

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

STRUCTURE ET STRATIGRAPHIE DE LA ZONE DE KORABI DES ALBANIDES
INTERNES, RÉGION DE KUKËS, ALBANIE.

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

THOMAS DESCHAMPS

JANVIER 2009

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement n°8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Voici le temps des immanquables remerciements. Naturellement, c'est Alain Tremblay, mon directeur de recherche, que je remercie en premier lieu : merci Alain de m'avoir donné la possibilité de faire cette maîtrise, de m'avoir tant appris, de tes critiques constructives, et de m'avoir fait découvrir la géologie de l'Albanie. La transmission de tes connaissances, ta disponibilité et la passion de la géologie que tu transmets à tes étudiants sont des qualités rares et précieuses que tu cultives à merveille, elles te font honneur. J'arrête ici les éloges avant qu'elles ne paraissent obséquieuses.

Je remercie Normand Goulet, professeur à l'UQAM, pour avoir partagé son expérience de terrain lors de notre passage en Albanie et pour avoir accepté de faire partie du jury d'évaluation de ce mémoire. Merci également à Nicolas Pinet de la Commission géologique du Canada qui a bien voulu faire partie du jury.

En Albanie, merci à Avni Meshi, « professor » à l'Université Polytechnique de Tirana qui connaît l'ophiolite de Mirdita et toute la géologie de l'Albanie comme sa poche. J'ai découvert que la géologie en Albanie était une affaire de gentlemen...

La fin de cette maîtrise est aussi la fin de trois années québécoises, la fin d'une petite vie. C'est l'occasion de saluer quelques personnes sans qui tout cela aurait été moins agréable : salut à vous amis, Hugo, Guigui, Ju, Vé, Cath, Jess, Francois. Aux collègues-étudiants du département des sciences de la Terre de l'UQAM.

Pour finir, merci à mes parents, restés en Creuse et pour qui ces trois années parurent un peu longues.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	x
LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	xi
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	xiii
RÉSUMÉ.....	xiv
INTRODUCTION.....	1
PROBLÉMATIQUE.....	1
OBJECTIFS DES TRAVAUX.....	3
MÉTHODOLOGIE.....	4
CHAPITRE I	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	6
1.1 LA CHAÎNE DINARO-HELLÉNIQUE.....	6
1.2 LES ALBANIDES.....	11
1.2.1 Les Albanides externes.....	11
1.2.2 La zone ophiolitique de Mirdita : l'ophiolite et les unités associées.....	15
1.2.3 La zone interne.....	18
CHAPITRE II	
STRATIGRAPHIE, PÉTROGRAPHIE ET MÉTAMORPHISME DE LA ZONE DE KORABI.....	20
2.1 INTRODUCTION.....	20
2.2 LES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES.....	21
2.2.1 Le socle paléozoïque.....	21

2.2.2 La couverture permo-triasique.....	24
2.3 PÉTROGRAPHIE.....	27
2.3.1 Les roches métasédimentaires du socle paléozoïque.....	27
2.3.2 Les roches sédimentaires permo-triasiques.....	28
2.3.3 Les roches ignées de la zone de Korabi.....	29
2.4 SYNTHÈSE.....	34
CHAPITRE III	
GÉOCHIMIE DES ROCHES IGNÉES DE LA ZONE DE KORABI.....	35
3.1 INTRODUCTION.....	35
3.2 MÉTHODE ANALYTIQUE.....	36
3.3 PROBLÈME DE MOBILITÉ DE CERTAINS ÉLÉMENTS.....	37
3.4 GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MINEURS ET EN TRACE.....	40
3.4.1 Nature des roches volcaniques.....	40
3.4.2 Diagrammes discriminants.....	42
3.4.3 Validité des résultats.....	47
3.4.4 Profils multiéléments et profils de Terres Rares.....	48
3.5 SYNTHÈSE.....	54
CHAPITRE IV	
GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	56
4.1 INTRODUCTION.....	56
4.2 DÉFORMATION D ₁ ET STRUCTURES ASSOCIÉES.....	57
4.3 DÉFORMATION D ₂ ET STRUCTURES ASSOCIÉES.....	65
4.4 EXHUMATION DE LA ZONE DE KORABI – LE RÉSULTAT D’UNE TECTONIQUE RÉCENTE ?.....	68
4.5 SYNTHÈSE, DISCUSSION ET COMPARAISON RÉGIONALE.....	69
CHAPITRE V	
SYNTHÈSE ET DISCUSSION.....	73
5.1 SYNTHÈSE.....	73

5.2 DISCUSSION	75
5.2.1 Des éléments de réponse sur la vergence de l'obduction de l'ophiolite de Mirdita :	75
5.2.2 Évolution géodynamique	80
CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS.....	84
APPENDICE A.....	86
Carte géologique au 1 : 25000 de la zone de Korabi dans la région de Kukës. (Présentée en pochette)	
APPENDICE B.....	87
Composition géochimique des roches ignées de la zone de Korabi.	
APPENDICE C.....	92
Tableau des problèmes analytiques lors de l'analyse de la composition géochimique des roches.	
APPENDICE D.....	94
Limites de détections analytiques des éléments chimiques par les méthodes ICP-AES et ICP-MS.	
RÉFÉRENCES	99

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1	Carte géologique simplifiée de la ceinture Dinarides-Albanides-Hellénides. Modifiée de Bortolotti et al, (2005) et Dilek et al, (2007).7
1.2	Profil structural schématique orienté SO-NE à travers les Albanides. Voir figure 1.1 pour la localisation.9
1.3	Colonnes stratigraphique simplifiées des principales unités tectonostratigraphiques des Albanides. Modifié de Robertson et Shallo (2000).13
1.4	Carte tectonique simplifiée de l'Albanie. Modifiée de la carte géologique et tectonique de l'Albanie, ISPGJ-IGJN-FGJM, 1985a.14
1.5	Profil structural schématique des Albanides. Modifié de Bortolotti et al., 2005, Collaku et al., 1992. Cf. figure 1.3 pour la localisation.18
2.1	Colonne stratigraphique de la zone de Korabi modifiée de Meço et Aliaj, 2000.22
3.1	Carte géologique de la zone de Korabi où sont localisés les échantillons prélevés sur le terrain.38
3.2	Diagramme multiéléments des roches ignées de la zone de Korabi illustrant la mobilité des éléments lithophiles à fort rayon ionique, i.e. Sr, K, Rb et Ba. Ordre des éléments et valeurs de normalisation selon Pearce, 1982.39

- 3.3** Diagramme Zr/TiO₂-Nb/Y d'après Winchester et Floyd, 1977 et révisé par Pearce, 1996. Les trajectoires pétrographiques sont de Pearce, 1996. MM= source mantellique des MORB, Lherz sp = lherzolite à spinel, Lherz gt= lherzolite à grenat41
- 3.4** (a) Diagramme Ti-Zr-Y (d'après Pearce et Cann, 1973). WPB = basalte intraplaque, VAB = basalte d'arc volcanique, MORB = basalte de dorsale océanique, CAB = basalte calco-alcalin d'arc volcanique. La ligne en gras est la limite statistique entre les basaltes WPB et les basaltes MORB-VAB. (Pearce, 1996) (b) Même diagramme où sont représentées les principales trajectoires pétrogénétiques : MM = source mantellique des MORB, CS = composition de la croûte continentale supérieure.....43
- 3.5** Diagramme Th/Yb-Ta/Yb. CA = basalte calco-alcalin, TH = tholeiite, TR = transitionnel, ALK = basalte alcalin, SHO = série shoshonitique riche en K. D'après Pearce, 1982.....45
- 3.6** (a) Diagramme Hf-Th-Ta (tiré de Pearce, 1996 d'après Wood et al., 1979.). A = MORB, B = MORB+WPB, C = WPB et D = VAB. (b) Même diagramme où sont représentées les principales trajectoires pétrogénétiques. MM = source mantellique des MORB, CI = composition de la croute inférieure, CS = composition de la croute supérieure, ZS = « pôle » zone de subduction.46
- 3.7** (a) Diagramme Ti-Zr-Y avec les contours de probabilité (10%) pour les principaux types de magma. (b) Le même diagramme mais avec les contours de probabilité (10%) pour des environnements tectoniques dont la composition des roches volcaniques est transitionnelle. (c) Diagramme Hf-Th-Ta avec les contours de probabilité (10%) pour les principaux types de magma. (d) Le même diagramme mais avec les contours de probabilité (10%) pour des environnements tectoniques de transition. D'après Pearce, 1996.....49
- 3.8** Diagrammes multiéléments normalisés aux N-MORB (valeurs de Pearce, 1982). (a) Basaltes de la couverture volcano-sédimentaire comparés avec le rift Est Africain et avec des basaltes intraplaques tholéitiques à transitionnels. (b) Basaltes du socle comparés avec des séries d'arc volcanique.51

3.9	Profils des Terres Rares pour les roches volcaniques permo-triasiques comparées à des basaltes de la zone pélagonienne du sud de la Grèce et au rift est africain. Valeurs de normalisation tirées de Sun et McDonough, 1989.	53
3.11	Comparaison des profils entre les deux groupes pour mieux illustrer leur différence. Valeurs de normalisation tirées de Sun et McDonough, 1989.	53
3.10	Profils des Terres Rares pour les roches volcaniques pré-permiennes comparées avec le champ compositionnel d'une série medium-K. Valeurs de normalisation tirées de Sun et McDonough, 1989.	53
3.12	Comparaison des profils de Terres Rares entre les roches volcaniques de la zone de Korabi et la zone de Gjegjane.	55
4.1	(a) Contours de densité pour les pôles de S_1 dans les calcaires jurassiques. (b) Schistosité S_1 , linéations L_{0-1} et linéations d'étirement L_e dans la couverture volcano-sédimentaire permo-triasique hormis les valeurs provenant des calcaires jurassiques (c) De la même manière, S_1 , L_{0-1} et L_e dans le socle hercynien.	58
4.2	Cartographie détaillée des sédiments permo-triasiques. Voir la carte géologique en appendice A pour la localisation.	60
4.3	Profils structuraux AA' (exagération verticale 15%) et BB' (exagération verticale 35%) localisés sur la carte géologique dans l'appendice A illustrant le style de la déformation régionale dans la zone de Korabi.	61
4.5	Exemples d'indicateurs cinématiques : (a) structures C/S qui indiquent un mouvement cisailant dextre dans une lame mince de la station TD24. (b) Rotation d'inclusions dans un porphyroclaste de quartz recristallisé montrant un cisaillement senestre dans une lame mince de la station TD26. (c) Fractures d'extension, structures d'entraînement avec ombres de pression (recristallisation du quartz dans les zones de moindre pression) confirmant un mouvement cisailant senestre dans une lame mince de la station TD26.	64
4.6	(a) Contours de densité pour les pôles de S_2 et deux valeurs moyennes de S_2 , N205/62 et N25/62 ainsi que les linéations L_{1-2} . (b) Linéations L_{0-1} permettant de calculer l'axe cinématique a_2 pour lequel on obtient également deux valeurs possibles, N300/62 et N130/62.	67

4.7	Modélisation schématique des plissements P_1 et P_2 et effet de la superposition des deux phases de plissement.....	67
5.1	Carte de compilation des données géochronologiques sur l'ensemble de la zone Pélagonienne incluant la bordure Ouest de la zone de Vardar. Données compilées de Most (2003), Dimo-Lahitte et al. (2001) et Muceku et al. (2006).	78
5.2	Corrélations stratigraphiques entre les séquences sédimentaires clastiques des zones de Gjegjane, de Korabi et de Vardar. Colonne stratigraphique tirée de Brown et Robertson (2004) pour l'unité de Loutra-Arideas dans la zone de Vardar.	79
5.3	Évolution tectonique schématique des Albanides.....	83

LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
1.1	Tableau des correspondances entre les zones tectonostratigraphiques dans les différentes parties de la ceinture Dinarides-Albanides-Hellénides.	9
3.1	Tableau synthèse des caractéristiques minéralogiques des échantillons analysés dans le présent chapitre.	37

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE I 25

- Photo 1** La discordance angulaire permienne entre des quartzites hercyniennes et le conglomérat permien.
- Photo 2** Plis ptygmatisques dans les quartzites au sommet de la séquence du socle paléozoïque.
- Photo 3** Conglomérat polymictique à granulométrie hétérogène à la base de la séquence volcanosedimentaire permo-triasique.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE II..... 30

- Photo 1** Quartzite à matrice grano-lépidoblastique.
- Photo 2** Métasubarkose à Qtz+Fp+Mu+Cc où les grains de quartz primaires sont encore visibles. Noter la fracturation et la recristallisation ainsi que la carbonatation de ces grains.
- Photo 3** Schiste à Mu+Qtz+Fp+Bt avec l'alternance de niveaux microcristallins granoblastiques et lépidoblastiques.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE III 31

- Photo 1** Conglomérat avec des fragments de quartzite et de schistes du socle hercynien. Ici la déformation se concentre dans les niveaux riches en micas.
- Photo 2** Argilite gréseuse à Qtz+Mu. La matrice microcristalline rends l'identification des minéraux difficile. On remarque la présence d'au moins deux fabriques tectoniques dans cet échantillon.
- Photo 3** Grains de quartz plastiques déformés dans un conglomérat à Qtz+Mu+Chl+Fp du facies des schistes verts inférieurs.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE IV 33

- Photo 1** Basalte à texture microlitique fluidale à Pl+Cpx+Opx où l'alignement des lattes de plagioclase souligne les lignes d'écoulement de la lave. Remarquer la couronne réactionnelle de pyroxènes autour du minéral opaque.
- Photo 2** Tuf lithique à lapilli métamorphisé au facies prehnite-pumpellyite souligné par la couronne réactionnelle de pumpellyite autour de fragments déjà partiellement séricitisés. Mu est aussi présente dans la matrice.
- Photo 3** Texture ophitique dans une dolérite où les porphyroclastes partiellement chloritisés de Cp contiennent des baquettes de Pl.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE V 62

- Photo 1** Plis P_1 serrés dans les schistes noirs et quartzites hercyniennes.
- Photo 2** Roche intrusive de composition intermédiaire à Pl+Kfs+Hbl+Ap±Qtz±Ser.
- Photo 3** La même roche intrusive dont la composition est maintenant à Mu+Pl+Ser+Bo+Qtz+Ap. Pl+Kfs+Hbl+Ap±Qtz±Ser.

LISTE DES ABRÉVIATIONS

μ Pr = micro-porphyrique

Act = actinote

Amp = amphibole

Ap = apatite

Bt = biotite

Cc = calcite

Chl = chlorite

Cpx = clinopyroxène

Ech = échantillons

Ep = épidote

Fl = « flow banding »

fo = foliée

Fp = feldspath

Grt = grenat

Hbl = hornblende

Kfs = feldspath potassique

Ms = muscovite

Ol = olivine

oph/ s-oph = ophitique/ sub-ophitique

Opx = orthopyroxène

Plag = plagioclase

Pmp = pumpellyite

Pr = porphyrique

Px = pyroxène

Qtz = quartz

Ser = séricite

Srp = serpentine

Text = textures

vac = vacuolaire

Zrc = Zircon

RÉSUMÉ

En Albanie, la zone de Korabi, subdivisée en sous-zones de Korabi *s.s.* et de Gjegjane, représente un ensemble de nappes pélagoniennes formant la zone interne de la chaîne Dinaro-Hellénique. Ces nappes, constituées d'un socle paléozoïque structuré pendant l'orogénie hercynienne et recouvert d'une série volcano-sédimentaire permo-triasique discordante, sont structurellement surmontées par l'ophiolite de Mirdita dont la position originelle par rapport à la zone de Korabi est le sujet de débats : l'ophiolite provient-elle d'un bassin océanique marginal situé à l'ouest du massif pélagonien, ou est-elle ancrée à l'est au niveau de la suture de Vardar ?

Une étude structurale et métamorphique des roches de la zone de Korabi amène certains éléments de réponse. La sous-zone de Korabi *s.s.* comporte une séquence volcano-sédimentaire de rift qui fut affectée au Jurassique Tardif-Crétacé Précoce par un métamorphisme au faciès des schistes verts. Structurellement on observe une déformation D1, contemporaine de l'obduction (?), à laquelle est associée une schistosité de plan axial S1 orientée NE-SO à pendage SE. Les plis P1 sont serrés, déversés vers le NO et fréquemment faillés sur les flancs inverses produisant un écaillage superficiel où le socle paléozoïque chevauche la couverture permo-triasique. La déformation chevauchante est localement soulignée par des mylonites. Le style de la déformation D1 favorise un modèle géotectonique selon lequel l'ophiolite de Mirdita s'enracine au niveau de la suture de Vardar. Au Crétacé Précoce, la mise en place de l'ophiolite sur la marge continentale adriatique est suivie d'un épisode de chevauchement hors séquence qui entraîne la formation des nappes pélagoniennes de la sous-zone de Korabi *s.s.*

Une déformation D2, moins pénétrative et attribuée à la compression alpine, s'exprime par un clivage de crénulation S2 fortement incliné vers le NO ou le SE. Au Miocène Tardif (10-4 Ma), finalement, une série de failles normales se développe entre l'ophiolite de Mirdita et la zone de Korabi : ces failles sont responsables de l'exhumation récente de la sous-zone de Korabi *s.s.*

Mots-clés : Albanie, Korabi, structure, tectonique jurassique, ophiolite, Mirdita

INTRODUCTION

PROBLÉMATIQUE

A la fin du Paléozoïque, Gondwana et Laurasia sont soudés et forment un unique continent, la Pangée. L'océan Paléotéthys est en cours de fermeture sur la marge Sud d'Eurasia alors que sur la marge de Gondwana, l'ouverture de la Néotéthys au Permien crée l'éclatement de la Pangée (Stampfli et Borel, 2001 ; Golonka, 2004). L'ouverture de la Néotéthys fut diachronique et se propagea d'Est en Ouest le long d'une zone de faiblesse correspondant à la chaîne hercynienne mature à cette époque. Vers 220 Ma (Trias Moyen) dans la zone Est-Méditerranéenne, la Paléotéthys s'est refermée et on voit se former plusieurs bassins océaniques marginaux (Vardar, Méliata, Pindos selon les auteurs ; voir Stampfli et Borel, 2001 ; Pamic et al., 2002; Golonka, 2004 ; Schmid et al., 2008). Dans la zone périméditerranéenne, il est aujourd'hui admis que la période de rift débuta au Trias Précoce-Moyen (Anisien-Ladinien) (voir Mountrakis, 1983 et Gorican et al., 2005 ; Perrone et al, 2006 notamment). Elle fut suivie de l'expansion océanique qui dura du Trias Tardif jusqu'au Jurassique Moyen-Tardif. A cette période l'ouverture de l'Atlantique Sud modifia les contraintes régionales (jusque là extensives) et la remontée de la plaque africaine entraîna le début de la fermeture des bassins périméditerranéens. Dans la chaîne de collision Alpine Dinaro-hellénique qui s'étend de la Slovénie au Nord jusqu'à l'extrême Sud des îles grecques, cela conduisit au Mésozoïque, à l'obduction de toute une série de nappes ophiolitiques le long de la chaîne puis, au Tertiaire, à la collision Alpine elle-même.

Cette chaîne Alpine traverse l'Albanie. Ce pays des Balkans, bordé par le Monténégro et le Kosovo au Nord, la Macédoine à l'Est et la Grèce au Sud, s'est ouvert à la communauté géoscientifique internationale au début des années 1990 après 40 années d'isolement sous le

régime dictatorial communiste d'Enver Hoxha. L'intégration de la partie albanaise (i.e. les Albanides) de la chaîne Dinaro-Hellénique dans un schéma régional fut donc tardive.

En Albanie, l'ophiolite de Mirdita est la plus importante des nappes ophiolitiques de la chaîne Dinaro-Hellénique et elle fut l'objet de nombreuses études, d'abord par les géologues albanais puis conjointement avec des géologues étrangers. Les débats portent actuellement sur l'origine ainsi que sur les modalités d'obduction de l'ophiolite de Mirdita et, dans une moindre mesure, des autres nappes ophiolitiques de la chaîne (voir entre autres, Robertson et Collaku et al, 1992 ; Shallo, 1992 ; Kodra et al, 1993 ; Shallo, 2001 ; Bortolotti et al, 2005 ; Dilek et al, 2007) : proviennent-elles d'un unique bassin océanique ou sont-elles enracinées dans plusieurs bassins océaniques marginaux ? La difficulté à proposer un modèle admis par tous réside dans la complexité de la paléogéographie du Mésozoïque, faite de nombreuses terranes séparées par de petits bassins océaniques.

Les importants changements paléogéographiques de la fin du Paléozoïque sont enregistrés dans les dépôts sédimentaires et volcano-sédimentaires de cette période (dépôt continentaux, volcanisme intraplaque) ; ils sont marqués par de grandes variations de faciès le long de la ceinture Dinarides-Albanides-Hellénides, surtout dans les zones internes (Mercier, 1966 ; Aubouin, 1970). L'analyse détaillée de ces séquences et de leur évolution structurale post-hercynienne est donc importante pour comprendre l'évolution géodynamique de la région. Ainsi, pour apporter des éléments de réponse sur l'origine des nappes ophiolitiques, il est essentiel de comprendre les relations structurales entre celles-ci et les roches d'affinité continentale sur lesquelles elles se sont mises en place.

Dans le cas de l'ophiolite de Mirdita, c'est la zone interne de Korabi, zone d'étude de ce travail, qui représente le socle chevauché par la nappe ophiolitique composée de l'ophiolite de Mirdita elle-même, ainsi que des unités volcano-sédimentaires infra-ophiolitiques de la sous-zone de Gjegjane qui affleure sur la bordure Est de l'ophiolite de Mirdita. La zone de Korabi occupe la bordure Est de l'Albanie, elle affleure sur 100 km du Nord au Sud pour une largeur E-O de 30 km. Elle se poursuit en Macédoine à l'Est et en Grèce au Sud où elle est appelée la zone pélagonienne. Au Nord, en Croatie, son équivalent est la zone de Drina-Ivanjica. L'ensemble forme ce que certains ont appelé le microcontinent pélagonien (Robertson et Shallo, 2000 ; Bortolotti et al, 2005 entre autres). La zone de Korabi a surtout

fait l'objet d'études stratigraphiques dans lesquelles les auteurs ont reconnu un socle hercynien composé de roches métasédimentaires et ignées d'âge paléozoïque, surmontées d'une séquence volcano-sédimentaire permienne à jurassique (Papa, 1970 ; Shallo, 1992 ; Kodra et al, 1993 ; Meço et Aliaj, 2000). En revanche, il y a très peu d'analyse structurale réalisée dans la zone de Korabi, et les relations structurales au sein de la zone de Korabi elle-même mais aussi avec l'ophiolite de Mirdita à l'Ouest sont mal comprises.

La problématique de ce travail tourne donc autour de trois grands axes : (1) Quelles sont les caractéristiques stratigraphiques, métamorphiques et géochimiques précises des roches de la zone de Korabi ? Comment se comparent-elles en terme d'évolution paléogéographique aux équivalents dinariques et helléniques ? (2) Quelle est la nature et la chronologie des déformations post-hercyniennes dans la zone de Korabi ? Peut-on alors préciser les relations avec la zone de Vardar à l'Est et avec l'ophiolite de Mirdita à l'Ouest ? (3) L'étude détaillée de la zone de Korabi nous permet-elle de proposer un modèle d'obduction de l'ophiolite de Mirdita ?

OBJECTIFS DES TRAVAUX

Le principal objectif de ce travail est de comprendre l'évolution structurale post-hercynienne de la zone de Korabi. Avant cela, il est nécessaire de connaître la nature des roches de la zone de Korabi à travers une description stratigraphique, pétrographique et géochimique. Les objectifs secondaires sont donc :

- En stratigraphie et pétrographie : (1) reconstituer la colonne stratigraphique de la zone de Korabi ; (2) la comparer avec les données des autres massifs hercyniens ; (3) à l'échelle microscopique, déterminer la minéralogie des unités, discriminer les minéralogies primaires des minéralogies secondaires liées au métamorphisme.
- Avec l'analyse géochimique des roches ignées : (1) déterminer la nature des roches ignées ; (2) les classer en termes d'appartenance à un environnement paléotectonique donné grâce à certains diagrammes discriminants ; (3) valider les interprétations en comparant les roches ignées de la zone de Korabi avec d'autres roches provenant d'environnements tectoniques similaires ; (4) comparer les

résultats avec les roches volcaniques de la zone pélagonienne et les roches volcaniques de la sous-zone de Gjeggane sur la bordure Est de la zone de Korabi.

- En géologie structurale : (1) caractériser chacune des phases de déformation post-hercynienne ; (2) réaliser une carte géologique tenant compte des observations de terrain ; (3) intégrer ces données à l'ensemble du continent pélagonien ; (4) associer chacune de ces phases à un évènement tectonique.

Nous discuterons finalement des conséquences géotectoniques qu'impliquent les données recueillies dans la zone de Korabi, nous verrons si ces données permettent de faire un lien entre les nappes ophiolitiques de Mirdita et de Vardar, de part et d'autre de la zone de Korabi, et si on peut proposer des éléments de réponse sur les modalités d'obduction de l'ophiolite de Mirdita en particulier.

MÉTHODOLOGIE

La campagne de terrain s'est effectuée pendant le mois de juin 2006 dans la région de la ville de Kukës au NE de l'Albanie. L'objectif était de recueillir des données structurales et stratigraphiques de la zone de Korabi qui fait l'objet de la présente étude, et des unités infra-ophiolitiques de la sous-zone de Gjeggane (cf. travaux de MSc. de François Goulet en préparation et pour la localisation, voir la figure 1.3). L'étude de la zone de Korabi s'est faite à partir des affleurements situés le long de la Rivière Luma, depuis la ville de Kukës jusqu'à la frontière kosovare à l'Est, ce qui nous a permis d'observer un transect complet de la zone de Korabi en Albanie.

Les mesures structurales furent prises systématiquement et chaque lithologie rencontrée fut échantillonnée pour les analyses microscopiques et/ou géochimiques. Les analyses géochimiques ont été réalisées au laboratoire INRS-ÉTE à Québec par ICP-AES (Inductively Coupled Atomic Emission Spectrometry) pour les éléments les plus abondants (majeurs et mineurs) et par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) pour les éléments présents en trace.

A partir des données de terrain et de la carte déjà existante réalisée par Alaudin Kodra et R. Sélimi (1972), nous présentons dans l'appendice A une carte géologique de la zone étudiée sur laquelle les affleurements visités (stations 1 à 83) sont reportés. Deux profils structuraux AA' et BB' localisés sur cette carte et présentés sur la figure 4.3 ont également été réalisés afin d'illustrer et de mieux comprendre la structure de la zone de Korabi.

Ce mémoire est composé de 5 chapitres, le premier traite de la géologie régionale, les chapitres II, III et IV de stratigraphie et pétrographie, de géochimie, et de géologie structurale respectivement. Le chapitre V est une discussion axée sur la tectonique régionale.

