40 en argon 40 et en calcium 40. L'équation du chronomètre est :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \frac{\lambda}{\lambda_e} + 1 \right]$$

Avec ${}^{40}\text{Ar}^*$ l'argon 40 radiogénique, ${}^{40}\text{K}$ le potassium 40 (père), $\lambda = \lambda_{\beta^-} + \lambda_e$ avec λ_{β^-} la constante de désintégration du potassium 40 en calcium 40 et λ_e la constante de désintégration du potassium 40 en argon 40. Les constantes de désintégration utilisées en géochronologies pour ce système sont celles de Steiger & Jäger (1977). L'astuce de la méthode va consister à transformer le potassium 39 en argon 39 par irradiation nucléaire, au sein d'un réacteur. Cette réaction n'est jamais réalisée à 100% et dépend de nombreux paramètres. Ainsi, on ajoute systématiquement un standard d'âge connu (dans la gamme d'âge supposé des échantillons analysés, voir McDougall & Harrison, 1999) permettant de connaître le rendement de la réaction donné par l'équation suivante :

$$J = \frac{e^{\lambda t} - 1}{{}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}}$$

Avec ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}$ le rapport argon radiogénique sur argon 39 créé par l'irradiation, et t l'âge du standard. L'équation d'âge devient ainsi (sachant que le rapport ${}^{40}\text{K}/{}^{39}\text{K}$ est constant):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + J \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} \right].$$

Or, dans le réacteur, des réactions annexes produisent des isotopes de l'argon, essentiellement par désintégration du calcium et du potassium. L'avantage principal de cette technique est qu'une seule mesure permet d'aboutir au résultat contre deux séparées pour la méthode conventionnelle K-Ar (une pour le potassium, une pour l'argon).

La mesure est réalisée par augmentation de la température (four ou laser) par paliers. On obtient ainsi, pour chaque palier un âge, jusqu'à fusion complète de l'échantillon. Les sites à faible énergie d'activation vont relâcher l'argon pour des faibles températures, tandis que les sites à plus haute énergie d'activation (généralement interprétés comme le cœur des grains) libèreront leur gaz à plus haute température. Un âge dit plateau est valide lorsque trois paliers consécutifs, représentant plus de 50% du ^{39}Ar récupéré, donnent des âges identiques (Baksi, 2006).

La présence d'inclusions dans les grains analysés peut fortement perturber le spectre. Il en est de même pour toute perte d'argon, qui consiste en une réouverture partielle du système, aboutissant à un âge plus jeune pour les premiers paliers mesurés. Une surpression externe en argon induira un excès d'argon, donnant un âge plus élevé en début de spectre. La mesure simultanée de tous les isotopes de l'argon (de 36 à 40), permet d'élaborer des diagrammes de validation des résultats. On peut remonter au rapport K/Ca pour chaque mesure effectuée, rapport dépendant directement de la phase dégazée lors de chaque palier (Kelley, 2002). Ainsi, une variation de ce rapport indiquera un changement de phase porteuse de l'argon, ce qui indiquerait la présence d'inclusions. On peut également représenter les points de mesure dans des diagrammes $^{36}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ (voir Beltrando *et al.*, 2009, Annexe 5. Fig. 1). Dans le cas d'un spectre non perturbé, les points de mesure seront parfaitement alignés selon une droite entre le pôle atmosphère ayant un rapport ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 295,5$ (Steiger & Jäger, 1977) et le pôle du minéral réservoir. La présence d'inclusions va irrémédiablement écarter les points analysés de la droite, en rajoutant un troisième pôle réservoir, ayant un rapport ${}^{39}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ différent. La présence d'argon en excès induira un mélange des mesures entre le pôle atmosphère, le pôle réservoir du minéral analysé et un troisième pôle d'argon en excès ayant un rapport ${}^{36}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ nécessairement inférieur à celui de l'atmosphère.

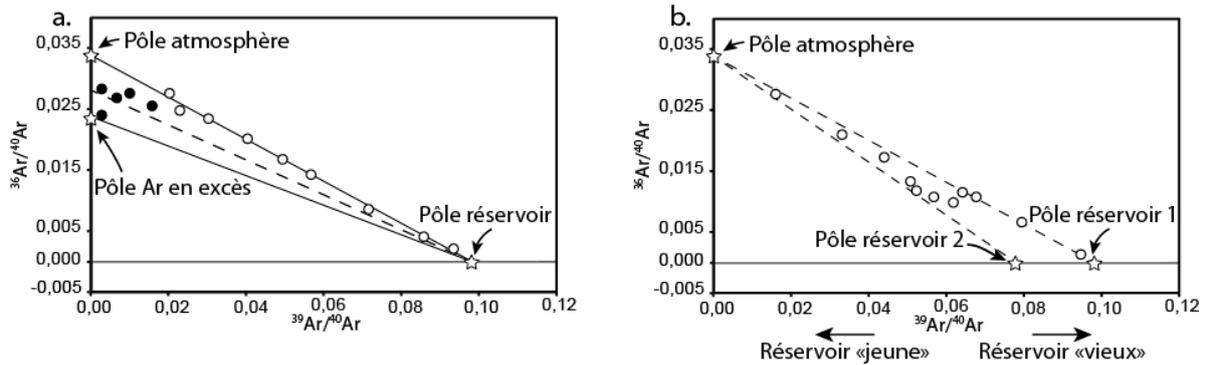


FIGURE 1 : Interprétations des diagrammes $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en fonction de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dans le cas de **a.** une réouverture du système pour les sites de faible énergie, par argon en excès, les points de mesures vont subir un mélange entre les trois pôles décrits, et **b.** dans le cas d'un mélange entre plusieurs réservoirs pouvant être de l'argon hérité (réservoir « vieux ») ou bien une réouverture du système, permettant l'échange avec un réservoir plus jeune.

Pour les terrains métamorphiques, les âges obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sont interprétés comme des âges de refroidissement. Plusieurs minéraux sont fréquemment utilisés, leur efficacité réside en la présence importante de potassium dans leur réseau, et une bonne capacité à retenir l'Ar dans des « cages ». Une fermeture progressive du système (refroidissement lent), induira une zonation des grains (c.f. Kelley, 2002). Les températures seuil entre diffusion et non diffusion pour un minéral dépendent de beaucoup de paramètres comme la pression, la vitesse de refroidissement, ... Dans le cadre de cette étude, on considèrera une vitesse de refroidissement de $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$, ce qui est communément utilisé en tectonique. Ainsi la température de fermeture de la muscovite est d'environ 410°C (Harrison *et al.*, 2009) et 310°C pour la biotite (Harrison *et al.*, 1985). Pour les amphiboles, la forte variabilité de leur chimie implique une forte variabilité de leur température de fermeture (e.g. Baldwin *et al.*, 1990; Lee, 1993; Villa *et al.*, 1997). Ainsi, la température de 500°C (Harrison & McDougall, 1980) est la plus commune.