CHAPITRE I

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

1.1 LA CHAÎNE DINARO-HELLÉNIQUE

La ceinture Dinarides-Albanides-Hellénides est une chaîne de collision alpine, résultat de la convergence Mésozoïque-Cénozoïque entre les plaques Eurasienne et Africaine qui culmina avec la collision continentale alpine lors de la fermeture du bras de mer de la Téthys. La chaîne Dinaro-Hellénique est composée de quatre zones tectonostratigraphiques; ce sont d'Ouest en Est, c'est-à-dire des zones externes vers les zones internes : (1) les séquences de carbonates et de flysch paraautochtones de la plate forme adriatique, (2) la zone ophiolitique (parfois appelée zone ophiolitique externe), (3) la zone interne pélagonienne (qui comprend les zones de Drina-Ivanjica et de Korabi : cf. figure 1.1 et tableau 1.1 pour la correspondance de la nomenclature des zones sur l'ensemble de la chaîne Dinaro-Hellénique), et finalement (4) la zone de suture de Vardar (parfois appelée zone ophiolitique interne : Aubouin et al., 1970; Papa, 1970 ; Shallo, 1992 ; Bortolotti et al., 2005 ; Robertson et Shallo, 2001 parmi tant d'autres). La chaîne est bordée à l'Ouest par les sédiments autochtones de la marge adriatique qui ont échappé aux déformations alpines, et à l'Est par le massif Serbo-Macédonien (socle précambrien-paléozoïque d'affinité eurasiennne) (Figure 1.2).

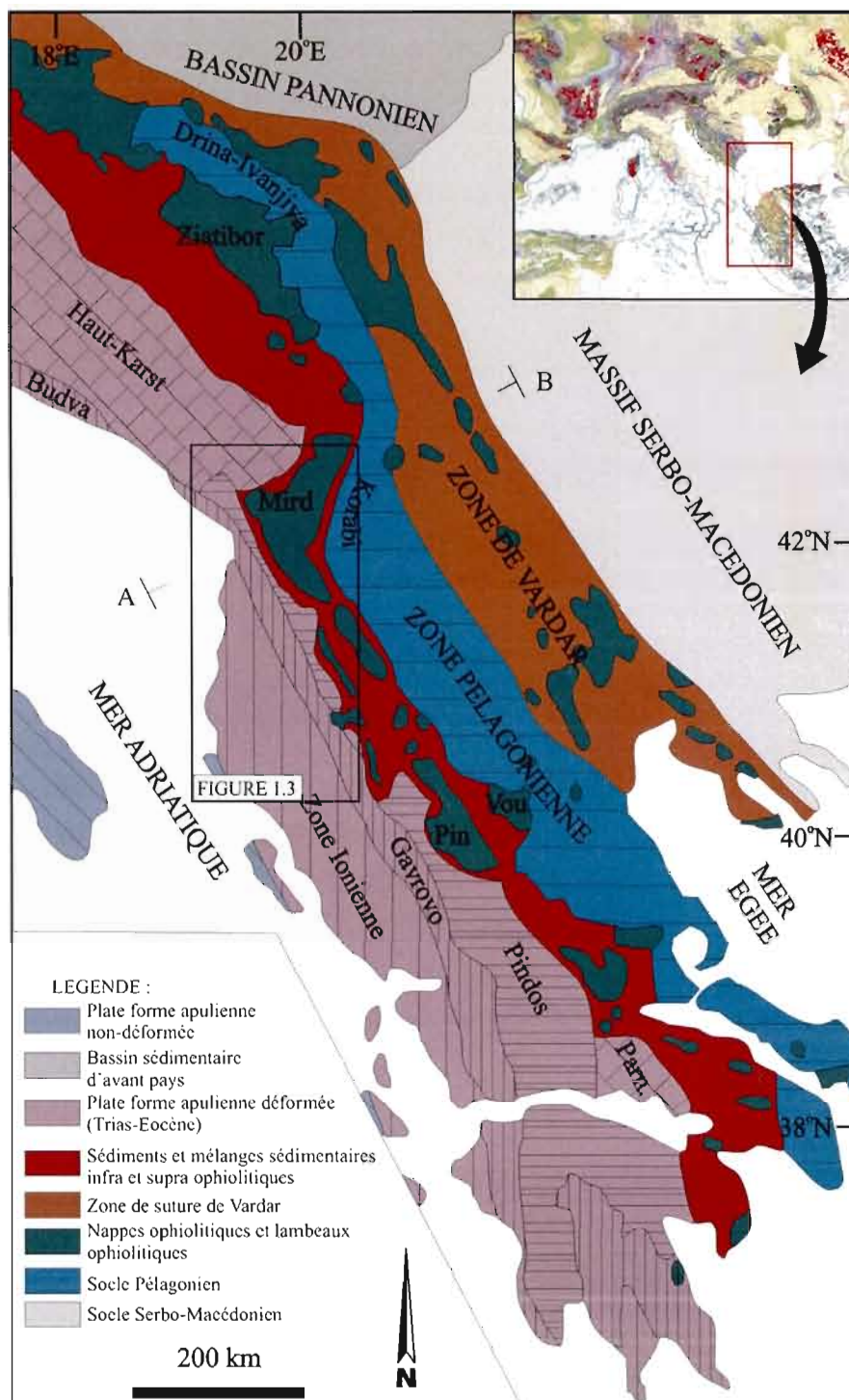


Figure 1.1 Carte géologique simplifiée de la ceinture Dinarides-Albanides-Hellénides. Modifiée de Bortolotti et al, (2005) et Dilek et al, (2007).

- (1) La zone externe péri-adriatique forme une ceinture de plis et chevauchements à vergence Ouest. Les séquences carbonatées qui la composent sont caractérisées par d'épais dépôts de calcaires néritiques et pélagiques, parfois à passages dolomitiques, triasico-paléocènes. Elles sont surmontées par des flysch synorogéniques dont l'âge varie du Crétacé Tardif à l'Est jusqu'à l'Oligocène Tardif dans les nappes les plus à l'Ouest (Bortolotti, 2005). Ce rajeunissement des dépôts souligne une propagation du front de déformation vers l'Ouest. Des niveaux d'évaporites datés du Trias Tardif (Vélaj, 2000) se retrouvent souvent dans les plans de décollement ou affleurent sous forme de diapirs. Dans la partie dinarique de la chaîne, plusieurs massifs composés d'unités du socle hercynien affleurent dans la zone externe (Pamic et Jurkovic, 2001). Ces complexes affleurent au cœur de structures antiformes et ils sont interprétés comme des nappes parautochtones formant le socle de la couverture sédimentaire adriatique (Pamic et al., 2002). Dans les Albanides et les Hellénides, le socle hercynien n'affleure que dans les zones internes.
- (2) La zone ophiolitique est formée de nombreux massifs ophiolitiques accompagnés de leur cortège d'unités volcano-sédimentaires infra et supra-ophiolitiques. Les unités infra-ophiolitiques sont d'affinité tant océanique que continentale et d'âge Triasique Tardif-Jurassique Précocé. Les sédiments supra-ophiolitiques sont des radiolarites du Jurassique Moyen-Tardif, des flysch syn-orogéniques du Jurassique Tardif et finalement des calcaires discordants du Crétacé Précocé (Pamic et al, 2002 ; Bortolotti et al, 2005 ; Gawlick et al, 2007). Les données d'âges isotopiques sur les semelles métamorphiques de nombreuses nappes ophiolitiques tout le long de la chaîne indiquent un emplacement plus ou moins simultané de l'ensemble de ces ophiolites. Dans les Dinarides au Nord, les âges K/Ar sur amphibole varient de 174 ± 14 Ma à 157 ± 4 Ma (Pamic et al, 2002). En Albanie, la semelle métamorphique de l'ophiolite de Mirdita livre des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 174 et 160 Ma (Vergely et al., 1998 ; Dimo-Lahitte et al., 2001) et les âges des ophiolites helléniques varient entre 180 et 160 Ma (Spray et al, 1984 ; Liati et al, 2004). De manière générale, les unités de cette zone ophiolitique chevauchent la zone externe vers l'Ouest. Sur la bordure Est, le contact avec la zone pélagonienne est également tectonique, mais plus ambigu : il est interprété selon les auteurs comme un contact de failles normales ou chevauchantes (Figure 1.2).

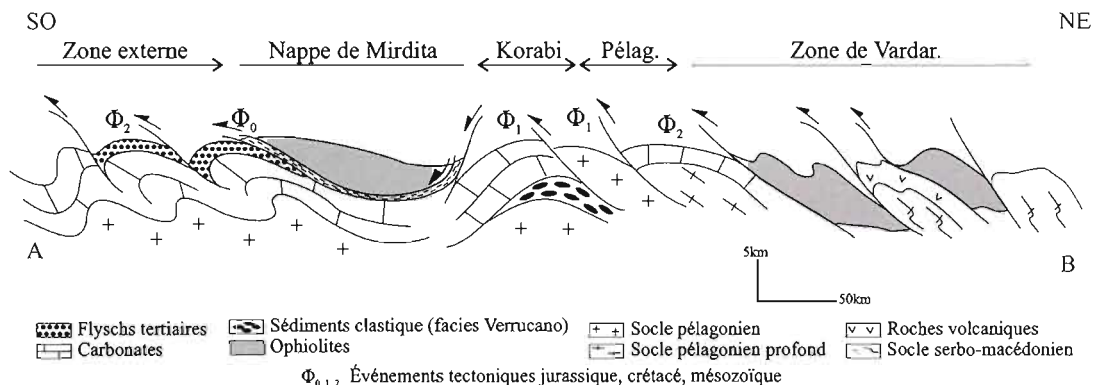


Figure 1.2 Profil structural schématique orienté SO-NE à travers les Albanides. Voir figure 1.1 pour la localisation.

Tableau 1.1 Tableau des correspondances entre les zones tectonostratigraphiques dans les différentes parties de la ceinture Dinarides-Albanides-Hellénides.

	Dinarides	Albanides	Hellénides
ZONES EXTERNES	<i>N'affleure pas</i>	Zone de Sazani	Zone de Sazanie
	<i>N'affleure pas</i>	Zone ionienne	Zone ionienne
	Zone dalmate	Zone de Kruja	Zone de Gavrovo
	Zone de Budva	Zone de Krast-Cukali	Zone de Pindos
	Zone du Haut-Karts	Zone des Alpes albanaises (s-z de Valbona et de Malësia e Madhe)	Zone de Parnassos
ZONE OPHIOLITIQUE	Zone de Durmitor	Zone de Mirdita	Zone subpélagonienne
ZONE INTERNE	Zone de Drina-Ivanjica	Zone de Korabi	Zone pélagonienne
ZONE ORIENTALE	Zone de Vardar	<i>N'affleure pas</i>	Zone de Vardar

(3) La zone pélagonienne est un ensemble de nappes composées d'un socle paléozoïque où l'on retrouve des séquences métasédimentaires ordoviciennes à carbonifères qui furent structurées pendant l'orogénie Hercynienne (Mercier, 1966 ; Aubouin, 1970 ; Rampoux et al, 1970 ; Pamic et Jurkovic, 2001 entres autres). Ces séquences sont recouvertes par une série discordante volcano-sédimentaire permo-triasique qui évolue ensuite vers une séquence carbonatée triasico-jurassique. En Albanie et en Grèce, la zone pélagonienne comporte plusieurs fenêtres tectoniques (e.g. les fenêtres de l'Olympe et de Peshkopi) au cœur desquelles affleurent des carbonates et des évaporites triasiques à éocènes surmontées par des unités de flysch de l'Éocène Tardif (Vergély, 1990 ; Vélaj, 2000). Ces fenêtres tectoniques sont considérées comme autochtones et d'affinité adriatique (Vergély, 1990 ; Bortolotti, 2005). Si l'allochtonie des nappes pélagoniennes semble établie pour les Dinarides (Pamic et Jurkovic, 2001) et les Hellénides (Vergély, 1990), en Albanie elles sont plus fréquemment interprétées comme appartenant à un socle autochtone même si la présence de ces fenêtres structurales ne concorde pas avec cette hypothèse. Selon les auteurs, ce socle représente soit, (1) un microcontinent séparé de Gondwana ou d'Eurasia au Trias (Kodra et al, 1993 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Robertson, 2001 ; Stampfli et Borel, 2001 ; Golonka, 2004 ; Sacconi et Phontiadis, 2005 ; Dilek et al, 2007), soit (2) la marge distale de la plate forme adriatique (Collaku et al, 1992 ; Bortolotti et al, 2005 ; Gawlick et al, 2007 ; Schmid et al., 2008). Vers l'Est la zone pélagonienne est chevauchée par les nappes tectoniques de la zone de suture de Vardar.

(4) Cette zone de Vardar, dans laquelle on retrouve une seconde ceinture ophiolitique, est divisée en trois sous-zones, chacune composée de plusieurs écailles tectoniques (Figure 1.2). L'ensemble forme un empilement de nappes à vergence Ouest. D'Ouest en Est on rencontre les sous-zones d'Almopias, du Païkon et de Péonias. La sous-zone d'Almopias se caractérise par la présence d'ophiolites, mélanges ophiolitiques et sédiments supra-ophiolitiques puis carbonatés du Crétacé Moyen-Tardif. La séquence évolue ensuite vers des flyschs tertiaires. A la base de la séquence, des gneiss, micaschistes et amphibolites forment un socle pré-Paléozoïque Tardif que Brown et Robertson (2004) considèrent d'affinité pélagonienne. La sous-zone d'Almopias chevauche les calcaires crétacé de la

zone pélagonienne à l'est (Mercier, 1973 ; Most, 2003 ; Brown et Robertson, 2004). La sous-zone de Païkon, vestige d'un arc volcanique, présente à sa base un socle métamorphique sur lequel repose une épaisse séquence de roches volcaniques bimodales du Jurassique Moyen-Tardif qui est surmontée par des carbonates néritiques et des flysch transgressifs du Crétacé Tardif. Les roches volcaniques ont subi un métamorphisme au facies des schistes bleus rétrogradé au facies des schistes verts attestant, selon Baroz et al, (1987), de leur implication dans une zone de subduction. La zone de Péonias de Mercier (1973) fut plus tard divisée en deux : les ophiolites du Jurassique Moyen et leurs carbonates de plate forme sus-jacents appartiennent à l'Unité de Guevguelije. Elle est chevauchée sur sa bordure Est par des roches pré-alpine de haut grade métamorphique du Massif de Stip Axios qui sont associées au socle Serbo-Macédonien affleurant plus à l'Est (Mercier, 1973 ; Most, 2003 ; Brown et Robertson, 2004).

1.2 LES ALBANIDES

La zone de Vardar n'affleure pas en Albanie et, sur la même base que la division de la chaîne Dinaro-Hellénique, les Albanides sont séparées en trois grands ensembles tectonostratigraphiques, i.e. la zone externe péri-adriatique, la zone ophiolitique de Mirdita et la zone pélagonienne. Dans ce mémoire, nous adopterons la nomenclature albanaise et la zone pélagonienne en Albanie sera appelée la zone de Korabi.

1.2.1 Les Albanides externes

Les Albanides externes sont constituées d'Ouest en Est, de la zone de Sazani, de la zone Ionienne, de la zone de Kruja, de la zone des Alpes Albanaises et de la zone de Krasta-Cukali (Figure 1.4).

La zone de Sazani est une succession de calcaires et dolomies de plate-forme dont la période de sédimentation débute au Trias Tardif et se poursuit jusqu'à Oligocène (Figure 1.3). Ces carbonates sont envahis dès le Miocène Précoce par d'épaisses molasses

discordantes (près de 5 km) d'avant-pays qui recueillent les produits d'érosion provenant des unités plus orientales.

La stratigraphie de la zone Ionienne débute par une semelle évaporitique du Trias Moyen-Tardif qui se retrouve à la base de la plupart des décollements dans la zone Ionienne (Papa, 1970 ; Vélaj, 2000). Les carbonates néritiques qui couvrent la période du Trias Tardif au Jurassique Précoce évoluent vers des calcaire pélagiques du Jurassique Précoce-Moyen à l'Éocène qui sont progressivement transgressés vers l'Ouest, à mesure que le front de déformation avance, par les molasses oligo-miocènes (Figure 1.3).

La zone de Kruja est une plate-forme continentale dès le Crétacé Moyen-Tardif comme l'atteste les carbonates et dolomies d'eau peu profonde. La subsidence du bassin amène des conditions pélagiques à partir du Crétacé Tardif jusqu'au Paléocène puis ce bassin évolue vers un bassin d'avant-pays où viennent se déposer d'importantes séquences molassiques entre l'Éocène Tardif et le Miocène.

Les Alpes albanaises affleurent à l'extrême NO de l'Albanie. On y distingue plusieurs unités d'affinités paléogéographiques variables (Figure 1.3). La sous-zone (s-z) de Valbona est chevauchée depuis l'Est par la zone ophiolitique de Mirdita (massif de Tropoja) et depuis le Nord par la s-z de Gashi. La s-z de Valbona débute par des sédiments clastiques continentaux du type Formation de Verrucano d'âge Permien Moyen-Tardif à Trias Moyen. Ces unités évoluent vers des calcaires et dolomies du Trias Moyen puis vers une épaisse séquence de carbonates où alternent des conditions néritiques et pélagiques jusqu'au Crétacé tardif, moment où se déposent en discordance les flyschs d'avant-pays. Vers le NO, et en contact tectonique avec la s-z de Valbona, la s-z de Malësia e Madhe comprend essentiellement des calcaires de plate-forme du Trias Tardif au Crétacé Tardif, un niveau de quelques de mètres de calcaires pélagiques, puis les flyschs Paléocènes. Ces deux s-z traduisent des positions paléogéographiques différentes, celle de Valbona étant la plus distale, celle de Malësia e Madhe caractérisant une plate forme carbonatée jusqu'au Crétacé Tardif. A l'extrême Nord de l'Albanie, la s-z de Gashi est formée de roches métamorphiques du socle hercynien surmonté par la Formation volcano-sédimentaire de type « Verrucano » permo-triasique. Elle chevauche vers le Sud la s-z de Valbona.

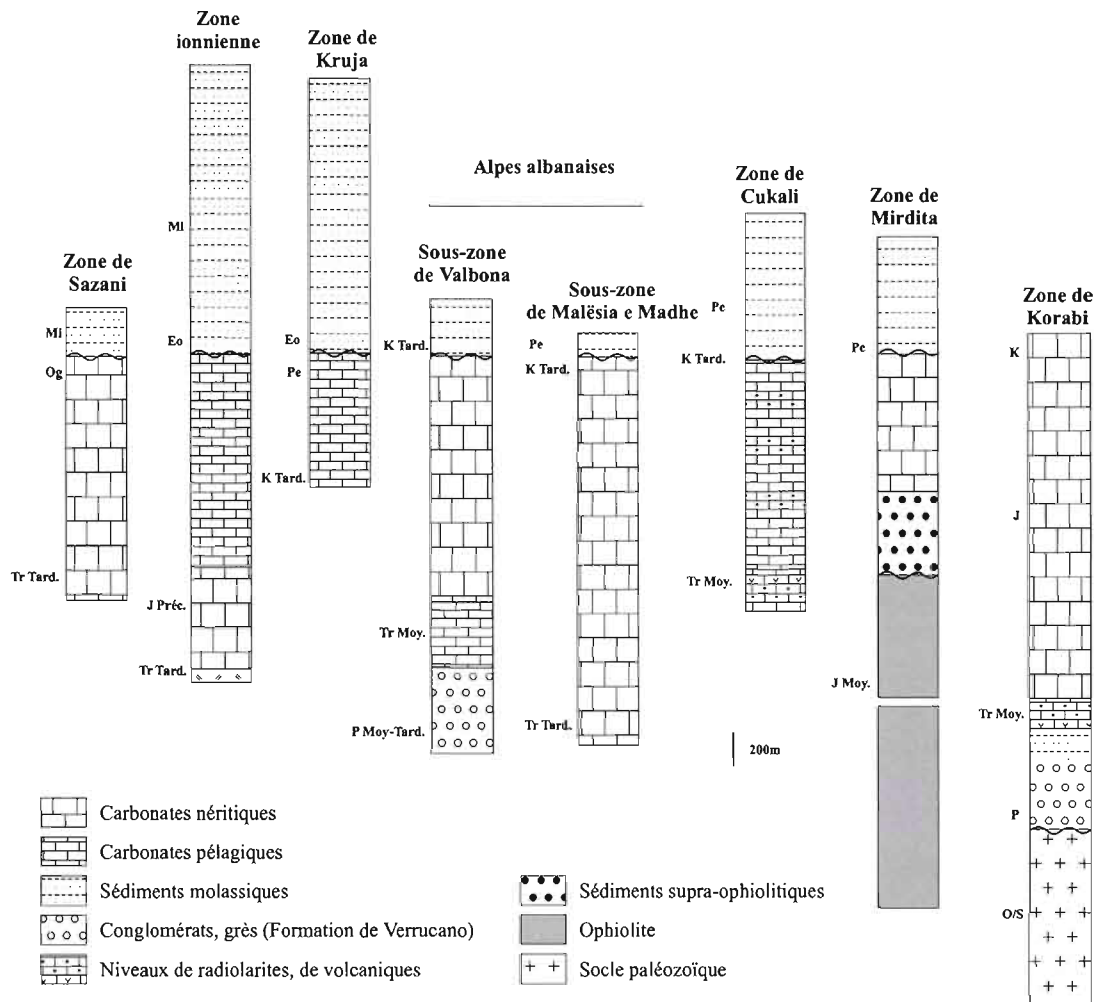


Figure 1.3 Colonnes stratigraphique simplifiées des principales unités tectonostratigraphiques des Albanides. Modifié de Robertson et Shallo (2000).

Dans la zone de Krasta-Cukali, la stratigraphie n'est pas identique du Nord (s-z de Cukali) au Sud (s-z de Krasta). Dans la région de Cukali au Nord, la succession débute au Trias Moyen avec des argilites, carbonates et cherts ainsi que des niveaux volcaniques mafiques témoignant d'un volcanisme intracontinental (rift) au Trias Précoc-Moyen. La sédimentation devient carbonatée, à passages turbiditiques, pélagiques et cherteux, jusqu'au Crétacé Tardif avant le dépôt des flyschs du Paléocène.

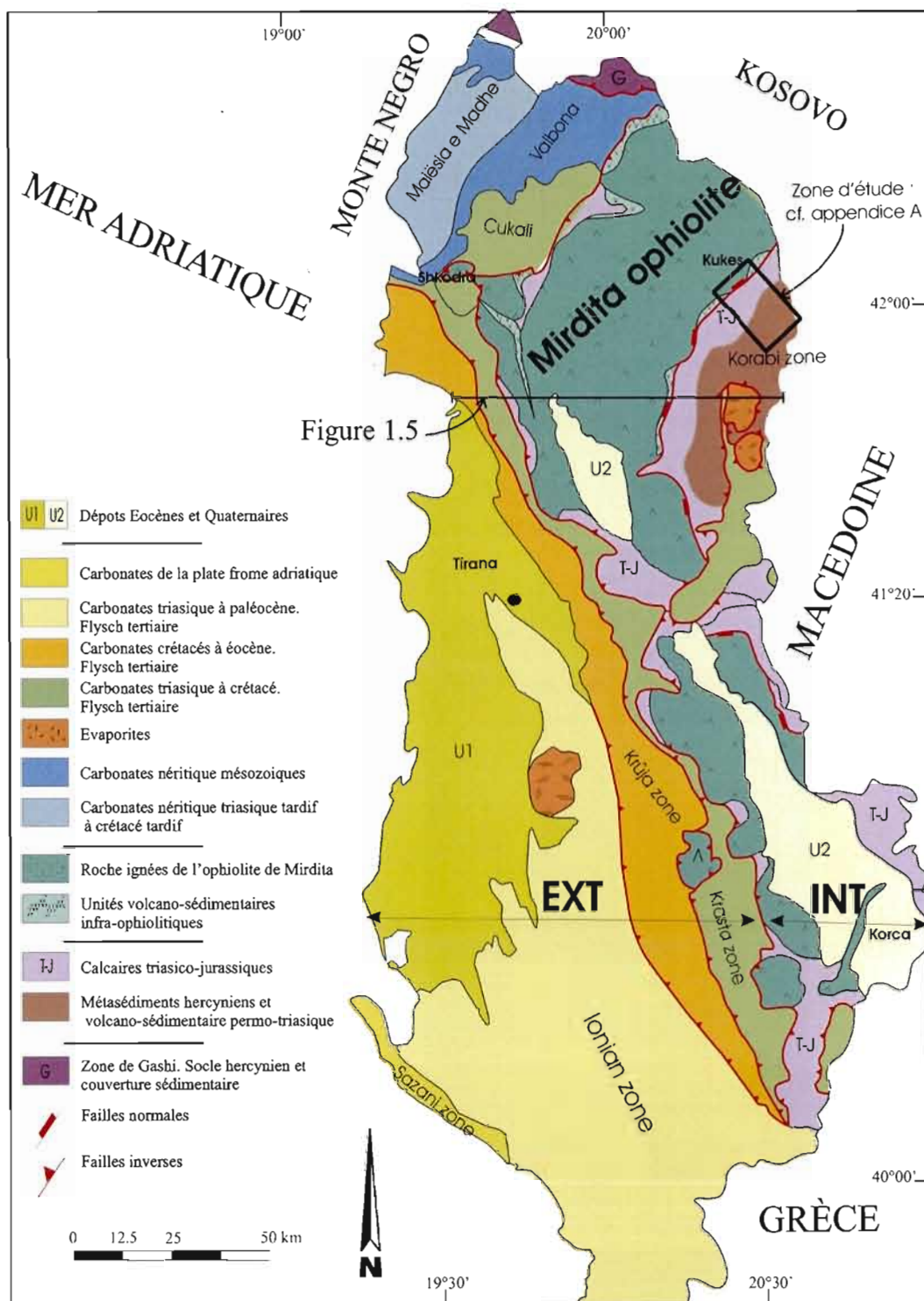


Figure 1.4 Carte tectonique simplifiée de l'Albanie. Modifiée de la carte géologique et tectonique de l'Albanie, ISPGJ-IGJN-FGJM, 1985a.

Plus au Sud, la stratigraphie est incomplète et généralement, seules les unités détritiques de flysch du Crétacé Tardif affleurent. Vers l'Est, la zone de Krasta-Cukali est chevauchée par l'ophiolite de Mirdita (Figure 1.5).

D'un point de vue géodynamique, la zone péri-adriatique externe est une ceinture non-métamorphique d'unités sédimentaires d'une marge restée passive jusqu'au Crétacé Moyen-Tardif. Au Tertiaire, ces nappes sont impliquées dans la collision alpine. Celle-ci entraîne un raccourcissement associé à une déformation superficielle des unités de la marge adriatique et à la transgression progressive des molasses vers l'Ouest. Toutes les zones externes présentent ainsi le même patron de déformation ; elles sont affectées par des plis de grande amplitude découpés par des failles inverses à fort pendage vers l'Est, et dont les âges rajeunissent vers l'Ouest.

1.2.2 La zone ophiolitique de Mirdita : l'ophiolite et les unités associées

La nappe ophiolitique de Mirdita, qui couvre environ 4000km² au NE de l'Albanie, s'étend selon un axe NE-SO sur plus de 100 km (Figure 1.4). Au Nord, elle s'incline vers le NE en se rapprochant du linéament de Shkodër-Peç qui fut interprété comme une paléo-faïlle transformante (Robertson et Shallo, 2000). L'ophiolite est aujourd'hui communément divisée en deux ceintures, l'une Ouest l'autre Est, ceci sur la base de critères pétrologiques, stratigraphiques et structuraux (Nicolas et al., 1999 ; Bortolotti et al., 2002, 2005 parmi d'autres).

La ceinture Ouest est composée d'une section mantellique lherzolitique, d'une section crustale peu épaisse constituée de gabbros, d'un complexe filonien parfois absent et surmonté d'une séquence volcanique de composition majoritairement N-MORB mais où on trouve également des basaltes avec des compositions d'affinité d'arc volcanique (IAT) et boninitique (Bortolotti, 2002, 2005 ; Dilek et al., 2007). L'épaisseur totale ne dépasse pas 2-3 km. La ceinture Est fait de 6 à 14 km d'épaisseur. Elle comporte une section mantellique harzburgitique bien développée, une zone de transition croûte-manteau soulignée par des cumulats ultramafiques, une séquence plutonique crustale de gabbro-norites, gabbros, gabbros

à amphiboles, diorites, diorites à quartz et finalement des plagiogranites. Le complexe filonien puis la séquence volcanique complètent la séquence ophiolitique. Les caractéristiques géochimiques des roches volcaniques de la ceinture Est qui sont de type MORB-IAT à boninitique ont amené plusieurs auteurs à la conclusion que cette partie de l'ophiolite fut générée dans un contexte de supra-subduction (Beccaluva et al., 1994 ; Bortolotti et al., 2002 ; Dilek et al., 2007).

Le contact entre les deux ceintures est marqué par une zone de cisaillement interprétée comme un détachement intra-océanique pré-obduction dans le mur duquel fut exhumé la ceinture Ouest de l'ophiolite de Mirdita (oceanic core complex) le long d'une ride océanique à expansion lente (Nicolas et al., 1999; Tremblay et al., soumis). Cette interprétation est basée sur les arguments principaux suivant :

- Le détachement est associé à un corridor de déformation où on observe la présence d'une déformation plastique de basse température dans les péridotites mantellique à la base de la croûte (les déformations de haute température sont limitées à la partie mantellique inférieure), et à la formation de lherzolites à plagioclase associées à la contribution de magmas gabbroïques dans le détachement (Nicolas et al., 1999). La composition originale de la ceinture Ouest, d'abord harzburgitique, aurait donc été modifiée (hydratée et enrichie) par des magmas crustaux lors de l'expansion océanique.
- Des amphibolites présentes dans la zone de cisaillement sont recoupées successivement par des dykes de diabases et de gabbros, ce qui montre clairement que l'amphibolite est contemporaine de la formation de la croûte océanique (Tremblay et al., soumis).

Cette hypothèse d'un détachement intra-océanique précoce explique aussi le fait que la séquence volcanique et parfois les sédiments supra-ophiolitiques reposent directement sur le manteau.

L'ophiolite de Mirdita est recouverte par un mélange sédimentaire syn-orogénique, où des blocs parfois plurimétriques de radiolarites, carbonates, grès, péridotites, gabbros et basaltes flottent dans une matrice turbiditique riche en radiolaires d'âge Jurassique Moyen (Bortolotti et al., 2005 ; Gawlick et al., 2007). Ce mélange évolue vers un flysch gréseux

contenant des clastes d'ophiolites. L'ensemble est finalement recouvert par des calcaires discordants du Crétacé Moyen.

L'âge du mélange concorde avec l'âge de l'obduction de l'ophiolite, déterminé par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur la semelle métamorphique (entre 160 et 174 Ma ; Dimo-Lahitte et al., 2001) : cela implique une érosion précoce de l'ophiolite lors de son obduction. Les clastes de radiolarites et de gabbros du Trias Moyen présents dans le mélange impliquent que l'ophiolite de Mirdita provient d'un bassin océanique existant dès le Trias Moyen (Bortolotti et al., 2005 ; Saccani et Photiades, 2005 ; Gawlick et al., 2007). L'âge de l'ophiolite fut déterminé par des datations U/Pb sur les intrusions de plagiogranites et de diorites à quartz. Les âges varient entre 164.8 ± 3.1 Ma et 160.3 ± 0.4 Ma (Dilek et al., 2007). L'obduction de l'ophiolite est donc concomitante des derniers stades de cristallisation de celle-ci.

A la base de la nappe ophiolitique, une semelle métamorphique affleure tant sur la bordure Est que sur la bordure Ouest. Son métamorphisme est typiquement inverse, il évolue du facies des granulites au contact avec l'ophiolite jusqu'au facies de schistes verts à la base. (Collaku et al., 1992 ; Dimo-Lahitte et al., 2001). Les indicateurs cinématiques sont ambigus et des mouvements cisailant de sens opposés coexistent souvent à l'échelle de l'affleurement. Le contact supérieur de la semelle métamorphique avec l'ophiolite est franc, en revanche le contact avec le complexe volcano-sédimentaire sous-jacent, au dépend duquel s'est formée la semelle métamorphique, est graduel. Ce complexe, diversement appelé le « complexe de Rubick » (Bortolotti et al., 1996, 2005), le « complexe périphérique » (Kodra et al., 1993 ; Robertson et Shallo, 2000) ou la « Formation Volcano-sédimentaire » (Kodra et al., 1993), est un ensemble d'écaillés tectoniques composées de matériel d'affinité continentale et océanique. Les unités continentales sont représentées alternativement, par des séquences carbonatées triasico-jurassiques, par des unités pélagiques (shales rouges, radiolarites) ainsi que par des niveaux de basaltes, parfois en coussin, recouverts par des cherts de l'Anisien (Trias Moyen) (Bortolotti et al., 2005 ; Kodra et al., 1993). On trouve également des unités démembrées de matériel océanique tels des conglomérats ophiolitiques, des écaillés de matériel ophiolitique fortement serpentinisé ainsi que des écaillés de mélanges sédimentaires où des blocs de carbonates, de grès et de roches magmatiques flottent dans une matrice argileuse ou serpentineuse (cf. travaux de MSc. de F. Goulet en préparation).

L'origine de ce complexe volcano-sédimentaire est un problème dans la géologie de l'Albanie. Il est interprété comme un prisme d'accrétion formé à l'avant de la nappe ophiolitique lors de son obduction. A mesure que la déformation progresse, des mélanges sédimentaires se forment à l'avant de la nappe ophiolitique et sont progressivement incorporés dans le complexe (Bortolotti et al., 2005). Cette hypothèse implique l'allochtonie de l'ensemble des unités qui composent le complexe. Au contraire, Robertson et Shallo (2000) et Dilek et al., (2007) considèrent que le complexe volcano-sédimentaire est autochtone ou parautochtone. Il caractériserait l'évolution d'une marge continentale, depuis le rifting triasique, la subsidence et le dépôt des séries de radiolarites jurassiques jusqu'à la sédimentation détritique de matériel océanique dans un bassin d'avant pays.

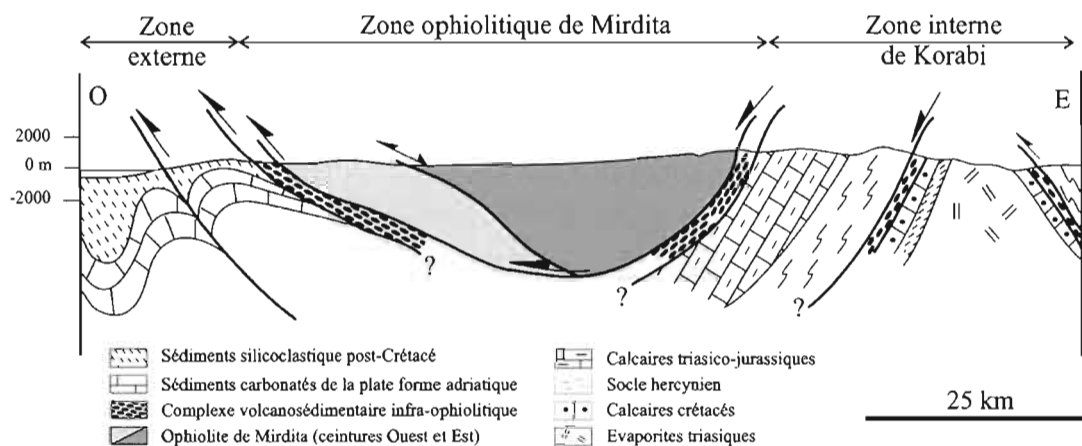


Figure 1.5 Profil structural schématique des Albanides. Modifié de Bortolotti et al., 2005, Collaku et al., 1992. Cf. figure 1.3 pour la localisation.

1.2.3 La zone interne

Sur sa bordure Est, la nappe ophiolitique de Mirdita est en contact tectonique avec la zone de Korabi (Figure 1.3 et 1.5) qui représente la nappe structurale inférieure. Comme la zone de Korabi fait l'objet d'une étude détaillée dans les chapitres II, III et IV, nous ne nous

attarderons pas sur sa description. Mentionnons simplement qu'elle constitue le socle pré-Mésozoïque chevauché à l'Ouest par l'ophiolite de Mirdita et à l'Est par les écailles tectoniques de la zone de Vardar. Au sein de la zone de Korabi, on peut observer plusieurs fenêtres structurales, i.e. les fenêtres de Peshkopi et de Sillatina. Elles sont constituées de plusieurs écailles en contact tectonique les unes avec les autres (Figure 1.5). Ces écailles sont, de la base vers le sommet (également du cœur vers la périphérie) : (1) des évaporites triasiques qui sont rattachées à la zone ionienne à l'Ouest. (Velaj, 2001 ; Bortolotti et al., 2005). (2) des turbidites oligo-miocènes, (3) des carbonates mésozoïques et (4) un mélange ophiolitique du Jurassique tardif-Crétacé Précocé. La présence de ces unités de la zone externe à l'intérieur de la zone de Korabi est un argument fort en faveur de l'hypothèse de l'allochtonie de la zone de Korabi (Collaku et al., 1992; Bortolotti et al., 2005).

CHAPITRE II

STRATIGRAPHIE, PETROGRAPHIE ET METAMORPHISME DE LA ZONE DE KORABI

2.1 INTRODUCTION

Dans la zone de Korabi, on distingue deux séquences stratigraphiques distinctes qui reflètent deux environnements paléogéographiques séparés dans le temps et dans l'espace. La séquence inférieure qui s'étend de l'Ordovicien Inférieur-Moyen au Dévonien Moyen-Supérieur constitue le socle paléozoïque de la séquence sus-jacente qui débute au Permien et se termine au Jurassique Moyen (Meço et Aliaj, 2000). La nature du contact entre les deux séquences est variable : il peut être stratigraphique et est dans ce cas marqué par une discordance angulaire (Planche photographique I photo 1). Autrement, le contact est tectonique, auquel cas la succession stratigraphique est incomplète. La figure 2.1 présente une colonne stratigraphique idéalisée « pré-déformation » de la zone de Korabi.

2.2 LES UNITES STRATIGRAPHIQUES

2.2.1 Le socle paléozoïque

La séquence débute par une série de grés quartzeux et de quartzites massives en bancs plurimétriques alternant avec des niveaux de shales noirs graphiteux et comportant des intrusions de roches ignées mafiques et de dykes de diabases doléritiques. Cette séquence est épaisse de plus de 100m. On passe ensuite à une épaisse série d'une puissance d'environ 200m de schistes verdâtres à chlorite, muscovite et séricite, qui évolue parfois vers des schistes mauves. Les fossiles datés de l'Ordovicien Supérieur tels que *Cornuodus sp.*, *Distomodus sp.* et *Tetraprioniodus sp.* retrouvés au sommet de cette série implique un âge minimum Ordovicien Moyen-Supérieur pour la base de la série (Meço et Aliaj, 2000). On note souvent la présence de minces niveaux centimétriques de quartzites interlités dans les schistes verdâtres. Vers le sommet, la série est recoupée par des intrusions du type porphyre à quartz. Vient ensuite la Formation des Schistes Noirs de Muhuri d'âge Silurien Précoce (Llandovery) à Dévonien Précoce (Lochkavien) comme l'atteste la présence de graptolites *Monograptus spiralis*, *Rastrites linnaei* à la base et *Monograptus lantwardinus* au sommet de la formation (Meço et Aliaj, 2000). Ce sont des schistes noirs à graptolites, riches en séricite et chlorite. Vers le haut de la série apparaissent des bancs de quartzites (Planche photographique I photo 2) avec des clastes de calcaires, des niveaux de tuf, des calcschistes en bancs millimétriques puis des calcaires gréseux évoluant vers un niveau d'environ 50m d'épaisseur de calcaires biomicritiques à crinoïdes qui contiennent le fossile *Ozarkodina massara* du Dévonien Précoce (Meço et Aliaj, 2000). On note également des niveaux de basaltes concordants interstratifiés dans la Formation des Schistes Noirs de Muhuri. Cette dernière est finalement recoupée par des intrusions de composition monzonitique (cf. appendice A carte géologique). Les études biostratigraphiques existantes soulignent l'absence du carbonifère en Albanie bien qu'il soit présent dans les équivalents grecs et croates de la zone de Korabi (respectivement les zones de Drina-Ivanjica et Pélagonienne : Rampnoux, 1968 ; Aubouin et al., 1970; Mountrakis et al., 1983; Pamic et Jurkovic, 2001). Le long de la rivière Luma (cf. appendice A carte géologique), le contact entre les quartzites ordoviciennes à l'est et les calcaires du Dévonien Précoce à l'ouest est tectonique.

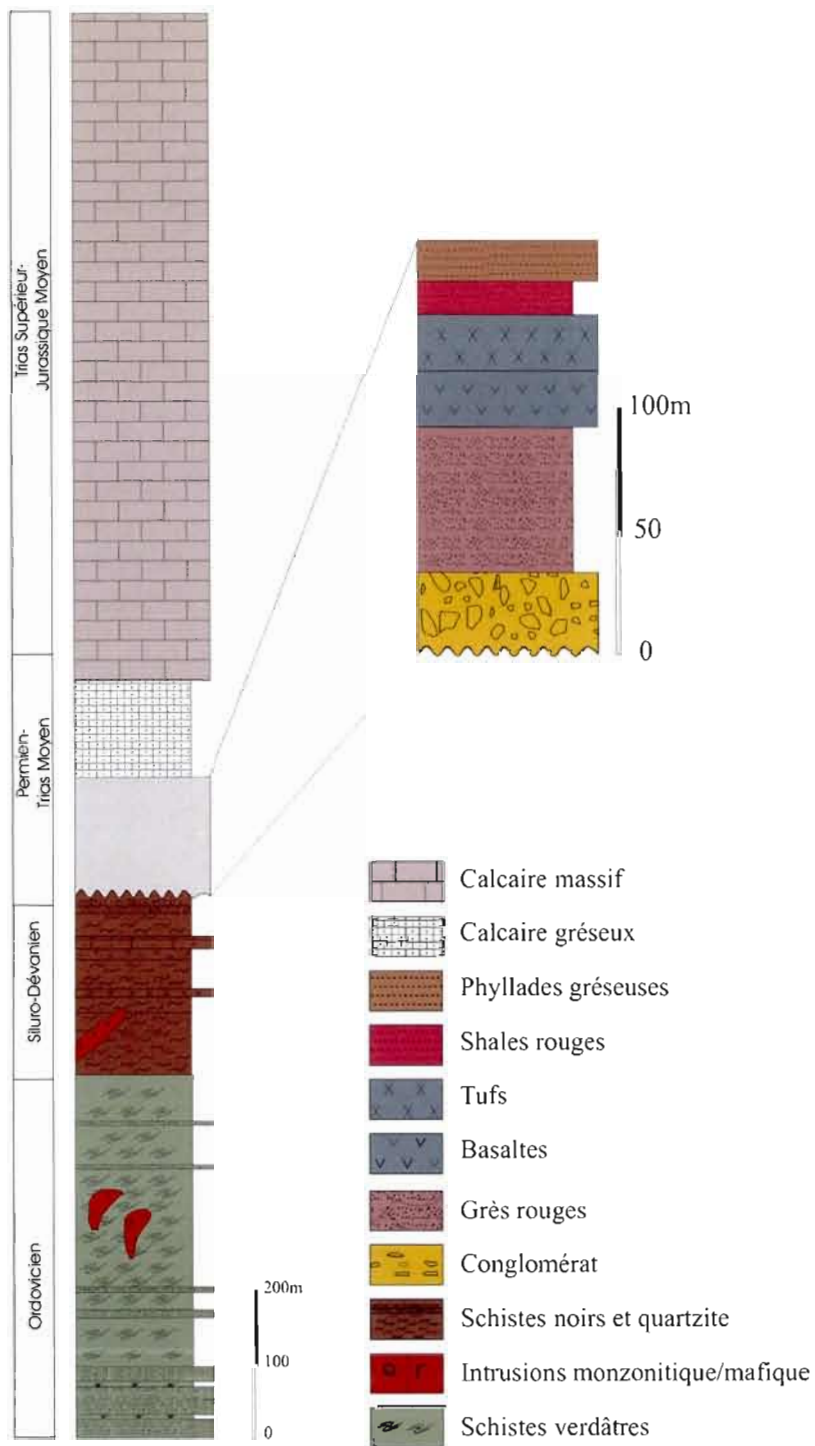


Figure 2.1 Colonne stratigraphique de la zone de Korabi modifiée de Meço et Aliaj, 2000.

L'ensemble de la séquence paléozoïque a subi plusieurs phases de déformation (cf. chapitre IV) et il est difficile d'en estimer l'épaisseur réelle. On ne peut que raisonnablement supposer une épaisseur d'au moins un kilomètre, épaisseur déduite d'un transect recoupant l'ensemble des unités décrites ci-dessus depuis le village de Topojani jusqu'au village de Novoseja situé à la frontière avec le Kosovo (stations 17 à 28 localisées sur la carte géologique de l'appendice A). De la frontière du Kosovo et de la Macédoine vers l'est et jusqu'à la zone de Vardar, on descend stratigraphiquement dans les roches paléozoïques pour rencontrer des marbres, gneiss et micaschistes protérozoïques de haut grade métamorphique (Moutrakis 1986 ; Most, 2003).

Dans une perspective régionale, à l'échelle de la chaîne Dinaro-Hellenique, les unités pré-hercyniennes affleurent au NO dans les Dinarides, tant dans les zones externes que dans les zones internes. Ce socle hercynien forme des lambeaux spatialement et stratigraphiquement discontinus. La séquence la plus complète se retrouve dans la zone interne de Drina-Ivanjica (Figure 1.1). Elle débute au Cambrien Supérieur-Ordovicien Précocé et se poursuit jusqu'au Carbonifère Précocé-Moyen. Les lithologies sont similaires à celles de la zone de Korabi : principalement, des métapélites et métapsammites dans lesquelles sont interstratifiés des niveaux de calcaires fossilifères, de conglomérats et de roches volcaniques mafiques. La séquence évolue vers des calcaires de plateforme du Dévonien puis du Carbonifère (Pamic et Jurkovic, 2002). Sur la base de critères lithostratigraphiques, ces auteurs corrélaient les unités hercyniennes des Dinarides avec les formations du domaine austroalpin des Alpes occidentales. La similitude entre les socles hercyniens des Dinarides et d'Albanie permet d'inclure la zone de Korabi dans cet ensemble lithostratigraphique et ce malgré des variations latérales de facies (e.g. au Dévonien, on observe une sédimentation de plate-forme dans les Dinarides et une sédimentation pélagique dans la zone de Korabi).

En Grèce, la zone de Korabi (appelée zone pélagonienne) se poursuit jusqu'à la mer Egée. Le socle hercynien de la zone pélagonienne est constituée d'orthogneiss et d'amphibolites qui évoluent vers des micaschistes et des quartzites intrudés par de larges massifs granitiques du Carbonifère Tardif datés par U/Pb à $302.4 \pm 5/15$ Ma (Moutrakis, 1984, 1986).

2.2.2 La couverture permo-triasique

La séquence permo-triasique débute par un conglomérat polymictique à granulométrie hétérogène et sans granoclassement, la taille des clastes pouvant ainsi varier de 5mm à 30cm dans le même niveau stratigraphique (Planche photographique I photo3). La nature des clastes reflète le type de roches érodées : on y retrouve des clastes de grès quartzeux conglomératiques, de tufs, de granitoïdes, de shales rouges et noirs pré-déformés, de quartzites verdâtres et rougeâtres, de cherts et de calcaires. A la base, immédiatement au dessus de la discordance, les clastes anguleux sont jointifs et la proportion de matrice ne dépasse pas 5%. Quand on s'élève dans la colonne stratigraphique, la proportion de matrice peut atteindre jusqu'à 30% et les clastes deviennent sub-anguleux à arrondis. L'ensemble des lithologies observées dans le conglomérat se comparent bien à celles observées au sein du socle hercynien. La taille et la maturité des clastes ne semble pas refléter la position stratigraphique au sein de l'unité conglomératique, i.e. la base de la séquence correspond aussi bien un conglomérat à blocs, un conglomérat à galets et cailloux ou encore un grès rougeâtre finement conglomératique. Ces variations latérales de facies sont le résultat d'une paléogéographie variable lors de la transgression permienne. Notons également que le conglomérat grossier est parfois absent à la base de la séquence, notamment lorsque celle-ci est en contact tectonique avec le socle hercynien sous-jacent. Ce sont alors des grès finement conglomératiques qui forment la base de la séquence.

La séquence passe ensuite à des grès rougeâtres laminés à passages conglomératiques au sein desquels s'observent des structures entrecroisées. Ces grès sont interstratifiés avec de minces niveaux de basaltes (d'une puissance d'environ 25m) et de tufs à cristaux. Cette série volcano-sédimentaire évolue vers des argilites gréseuses, puis des shales rouge et des calcaires gréseux dans lesquels les faunes *Neospathodus sp.* et *Gondolella sp.* indiquent un âge du Trias Précoce (Meço et Aliaj, 2000). Cette séquence est appelée la Série de Verrucano. Elle représente un environnement de sédimentation deltaïque d'eau peu profonde. Ces dépôts qui se retrouvent dans toute la région méditerranéenne marquent le début de la période de transgression marine de la fin du Paléozoïque lors de l'éclatement de la Pangée et la formation de nombreux bassins de rift (Gorican et al., 2005 ; Perrone et al., 2006).

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE I : LES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES

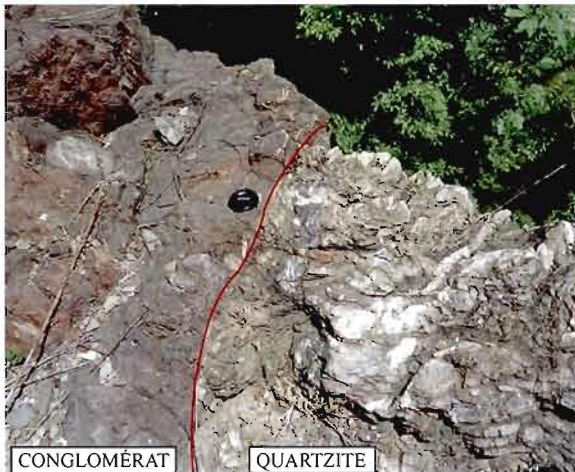


Photo 1 La discordance angulaire permienne entre des quartzites hercyniennes et le conglomérat permien.



Photo 2 Plis ptygmatiques dans les quartzites au sommet de la séquence du socle paléozoïque.



Photo 3 Conglomérat polymictique à granulométrie hétérogène à la base de la séquence volcanosedimentaire permo-triasique.

L'évolution vers une sédimentation de marge passive, qui marque la fin de la Série de Verrucano, s'accompagne du dépôt de calcaires micritiques de plate-forme en bancs métriques, localement bréchiques et d'une puissance d'au moins un kilomètre. La période de sédimentation de ces calcaires s'étend du Trias moyen au Jurassique moyen-supérieur (Meço et Aliaj, 2000). La puissance de la série Verrucano est difficile à estimer, elle ne dépasse toutefois pas 200-250m et pourrait être plus faible.

Dans les Dinarides, il est intéressant de noter que la Série de Verrucano débute au Carbonifère Tardif dans les affleurements paléozoïques parautochtones de la zone externe (Pamic et Jurcovic, 2002). Elle débute par un conglomérat contenant des clastes de calcaires où furent retrouvés des fossiles du Dévonien-Carbonifère Précoce. Ces données impliquent que le socle hercynien fut profondément érodée au Trias ce qui peut expliquer l'absence du Carbonifère en Albanie. Plus au sud en Grèce, le socle hercynien est surmonté sur sa bordure Ouest d'une séquence volcano-sédimentaire permo-triasique précoce discordante similaire à celle observée dans la zone de Korabi si ce n'est certaines variations latérales de facies et, localement, l'abondance d'unités volcaniques (Mountrakis et al., 1983 ; DeBono, 1998). Sur la bordure Est de la zone pélagonienne (Macédoine et Grèce), la stratigraphie est compliquée par la proximité de la zone de suture de Vardar mais il faut noter :

- (1) que les roches à haut grade métamorphique du socle hercynien sont en contact stratigraphique avec des marbres. L'âge triasique moyen (Mountrakis, 1986 ; DeBono, 1998) de ces carbonates fut confirmé par Most (2003) à l'aide de la méthode de datation indirecte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, i.e. en comparant les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les carbonates avec la courbe d'évolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les carbonates marins pendant le Phanérozoïque (Most, 2003).
- (2) que le socle hercynien, ainsi que les marbres décrit ci-dessus, sont en contact tectonique avec des roches volcano-sédimentaires qui appartiennent à la zone de Vardar (zone d'Almopias, unité de Loutra-Arideas : Most, 2003; Brown et Robertson, 2004). Les unités sédimentaires clastiques qu'on retrouve dans la zone d'Almopias sont des schistes, des grès, des carbonates et des conglomérats, issues de l'érosion d'un socle continental, et qui sont en contact tectonique avec un mélange ophiolitique interprété comme les vestiges d'une ophiolite tectoniquement démembrée et fortement érodée

(Brown et Robertson, 2004). Tout comme la séquence volcano-sédimentaire de la zone de Korabi, celle de la zone d'Almopias représente des dépôts continentaux, de pente ou de bas de pente déposés au Trias-Jurassique Précoce (Brown et Robertson, 2004).

La question d'une affinité paléogéographique commune entre la séquence volcano-sédimentaire de la zone de Korabi, de la zone de Gjegjane, et celle de la bordure Ouest de la zone de Vardar reste posée. L'affinité vardarienne de la séquence de la zone d'Almopias repose principalement sur des critères structuraux (cf. chapitre IV : voir aussi Mercier, 1966, 1973 ; Brown et Robertson, 2004) mais la similitude entre les deux séquences suggère une corrélation paléogéographique entre les séquences volcano-sédimentaires de la zone de Korabi et de la zone d'Almopias (cf. chapitre V).

2.3 PETROGRAPHIE

A partir de 36 lames minces, nous avons divisé les roches étudiées en trois groupes : (1) les roches métasédimentaires du socle paléozoïque, (2) les sédiments clastiques permotriassiques et (3) les roches ignées composées de roches volcaniques, volcanoclastiques et de roches intrusives. Dans la suite du texte, (1) l'ordre d'écriture des minéraux correspond à l'abondance relative de chacun et (2) quand deux minéraux sont entre parenthèses, cela signifie qu'ils ne sont pas discernables.

2.3.1 Les roches métasédimentaires du socle paléozoïque

La paragenèse minérale de ces roches est constituée de Qtz+Pl+Kfs+Mu+Ser+Ca±Bt±Ep±Chl et de minéraux opaques. Sur la base de l'abondance relative des principaux minéraux et sur leur granulométrie, on peut les diviser en deux groupes pétrographiques : (1) les roches à Qtz+Fp(Pl surtout)+Cc+Mu±Bt±Ep±Chl et (2) les roches à (Mu-Ser)+Bt+Qtz+Fp+Cc±Chl±Ep±Opaques. Le groupe (1) comprend des quartzites, métasubarkoses (moins de 25% de Fp) et métagrauwackes dans lesquels la proportion de micas n'excède pas 10-15%. La matrice finement cristalline possède une texture granoblastique (Planche photographique II photo1). Des grains de quartz détritiques sont parfois encore observables, ils montrent des indices de fracturation et/ou de déformation

plastique (Planche photographique II photo2). Les feldspaths sont toujours altérés et souvent pseudomorphisés par l'épidote et la séricite. Les carbonates peuvent représenter jusqu'à 15-20% de la paragenèse, ils sont essentiellement secondaires, en altération des feldspaths ou concentrés dans des veinules.