6. Diagrammes K/Ca et $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

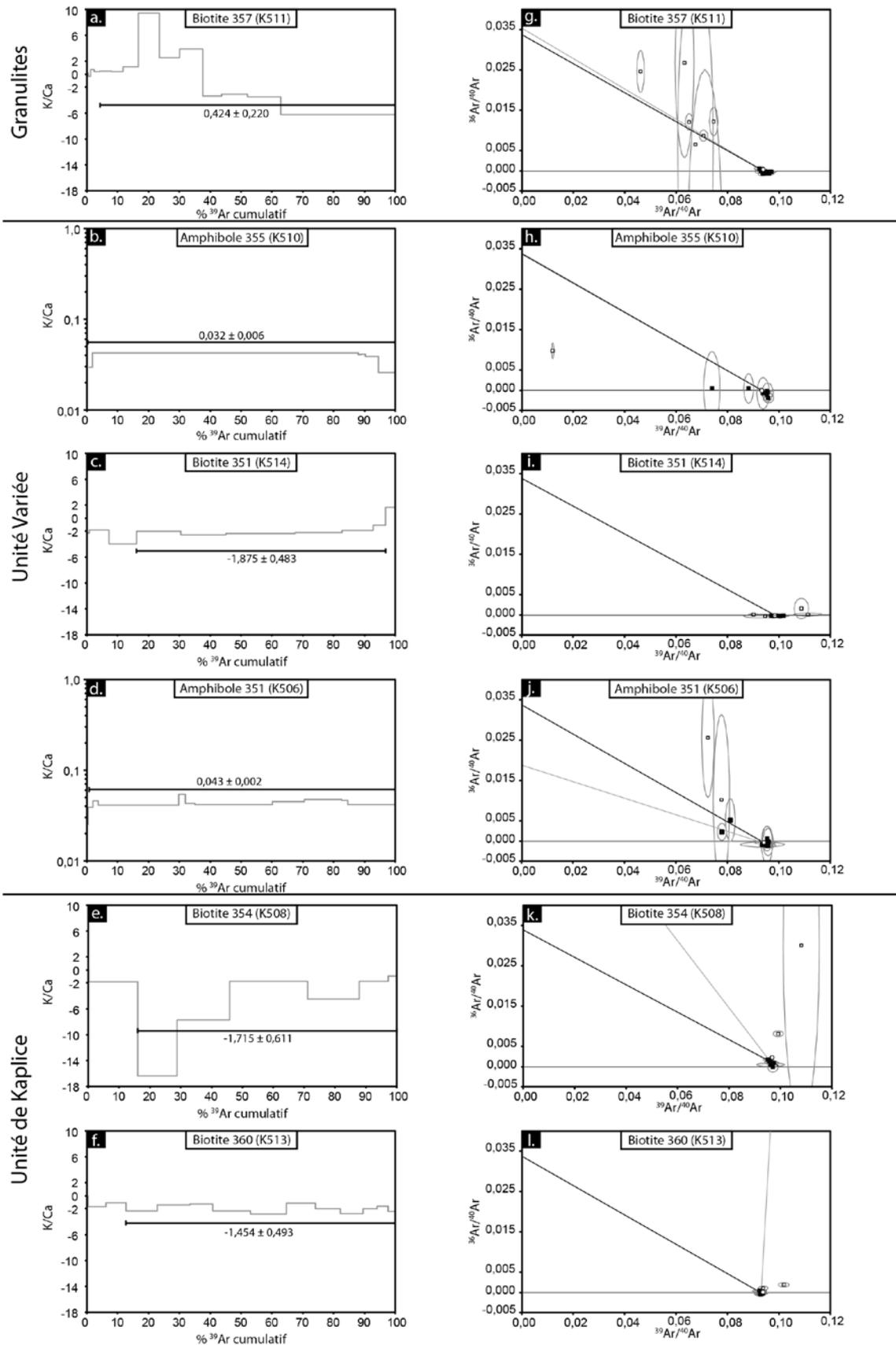


FIGURE 2 : a., b., c., d., e., f., diagrammes K/Ca en fonction du pourcentage d'argon 39 récupéré (voir Annexe 5 pour explications), et diagrammes $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en fonction de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (g., h., i., j., k. et l.).

7. Données Ar-Ar

Incremental Heating		36Ar(a)	37Ar(ca)	38Ar(cl)	39Ar(k)	40Ar(r)	Age ± 2s (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2s
K506-1	680,00 W	0,000019	0,003378	0,000063	0,000532	0,001720	109,58 ± 201,90	23,39	0,37	0,025 ± 0,019
K506-2	750,00 W	0,000006	0,001970	0,000095	0,000473	0,004228	287,78 ± 242,52	69,26	0,33	0,039 ± 0,059
K506-3	850,00 W	4 0,000011	0,007121	0,000550	0,001710	0,017830	331,64 ± 57,25	84,38	1,20	0,039 ± 0,015
K506-4	900,00 W	4 0,000007	0,008653	0,001069	0,002473	0,029623	376,03 ± 24,33	92,98	1,74	0,046 ± 0,016
K506-6	970,00 W	4 -0,000019	0,146791	0,014013	0,037277	0,399312	339,83 ± 12,98	101,14	26,16	0,041 ± 0,005
K506-7	995,00 W	4 -0,000003	0,008834	0,001106	0,002982	0,032150	341,84 ± 42,40	102,55	2,09	0,055 ± 0,021
K506-8	1030,00 W	4 0,000003	0,016623	0,001675	0,004421	0,045485	327,55 ± 28,67	97,90	3,10	0,043 ± 0,010
K506-9	1060,00 W	4 -0,000024	0,138564	0,013334	0,035788	0,381932	338,68 ± 7,32	101,66	25,12	0,042 ± 0,005
K506-10	1095,00 W	4 -0,000017	0,053031	0,005361	0,014790	0,159749	342,42 ± 11,35	102,92	10,38	0,045 ± 0,005
K506-11	1120,00 W	4 -0,000016	0,058671	0,006452	0,017237	0,185444	341,19 ± 8,62	102,33	12,10	0,047 ± 0,005
K506-12	1150,00 W	4 -0,000001	0,009949	0,001144	0,002860	0,030087	334,26 ± 31,42	100,48	2,01	0,046 ± 0,014
K506-13	Fusion	4 -0,000020	0,085260	0,008238	0,021948	0,240526	346,96 ± 29,01	102,27	15,40	0,042 ± 0,006

S -0,000054 0,538847 0,053099 0,142490 1,528085

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) ± 2s	Age ± 2s (Ma)	MSW D	39Ar(k) (% ,n)	K/Ca ± 2s
Amphibole 351	Weighted Plateau	± 0,1601	± 5,57		99,29	
Amphibole 351		10,7536 ± 1,49%	341,04 ± 1,63%	1,11	10	0,043 ± 0,002
Tchéquie BP			External Error ± 5,71 Analytical Error ± 4,63	2,26 1,0529	Stat. T Ratio Error Magn.	
Project = corsini-bis	Total Fusion Age	± 0,2208	± 7,10			
Irradiation = MC54		10,7241 ± 2,06%	340,19 ± 2,09%		12	0,043 ± 0,004
J = 0.0193504 ± 0.0000968 HB3gr = 1073.000 ± 5.365 Ma			External Error ± 7,20 Analytical Error ± 6,38			

Incremental Heating		36Ar(a)	37Ar(ca)	38Ar(cl)	39Ar(k)	40Ar(r)	Age ± 2s (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2s
K508-1	21,00 W	0,000010	0,001141	0,000006	0,000375	0,000331	30,58 ± 385,16	10,31	0,09	0,053 ± 0,132
K508-2	500,00 W	0,000478	-0,005745	0,000380	0,063987	0,453078	231,51 ± 7,68	75,80	15,93	-1,800 ± 1,441
K508-3	530,00 W 4	0,000081	-0,000505	0,000109	0,051164	0,472294	296,31 ± 6,29	94,86	12,74	-16,364 ± 86,339
K508-4	560,00 W 4	0,000082	-0,001445	0,000138	0,068776	0,639049	298,10 ± 5,91	96,00	17,12	-7,690 ± 28,932
K508-5	600,00 W 4	0,000084	-0,009165	0,000229	0,101094	0,942150	298,93 ± 8,17	97,10	25,16	-1,783 ± 0,679
K508-6	646,00 W 4	0,000050	-0,002425	0,000096	0,067305	0,622658	296,91 ± 5,92	97,34	16,75	-4,485 ± 7,054
K508-7	720,00 W 4	0,000011	-0,003492	0,000045	0,037773	0,359272	304,59 ± 16,43	98,75	9,40	-1,748 ± 2,270
K508-8	Fusion 4	-0,000003	-0,001874	-0,000004	0,011264	0,107890	306,56 ± 11,96	100,40	2,80	-0,971 ± 1,844

S 0,000794 -0,023510 0,000999 0,401738 3,596722

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) ± 2s	Age ± 2s (Ma)	MSW D	39Ar(k) (%.n)	K/Ca ± 2s
Biotite 354 (68MC54)	Weighted Plateau	± 0,1028	± 4,10		83,98	
Biotite 354 (68MC54)		9,2965 ± 1,11%	298,25 ± 1,37%	0,63	6	-1,715 ± 0,611
Tchéquie BP			External Error ± 4,24 Analytical Error ± 3,04	2,57 1,0000	Stat. T Ratio Error Magn.	
Project = corsini-bis	Total Fusion Age	± 0,1103	± 4,22			
Irradiation = MC54		8,9529 ± 1,23%	288,06 ± 1,47%		8	-2,761 ± 1,331
J = 0.0193372 ± 0.0000967			External Error ± 4,35			
Hb3gr = 1073.000 ± 5.365 Ma			Analytical Error ± 3,28			

Incremental Heating		36Ar(a)	37Ar(ca)	38Ar(cl)	39Ar(k)	40Ar(r)	Age ± 2s (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2s
K510-1	580,00 W	0,000068	-0,000603	0,000173	0,000841	0,049714	1374,55 ± 86,15	70,92	0,29	-0,225 ± 0,950
K510-2A	630,00 W 4	0,000001	0,000686	0,000147	0,000855	0,011400	413,67 ± 102,79	98,34	0,30	0,201 ± 0,830
K510-3	680,00 W 4	0,000001	0,017344	0,001389	0,003191	0,035755	353,59 ± 36,34	98,57	1,12	0,030 ± 0,006
K510-4	730,00 W 4	-0,000050	0,930887	0,109962	0,246129	2,595921	334,64 ± 6,26	100,30	86,23	0,043 ± 0,004
K510-5	790,00 W 4	-0,000002	0,009776	0,001115	0,002470	0,026923	344,88 ± 36,90	102,01	0,87	0,041 ± 0,016
K510-6	850,00 W 4	-0,000002	0,016414	0,001865	0,004187	0,044472	336,80 ± 21,72	101,26	1,47	0,041 ± 0,011
K510-7	940,00 W 4	-0,000024	0,050188	0,005448	0,012139	0,133841	348,45 ± 12,63	105,41	4,25	0,039 ± 0,005
K510-8	Fusion 4	-0,000020	0,097011	0,006964	0,015624	0,169949	344,17 ± 9,44	103,32	5,47	0,026 ± 0,003

S -0,000029 1,121703 0,127063 0,285435 3,067973

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) ± 2s	Age ± 2s (Ma)	MSW D	39Ar(k) (%.n)	K/Ca ± 2s
Amphibole 355 (70MC54)	Weighted Plateau	± 0,1866	± 6,22		99,71	
Amphibole 355 (70MC54)		10,7143 ± 1,74%	339,47 ± 1,83%	1,36	7	0,032 ± 0,006
Tchéquie BP			External Error ± 6,33 Analytical Error ± 5,39	2,45 1,1645	Stat. T Ratio Error Magn.	
Project = corsini-bis	Total Fusion Age	± 0,1937	± 6,39			
Irradiation = MC54		10,7484 ± 1,80%	340,46 ± 1,88%		8	0,041 ± 0,004
J = 0.0193236 ± 0.0000966			External Error ± 6,51			
Hb3gr = 1073.000 ± 5.365 Ma			Analytical Error ± 5,59			