La muscovite et la biotite sont porphyroblastiques, automorphes à sub-automorphes. Les roches du groupe (2) sont des schistes où la matrice microcristalline est grano-lépidoblastique (Planche photographique II photo3) et où $Mu+Ser+Bt$ constituent au moins 45-50% de la roche. L'assemblage $Qtz+Mu+Bt\pm Chl\pm Ep$ typique du facies des schistes verts est caractéristique de la limite entre la zone à chlorite et la zone à biotite dans les métapélites. Dans les zones de cisaillement ductile auxquelles sont associées des mylonites (cf. chapitre IV), l'assemblage métamorphique est à $Qtz+Mu+Bt\pm Ep\pm Kfs$ où Mu et Bt représentent plus de 40% des minéraux. Ces assemblages ainsi que la réduction de la taille des grains et la mise en évidence de phénomènes de pression-solution soulignent que le taux et la chaleur de cisaillement sont localement plus élevés qu'ailleurs dans la zone de Korabi (affleurements 22, 25 et 26 localisés sur la carte géologique de l'appendice A).

2.3.2 Les roches sédimentaires permo-triasiques

Parmi les échantillons de la couverture sédimentaire permo-triasique qui ont été pétrographiquement analysés, on retrouve :

(1) des grauwackes lithiques à $Qtz+Pl+Kfs+Mu+Ser\pm Bt\pm Chl\pm Ep\pm Grt\pm Amp$. La taille des particules varie mais ne dépasse pas 2mm de diamètre, les grains de quartz et feldspath sont sub-anguleux à arrondis (Planche photographique III photo1), autant de facteurs qui indiquent le faible degré de maturité de ces roches. Les proportions de quartz (détritique et recristallisé) varient entre 40 et 60%, alors que les feldspaths représentent entre 10 et 25% selon l'échantillon. La matrice, entre 20 et 35%, est principalement constituée de $Mu+Ser\pm Chl$ et certaines lames minces contiennent une proportion non négligeable de minéraux opaques, jusqu'à 10%.

(2) la matrice d'un conglomérat polymictique très immature à $Qtz+Fp+Mu+Ser+Chl\pm Ep\pm Zrc$ dans lequel le diamètre maximum des particules est 15mm. La matrice, composée de $Mu+Ser+Chl+Opaques$, représente 30%.

(3) une argilite gréseuse à $Qtz+Mu\pm Bi$ de granulométrie très fine (Planche photographique III photo2).

Ces roches contiennent des clastes de schistes, de métagrauwackes et de roches volcaniques similaires à celles du socle hercynien (Planche photographique III photo1). On retrouve parfois des grains détritiques de grenat, amphibole et zircon xénomorphe et fortement altéré. Les cristaux d'épidote, présents dans presque toutes les lames minces, sont sub-automorphes et possiblement d'origine secondaire. Le métamorphisme qui a affecté ces roches atteint au maximum le facies des schistes verts inférieurs. En effet, dans la plupart des échantillons, on retrouve $Qtz+Chl\pm Mu\pm Ep$, assemblage typique de la zone à chlorite. Les grains de quartz sont fracturés, partiellement recristallisés et montrent parfois des évidences de déformation plastique dans les échantillons situés à proximité d'accidents tectoniques importants au sein desquels le taux de cisaillement est plus élevé (Planche photographique III photo3).

2.3.3 Les roches ignées de la zone de Korabi

Nous avons séparé les roches ignées de la zone de Korabi en trois groupes : (1) les roches volcaniques mafiques, (2) les tufs et (3) les roches intrusives mafiques, des dolérites pour l'essentiel, et intermédiaires de type monzonitique.

La composition des roches volcaniques mafiques révèle deux tendances. Premièrement, on retrouve des laves basaltiques à $Pl+Cpx+Opx\pm Chl\pm Cc\pm Pmp$. La texture est typiquement microlitique fluidale et montre des cristaux de Cpx, Opx et Pl qui baignent dans une matrice constituée essentiellement de Pl, Chl et pyroxènes microcristallins (Planche photographique IV photo1). Les vésicules sont secondairement remplies par des minéraux de basse température, i.e. Chl, Cc et Pmp. La matrice cryptocristalline est dévitrifiée et contient des microcristaux xénomorphes de pyroxènes et Pl ainsi qu'un peu de Chl. La présence secondaire de $Pmp+Chl+Cc$ suggère un métamorphisme au facies prehnite-pumpellyite.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE II : LES MÉTAPÉLITES DU SOCLE PALÉOZOÏQUE

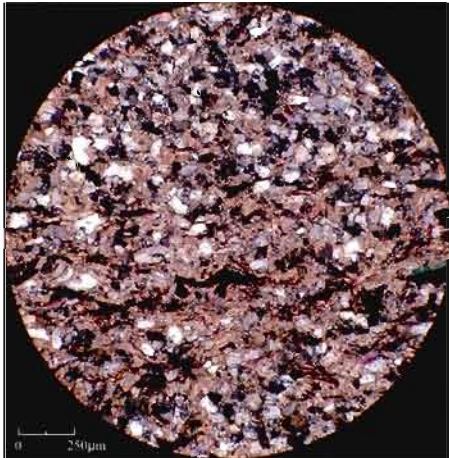


Photo 1 Quartzite à matrice grano-lépidoblastique.

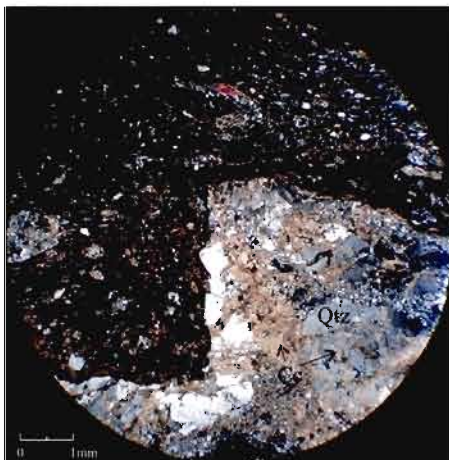


Photo 2 Métasubarkose à Qtz+Fp+Mu+Cc où les grains de quartz primaires sont encore visibles. Noter la fracturation et la recristallisation ainsi que la carbonatation de ces grains.

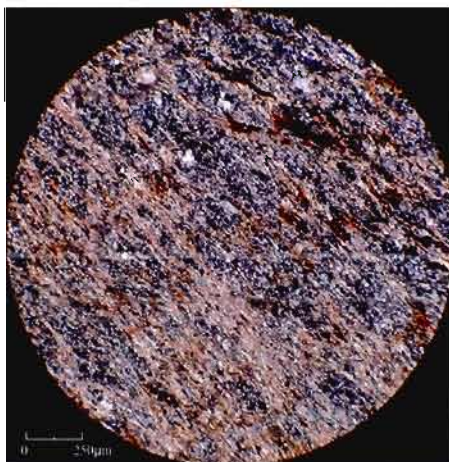


Photo 3 Schiste à Mu+Qtz+Fp+Bt avec l'alternance de niveaux microcristallins granoblastiques et lépidoblastiques.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE III : LES SÉDIMENTS PERMO-TRIASIQUES

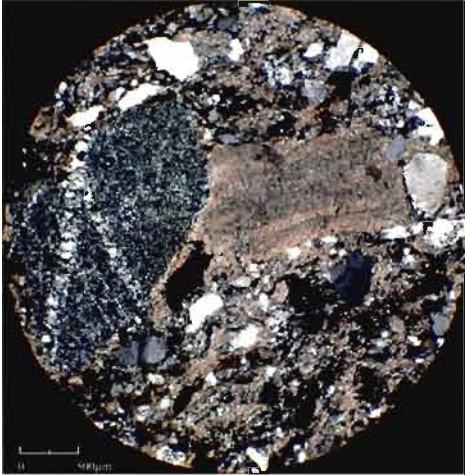


Photo 1 Conglomérat avec des fragments de quartzite et de schistes du socle hercynien. Ici la déformation se concentre dans les niveaux riches en micas.

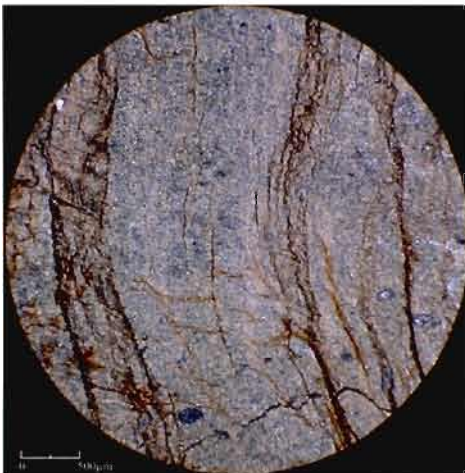


Photo 2 Argilite gréseuse à Qtz+Mu. La matrice microcristalline rends l'identification des minéraux difficile. On remarque la présence d'au moins deux fabriques tectoniques dans cet échantillon.



Photo 3 Grains de quartz déformés dans un conglomérat à Qtz+Mu+Chl+Fp du facies des schistes verts inférieurs.

La photo 1 de la planche photographique IV montre un agrégat de cristaux de pyroxènes ainsi qu'un minéral opaque possédant une couronne réactionnelle qui indique qu'un rééquilibrage tardif a eu lieu entre la matrice et le minéral opaque.

Deuxièmement, on trouve des laves à $Pl+Fp+(Mu-Ser)+Cc$ et à $Chl+Pl+Cc \pm Ep$. Cpx, Opx et Ol semblent absents. La matrice également dévitrifiée contient principalement $(Mu-Ser)+Pl$ et $Chl+Pl$ respectivement. La forte proportion de Mu pour l'un et de Cl pour l'autre (respectivement 25% et 40%) est probablement le reflet de transformations métamorphiques des minéraux primaires. Les échantillons de roches pyroclastiques sont des tufs lithiques à lapillis. Tous les fragments sont de même nature; ils sont microcristallins et contiennent $Pl+Kfs \pm Qtz$. Les fragments ne sont pas jointifs et la matrice est riche en opaques et en verre dévitrifié. Quelques carbonates secondaires sont également présents. Les échantillons observés sont très semblables si ce n'est la présence de Mu dans la matrice et de couronnes réactionnelles à Pmp autour de quelques fragments dans certaines roches, ce qui implique un métamorphisme au facies prehnite-pumpellyite à schistes verts inférieurs (Planche photographique IV photo2).

Le troisième groupe est constitué de massifs intrusifs dans la séquence sédimentaire du socle hercynien. La majorité des échantillons sont de composition mafique avec une paragenèse minérale à $Pl+Cpx+Opx \pm Chl \pm Ser \pm Act$, les termes intermédiaires ayant une composition à $Pl+Hbl \pm Qtz \pm Ap \pm Bt \pm Mu \pm Ep \pm Cc \pm Zrc \pm Px$ (Planche photographique IV photo3). Ces roches sont microgrenues à grenues, souvent hétérogranulaires (gros porphyroclastes de pyroxènes notamment) et ophitiques (pour les termes mafiques) ou intergranulaires (pour les termes intermédiaires). Chl, Act et Ser dans les roches mafiques et Mu, Bt dans les roches intermédiaires forment la paragenèse secondaire. Chl se retrouve en altération des Px ainsi que dans la matrice. La chlorite, lorsque abondante (environ 20-25%), est alignée dans les plans de schistosité. Les plagioclases sont toujours séricitisés et saussuritisés et Mu et Bt remplacent les hornblendes et constituent une large partie de la matrice des roches intermédiaires. Dans ces roches, les indicateurs de la circulation de fluides sont clairs, leur mobilisation ayant été favorisée au niveau des structures tectoniques présente dans la zone de Korabi (cf. chapitre IV planche photographique V).

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE IV : LES ROCHES IGNÉES

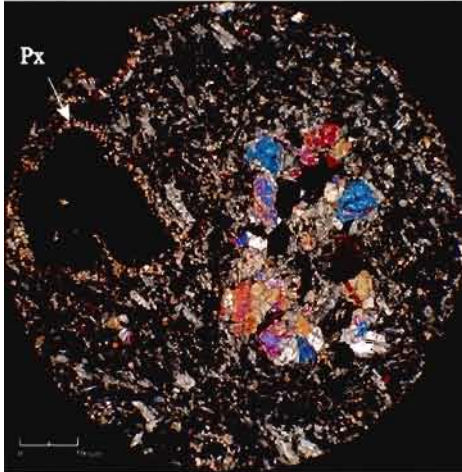


Photo 1 Basalte à texture microlitique fluidale à Pl+Cpx+Opx où l'alignement des lattes de plagioclase souligne les lignes d'écoulement de la lave.

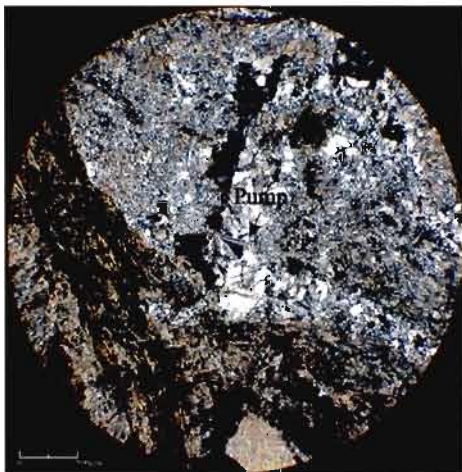


Photo 2 Tuf lithique à lapillis métamorphisé au facies prehnite-pumpellyite souligné par la couronne réactionnelle de pumpellyite autour de fragments déjà partiellement séricitisés. Mu est aussi présente dans la matrice.



Photo 3 Texture ophitique dans une dolérite où les porphyroclastes partiellement chloritisés de Cpx contiennent des baquettes de Pl.

La paragenèse secondaire à Chl+Act+Ser d'une part et Bt+Ep+Mu d'autre part indique des conditions de métamorphisme au faciès des schistes verts. Comme pour les sédiments clastiques permo-triasique, que même si un gradient métamorphique du faciès des schistes verts a affecté l'ensemble des unités du socle paléozoïque, l'intensité des transformations métamorphiques est variable dans la zone de Korabi : ces transformations étant plus intenses au niveau des accidents tectoniques majeurs.

2.4 SYNTHÈSE

La zone de Korabi forme la partie interne des Albanides ; elle comprend une séquence paléozoïque pré-permienne de métapélites, quartzites et roches intrusives métamorphisées au faciès des schistes verts lors de l'orogénie hercynienne. Sur ces unités repose en discordance une séquence permo-jurassique de rift d'abord puis de plate-forme, métamorphisée au faciès préhnite-pumpellyite à schistes verts inférieurs. Des mesures de l'indice d'altération des conodontes (Gawlick et al., 2007) qui sont présents dans les calcaires du Trias Tardif de la bordure Est de la zone de Korabi indiquent qu'ils furent soumis à des températures minimales de 360-400°C ce qui correspond selon Gawlick (2007) à un enfouissement de l'ordre de 10 à 15 km.

En termes paléogéographiques, la nature des roches pré-permiennes suggère des conditions de dépôt continentales au Paléozoïque Précocé (quartzites ordoviciennes) reliées selon certains auteurs à l'ouverture de la Paléotéthys (DeBono, 1998 ; Pamic et Jurkovic, 2002;). Des conditions marines se développent ensuite (schistes verdâtres de l'Ordovicien Tardif, Formation siluro-dévonienne des Schistes Noirs de Muhuri) avant d'évoluer vers une sédimentation de plate-forme à partir du Dévonien Tardif. La subduction de la Paléotéthys puis la collision hercynienne au Carbonifère Moyen-Tardif marquent la transition d'une marge passive vers une marge active pour l'ensemble de la zone Pélagonienne (Moutrakis, 1986 ; Stampfli et Borel, 2001; Pamic et Jurkovic, 2002; DeBono, 1998). L'effondrement post-hercynien permet le développement de bassins de rift et l'établissement de conditions de sédimentation continentales dès le Permien Moyen jusqu'au Trias Précocé. Enfin, une sédimentation de plate-forme s'établit sur les marges Est et Ouest de la zone Pélagonienne à partir du Trias précocé-Moyen, cette sédimentation carbonatée se poursuit jusqu'au Jurassique Moyen-Supérieur.

CHAPITRE III

GEOCHIMIE DES ROCHES IGNÉES DE LA ZONE DE KORABI.

3.1 INTRODUCTION

Ce chapitre vise à présenter les caractéristiques géochimiques des roches ignées de la zone de Korabi puis à corrélérer ces résultats à un environnement paléotectonique donné, tout en tenant compte des précautions qu'il est nécessaire de prendre dans ce genre d'interprétation. La localisation des 14 échantillons analysés est reportée sur la carte géologique de la figure 3.1, leur minéralogie est résumée dans le tableau 3.1 et leur composition géochimique se trouve dans l'appendice B. Notons tout d'abord que les roches étudiées ici ne sont pas toutes des basaltes, on y retrouve aussi des dolérites plus grenues, des tufs ainsi que des roches un peu plus intermédiaires. Toutefois, l'application de diagrammes qui sont construits essentiellement à partir de valeurs provenant de basaltes est possible lorsque l'on prend certaines précautions (cf. section 3.4.1 ci-dessous).

Pour la classification des roches nous utiliserons le diagramme Zr/Ti-Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977 ; Pearce, 1996). Les diagrammes discriminants ternaires, Ti-Zr-Y (Pearce et Cann, 1973 ; Pearce, 1996), Hf-Th-Ta (Wood, 1980) et binaires Th/Yb-Ta/Yb (Pearce, 1982), ainsi que les profils multi-éléments et de terres rares permettront d'associer ces roches

à un environnement paléotectonique. L'objectif de ces diagrammes est également de corréler ou d'infirmer certaines observations faites sur le terrain, à savoir :

- Déterminer avec précision la position stratigraphique de certains horizons de roches volcaniques isolés (e.g. les échantillons 54.1; 59.1 et 27.1) qui affleurent au sein du socle hercynien.
- Vérifier que les basaltes échantillonnés dans la séquence volcano-sédimentaire permo-triasique possèdent une signature géochimique de basalte intraplaque, typique des environnements de rift, tel que suggéré par la nature des roches sédimentaires associées.
- Caractériser les roches volcaniques du socle paléozoïque, i.e. correspondent-elles à un stade précoce (volcanisme d'arc) ou tardif (volcanisme de zones de collision) de l'orogénie hercynienne.

3.2 METHODE ANALYTIQUE

L'analyse des éléments majeurs, mineurs et traces a été réalisée au laboratoire de l'INRS-ETE à Québec. Les éléments majeurs furent dosés après mise en solution par fusion métaborate. Cette méthode est précise mais les fortes températures de fusion auxquelles est soumis l'échantillon peuvent induire la volatilisation de certains éléments. Les éléments traces sont analysés par un spectromètre de masse à ionisation dans lequel un plasma ionise les éléments traces à l'entrée avant qu'ils ne traversent un champ électromagnétique qui réalise une séparation en fonction de leur masse. Un des problèmes majeurs de cette technique est que lors de l'ionisation dans le plasma, les éléments produisent plusieurs raies analytiques qui parfois se superposent et que l'on nomme interférence spectrale. Il faut alors appliquer une correction. Le tableau de l'appendice C résume les problèmes analytiques.

Tableau 3.1 Tableau synthèse des caractéristiques minéralogiques des échantillons analysés dans le présent chapitre.

Ech	Minéralogie primaire							Minéralogie secondaire						Txt
	Pl	Cpx	Opx	Qtz	Hbl	Kfs	Chl	Ser	Ep	Mu	Cc	Pmp	Bt	
2.1	✓	✓	✓				×	×						Pr
9.1	✓			✓		✓	×				×			Fl
9.2	✓			✓		✓		×		×		×	×	Fl
14.1	✓			✓	✓	✓	×	×	×		×			Pr
22.1	✓			✓		✓	×	×			×			μPr
27.1	✓			✓		✓	×	×			×			Vac
29.1	✓			✓	✓	✓		×		×			×	fo
42.2	✓	✓	✓				×							oph
44.1	✓			✓		✓	×	×			×			Pr
54.1	✓	✓	✓				×							Oph
57.1	✓	✓	✓				×	×						Oph
59.1	✓	✓	✓				×		×					Oph
63.1	✓	✓	✓				×	×						s-Oph
73.1	✓			✓		✓	×		×		×			μPr

3.3 PROBLEME DE MOBILITÉ DE CERTAINS ELEMENTS

Le socle paléozoïque de la zone de Korabi a subi un métamorphisme régional au faciès des schistes verts lors de l'orogénie hercynienne. Le grade métamorphique des unités de la couverture sédimentaire permo-triasique est plus faible et n'atteint que localement le faciès des schistes verts inférieurs. D'importantes failles de chevauchement présentes au sein de la zone de Korabi ont été le lieu de circulation de fluides ayant altéré les roches volcaniques. Il se pose donc la question, pour l'étude géochimique, de la mobilité de certains éléments majeurs (notamment Si, K, Na et Ca) sur lesquels nous pourrions baser notre classification.

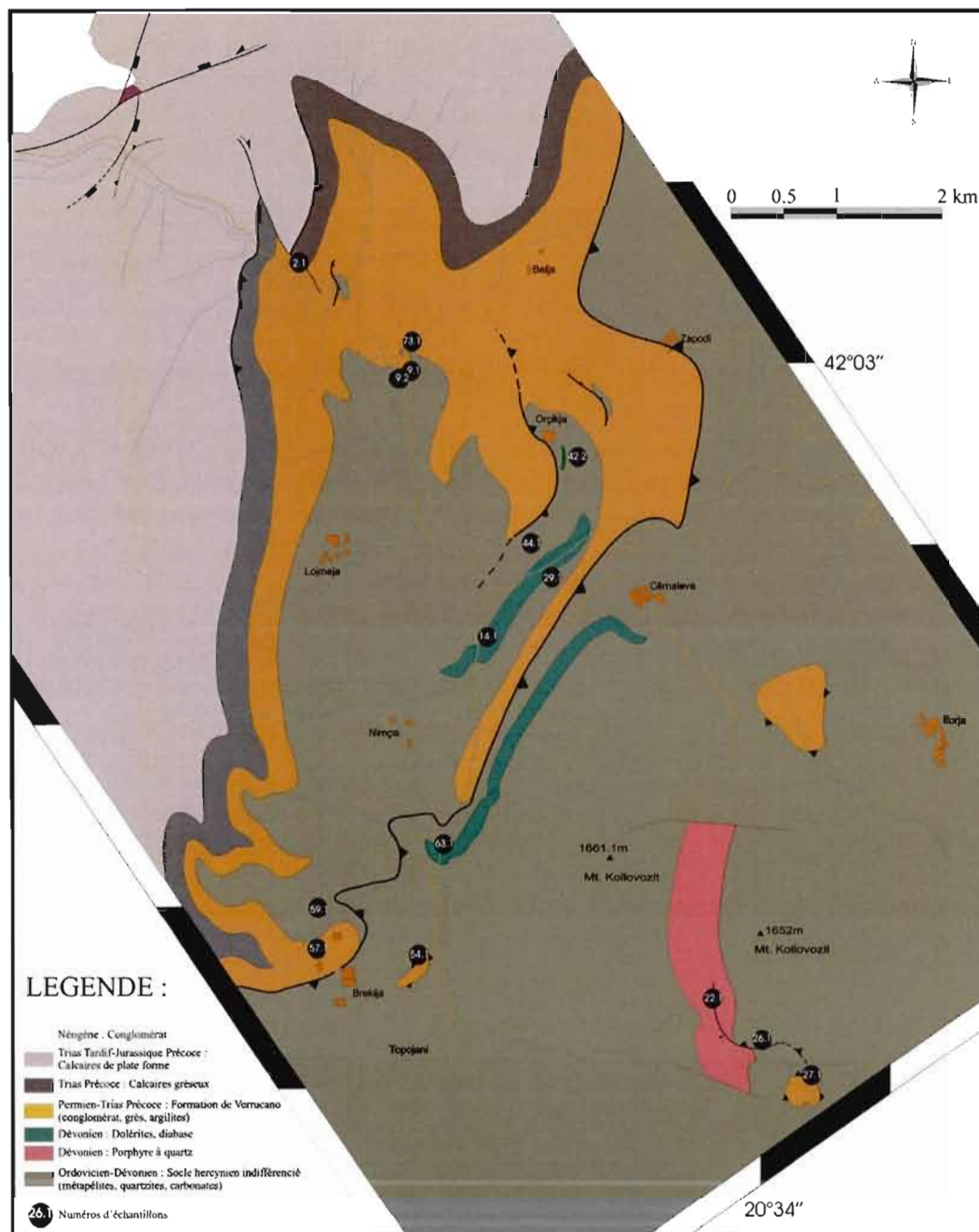


Figure 3.1 Carte géologique de la zone de Korabi où sont localisés les échantillons prélevés sur le terrain.

Ainsi, certaines roches montrent des valeurs très faibles en SiO_2 (jusqu'à 38%) même si la géochimie des éléments en trace permet de les classer dans le champ des roches basaltiques (Figure 3.3). La faible teneur en SiO_2 s'explique par un phénomène de dilution suite à la cristallisation de calcite secondaire, phénomène que l'on observe fréquemment en lame mince. Comme nous le verrons par la suite, les pourcentages très variables de Na_2O (0,01 à 5,85%) et CaO (0,493 à 8,95%) reflètent la mobilité de ces éléments plutôt qu'une variation primaire des roches volcaniques. Le diagramme multi-éléments de la figure 3.2 permet de mettre en évidence les fortes variations de Sr, K, Rb et Ba par rapport aux autres éléments incompatibles. Cela suggère que ces éléments chimiques ont également été affectés par le métamorphisme et/ou l'altération hydrothermale. L'étude géochimique doit donc se faire à partir d'éléments en trace considérés comme immobiles tels que Ti, Zr, Th, Ta, Nb (Pearce, 1996 ; Cann, 1970).

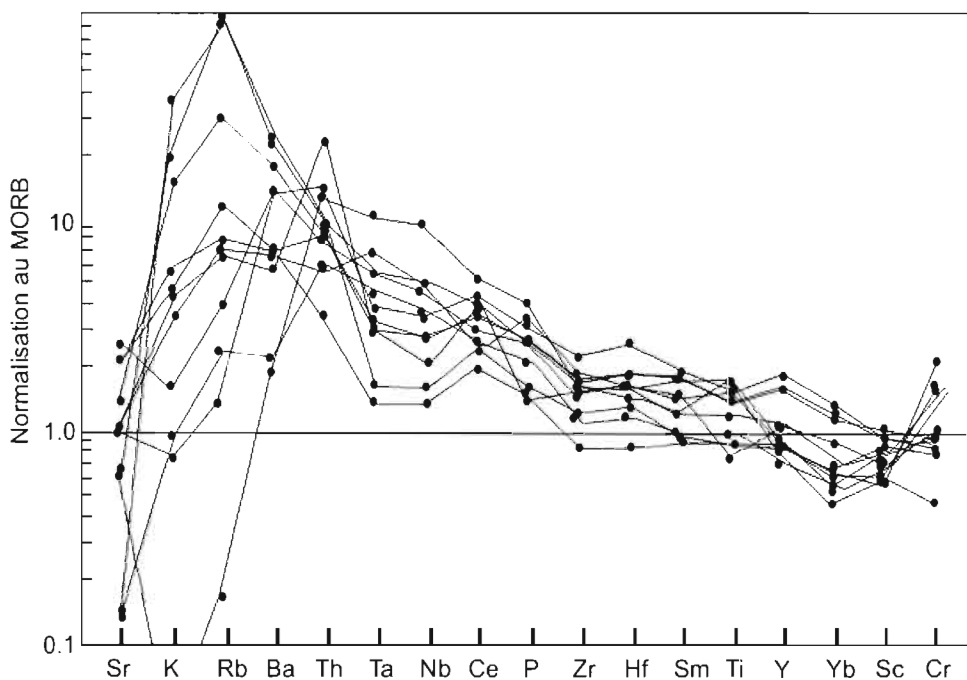


Figure 3.2 Diagramme multi-éléments des roches ignées de la zone de Korabi illustrant la mobilité des éléments lithophiles à fort rayon ionique, i.e. Sr, K, Rb et Ba. Ordre des éléments et valeurs de normalisation selon Pearce, 1982.