Incremental Heating		36Ar(a)	37Ar(ca)	38Ar(cl)	39Ar(k)	40Ar(r)	Age ± 2s (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2s
K511-1	450.00 W	0,000058	0,001124	0,000119	0,001086	0,006204	188,78 ± 105,88	26,33	0,29	0,156 ± 0,507
K511-2	480.00 W	0,000001	0,000752	0,000015	0,000153	0,001827	373,51 ± 565,77	80,23	0,04	0,033 ± 0,176
K511-3	513.00 W	-0,000006	-0,000147	0,000016	0,000203	0,004631	658,52 ± 470,79	162,01	0,05	-0,223 ± 6,390
K511-4	544.00 W	0,000011	0,000696	0,000020	0,000249	0,000783	106,61 ± 365,60	19,91	0,07	0,058 ± 0,273
K511-5	578.00 W	0,000043	-0,001314	0,000283	0,002603	0,022148	274,49 ± 42,33	63,34	0,69	-0,320 ± 0,601
K511-6	615.00 W	0,000085	0,001010	0,000477	0,004536	0,044500	313,08 ± 28,05	63,66	1,21	0,725 ± 1,859
K511-7	645.00 W	0,000087	0,002840	0,000628	0,007072	0,073959	331,95 ± 18,33	73,75	1,88	0,402 ± 0,536
K511-8	676.00 W	4 0,000009	0,004993	0,001226	0,013991	0,148764	337,02 ± 8,13	98,00	3,72	0,453 ± 0,369
K511-9	715.00 W	4 -0,000001	0,005628	0,001212	0,013943	0,149934	340,50 ± 10,44	99,85	3,71	0,400 ± 0,230
K511-10	745.00 W	4 -0,000016	0,002730	0,001684	0,019051	0,207774	344,90 ± 7,76	102,01	5,07	1,128 ± 1,185
K511-11	780.00 W	4 -0,000011	0,000434	0,002252	0,025355	0,272987	340,87 ± 7,78	100,92	6,75	9,444 ± 91,854
K511-12	815.00 W	4 -0,000009	0,001567	0,002157	0,024397	0,262939	341,18 ± 7,11	100,77	6,49	2,517 ± 3,907
K511-13A	855.00 W	4 -0,000007	0,001197	0,002522	0,028735	0,306461	337,94 ± 7,36	100,39	7,65	3,881 ± 7,772
K511-14	900.00 W	4 -0,000015	-0,001098	0,001983	0,022677	0,241829	337,91 ± 7,45	101,59	6,04	-3,338 ± 6,033
K511-15	955.00 W	4 -0,000019	-0,001633	0,002691	0,031341	0,331529	335,43 ± 7,34	101,47	8,34	-3,101 ± 5,066
K511-16	990.00 W	4 -0,000010	-0,001900	0,003440	0,040961	0,428628	332,13 ± 6,57	100,42	10,90	-3,485 ± 6,953
K511-17	Fusion	4 -0,000034	-0,003608	0,011577	0,139281	1,447216	329,99 ± 6,34	100,42	37,08	-6,238 ± 7,016

S 0,000166 0,013271 0,032303 0,375633 3,952114

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) ± 2s	Age ± 2s (Ma)	MSWD	D	39Ar(k) (% ,n)	K/Ca ± 2s
Biotite 357 (71MC54)			± 0,1029			95,77	
Biotite 357 (71MC54)	Weighted Plateau	10,6373	± 0,97%	337,14	± 1,27%	1,59	0,424 ± 0,220
Tchéquie BP			External Error ± 4,45		2,26	Stat. T Ratio	
			Analytical Error ± 2,97		1,2627	Error Magn.	
Project = corsini-bis			± 0,1006				
Irradiation = MC54	Total Fusion Age	10,5212	± 0,96%	333,78	± 1,26%	17	4,574 ± 4,777
J = 0.0193166 ± 0.0000966			External Error ± 4,38				
Hb3gr = 1073.000 ± 5.365 Ma			Analytical Error ± 2,91				