3.4 GEOCHIMIE DES ELEMENTS MINEURS ET EN TRACE

3.4.1 Nature des roches volcaniques

Afin de pouvoir accorder un certain crédit à la classification géochimique des roches ignées de la zone de Korabi, il est nécessaire de prendre certaines précautions, à savoir :

- (1) S'assurer que les échantillons ont une composition basaltique avant d'appliquer les diagrammes discriminants. Il est difficile d'identifier les échantillons plus felsiques en se basant sur la teneur en SiO_2 à cause de sa mobilité lors du métamorphisme. Ces échantillons sont cependant identifiables dans un diagramme utilisant les éléments traces considérés comme immobiles (e.g. le diagramme Zr/Ti-Nb/Y, figure 3.3). Il faudra alors tenir compte de leur composition, souvent plus fractionnée, dans les diagrammes multiéléments et leur interprétation pétrogénétique, i.e. ne pas comparer des basaltes avec des roches intermédiaires, les enrichissements observés dans ces dernières étant l'effet de la différenciation magmatique.
- (2) Éliminer les roches à texture de cumulat en se basant sur les teneurs en Al (concentré dans les feldspaths), Sc (concentré dans les pyroxènes) et Ni (concentré dans l'olivine). Pearce (1996) recommande donc de ne pas tenir compte des échantillons de basaltes pour lesquels $\text{Al}_2\text{O}_3 > 20\%$ ou $\text{Sc} > 50\text{ppm}$ ou $\text{Ni} > 200\text{ppm}$.

Dans un premier temps, nous utiliserons le diagramme Zr/TiO₂-Nb/Y révisé par Pearce (1996) et initialement présenté par Winchester et Floyd (1977) (Figure 3.3). Deux groupes d'échantillons s'individualisent nettement sur ce diagramme. Les basaltes du groupe A (échantillons 2.1; 22.1; 54.1; 59.1 et 63.1) sont de nature sub-alkaline et ceux du groupe B (échantillons 9.1; 9.2; 27.1; 44.1 et 73.1) ont des compositions sub-alkalines à alcalines.

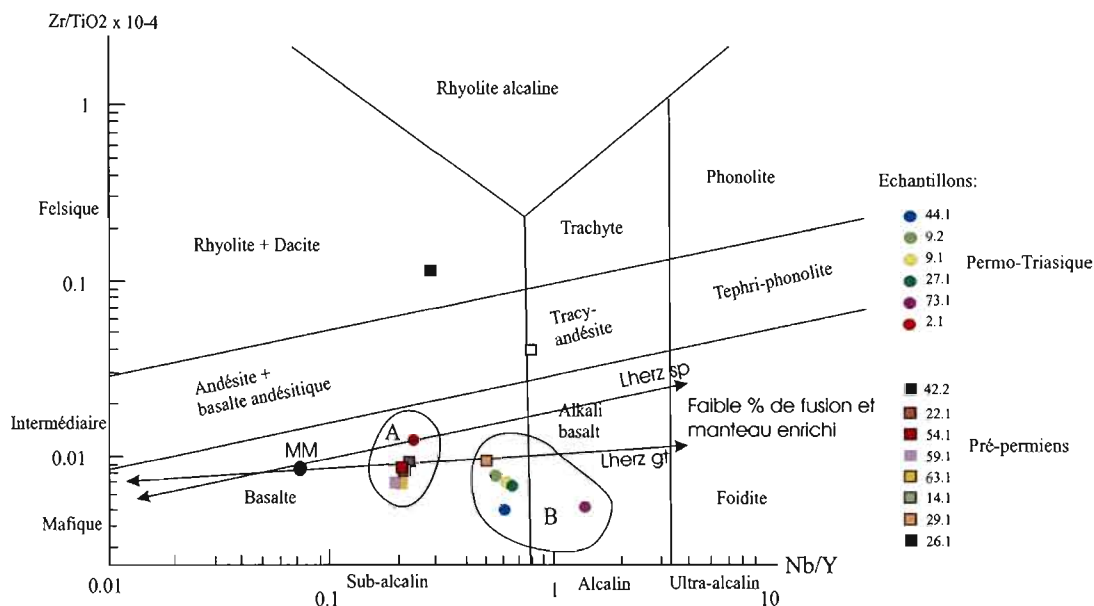


Figure 3.3 Diagramme $Zr/TiO_2-Nb/Y$ d'après Winchester et Floyd, 1977 et révisé par Pearce, 1996. Les trajectoires pétrographiques sont de Pearce, 1996. MM= source mantellique des MORB, Lherz sp = lherzolite à spinel, Lherz gt= lherzolite à grenat.

Ce diagramme de la figure 3.3 soulève plusieurs points d'observations et remarques :

- (1) Le groupe A correspond aux roches volcaniques du socle paléozoïque à l'exception de l'échantillon 2.1 qui est un basalte provenant des unités volcano-sédimentaires permo-triasique. (Figure 3.1)
- (2) Le groupe B contient des roches volcaniques échantillonnées dans la couverture volcano-sédimentaire permo-triasique. Remarquons que l'échantillon 73.1, situé à proximité de la discordance entre le socle et sa couverture (Figure 3.1), possède une composition nettement alcaline.
- (3) Les analyses 14.1 et 29.1 proviennent de la même unité, une roche intrusive intermédiaire de composition monzonitique (Figure 3.1) mais en lame mince, le second montre une forte altération hydrothermale (Planche photographique V, photos 2 et 3). Sur le diagramme $Zr/TiO_2-Nb/Y$ la principale différence entre les deux

échantillons est le rapport Zr/TiO_2 qui est plus faible dans l'échantillon 29.1 ce qui reflète possiblement une hétérogénéité magmatique primaire.

- (4) Les termes plus felsiques visibles sur ce diagramme se retrouvent au sein du socle hercynien et ils représentent probablement les termes plus évolués de la série magmatique des roches mafiques du Paléozoïque (échantillons 14.1, 29.1 et 26.1).

Sur ce diagramme sont également représentés les vecteurs pétrogénétiques pour des magmas évoluant depuis une source mantellique MORB (point MM). Les deux groupes d'échantillons semblent se situer sur une trajectoire indiquant un faible pourcentage de fusion (faible Y) ainsi que la contribution d'un manteau enrichi, en Nb notamment (Pearce et Norry, 1979 ; Pearce, 1996).

3.4.2 Diagrammes discriminants

Le diagramme Ti-Zr-Y de Pearce et Cann (1973) permet de discriminer principalement les basaltes intraplaques des autres types de magma (Figure 3.4). En effet, la principale caractéristique de ce type de basaltes est un rapport Ti/Y élevé par rapport aux autres basaltes. Le rapport Ti/Y est fonction de la profondeur et du taux de fusion du manteau : ainsi lors d'un faible taux de fusion d'un manteau lherzolitique à une profondeur correspondant à la zone à grenat, Y se comporte comme un élément compatible. Le résidu de fusion partielle sera donc enrichi en Y par rapport au liquide de fusion (Winchester et Floyd, 1977 ; Pearce et Norry, 1979 ; Pearce, 1982). La distinction entre les deux groupes A et B est ici moins évidente. On peut quand même remarquer (1) que les échantillons du groupe A ont une affinité de basalte intraplaque même si deux échantillons avec des valeurs élevées en Ti sortent du champ correspondant et (2) que les basaltes du socle hercynien sont de composition transitionnelle et chevauchent les champs des basaltes de dorsale océanique (MORB), des basaltes d'arc volcanique (VAB) et des basaltes intraplaques (WPB).

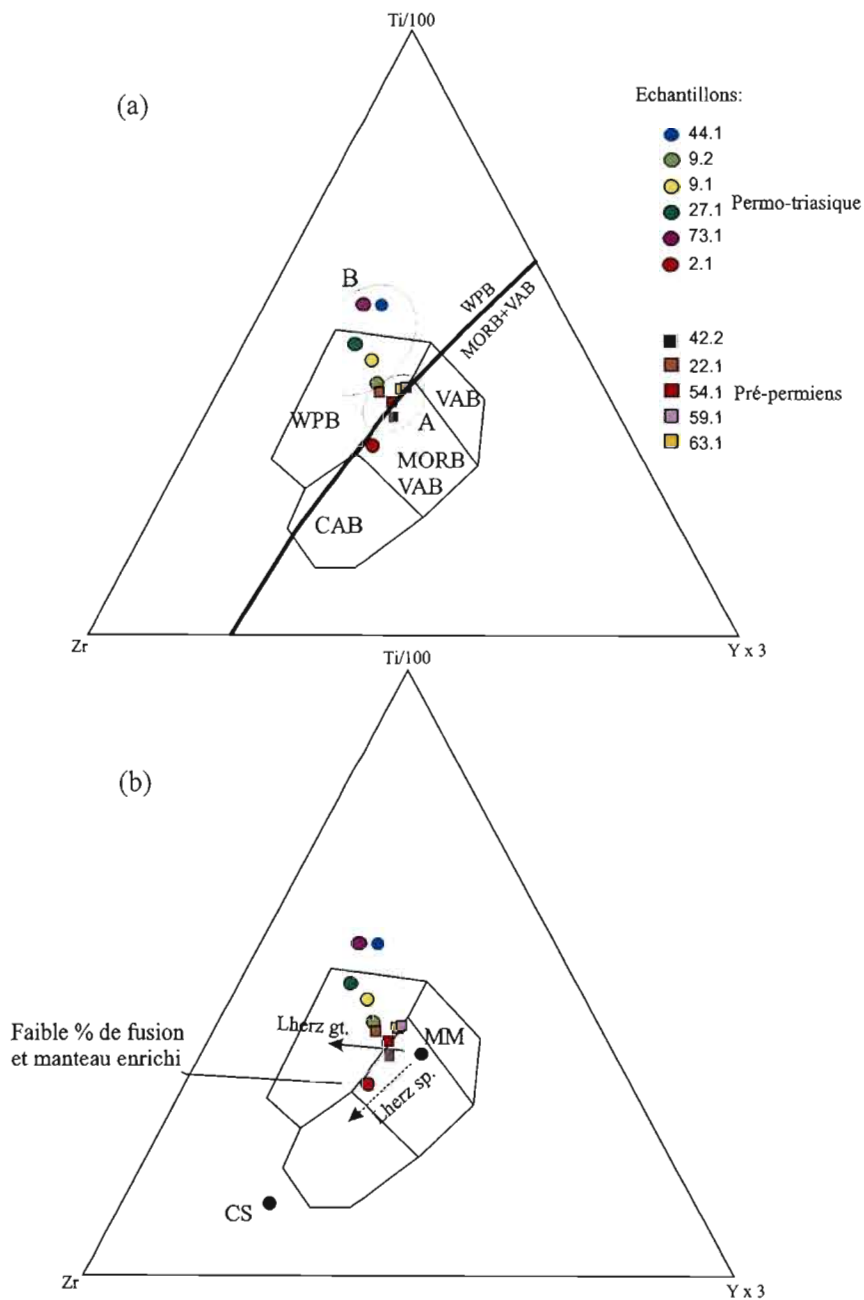


Figure 3.4 (a) Diagramme Ti-Zr-Y (d'après Pearce et Cann, 1973). WPB = basalte intraplaque, VAB = basalte d'arc volcanique, MORB = basalte de dorsale océanique, CAB = basalte calco-alcalin d'arc volcanique. La ligne en gras est la limite statistique entre les basaltes WPB et les basaltes MORB-VAB. (Pearce, 1996) (b) Même diagramme où sont représentées les principales trajectoires pétrogénétiques : MM = source mantellique des MORB, CS = composition de la croûte continentale supérieure.

Selon les trajectoires pétrogénétiques simplifiées de Pearce (1996) représentées sur la figure 3.4b, le faible taux de fusion partielle d'une lherzolite à grenat entraîne, sur le diagramme TiO_2 -Zr-Y, la migration des compositions géochimiques vers les pôles TiO_2 et Zr : i.e. on observe alors un enrichissement relatif en TiO_2 et Zr par rapport à Y qui est compatible sous de telles conditions de pression/température dans le manteau. La plupart des basaltes de la zone de Korabi, enrichis en TiO_2 et Zr par rapport à Y, pourraient être les produits de fusion partielle d'une lherzolite à grenat, hypothèse qui corrobore les observations faites d'après le diagramme Zr/TiO_2 -Nb/Y où on a pu remarquer un faible rapport Nb/Y.

Le diagramme de la figure 3.4 ne permet pas de séparer le champ des basaltes d'arc volcanique et des basaltes de dorsale océanique. Il est alors approprié d'utiliser les diagrammes Hf-Th-Ta et Th/Yb-Ta/Yb afin d'individualiser ces deux types d'environnements (Figure 3.5 et Figure 3.6). En effet, le rapport Th/Ta permet d'identifier les basaltes des arcs volcaniques car Th est un élément « non conservé » : i.e. lors de l'enfouissement de la plaque subductée, le Th qui provient des sédiments subductés est réinjecté dans le manteau sus-jacent qui devient enrichi en Th par rapport à Ta qui est un élément « conservé » (dans la plaque subductée). Le rapport Th/Ta est donc plus élevé dans les basaltes d'arcs volcaniques que dans le cas des MORB et des basaltes intraplaques (Pearce, 1982 ; Pearce, 1996 ; Wood, 1980). En outre, et comme le montre le diagramme Th/Yb-Ta/Yb, le rapport Th/Ta est également un indice d'alcalinité, i.e. Th/Ta augmente avec l'alcalinité.

Dans le cas du diagramme Th/Yb-Ta/Yb, Th et Ta sont normalisés avec Yb qui, tout comme Y, est considéré comme un élément compatible dans les lherzolites à grenat, i.e. que ces éléments ne participent pas aux processus d'enrichissement ou d'appauvrissement du manteau. Ils ne sont que peu fractionnés lors de la genèse de la plupart des magmas et sont utiles pour normaliser les abondances d'éléments incompatibles (Th, Ta selon Pearce, 1982). On voit se dessiner sur le diagramme, une affinité d'arc volcanique avec une composition calco-alcaline pour les basaltes du socle paléozoïque. Les basaltes de la couverture permotriasique occupent quant à eux les champs MORB-WPB, ce diagramme ne permettant pas de différencier ce deux types d'environnements.

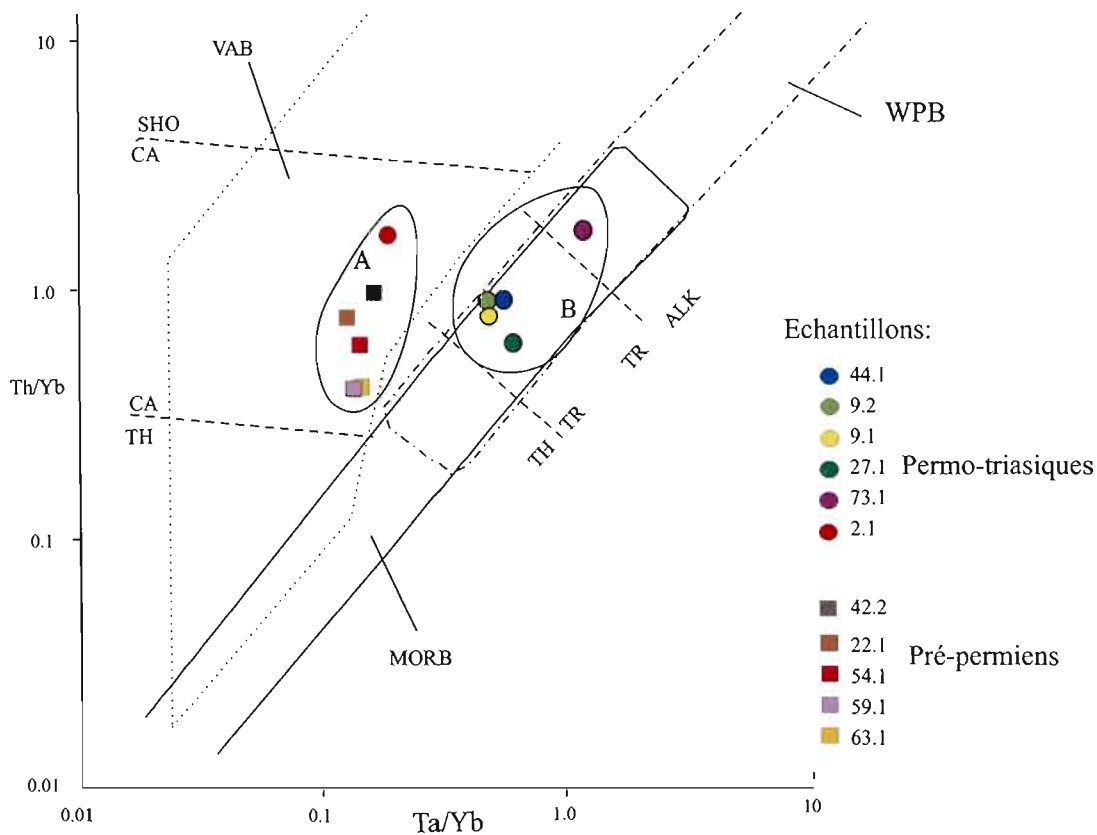


Figure 3.5 Diagramme Th/Yb-Ta/Yb. CA = basalte calco-alcalin, TH = tholeiite, TR = transitionnel, ALK = basalte alcalin, SHO = série shoshonitique riche en K. D'après Pearce, 1982

Le diagramme Hf-Th-Ta confirme ces observations (Figure 3.6). Les trajectoires pétrogénétiques simplifiées sont représentées sur la figure 3.6b (Pearce, 1996). Elles permettent d'avancer deux hypothèses : (1) les basaltes permo-triasiques (excepté l'échantillon 2.1) semblent être les produits de l'interaction entre un faible taux de fusion du manteau (i.e. une fusion profonde) et une contamination par la croûte inférieure ce qui est cohérent avec un environnement de rift précoce. (2) Les compositions des basaltes d'arc du socle hercynien se placent sur les trajectoires qui indiquent la contribution d'une zone de subduction (enrichissement en Th, Figure 3.6b).

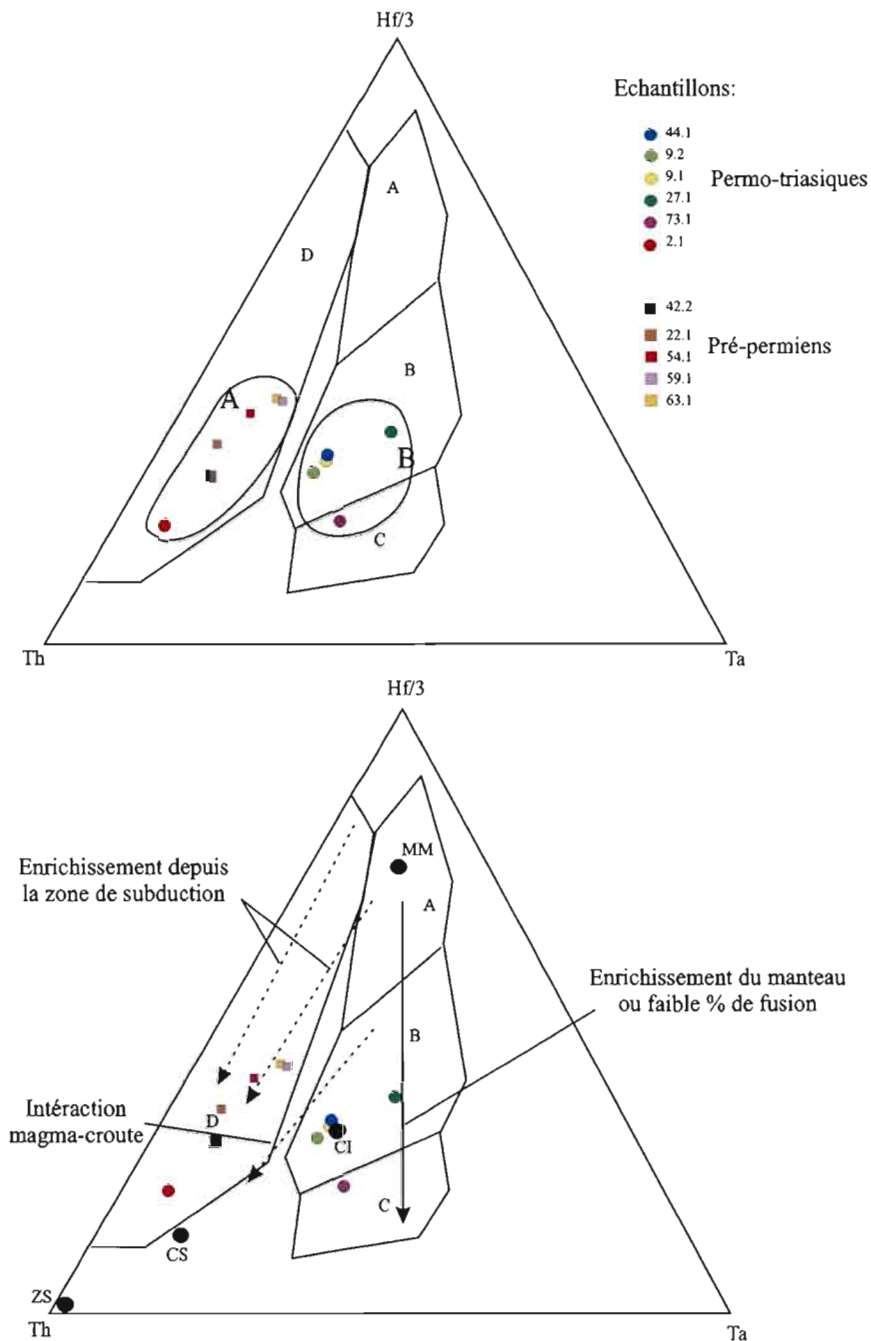


Figure 3.6 (a) Diagramme Hf-Th-Ta (tiré de Pearce, 1996 d'après Wood et al., 1979). A = MORB, B = MORB+WPB, C = WPB et D = VAB. (b) Même diagramme où sont représentées les principales trajectoires pétrogénétiques. MM = source mantellique des MORB, CI = composition de la croûte inférieure, CS = composition de la croûte supérieure, ZS = « pôle » zone de subduction.

3.4.3 Validité des résultats

Les diagrammes discriminants sont construits de manière empirique à partir d'exemples types de basaltes provenant d'environnements actuels connus. Cependant, la composition des roches volcaniques associées à des contextes tectoniques tels les zones de collision, les zones de rift et les zones d'interaction plumes mantelliques-dorsales, est variable. Elle montre souvent une interaction entre plusieurs réservoirs : (1) dans les zones de collision, la composition géochimique sera souvent transitionnelle entre des compositions de basaltes de type VAB et WPB et (2) dans les zones de rift et dans les zones d'interaction plumes mantelliques-dorsales, la géochimie sera transitionnelle entre des compositions MORB et WPB (Pearce, 1996). Il faut donc relativiser la signification des résultats quand on place dans ces diagrammes des basaltes dont on cherche à déterminer l'origine et le contexte tectonique. La figure 3.7 tente d'illustrer cette incertitude : sur chaque diagramme sont représentés les contours statistiques de probabilité à 10% pour des magmas typiques, i.e. sans mélange entre plusieurs sources (Figure 3.7a,c), et pour des magmas de composition transitionnelle (Figure 3.7b,d). Les ellipses à 10% représentées sur ces diagrammes ne sont qu'une autre représentation des champs de composition géochimique : dans les cas des ellipses à 10%, cela signifie que 90% de chaque type de magma tombe à l'intérieur de l'ellipse dessinée (Pearce, 1996). Le dessin de ces contours sur un diagramme discriminant (e.g. ellipses à 10%, 5% et 2%) permet de classer les basaltes en termes de probabilité d'appartenance à l'un ou l'autre type de magma. Par exemple, sur le diagramme 3.7d, les échantillons 9.1; 9.2 et 44.1 sont à la fois inclus dans l'ellipse 10% des magmas provenant des zones de collision et dans l'ellipse 10% des magmas issus des zones de rift. Ils ont donc statistiquement la même probabilité d'appartenir à l'un ou l'autre de ces environnements tectoniques. En revanche l'échantillon 42.2 sur ce même diagramme a plus de 90% de probabilité de provenir d'une zone de collision et entre 80 et 90% de probabilité de provenir d'un rift (l'ellipse 20% pour les zones de rift n'est pas dessinée).

Les principales déductions qui ressortent de l'étude géochimique classique semblent se vérifier avec ces diagrammes de probabilité :

- (1) les basaltes du socle hercynien sont bien dans le contour des arcs volcaniques sur le diagramme Hf-Th-Ta (Figure 3.7c) mais il n'est pas exclu qu'il y ait une

contamination crustale des magmas basaltiques (Figure 3.7d), hypothèse qui serait plutôt en faveur d'un environnement d'arc continental.

- (2) les basaltes de la couverture sédimentaire permo-triasique possèdent une affinité de basalte intraplaque (Figure 3.7a,c) qui serait associé à un rift Permien. Les diagrammes 3.7b et 3.7d peuvent néanmoins suggérer l'influence de magmas plus primitifs et non contaminés de type MORB.

Combinés aux diagrammes discriminants, les spectres multiéléments et les profils de terres rares de la prochaine section permettent d'apporter d'autres éléments d'interprétation grâce aux variations inter-éléments qu'ils mettent en lumière et grâce à la comparaison avec des environnements tectoniques dont la signature géochimique est bien connue.

3.4.4 Profils multiéléments et profils de Terres Rares

La précision analytique actuelle permet d'analyser avec suffisamment de précision plus de 35 éléments en trace. Malgré cela, un diagramme dans lequel on retrouverait tous ces éléments ne serait pas des plus pertinents car (1) la concentration de certains éléments (e.g. Ir) ne peut être mesurée avec suffisamment de précision, (2) certains éléments ne varient que très peu en abondance entre les différents types de magma (e.g. Al et Ga) et ne sont donc pas utiles pour discriminer des séries magmatiques différentes, et (3) d'autres éléments ont des comportements géochimiques (coefficient de partage, potentiel ionique) très semblables (e.g., les couple Hf et Zr, Nb et Ta, Th et Ce ont des coefficients de partage et des potentiels ioniques quasiment identiques). Les diagrammes ci-dessous ne comporteront que les six éléments déterminants, Th, Nb, Ce, Zr, Ti et Y aussi appelés HFSE (High Field Strength Elements) du fait de leur rapport charge ionique/rayon ionique élevé. Ces éléments suffisent à caractériser les différentes séries magmatiques tout en enlevant le « bruit de fond » causé par la surabondance d'éléments comparatifs dans certains diagrammes (Pearce, 1996).