Incremental Heating		36Ar(a)	37Ar(ca)	38Ar(cl)	39Ar(k)	40Ar(r)	Age ± 2s (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2s	
K513-1	450,00 W	0,000014	-0,002255	0,000018	0,001421	0,005130	121,49 ± 61,77	54,58	0,29	-0,102	± 0,074
K513-2	480,00 W	0,000050	-0,002800	0,000050	0,029086	0,248798	275,69 ± 6,78	94,07	5,83	-1,679	± 2,090
K513-3A	510,00 W	0,000034	-0,004937	0,000042	0,032585	0,310193	304,33 ± 6,80	96,52	6,53	-1,067	± 0,693
K513-4	540,00 W	4	0,000020	-0,003506	0,000050	0,050818	0,501419	314,52 ± 9,12	98,53	10,19	-2,343 ± 1,935
K513-5	575,00 W	4	-0,000010	-0,006057	0,000056	0,052637	0,521092	315,47 ± 6,05	100,27	10,56	-1,404 ± 1,190
K513-6A	600,00 W	4	-0,000002	-0,004560	0,000025	0,037161	0,368443	315,92 ± 6,68	99,90	7,45	-1,317 ± 1,007
K513-7	635,00 W	4	-0,000012	-0,004171	0,000053	0,061042	0,605204	315,91 ± 6,28	100,27	12,24	-2,365 ± 2,509
K513-8	660,00 W	4	0,000002	-0,003303	0,000034	0,057871	0,572127	315,08 ± 6,15	99,62	11,60	-2,831 ± 4,633
K513-9	690,00 W	4	-0,000009	-0,006529	0,000039	0,046498	0,462933	317,12 ± 6,67	100,30	9,32	-1,151 ± 0,810
K513-10	730,00 W	4	-0,000013	-0,003268	0,000036	0,040773	0,409610	319,75 ± 6,84	100,62	8,18	-2,016 ± 2,655
K513-11	780,00 W	4	-0,000011	-0,002147	0,000014	0,036791	0,368077	318,53 ± 6,82	100,61	7,38	-2,769 ± 6,045
K513-12	845,00 W	4	-0,000009	-0,001790	0,000018	0,022775	0,228677	319,59 ± 7,34	100,85	4,57	-2,057 ± 4,370
K513-13	945,00 W	4	-0,000005	-0,001740	-0,000004	0,017366	0,174815	320,35 ± 8,38	100,57	3,48	-1,613 ± 2,270
K513-14	Fusion	4	-0,000003	-0,000785	-0,000007	0,011852	0,118756	318,99 ± 8,70	100,51	2,38	-2,440 ± 10,808

S 0,000046 -0,047848 0,000423 0,498675 4,895275

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) ± 2s	Age ± 2s (Ma)	MSW D	39Ar(k) (% ,n)	K/Ca ± 2s
Biotite 360 (73MC54)	Weighted Plateau	± 0,0722	± 3,59		87,35	
Biotite 360 (73MC54)		9,9583 ± 0,72%	317,18 ± 1,13%	0,33	11	-1,454 ± 0,493
Tchéquie BP			External Error ± 3,77 Analytical Error ± 2,11	2,23 1,0000	Stat. T Ratio Error Magn.	
Project = corsini-bis Irradiation = MC54 J = 0.0193023 ± 0.0000965 Hb3gr = 1073.000 ± 5.365 Ma	Total Fusion Age	9,8166 ± 0,71%	313,04 ± 1,13%		14	-1,684 ± 0,532
			External Error ± 3,70 Analytical Error ± 2,04			

Incremental Heating		36Ar(a)	37Ar(ca)	38Ar(cl)	39Ar(k)	40Ar(r)	Age ± 2s (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2s	
K514-1	450,00 W	0,000008	-0,000442	0,000049	0,006226	0,050403	261,85 ± 20,11	95,01	0,83	-2,278	± 14,004
K514-2	500,00 W	0,000003	-0,004144	0,000125	0,047601	0,394000	267,30 ± 12,46	99,39	6,36	-1,856	± 1,468
K514-3	530,00 W	0,000004	-0,002697	0,000083	0,066461	0,679504	324,82 ± 6,68	99,52	8,88	-3,982	± 6,837
K514-4	560,00 W	4 -0,000025	-0,008672	0,000151	0,107492	1,030098	306,08 ± 5,83	100,41	14,36	-2,003	± 1,266
K514-5	590,00 W	4 -0,000019	-0,006973	0,000115	0,110102	1,032488	300,04 ± 5,62	100,22	14,71	-2,552	± 1,735
K514-6	620,00 W	4 -0,000043	-0,011421	0,000122	0,167211	1,594067	304,62 ± 5,70	100,50	22,34	-2,366	± 0,961
K514-7	650,00 W	4 -0,000025	-0,008377	0,000104	0,114046	1,079370	302,59 ± 5,74	100,37	15,24	-2,200	± 1,157
K514-8	700,00 W	4 -0,000017	-0,006435	0,000080	0,075254	0,687156	292,76 ± 5,67	100,40	10,06	-1,890	± 1,230
K514-9	780,00 W	4 -0,000008	-0,004599	0,000054	0,030105	0,279337	297,12 ± 7,01	100,54	4,02	-1,058	± 0,866
K514-10	Fusion	-0,000007	0,002283	0,000003	0,023867	0,235081	313,90 ± 25,69	100,64	3,19	1,690	± 1,696