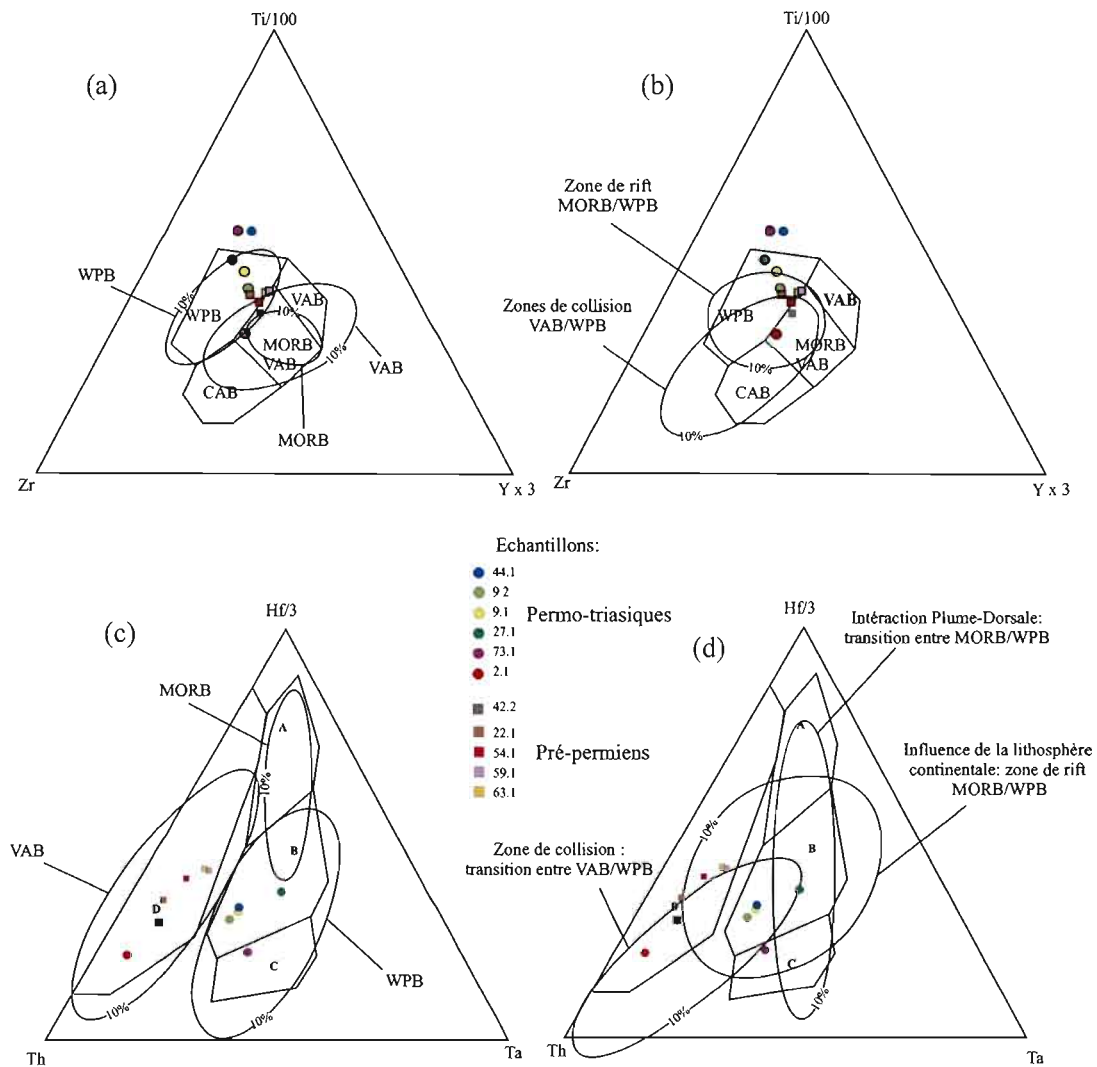


Figure 3.7 (a) Diagramme Ti-Zr-Y avec les contours de probabilité (10%) pour les principaux types de magma. (b) Le même diagramme mais avec les contours de probabilité (10%) pour des environnements tectoniques dont la composition des roches volcaniques est transitionnelle. (c) Diagramme Hf-Th-Ta avec les contours de probabilité (10%) pour les principaux types de magma. (d) Le même diagramme mais avec les contours de probabilité (10%) pour des environnements tectoniques de transition. D'après Pearce, 1996.

Sur les diagrammes multiéléments de la figure 3.8a, les basaltes permo-triasiques montrent deux principales caractéristiques :

- (1) Un profil fortement enrichi en éléments les plus incompatibles (Th, Nb, Ce), mais faiblement enrichi en Zr, Ti et légèrement appauvri en Y.
- (2) Les rapports (Ti/Y) de ces roches sont supérieurs à 1 (jusqu'à 2,2) et semblent augmenter avec l'indice d'alcalinité. Ils sont comparables aux valeurs rapportées par Coish et al. (1985) (2,16) et Abdel-Fattah et al. (1999) (2,04) pour des basaltes alcalins de la Formation de Tibbit Hill dans les Appalaches qui marque le rifting de l'océan Iapetus au Cambrien. Les rapports Ti/Y du rift Gregory en Afrique de l'Est (1,55) sont également du même ordre de grandeur que les basaltes permo-triasiques de la zone de Korabi (Baker et al., 1977).

Comme nous l'avons déjà mentionné, un rapport Ti/Y élevé est généralement attribué à un faible pourcentage de fusion partielle d'une source lherzolitique à grenat où Y est alors fractionné par le grenat résiduel. Ces conditions de fusion, profonde et faible, se retrouvent souvent dans les environnements intraplaques (Pearce, 1996 ; Pearce 1982). Les caractéristiques de l'échantillon 2.1 qui provient de la séquence permo-triasique sont sensiblement différentes de celles des autres échantillons : il possède une forte anomalie en Nb et tombe dans le champ des arcs volcaniques sur les diagrammes Th/Yb-Ta/Yb et Hf-Th-Ta. Cette signature géochimique est très proche de celle de la croûte continentale (Rundnick et Fountain, 1995) et on peut supposer une forte contamination par celle-ci.

Les caractéristiques géochimiques des roches volcaniques du socle sont différentes sur le diagramme multiéléments de la figure 3.8b :

- (1) Tous les échantillons montrent une anomalie négative en Nb relativement à Th et Ce.
- (2) Les rapports (Ti/Y) sont faibles et toujours inférieurs à 1 (appauvrissement relatif en Ti par rapport à Y) mais Ti et Y demeurent enrichis comparativement aux N-MORB.

L'anomalie négative en Nb des magmas basaltiques est une caractéristique d'environnement de supra-subduction.

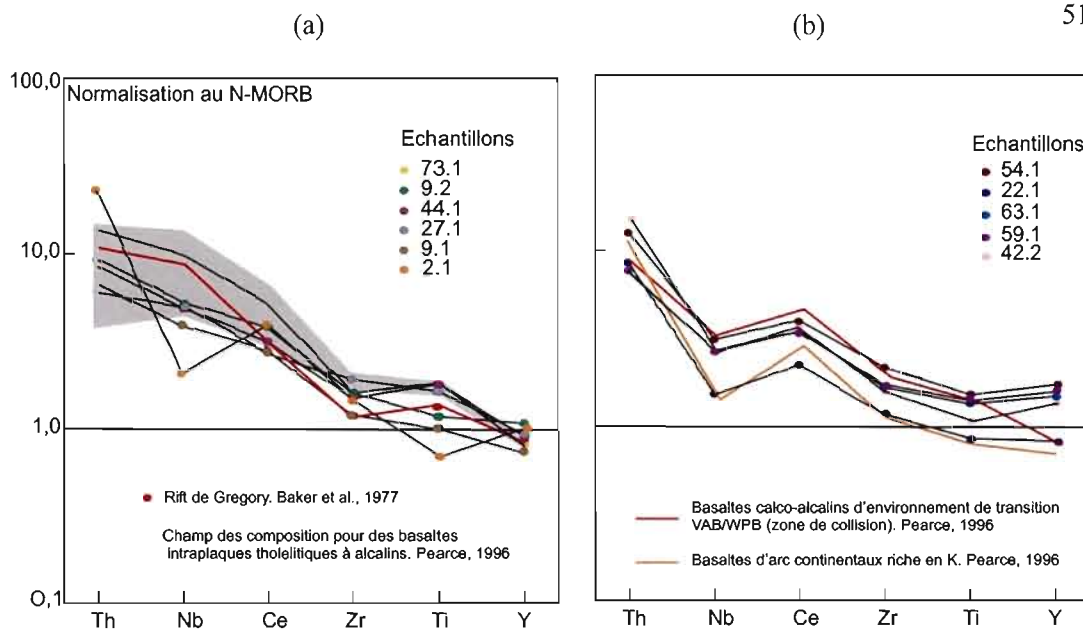


Figure 3.8 Diagrammes multiéléments normalisés aux N-MORB (valeurs de Pearce, 1982). (a) Basaltes de la couverture volcano-sédimentaire comparés avec le rift Est Africain et avec des basaltes intraplaques tholéitiques à transitionnels. (b) Basaltes du socle comparés avec des séries d'arc volcanique.

En effet et contrairement au Th et Ce, Nb n'est pas transféré dans le manteau, lors de la déshydratation des sédiments subductés en raison de la présence de rutile réfractaire qui fractionne Nb (Pearce, 1996 ; Schmidt et al., 2004; Foley et al., 2000). Une anomalie négative en Nb, accompagnée d'un faible rapport Ti/Y, est donc souvent caractéristique des environnements d'arc volcanique dont la signature géochimique des magmas est en partie tributaire de la contribution d'une zone de subduction. Sur un profil multiéléments, les roches du socle paléozoïque sont de composition intermédiaire entre des basaltes alcalins d'arc volcanique et des basaltes calco-alcalins provenant de zone de collision, i.e. transitionnels entre les VAB et WPB de Pearce (1996).

Les profils des terres rares (TR) appuient les interprétations basées sur les HFSE :

- (1) Les profils de TR des basaltes permo-triasiques montrent un net fractionnement des TR légères et se comparent à des profils typiques de roches volcaniques provenant d'environnements de rifts continentaux (i.e. le rift Gregory et le rift Est Africain)

(Figure 3.9). Les rapports La/Yb sont compris entre 7,4 et 13,3, comparables à ceux des basaltes alcalins de la formation de Tibbit Hill dans les Appalaches du Québec (5,2 à 11,4 : Abdel-Fattah, 1999) ou du rift Gregory (10,5: Baker,1977). Sur le diagramme de la figure 3.9 nous avons également représenté les valeurs des roches volcaniques du complexe volcano-sédimentaire permo-triasique de la zone Pélagonienne du sud-est de la Grèce (DeBono, 1998). Ces basaltes ont une affinité géochimique typiquement intraplaque et il est intéressant de remarquer que cela se traduit, sur le diagramme de TR, par des profils en tout point similaires à ceux des basaltes de la zone de Korabi dans notre zone d'étude avec comme différence un enrichissement global en toutes les TR.

- (2) Les profils de TR des basaltes du socle hercynien sont généralement plus plats, i.e. moins fractionnés (rapport La/Yb compris entre 3,7 et 6,5), que ceux de la séquence permo-triasique, à l'exception des échantillons 14.1 et 29.1 qui constituent les termes plus différenciés et donc plus fractionnés des roches mafiques hercyniennes (Figure 3.10). Lorsque comparés à des profils de basaltes andésitiques de l'arc volcanique de Papouasie-Nouvelle Guinée, et en dépit d'un enrichissement en toutes les TR, les profils sont similaires (Figure 3.11). Le faible fractionnement des TR ainsi que leur fort enrichissement supporte l'hypothèse de magmas générés dans un environnement d'arc à partir d'une source préalablement enrichie (contribution d'une zone de subduction).

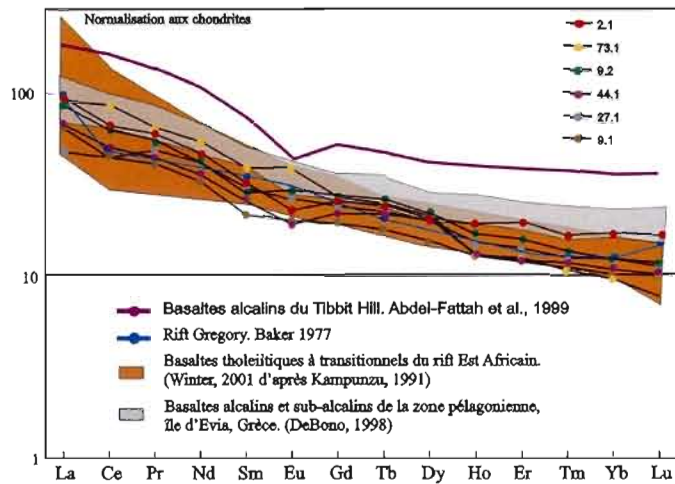


Figure 3.9 Profils des Terres Rares pour les roches volcaniques permo-triasiques comparées à des basaltes de la zone pélagonienne du sud de la Grèce et au rift est africain. Valeurs de normalisation tirées de Sun et McDonough, 1989.

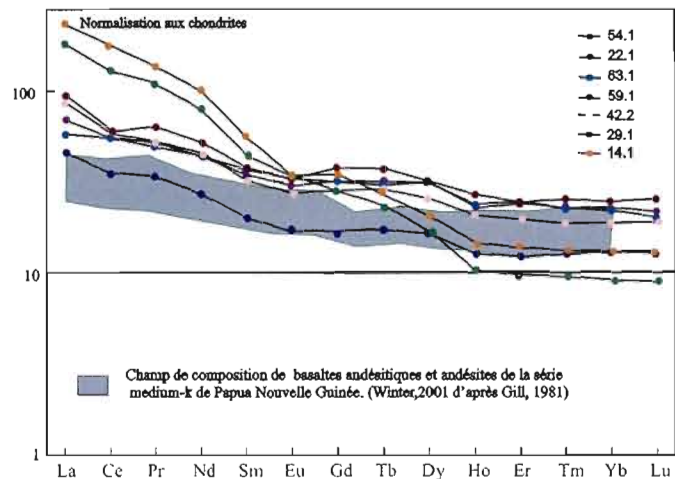


Figure 3.10 Profils des Terres Rares pour les roches volcaniques pré-permiennes comparées avec le champ compositionnel d'une série medium-K. Valeurs de normalisation tirées de Sun et McDonough, 1989.

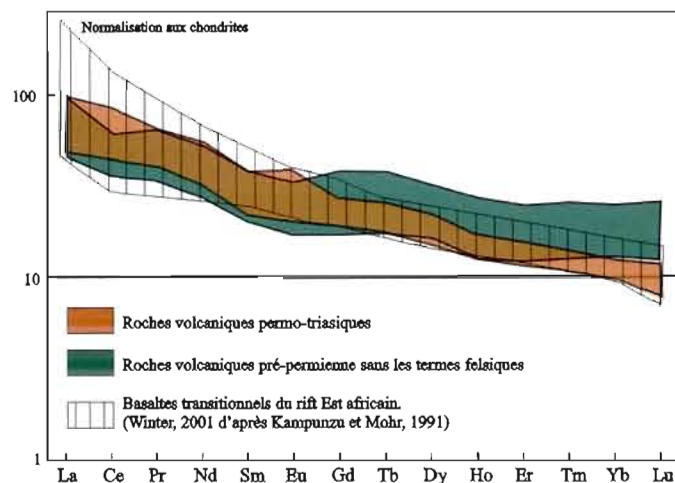


Figure 3.11 Comparaison des profils entre les deux groupes pour mieux illustrer leur différence. Valeurs de normalisation tirées de Sun et McDonough, 1989.

3.5 SYNTHÈSE

De notre analyse géochimique des roches volcaniques de la zone de Korabi, nous pouvons conclure que :

- (1) Les basaltes de la séquence volcano-sédimentaire permo-triasique sont de composition calco-alkaline à alcaline, enrichis en éléments fortement incompatibles (Th, Nb, Ce, Zr). Ils présentent également un fractionnement au niveau des TR avec une nette affinité de basaltes intraplaques. Ils sont le produit d'un épisode de rift qui est documenté sur tout le microcontinent Pélagonien de la Croatie au nord (Bébian et al., 1977) jusqu'au sud de la Grèce où il est daté du Trias Moyen (Anisien à Carnien) (DeBono, 1998) et qui marque l'ouverture de la Néotéthys ainsi que celle de petits bassins océaniques marginaux (Vardar en Macédoine, Méliata en Grèce. Stampfli et Borel, 2001 ; Golonka, 2004 ; DeBono, 1998 ; Most, 2003)
- (2) La composition géochimique des basaltes provenant du complexe volcano-sédimentaire de la sous zone de Gjegjane s'apparente à une composition classique de MORB (cf. figure 3.12 et travaux de M.Sc. de F. Goulet en préparation). Ces basaltes sont interstratifiés avec des shales rouges, et l'ensemble de la séquence s'est probablement déposée en milieu marin pendant une période de drift océanique. En l'absence de données isotopiques sur ces basaltes et ceux de la zone de Korabi, il est impossible de savoir s'ils sont le produit d'une même source magmatique, ce qui pourrait avoir des implications importantes sur la localisation du bassin océanique d'où fut obductée l'ophiolite de Mirdita.
- (3) Le socle paléozoïque comprend des roches ignées volcaniques et/ou intrusives de composition tholéiitique à calco-alkaline, présentant de fortes anomalies en Nb et un profil de TR peu fractionné mais assez fortement enrichi par rapport à des environnements similaires. Ces caractéristiques suggérant la formation d'un arc volcanique associé à la fermeture de l'océan Paléotéthys durant les stades précoces de l'orogénie Hercynienne.

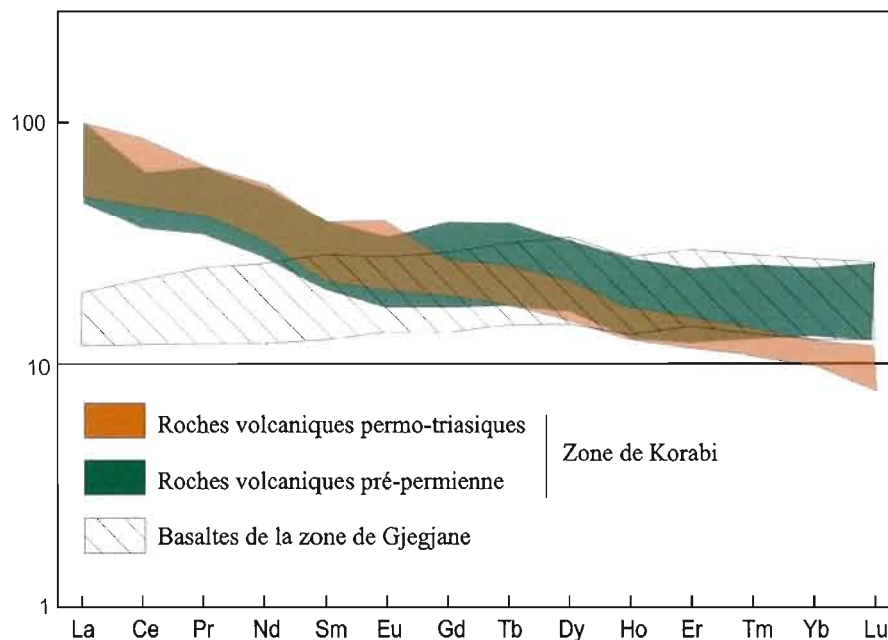


Figure 3.12 Comparaison des profils de Terres Rares entre les roches volcaniques de la zone de Korabi et la zone de Gjegjane.

La géochimie de ces roches a également permis de réévaluer certaines hypothèses de terrain sur lesquelles est construite la carte géologique de l'appendice A: (1) l'échantillon 27.1 appartient aux basaltes de la séquence volcano-sédimentaire permo-triasique, il affleure sous la forme d'un lambeau de cette séquence (probablement une fenêtre structurale) au sein des unités hercyniennes ; (2) les échantillons 54.1 et 59.1 appartiennent au socle paléozoïque, ils sont interlités avec des niveaux de calcaires gréseux et se situent à proximité du contact chevauchant avec la couverture volcano-sédimentaire.

CHAPITRE IV

GEOLOGIE STRUCTURALE

4.1 INTRODUCTION

Le socle paléozoïque de la zone de Korabi fut structuré lors de la fermeture de la Paléotéthys qui culmina avec la collision hercynienne. L'étude des déformations hercyniennes n'est pas un des objectifs de ce mémoire mais, notons tout de même la présence dans les unités du socle paléozoïque d'au moins deux phases de déformation pré-permienne associée à une schistosité ancienne, S_{n-1} , reprise par les événements mésozoïques, et à un métamorphisme au facies des schistes verts. Dans ce chapitre, nous ne nous intéresserons qu'aux déformations qui ont affectées l'ensemble de la zone de Korabi, c'est-à-dire le socle hercynien et sa couverture volcano-sédimentaire discordante, pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Dans ce chapitre, D_1 et D_2 référeront ainsi à des phases de déformation successives post-hercyniennes, alors que S_1 et S_2 référeront aux schistosités associées. Une analyse structurale par domaines n'a pas été retenue car : (1) les mesures de terrains indiquent que la déformation est fortement hétérogène à travers toute la zone de Korabi en fonction notamment de la nature des roches affectées, l'intensité des déformations augmentant généralement vers l'est; (2) compte tenu de l'étendue de la zone étudiée, la campagne de terrain n'a pas permis de couvrir en détail toute la zone comme le nécessiterait une analyse domaniale; et (3) très peu de travaux d'analyse structurale ont été réalisés sur la zone de

Korabi, cette première étude a comme objectif principal de peindre un tableau régional de l'histoire structurale post-hercynienne.

4.2 DEFORMATION D_1 ET STRUCTURES ASSOCIEES

Le principal évènement tectonique post-hercynien qui a structuré la zone de Korabi est associé à la déformation régionale D_1 . D_1 est hétérogène et son intensité varie d'Ouest en Est. Se présentant comme un clivage de crénulation dans les calcaires micritiques du Jurassique à l'Ouest, elle devient vers l'Est dans la partie interne de la zone de Korabi une schistosité de plan axial, parfois composite avec la stratification S_0 . Dans les calcaires jurassiques de la bordure Ouest de la zone de Korabi, D_2 est très discret ce qui permet de déterminer l'orientation originelle de la schistosité S_1 , i.e. N20/47 (Figure 4.1a), ainsi que la plongée des plis P_1 , i.e. N35/15, déduite des pôles de la stratification S_0 .

Les plis P_1 sont serrés à isoclinaux, déversés vers le NO et plongent généralement faiblement vers le NE même si la superposition de la déformation D_2 affecte évidemment l'orientation de S_1 et influence la plongée des plis P_1 (Figure 4.1c). Ils forment des plis semblables avec épaissement aux charnières (Planche photographique V photo 1). La photo 1 de la planche photographique V montre également que ces plis P_1 affectent une schistosité hercynienne ancienne. Dans la couverture volcano-sédimentaire permo-triasique, les polarités stratigraphiques et structurales (i.e. la vergence des plis) régionales vers le NO suggèrent une structure antiforme faillée sur son flanc SE le long duquel sont exhumées des unités plus anciennes appartenant au socle hercynien. Le transect de la rivière Luma ainsi qu'une cartographie détaillée des unités volcano-sédimentaires permo-triasiques (Figure 4.2) permet de mettre en évidence ce schéma régional à une échelle plus locale à laquelle on remarque une série de plis d'entraînement P_1 souvent faillés sur leur flanc NO qui est généralement en position stratigraphique inverse dans les structures antiformes (Figure 4.3).

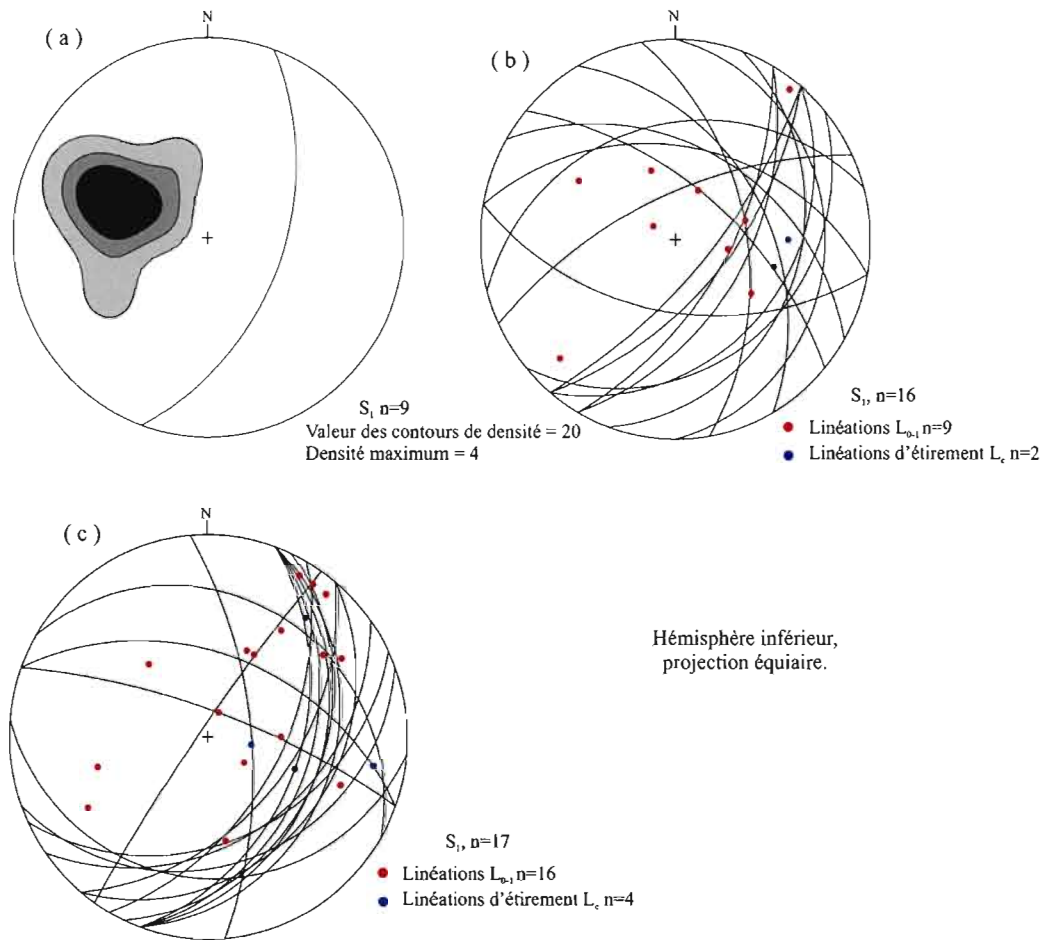


Figure 4.1 (a) Contours de densité pour les pôles de S_1 dans les calcaires jurassiques. (b) Schistosité S_1 , linéations L_{0-1} et linéations d'étirement L_e dans la couverture volcano-sédimentaire permo-triasique hormis les valeurs provenant des calcaires jurassiques (c) De la même manière, S_1 , L_{0-1} et L_e dans le socle hercynien.

Une série de failles de chevauchement et de failles inverses observées sur ce transect de la rivière Luma sont aussi attribuées à la déformation D_1 (Figure 4.2). Ces structures globalement orientées NE-SO forment généralement des corridors de déformation dont l'épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, et qui sont parfois soulignés par des roches à texture mylonitique.

En se rapprochant de ces accidents, on remarque un net gradient de la déformation dans les conglomérats permien et/ou les grès rougeâtres de la base de la séquence permotriassique. Les clastes deviennent progressivement étirés selon S_1 . Les linéations d'étirement, dont la plongée selon S_1 peut être plus ou moins forte (Figure 4.1c), traduisent un mouvement essentiellement décro-chevauchant.