S -0,000127 -0,051477 0,000884 0,748367 7,061503

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) ± 2s	Age ± 2s (Ma)	MSW D	39Ar(k) (% ,n)	K/Ca ± 2s
Biotite 351 (74MC54)	Error Plateau	± 0,1396	± 4,96		80,74	
Biotite 351 (74MC54)		9,3986 ± 1,49%	300,66 ± 1,65%	2,94	6	-1,875 ± 0,483
Tchéquie BP			External Error ± 5,08 Analytical Error ± 4,11	2,57 1,7152	Stat. T Ratio Error Magn.	
Project = corsini-bis	Total Fusion Age	± 0,0822	± 3,68			
Irradiation = MC54		9,4359 ± 0,87%	301,76 ± 1,22%		10	-2,349 ± 0,619
J = 0.0192950 ± 0.0000965			External Error ± 3,84			
Hb3gr = 1073.000 ± 5.365 Ma			Analytical Error ± 2,42			

8. Âges de la bibliographie

Id	Age	Incer.	Méthode	Minéral	Informations	Lithologie	Référence	ID_Ech.
0	318	1	U-Pb	Zr	Fusion HP-HT	Granulite perpotassique	Aftalion <i>et al.</i> 1989	//
4	318	1	U-Pb	Zr	Intrusion syntectonique - concordia	Granite (BLG)	Svojtka 2002	JGM- 31
6	322	13	Rb-Sr	WR-Bt	Refroidissement	Granulite	Svojtka <i>et al.</i> 2001	//
7	308	12	Rb-Sr	WR-Bt	Refroidissement	Granulite	Svojtka 2001	//
8	316	1	Ar-Ar	Ms	Refroidissement	Granite déformé (BLG)	Kosler <i>et al.</i> 1999	//
9	310	1	Ar-Ar	Bt	Refroidissement	Granite déformé (BLG)	Kosler <i>et al.</i> 1999	//
13	346	5	U-Pb	Zr	Pic du métamorphisme	Granulite	Wendt <i>et al.</i> 1994	AA5
14	351	6	U-Pb	Zr	Pic du métamorphisme	Granulite	Wendt <i>et al.</i> 1994	AA11
15	346	12	U-Pb	Zr	Pic du métamorphisme	Granulite Mafique	Wendt <i>et al.</i> 1994	AA11
16	366	5	U-Pb	Zr	Cristallisation du protolithe	Granulite	Wendt <i>et al.</i> 1994	AA4
17	373	11	U-Pb	Zr	Cristallisation du protolithe	Granulite	Wendt <i>et al.</i> 1994	AA10
27	367	19	U-Pb	Zr	Pic du métamorphisme	Paragneiss de Kaplice	Kroner <i>et al.</i> 1988	AA-3
52	319	13	Rb-Sr	WR-Bt	Refroidissement	Granulite	Svojtka 2001	//
53	319	1	Ar-Ar	Bt	Refroidissement	Granulite	Kosler <i>et al.</i> 1999	//
54	331	1	Ar-Ar	Hbl	Refroidissement	Amphibolite (BLG)	Kosler <i>et al.</i> 1999	//
57	339.3	2.3	U-Pb	Zr	Pic du métamorphisme	Granulites	Kroner <i>et al.</i> 2000	CS57
57	441.3	3.5	U-Pb	Zr	Pic du métamorphisme	Granulites	Kroner <i>et al.</i> 2000	CS57
68	469.3	3.8	U-Pb	Zr	Cœurs de Zrn - protolithe?	Granulite	Kroner <i>et al.</i> 2000	CS56
69	343	2	U-Pb	Zr	Pic du métamorphisme?	Granulite	Slama <i>et al.</i> 2007	//
76	727	106	U-Pb	Zr	Âge maximal du protolithe	Paragneiss de Kaplice	Kroner <i>et al.</i> 1988	AA-3
77	549	5	U-Pb	Zr	Zrn détritique: âge maximal du protolithe	Kinzigite	Wendt 1989	//
78	2060	12	U-Pb	Zircon	Cristallisation - Concordia	Granodiorite	Wendt <i>et al.</i> 1993	AA17
79	2048	12	U-Pb	Zircon	Cristallisation - Concordia	Granodiorite	Wendt <i>et al.</i> 1993	AA2