En lame mince, la déformation D_1 est hétérogène, elle s'exprime soit : (1) par une schistosité de flux où la déformation se concentre essentiellement dans des plans riches en micas, espacés de 250 à 500 μm (Planche photographique III photo1). Les minéraux compétents tels que le quartz, les feldspaths ou encore les minéraux opaques sont fracturés, partiellement recristallisés et traduisent généralement des conditions de déformation cassante pendant un métamorphisme au facies préhnite-pumpellyite et schistes verts inférieurs (Planche photographique III photo3) ; (2) par une schistosité pénétrative (surtout dans les unités argileuses du socle hercynien), formant parfois une réelle foliation mylonitique, surtout au niveau des accidents tectoniques majeurs le long desquels la réduction/recristallisation des minéraux est importante. Dans les cas extrêmes, une déformation plastique des grains de quartz (extinction ondulante, allongement selon S_1) et la fracturation des feldspaths soulignent des conditions de déformation essentiellement ductile/cassante.

Ces corridors de déformation sont aussi le lieu de la migration préférentielle de fluides métamorphiques comme le soulignent les réactions métamorphiques et/ou hydrothermales ainsi que le changement de texture et de minéralogie que l'on peut observer dans deux échantillons provenant de la même lithologie (Planche photographique V photos 2 et 3). La photo 2 montre une roche intrusive intermédiaire composée de $\text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Hbl} + \text{Ap} \pm \text{Qtz} \pm \text{Ser}$ où l'on peut observer la texture primaire intergranulaire. La photo 3 présente un échantillon de la même lithologie mais qui provient d'une zone de cisaillement : la texture magmatique est remplacée par une texture foliée. On remarque les indicateurs de la circulation de fluides associés au remplacement de Hbl par Bt, à la fracturation de Pl et son remplacement par Mu.

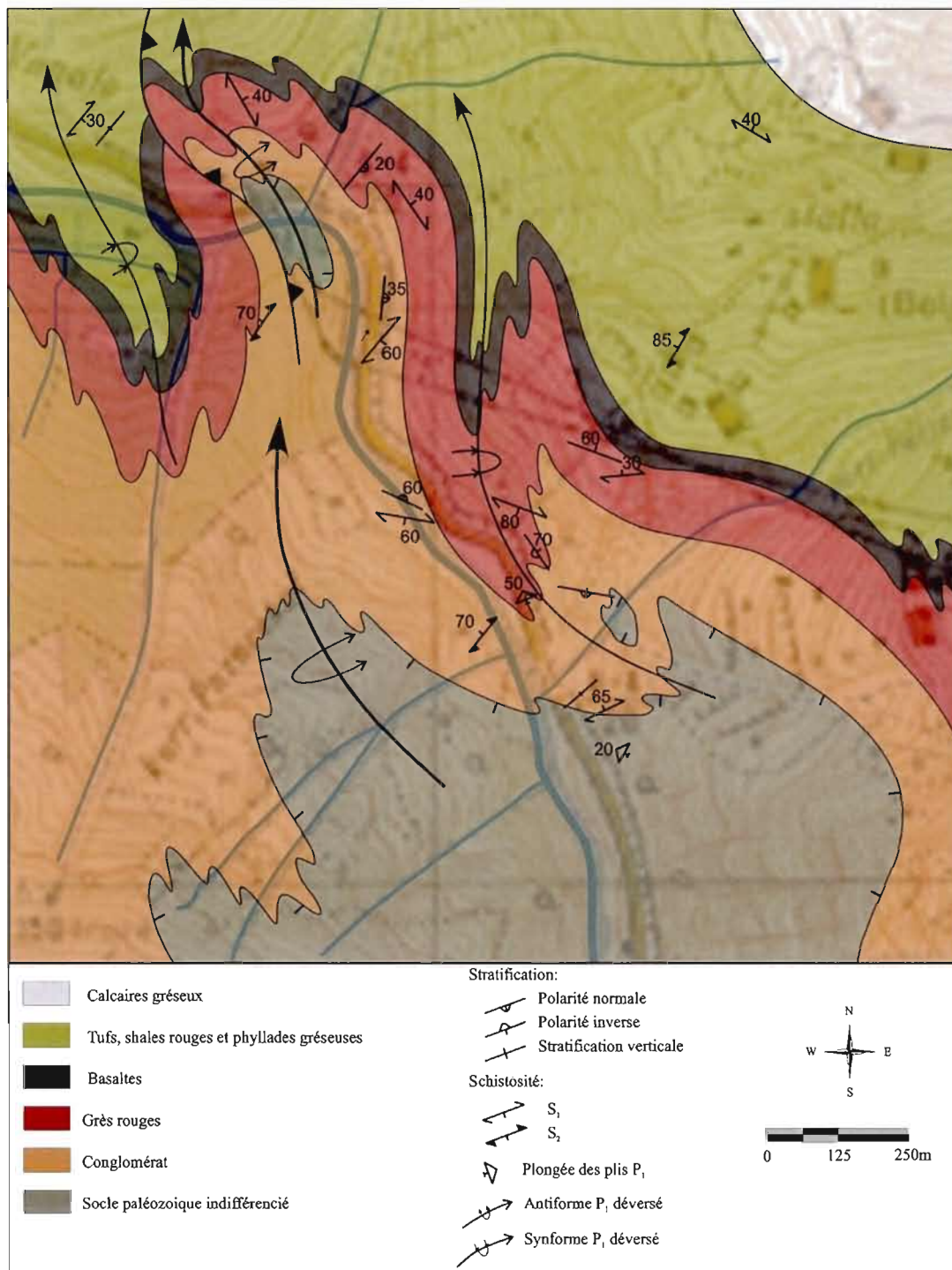


Figure 4.2 Cartographie détaillée des sédiments permo-triasiques. Voir la carte géologique en appendice A pour la localisation.

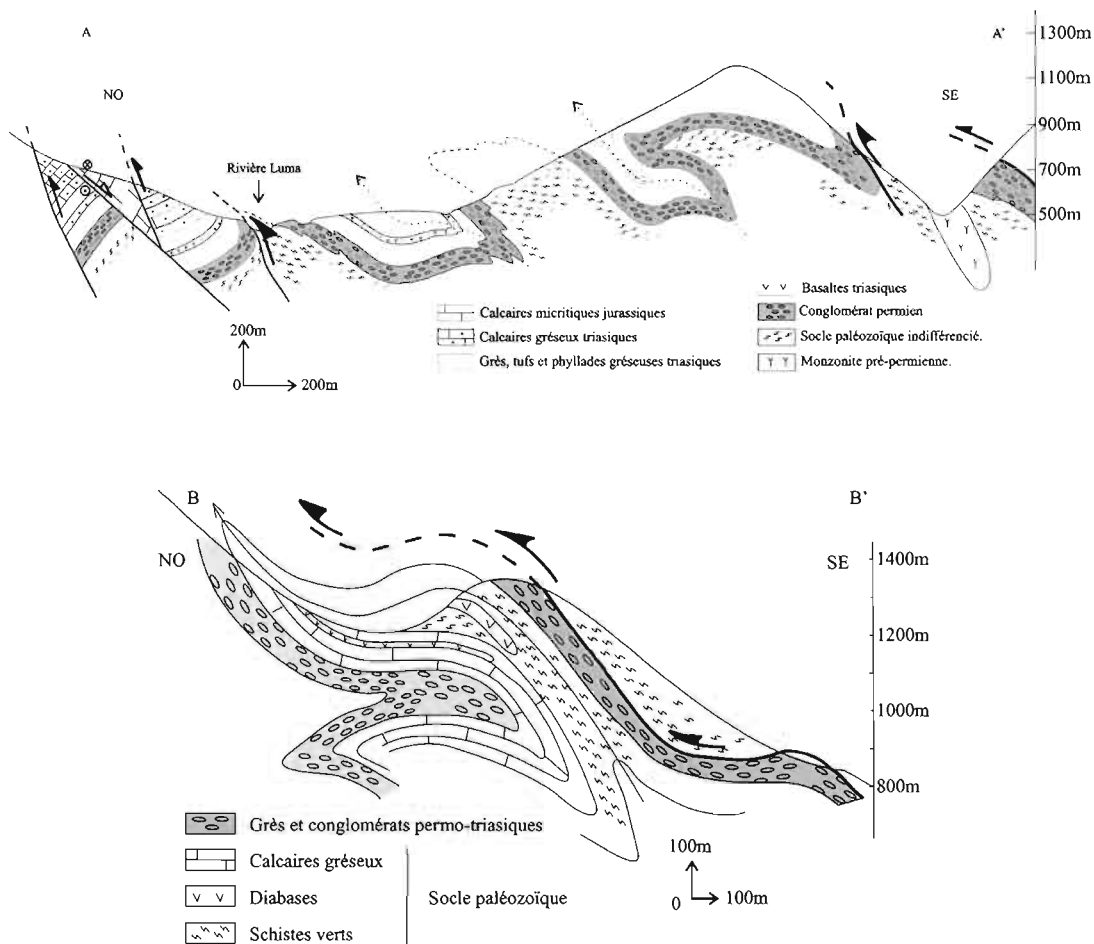


Figure 4.3 Profils structuraux AA' (exagération verticale 15%) et BB' (exagération verticale 35%) localisés sur la carte géologique dans l'appendice A illustrant le style de la déformation régionale dans la zone de Korabi.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE V



Photo 1 Plis P_1 serrés dans les schistes noirs et quartzites paléozoïques affectant une ancienne schistosité hercynienne.

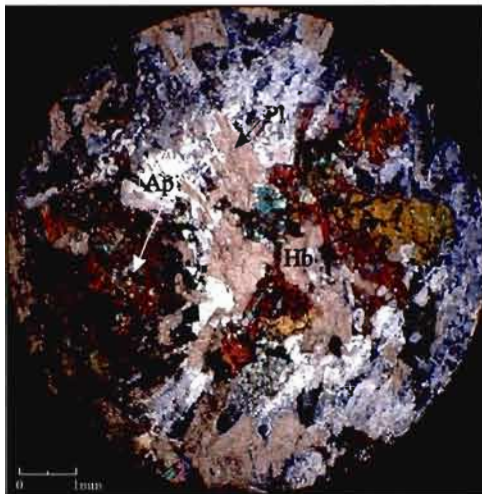


Photo 2 Roche intrusive de composition intermédiaire à $Pl+Kfs+Hbl+Ap\pm Qtz\pm Ser$.



Photo 3 La même roche intrusive dont la composition est maintenant à $Mu+Pl+Ser+Bo+Qtz+Ap$.

Des lames minces orientées de la zone de mylonite affectant un porphyre à quartz qui recoupe les unités paléozoïques (stations TD24 et TD26, cf. appendice A : carte géologique) ont fait l'objet d'une analyse cinématique. Ces roches présentent un rubanement mylonitique associé à une réduction importante de la taille des minéraux et à une ségrégation métamorphique d'horizons quartzo-feldspathiques (~40%) et d'horizons micacés (~60%). Le quartz est recristallisé et plastiquement déformé, les porphyroclastes de feldspath sont remplacés par de l'épidote et de la séricite même si les textures perthitique primaires restent parfois discernables. La paragenèse à $Mu+Bo+Ep+Qz+Fp$ traduit un métamorphisme au faciès des schistes verts. La présence d'épidotes post-cinématiques suggère que la recristallisation s'est poursuivie après le maximum de déformation. Les indicateurs cinématiques sont parfois abondants (Figure 4.5) et soulignent un mouvement apparent dextre dirigé vers l'ONO ; la relation entre S_1 (N305/47) et la linéation d'étirement L_e (N100/10) indique un mouvement réel décro-chevauchant vers le NO. D'autres lames minces montrent la formation de textures protomylonitiques fortement rubanées et moins riches en $Mu+Bo+Ser$ (~35%). Malgré la profusion de phénocristaux de quartz et de feldspath, le sens du mouvement n'est pas univoque comme pour la lame précédente. Cependant au regard des indices présents dans la lame mince (Figure 4.5b,c) et des déductions tirées de la mylonite de la lame mince précédente, il est justifiable de conclure à un mouvement apparent cisailant senestre et qui devient un mouvement réel chevauchant vers le SE (S_1 ; N245/75 et L_e ; N335/75). La zone de cisaillement, à laquelle sont associées ces roches mylonitiques, est donc replissée par une déformation postérieure (cf. appendice A).

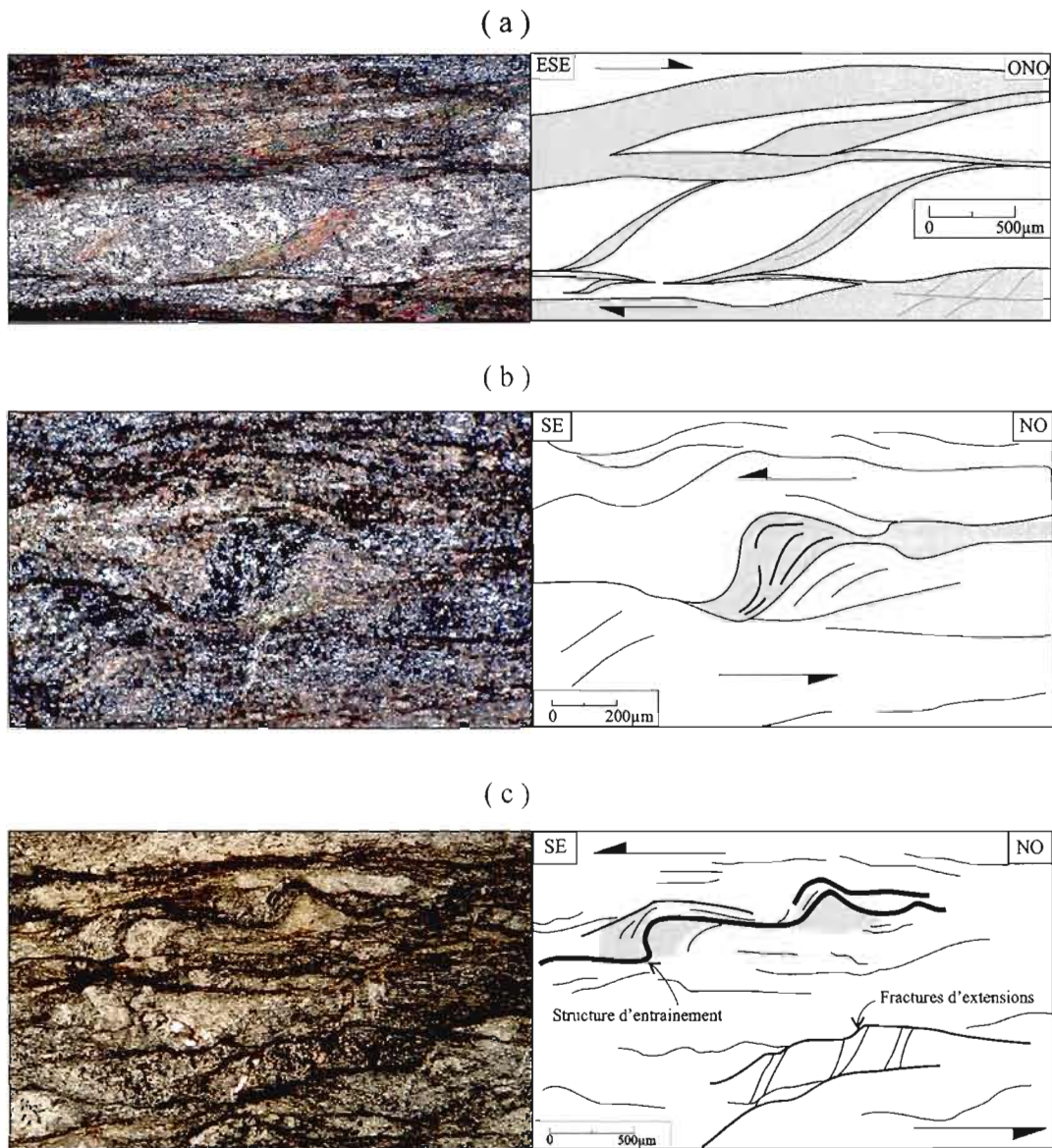


Figure 4.5 Exemples d'indicateurs cinématiques : (a) structures C/S qui indiquent un mouvement cisailant dextre dans une lame mince de la station TD24. (b) Rotation d'inclusions dans un porphyroclaste de quartz recristallisé montrant un cisaillement senestre dans une lame mince de la station TD26. (c) Fractures d'extension, structures d'entrainement avec ombres de pression (recristallisation du quartz dans les zones de moindre pression) confirmant un mouvement cisailant senestre dans une lame mince de la station TD26.

En conclusion, que ce soit à l'échelle régionale ou microscopique, les empreintes de la déformation D_1 soulignent une déformation continue à l'échelle régionale (présence d'une schistosité S_1 régionale) et hétérogène (plissement régionale et structures microscopiques telles des ombres de pression, des structures d'entraînement). Les conditions de la déformation s'effectuent sous des conditions cassantes ce qui implique que D_1 est également discontinue comme le soulignent les failles de chevauchement et failles inverses observées dans la vallée de la rivière Luma. En lame mince, la discontinuité est marquée notamment par des fractures d'extensions. D_1 est non coaxiale et responsable des structures majeures dans la zone de Korabi, toutes à vergence ouest si l'on tient compte de la déformation D_2 qui plisse localement les structures antérieures.

4.3 DEFORMATION D_2 ET STRUCTURES ASSOCIEES

La déformation D_2 s'exprime par un clivage de crénulation, S_2 , observable tant macroscopiquement que microscopiquement (Planche photographique III photo 2). Il est orienté NNE-SSO et fortement incliné soit vers l'ESE soit vers l'ONO (Figure 4.6a). En lame mince, le clivage de crénulation S_2 affecte la schistosité antérieure sous la forme de « kink bands » espacé de 0.5 à 1 mm. Les deux valeurs moyennes de S_2 déterminées à l'aide de projection stéréographiques (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur, projection équiaire) sont N25/62 (moyenne calculée sur les 30% des valeurs de S_2 inclinée vers le SE) et N205/60 (moyenne calculée sur les autres 70% des valeurs de S_2 inclinées vers le NO). Les variations d'inclinaison de S_2 font que celle-ci forme un éventail qui s'explique par le type de surface affectée (e.g. en fonction des flancs des plis P_1 replissés) et par une déformation D_2 possédant une forte composante en cisaillement pur (Figure 4.6b). Les plis P_2 sont ouverts et à double plongée, i.e. vers le NNE ou le SSO comme l'indique la répartition des linéations L_{1-2} interprétées en première approximation comme l'équivalent des axes des plis P_2 (Figure 4.6a). Les caractéristiques des déformations D_1 et D_2 permettent de mettre en évidence le motif d'interférence créée par la superposition de D_2 sur D_1 à partir de la classification de Ramsay (1967), classification définie selon les valeurs des angles α et β où : (Figure 4.7)

- $\alpha = f_1 \square b_2 =$ angle entre l'axe des plis de première et de seconde phase (respectivement f_1 et b_2).

Ici on a, $\alpha \sim 0^\circ$.

- $\beta = \text{IPax}_1 \wedge a_2$ = angle entre le pôle du plan axial des plis de première phase (IPax₁) et la direction de déplacement de matière lors de la seconde phase, a₂. Cette direction est définie géométriquement comme l'intersection entre le plan S₂ et le plan que forment les linéations L₀₋₁ (Figure 4.6b). a₂ fut déterminé à partir de plusieurs valeurs de L₀₋₁ mesurée à différentes stations dans la zone de Korabi et nous avons obtenu deux valeurs possibles, selon les deux valeurs moyennes de S₂ déjà déterminées (Figure 4.6a) soit N300/62 et N130/62 (Figure 4.6b). Avec comme valeur pour IPax₁ N290/43, on obtient :

$$20^\circ < \beta < 70^\circ.$$

D'après les valeurs de α et de β on voit que l'interférence entre D₁ et D₂ est de type 3 : cela explique que l'orientation et la plongée des surfaces axiales et des axes de plis P₁ est variable. La figure 4.7 présente une reconstitution schématique des plissements P₁ et P₂ à partir du traitement des données de terrain, de la mise en carte ainsi que des profils structuraux AA' et BB' (Figure 4.3). Dans la modélisation présentée, la valeur de $\beta \sim 20^\circ$ qui correspond à un déplacement de matière (a₂) vers l'ESE a été retenue car c'est ce qui est le plus fréquemment observé sur le terrain (en effet, 70% des valeurs S₂ mesurées sont inclinées vers l'ONO). Outre la reconstitution schématique de la figure 4.7, les cartes géologiques de la figure 4.2 et de l'appendice A permettent de visualiser en plan l'effet de superposition de D₂ sur D₁ où les traces axiales P₁ sont replissées par de grands plis ouverts P₂.

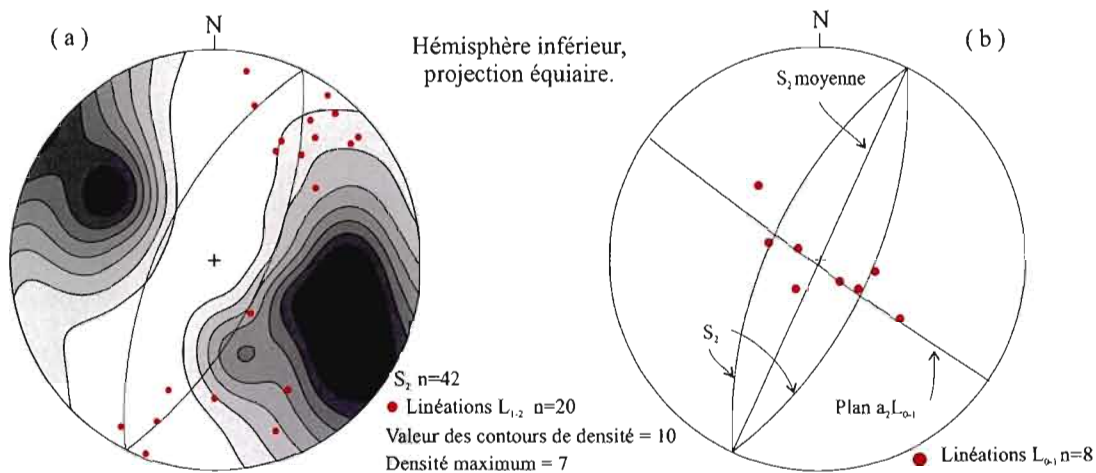


Figure 4.6 (a) Contours de densité pour les pôles de S_2 et deux valeurs moyennes de S_2 , N205/62 et N25/62 ainsi que les linéations $L_{1,2}$. (b) Linéations $L_{0,1}$ permettant de calculer l'axe cinématique a_2 pour lequel on obtient également deux valeurs possibles, N300/62 et N130/62.

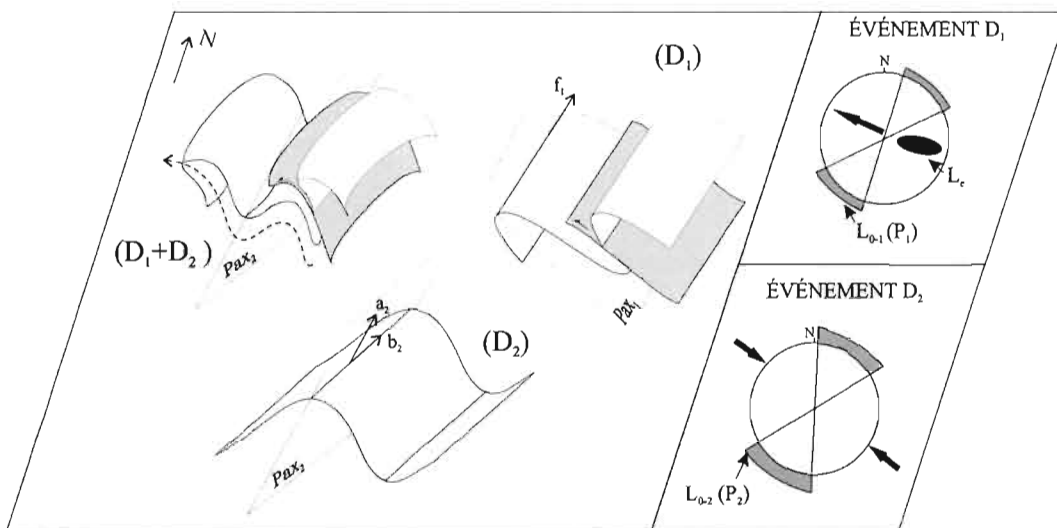


Figure 4.7 Modélisation schématique des plissements P_1 et P_2 et effet de la superposition des deux phases de plissement.

D_2 est une déformation discontinue hétérogène (i.e. s'exerce sous des conditions cassantes) à l'échelle régionale. Elle est très peu pénétrative, souvent non discernable dans les calcaires massifs du Jurassique et associée à des failles inverses mineures orientées NE-SO inclinées fortement vers le NO. Cette déformation est d'importance régionale et semble surtout être le résultat d'une phase compressive en cisaillement pur.

4.4 EXHUMATION DE LA ZONE DE KORABI – LE RESULTAT D'UNE TECTONIQUE RÉCENTE ?

Les calcaires du Trias Tardif-Jurassique Précoce qui affleurent à la bordure Ouest de la zone de Korabi sont en contact tectonique avec les roches volcano-sédimentaires infra-ophiolitiques de la zone de Gjegjane. Ce contact est souligné par une série de failles normales d'orientation moyenne N210/75 (cf. appendice A : carte géologique). Dans le toit immédiat de ces failles, on retrouve une zone de mélange tectonique d'environ 100m d'épaisseur au sein de laquelle des blocs plurimétriques de serpentinite, de calcaires et de grès argileux flottent dans une matrice serpentineuse à argilo-gréseuse. La présence d'une schistosité anastomosée et facoidale dans la matrice de ce mélange et l'épaisseur de cette zone de faille suggèrent qu'il s'agit d'un accident majeur avec une histoire structurale polyphasée, tel que suggéré par l'existence de plusieurs générations de stries sur certains miroirs de faille.

Cinq ou six cent mètres plus à l'est de cette première zone de faille, au cœur même des calcaires jurassiques de la zone de Korabi, une seconde zone de faille orientée N20/45 est soulignée de la même manière par un mélange tectonique à matrice argileuse qui contient des blocs de serpentinite, de basalte, d'amphibolite, de calcaire et de calcaire bréchiq, le tout recouvert par des sédiments discordants du Pliocène-Pléistocène. Ce mélange polygénique forme véritablement une écaille tectonique démembrée et isolée par les failles normales, et il correspond à une épaisse brèche de calcaire dans le fond de la vallée de la rivière Luma. Cette zone de faille est ici interprétée comme une faille antithétique développée dans le mur du système de failles normales décrites ci-dessus. L'ensemble du système, i.e. les failles normales et leurs failles antithétiques, est finalement décalé par une série de failles

conjuguées, normales-décrochantes orientées ONO-ESE ou OSO-ENE (cf. appendice A : carte géologique). Les mêmes failles conjuguées décrochantes semblent décaler un gisement de sulfure massif volcanogène dans la sous-zone de Gjegjane (cf. travaux de M.Sc. de F. Goulet en préparation).