Id	Age	Incer.	Méthode	Minéral	Informations	Lithologie	Référence	ID_Ech.
111	365	11	U-Pb	Zr	Zrn Magmatique?	Granulite	Wendt <i>et al.</i> 1994	AA12
114	303	5	Ar-Ar	Hbl	Intrusion	Diorite quartzitique	Vrána & Bártek 2005	KC10
128	497	2	Re-Os	Mol	Evennement Cadomien / Post-Cadomien	Marbre riche en REE	Drabek & Stein 2003	//
129	493	2	Re-Os	Mol	Evennement Cadomien / Post-Cadomien	Marbre riche en REE	Drabek & Stein 2003	//
131	2104	1	U-Pb	Zircon	Cristallisation	Diorite quartzitique	Wendt <i>et al.</i> 1993	AA20
132	523	38	Rb-Sr	WR	Métamorphisme régional?	Paragneiss de Kaplice	Zoubek 1977 (en russe)	//
138	348	7	U-Pb	Zr	Pic du métamorphisme	Granulite mafique	Wendt 1989	//
139	348	16	U-Pb	Zr	Pic du métamorphisme	Granulite mafique	Wendt 1989	//
140	343	20	Sm-Nd	mineral - WR	Pic du métamorphisme	Granulite mafique	Wendt 1994	AA-5
141	1660	31	Pb-Pb	Zr	Source des métasédiments	Kinzigite - metagreywacke	Wendt 1989	//
142	1577	33	Pb-Pb	Zr	Source des métasédiments	Kinzigite - metagreywacke	Wendt 1989	//
143	544	8	Pb-Pb	Zr	Métamorphisme Cadomien?	Kinzigite - metagreywacke	Wendt 1989	//
144	557	14	Pb-Pb	Zr	Métamorphisme Cadomien?	Kinzigite - metagreywacke	Wendt 1989	//
145	304	5	U-Pb	Zr	Déformation/Intrusion, Intersection inférieure	Intrusion granitique	Wendt 1989	//
146	355	2	U-Pb	Sphene	Métamorphisme Amp?	Diorite quartzitique	Wendt <i>et al.</i> 1993	AA20
147	241	12	Zr-FT	Zr	BT 320-210°C	Granulite	Svojtka 2001	//
148	216	14	Zr-FT	Zr	BT 320-210°C	Dyke granitique déformé	Svojtka 2001	//

Résumé

Dans la racine de l'orogène varisque, la majeure partie des études se concentre sur les granulites. Or, cette zone est le théâtre de superpositions d'évènements pendant tout le démantèlement de l'orogène, n'affectant pas seulement ces roches de haut degré métamorphique. Ainsi, autour du massif de Blanský les, l'exhumation des granulites de la croûte inférieure implique un enfouissement de la croûte moyenne, représentée par la série monotone, de 10-12 kbar pour 800°C, suivi d'une exhumation quasiment isotherme jusqu'à 5 kbar et 700°C, le tout au sein d'un chenal ductile vertical. Dans la même structure, l'unité de Kaplice, représentant la croûte supérieure, est réchauffée et légèrement enfouie de 5 kbar pour 525°C à 6kbar pour 650°C puis exhumée à 4kbar pour 650°C. Les deux formations suivent ensuite des chemins P-T partagés pendant l'étalement sous la croûte supérieure rigide. Elles subissent ainsi une exhumation associée à un refroidissement très rapide, franchissant les isothermes de 500°C et 300°C dans un délai de seulement deux ou trois millions d'années. La mise en place tardive de granites au sud de la zone va impliquer un réchauffement des terrains entre 300 et 500°C à 320 et 300 Ma, ne permettant pas de calibrer parfaitement l'évolution de cette partie lors des processus d'exhumation de la racine orogénique.

Mots-clés : Massif de Bohême ; Modélisation thermodynamique ; exhumation ; trajets P-T ; thermochronologie ; datation Ar-Ar.

Abstract

In the root of the Variscan orogen, most of the studies are focused on granulites. However, this area is the scene of a superposition of many events during the orogenic collapse, affecting not only high grade rocks. Thus, around the Blanský les massif, the exhumation of the granulitic lower crust implies a burial of the middle crust, represented by the monotonous unit, from 10-12 kbar/800°C, followed by an isothermal decompression to mid-crustal levels (5 kbar/700°C), in a vertical ductile channel. In the same structure, the Kaplice unit, representing the orogenic upper crust, is warmed and weakly buried from 5 kbar/525°C to 6 kbar/650°C then exhumed to 4 kbar/650°C. Afterwards, both formations followed paired P-T paths, during the lateral flow under the rigid orogenic upper crust. They undergo an exhumation linked with a quite quick cooling, crossing the 500 and 300°C isotherms in few million years. The late setting up of granitic batholiths in the south of the area implies a warming of units between 300 and 500°C at 320 and 300 My, enabling us to calibrate the fate of this part of the studied area during the exhumation of the orogenic root.

Keywords: Bohemian Massif; Thermodynamic modeling; exhumation; P-T paths; Thermochronology; Ar-Ar dating.