En accord avec Muceku et al. (2006), nous croyons que l'ensemble de ce système de failles normales est responsable de l'exhumation tardive de la zone de Korabi par rapport à la nappe ophiolitique de Mirdita. L'âge et la vitesse relative d'exhumation furent déterminés par thermochronologie grâce à des mesures de traces de fission sur apatite (TFA) et zircon (TFZ) (Muceku et al., 2006). Ces mouvements tectoniques sont récents : les âges TFA sont de 21.4 ± 1.4 Ma et de 14.7 ± 1.9 Ma dans le complexe volcano-sédimentaire de la sous-zone de Gjegjane (i.e. dans le toit des failles normales), et ils rajeunissent de 17 ± 1 Ma à 10.8 ± 0.7 Ma en allant vers l'est dans la zone de Korabi (i.e. dans le mur du système de failles normales) selon Muceku et al. (2006). Les discontinuités d'âges TFA de part et d'autre du système de failles décrit ci-dessus sont cohérentes avec des mouvements normaux entre 10 et 15 Ma qui affaissent la sous-zone de Gjegjane et la nappe ophiolitique de Mirdita et exhument la zone de Korabi à un taux de 1,2-1,3mm/a.

Ce régime extensif, qui a conduit à une fracturation tardive de la zone de Korabi, est aussi possiblement responsable de l'existence de fenêtres d'évaporites d'âge Triasique Tardif (Velaj, 2000) qui affleurent dans la région de Peshkopi au sud de notre zone d'étude (Figure 1.2, chapitre I).

4.5 SYNTHÈSE, DISCUSSION ET COMPARAISON RÉGIONALE

L'étude structurale de la zone de Korabi permet de mettre en évidence deux phases de déformations post-hercyniennes D_1 et D_2 . Aucun âge isotopique direct n'est disponible en Albanie pour chacune mais des arguments de chronologie relative et/ou indirecte suggèrent :

- (1) que le métamorphisme au faciès des schistes verts inférieurs associé à D_1 ne peut être d'âge Alpin. En effet, les datations par traces de fission sur zircon livrent des âges dans la zone de Korabi de 125.1 ± 12.9 Ma et 116.8 ± 10.7 Ma (Muceku et al., 2006). Ils révèlent donc que depuis le Mésozoïque Tardif, la température est restée inférieure à 200-250°C,

i.e. sous la température de remise à zéro pour le zircon. La tectonique alpine dans la région est donc associée à une déformation superficielle, non métamorphique.

- (2) que D_1 peut se corréliser avec la déformation principale observée dans le complexe volcano-sédimentaire infra-ophiolitiques de la sous-zone de Gjeggjane (cf. travaux de M.Sc. de F. Goulet en préparation).
- (3) que D_1 est pré-Crétacé et fort probablement pré à syn-obduction (pré-Jurassique Moyen-Tardif) car cette déformation n'affecte ni l'ophiolite de Mirdita ni les calcaires Crétacés sus-jacents. D_1 est donc une phase de déformation Mésozoïque importante, à vergence Ouest et associée à une déformation crustale possédant une forte composante en cisaillement simple, d'où l'écaillage superficielle de la zone de Korabi le long de plan de chevauchement parfois accompagnés de mylonites. La composante décrochante de ces zones de mylonite suggère également un état de contrainte où σ_1 est orientée SSE-NNO dans les coordonnées actuelles. Au regard de ces différentes observations, et sachant que l'ophiolite de Mirdita fut obductée au Jurassique Moyen (entre 160 et 174 Ma : Dimo-Lahitte et al., 2001), nous pensons que la déformation D_1 peut être attribuée à la mise en place de l'ophiolite de Mirdita sur la marge Pélagonienne. Notons encore que dans la région des fenêtres structurales de Peshkopi (Figure 1.3), les nappes de la zone de Korabi chevauchent un ensemble d'écailles tectonique formant la fenêtre structurale elle-même. Or ces écailles contiennent des flysch oligocènes ce qui implique que le décollement et le transport de la zone de Korabi sur les zones externes s'est poursuivi jusqu'au Tertiaire.
- (4) qu'en tenant compte des observations précédentes ; D_2 , essentiellement représentée par de l'aplatissement coaxial, est une déformation post-Crétacé Tardif que nous croyons tributaire de l'orogénie Alpine. En effet, cette phase de compression affecte non seulement l'ensemble de la zone de Korabi mais également le complexe volcano-sédimentaire infra-ophiolitique de la sous zone de Gjeggjane, l'ophiolite de Mirdita elle-même ainsi que les calcaires du Crétacé Inférieur (Meço et Aliaj, 2000) supra-ophiolitiques sous la forme de plis ouverts de grande amplitude.

En Grèce et en Macédoine, Moutrakis (1986) décrit jusqu'à quatre phases de déformation post-hercyniennes dans la zone pélagonienne. La première, attribuée au Jurassique Tardif, est responsable de la schistosité principale et du plissement sub-isoclinal des unités post-hercyniennes. Les trois autres phases s'expriment respectivement par des plis ouverts orientés NNO-SSE, des plis mésoscopique ouverts à serrés dont le plan axial orienté NE-SO plongent vers le NO et finalement par des plis ouverts toujours, mais orientés NO-SE avec une surface axiale plongeant vers le SO. Ces trois phases de déformation affectent les sédiments du Crétacé Précoce de la bordure Ouest de la zone Pélagonienne.

Elles sont donc la conséquence d'évènements tectonique post-obduction, responsables, toujours selon Mountrakis (1986), du chevauchement du socle hercynien sur la séquence volcano-sédimentaire permo-triasique. Ici l'interprétation de l'auteur concorde avec nos observations faites dans la zone de Korabi, i.e. que la déformation (D1) qui est responsable du plissement majeur et du développement des zones de chevauchements déjà décrites est post-Jurassique Moyen-Tardif. Plus récemment, les résultats des datations K/Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite et biotite sur des échantillons provenant de la bordure Est de la zone pélagonienne (paragneiss, orthogneiss, amphibolites et granitoïdes) et sur la bordure Ouest de la zone de Vardar (Most, 2003), livrent des contraintes d'âge précises sur les différentes phases de déformation décrites par Mountrakis. Un épisode métamorphique au faciès des schistes verts supérieurs allant jusqu'au faciès des amphibolites (Most, 2003), daté entre 150 et 130 Ma, et enregistré tant dans la zone Pélagonienne que dans la zone de Vardar, est associé à la schistosité régionale orientée NNO-SSE. Les indicateurs cinématiques dans la zone Pélagonienne sont ambigus et montrent un mouvement soit vers le NE soit vers l'O. Most (2003), Mountrakis (1986) et DeBono (1998), attribuent cet évènement au chevauchement de la zone d'Almopias, i.e. les lambeaux ophiolitiques de Vardar et les unités sédimentaires sous-jacentes, sur la marge est de la zone Pélagonienne.

Si l'on tente d'intégrer ces conclusions sur l'évolution géodynamique de la bordure Est de la zone Pélagonienne à l'ensemble de la zone Pélagonienne, on peut remarquer : (1) que l'obduction de l'ophiolite de Mirdita et l'obduction d'une partie des ophiolites de Vardar sont contemporaines et (2) que les caractéristiques structurales de la déformation D₁ dans la zone de Korabi ne peuvent soutenir l'hypothèse d'une obduction à double vergence, i.e. une

obduction à vergence Est de l'ophiolite de Mirdita depuis un bassin océanique situé à l'Ouest de la zone de Korabi et une obduction des ophiolites de Vardar à vergence Ouest depuis un bassin à l'Est de la zone de Korabi. Les données structurales présentées dans ce chapitre impliquent nécessairement une obduction de l'ophiolite de Mirdita à vergence Ouest, l'ophiolite serait donc à rattacher à la zone de suture de l'océan de Vardar à l'Est de la zone de Korabi en Macédoine. Dans cette vision, l'obduction sur la marge continentale fut suivi d'un transport tectonique conséquent vers l'Est et accompagnée d'un écaillage superficiel de cette marge continentale.

CHAPITRE V

SYNTHÈSE ET DISCUSSION

5.1 SYNTHÈSE, COMPARAISON RÉGIONALE

Nous avons vu au cours des chapitres précédents que la zone de Korabi est constituée de deux ensembles tectonostratigraphiques :

- (1) Un socle hercynien composé de métapélites, de quartzites, de calcaires et d'intrusions mafiques à intermédiaires. La nature de ces roches suggère l'alternance de conditions de dépôt, marines, subcontinentales et de plate-forme, pendant une grande partie du Paléozoïque. La géochimie des roches ignées (volcaniques et intrusives) souligne leur mise en place dans un contexte d'arc volcanique qui peut être relié à la fermeture de la Paléotéthys à la fin du Paléozoïque comme cela fut proposé pour les Hellenides (De Bono, 1998 ; Stampfli et Borel, 2002). Suite à l'orogénie hercynienne, ces unités furent métamorphisées au faciès des schistes verts dans la partie albanaise de la zone Pélagonienne cependant que la partie Est (Macédoine et Grèce) fut soumise à des conditions de métamorphisme du faciès des amphibolites (Most, 2003).

Les données métamorphiques provenant des équivalents dinariques et helléniques du socle paléozoïque (i.e. respectivement les zones de Drina-Ivanjica et Pélagoniennes) sont les suivantes :

- Dans les Dinarides, Pamic et al. (2001), Pamic et Jurkovic (2002) et Milovanovic (1984) reconnaissent trois grands épisodes métamorphiques : (1) un épisode hercynien de 343 ± 13 Ma (K-Ar sur muscovite) à tardi-hercynien daté entre

- 287.8±11.1Ma (K-Ar sur roche totale) et 247±9.5 (K-Ar sur amphibole), (2) un épisode Jurassique Moyen de 176±16Ma (K-Ar sur roche totale) à 160±14Ma (K-Ar sur roche totale) et finalement (3) un épisode Eocène-Oligocène allant de 50.4±4.9Ma à 36.9±1.8Ma (K-Ar sur roche totale) relié à la tectonique Alpine. En outre, des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des micas détritiques dans des unités molassiques du Pennsylvanien (Carbonifère Tardif), des grauwackes du Jurassique Tardif et des flyschs synorogéniques du Crétacé Tardif témoignent d'une érosion profonde (12-14km) du socle varisque pendant ces différentes périodes (Ilic et al., 2005).
 - En Grèce, dans la région des fenêtres structurales de l'Olympe et d'Ossa, les unités hercyniennes de la zone pélagonienne ont subi un premier épisode métamorphique associé à la phase hercynienne daté à 285 Ma. Entre 125 et 100 Ma, les roches du socle hercynien furent soumises à un métamorphisme au faciès des schistes bleus (Lips et al., 1998), métamorphisme qui s'est poursuivi jusqu'à 54 Ma. L'exhumation des unités de HP débute à cette période comme le souligne la présence d'amphiboles bleues dans les flyschs Paléocènes. L'exhumation est associée à une déformation qui se déroule au faciès des schistes verts après 45 Ma (Lips et al., 1998).
- (2) Une séquence volcano-sédimentaire débutant au Permien vient se déposer en discordance sur ce socle. La nature des dépôts clastique indique une érosion du socle Hercynien avant le Permien. Ces dépôts continentaux sont associés à la phase d'extension régionale post-hercynienne qui conduit finalement à l'ouverture de la Néotethys. A partir du Trias, l'établissement d'une marge passive permet le dépôt

d'épaisses séries de calcaires qui sont abondants sur la bordure Ouest de la zone de Korabi. L'ensemble de la séquence a subi un métamorphisme de faible grade, qui atteint localement le faciès des schistes verts inférieurs.

En Grèce et en Macédoine, la séquence volcano-sédimentaire permo-triasique fut affectée par un métamorphisme au faciès des schistes verts inférieurs dans sa partie Est, métamorphisme qui diminue vers l'Ouest jusqu'à ne plus être perceptible (Moutrakis, 1986). Les unités sédimentaires clastiques à la base de la zone d'Almopias (bordure ouest de la zone de Vardar) ont été métamorphisées au faciès des schistes verts inférieurs.

L'analyse des déformations nous montre deux phases de déformation post-hercyniennes. Une première phase D_1 , la plus pénétrative, est responsable de la structuration précoce, pré-Alpine en partie, de la zone de Korabi. La vergence Ouest des plis P_1 , les plans de chevauchements à pendage Est sont des preuves d'une déformation cisailante, se propageant d'Est en Ouest, attestée par l'âge des flyschs qui rajeunissent vers l'Ouest, et à laquelle est associé un écaillage superficiel du socle hercynien. Une déformation coaxiale subséquente D_2 produit des plis ouverts et des failles inverses à fort pendage vers le SE ou le NO, elle n'est associée à aucun métamorphisme et affecte l'ensemble des roches mésozoïques et tertiaires : elle nous apparaît donc être une déformation Alpine.

5.2 DISCUSSION

5.2.1 Des éléments de réponse sur la vergence de l'obduction de l'ophiolite de Mirdita :

L'objectif principal de l'étude structurale de la zone de Korabi était de déterminer (1) si une des phases de déformation documentée dans la zone de Korabi pouvait être attribuable à l'obduction de l'ophiolite de Mirdita et (2) si il était possible de déduire la vergence de cette obduction. En effet, les études microstructurales et cinématiques existantes sur la semelle métamorphique ne sont pas univoques et ne permettent pas de conclure clairement quant à la direction de transport de l'ophiolite (Collaku et al., 1992 ; Dimo-Lahitte et al., 2001). Suite à

l'étude structurale de la zone de Korabi, et à la compilation des données d'âges, tirée de Most (2003), Dimo-Lahitte et al. (2001) et Muceku et al. (2006, 2008), que nous présentons sur la carte géologique de la figure 5.1, nous pensons que l'ophiolite de Mirdita, de la même manière que les ophiolites dinariques (cf. Schmid et al., 2007 pour une synthèse), fut générée dans un bassin océanique situé à l'Est de la zone Pélagonienne avant d'être obductée sur la marge distale de la plaque adriatique (i.e la zone Pélagonienne). Cette hypothèse est supportée par les arguments suivant :

- 1- Aucune des déformations post-hercyniennes que nous avons documentées dans la zone de Korabi n'est responsable du développement de structures montrant une vergence Est comme cela devrait être le cas si l'ophiolite avait été obductée depuis un bassin océanique situé à l'Ouest de la zone Pélagonienne, tel que proposé par plusieurs auteurs (l'océan Pindos de Robertson et Shallo, 2000 ; Dilek et al., 2007).
- 2- Sur la bordure Est de la zone Pélagonienne, ainsi que dans la partie Ouest de la zone de Vardar, la déformation principale, à laquelle est associée une série de chevauchements à pendage Est et un métamorphisme au facies des schistes verts supérieurs, est daté entre 148 et 130 Ma (Figure 5.1 ; Most, 2003). Dans la zone de Korabi, la déformation dominante (D_1) n'est pas contrainte par géochronologie isotopique. Cependant, D_1 est une phase de déformation régionale majeure qui n'affecte que les roches infra-ophiolitiques triasico-jurassiques de la zone de Korabi et de la zone de Gjegjane. Elle peut donc être corrélée à la déformation décrite par Most (2003) dans la partie Est de la zone Pélagonienne et datée du Jurassique Tardif-Crétacé Précoce (Figure 5.1). De la même manière, dans l'unité de Loutra-Arideas (i.e. la nappe la plus occidentale de la zone de Vardar : Brown et Robertson, 2004), une déformation pénétrative est présente dans les sédiments clastiques situés structurellement sous un « mélange » ophiolitique interprété comme les vestiges érodés et tectoniquement démembrés d'une ophiolite (Brown et Robertson, 2004). Cette déformation est absente dans le « mélange », elle est nécessairement pré-Jurassique Tardif (âges des calcaires reposant en discordance sur le « mélange ») et correspond très vraisemblablement à notre D_1 dans la zone de Korabi. L'obduction intra-océanique de l'ophiolite de Mirdita se fait entre 174 et 160 Ma (Dimo-Lahitte et al., 2001) et l'évènement à 148-130 Ma enregistré dans la zone Pélagonienne nous

semble donc marquer la mise en place de cette ophiolite sur la marge continentale. Une discordance d'érosion, antérieure au dépôt des calcaires du Crétacé, présente au sommet de l'ophiolite est un autre argument en faveur de l'exhumation de l'ophiolite au Crétacé Précoce qui est à mettre en parallèle avec son arrivée sur la marge pélagonienne.

- 3- Les données sur l'indice de coloration des conodontes (CAI : Conodont Colour Alteration Index) dans les calcaires de la bordure Ouest de la zone de Korabi suggèrent un enfouissement à des profondeurs d'environ 10-15 km et une température de l'ordre de 360-400°C (Gawlick et al., 2007). Or les âges par traces de fissions sur zircon déterminés sur des granitoïdes dans la même section, i.e. 156 ± 17 et 125 ± 13 (Muceku et al., 2006), permettent de conclure que cet événement est nécessairement pré-Jurassique Tardif-Crétacé Précoce, ce qui contraint une fois de plus l'arrivée de la nappe de Mirdita sur la marge au Jurassique Terminal-Crétacé Précoce.

Une des questions soulevée par l'hypothèse d'une obduction à vergence Ouest de l'ophiolite de Mirdita sur la zone de Korabi ainsi que le déracinement subséquent du socle hercynien par un chevauchement hors-séquence concerne non seulement la position paléogéographique de la séquence volcano-sédimentaire de la zone de Korabi mais également celle, infra-ophiolitique, de la zone de Gjegjane et celle de la zone d'Almopias (unité de Loutra-arideas de Brown et Robertson, 2004). L'hypothèse d'un seul bassin océanique (i.e. l'océan Vardar Ouest de Schmid et al. (2007), extrémité NO de la Néotéthys) d'où proviendraient les ophiolites de Mirdita et les ophiolites de la partie Ouest de la zone de Vardar nous amène à envisager que ces séquences de rift/drift représentent différents environnements océaniques péricontinentaux en bordure d'une marge unique (Figure 5.2). Selon cette interprétation, la zone de Gjegjane serait donc une écaille tectonique formée à la base de l'ophiolite de Mirdita lors des stades précoces de l'obduction. Lors de cette écaillage, des unités océaniques (radiolarites, shales rouges, basaltes MORB de la zone de Gjegjane) ainsi que des conglomérats et mélanges ophiolitiques formés à l'avant de la nappe ophiolitique furent progressivement impliqués (Figure 5.3).

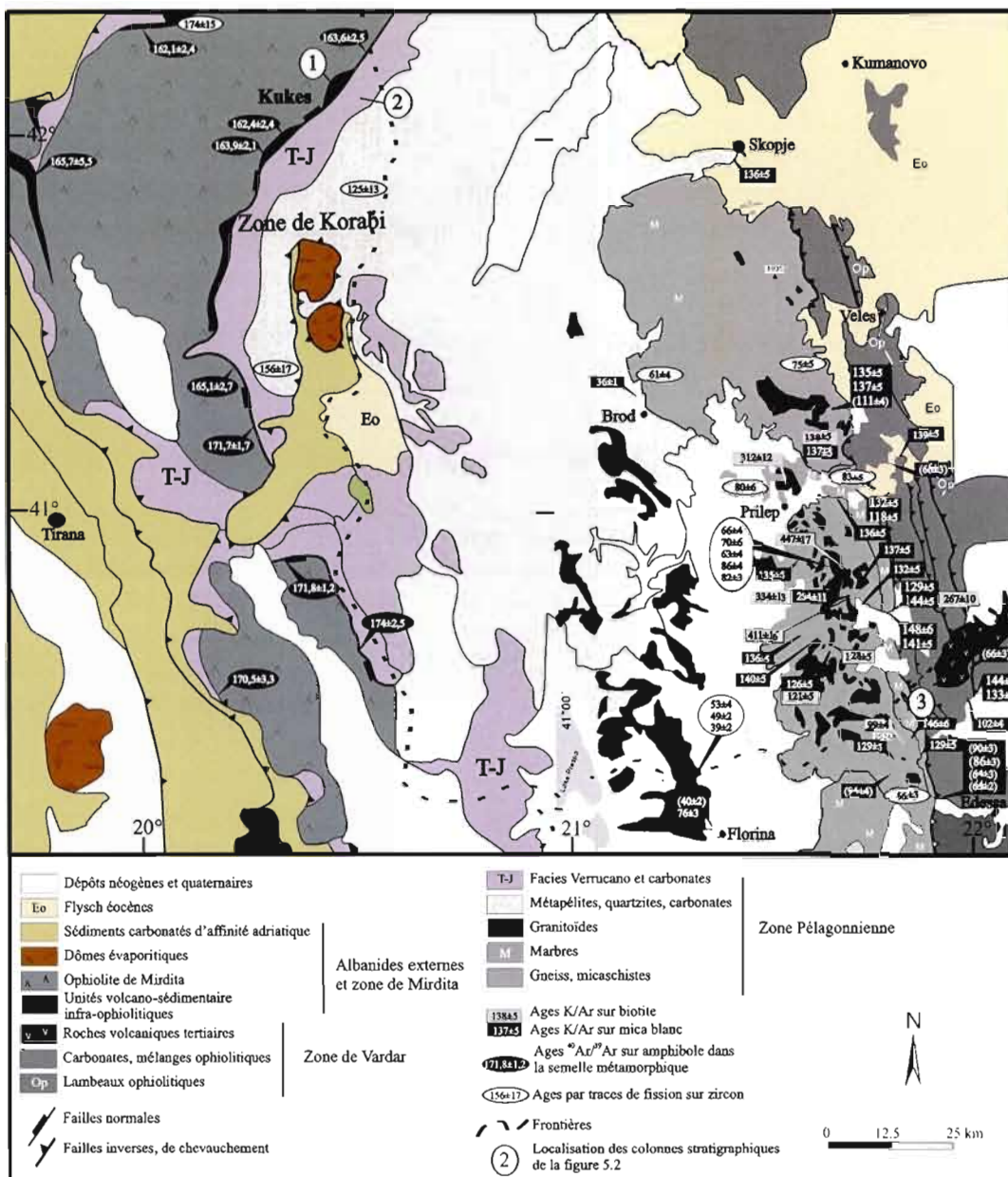


Figure 5.1 Carte de compilation des données géochronologiques sur l'ensemble de la zone Pélagonienne incluant la bordure Ouest de la zone de Vardar. Données compilées de Most (2003), Dimo-Lahitte et al. (2001) et Muceku et al. (2006).

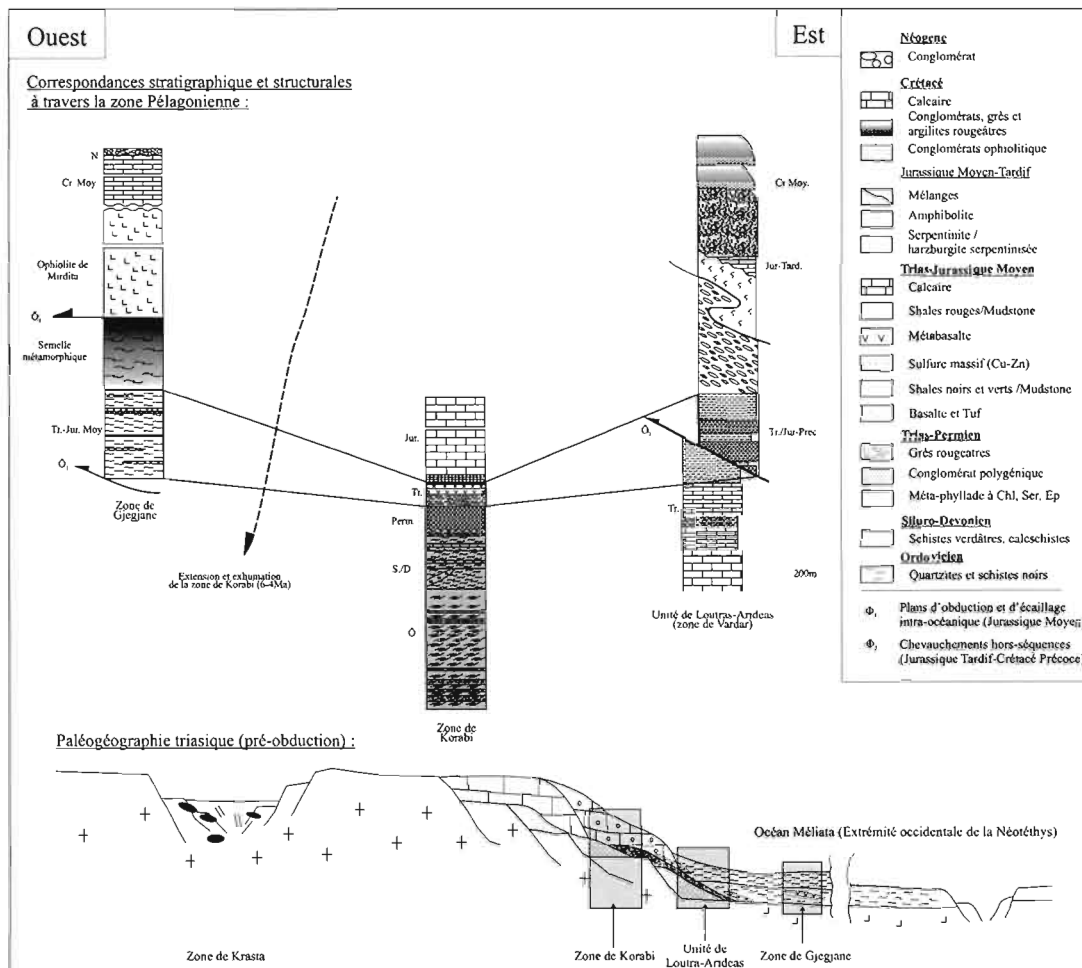


Figure 5.2 Corrélations stratigraphiques entre les séquences sédimentaires clastiques des zones de Gjegjane, de Korabi et de Vardar. Colonne stratigraphique tirée de Brown et Robertson (2004) pour l'unité de Loutra-Ardeas dans la zone de Vardar.

5.2.2 Évolution géodynamique : (Figure 5.3)

Le modèle géotectonique présenté ici s'appuie sur une interprétation initialement proposée par Collaku et al. (1992), puis par Bortolotti et al. (2005) pour les Albanides. Il nous semble que les conclusions quant à la structuration de la zone de Korabi, ainsi que les données géochronologiques existantes, lorsque compilées et intégrées dans une perspective régionale, sont des arguments appuyant ce modèle.

Après l'exhumation post-hercynienne et la période d'extension continentale permienne qui se propage d'Est en Ouest, l'océan Méliata, qui constitue la branche la plus occidentale de la Néotéthys, s'ouvre entre les continents Gondwana (dont la zone pélagonienne représente une des unités les plus distales) et Eurasia. Il n'existe pas, dans la région des Balkans, d'ophiolites d'âge triasique mais la présence de basaltes triasiques de type MORB dans les mélanges infra et supra ophiolitique est la preuve de l'existence d'un océan au Trias, océan qui fut totalement recyclé par des processus endogènes (subduction) et exogènes (érosion). A partir du Jurassique Précoce-Moyen, une zone de subduction intra-océanique, à vergence Est (coordonnées actuelles), apparaît au sein de l'océan Méliata (Schmid et al., 2008). L'extension avant-arc associée à la zone de subduction entraîne la formation de croûte océanique, l'accrétion océanique se faisant probablement le long d'une dorsale à expansion lente associée à une exhumation précoce du manteau (Nicolas et al., 1999 ; Tremblay et al., 2008). A mesure que la plaque subductée contribue de plus en plus à la genèse des magmas, les caractéristiques géochimiques de cette croûte océanique Jurassique évoluent vers des compositions caractéristiques d'un environnement de supra-subduction, ce qui est notamment souligné par la présence de roches boninitiques dans la séquence extrusive de l'ophiolite de Mirdita. Ce mécanisme, proposé par plusieurs auteurs (Bortolotti et al., 2002 ; Dilek et al., 2007), explique la présente division de l'ophiolite de Mirdita en une ceinture lherzolitique Ouest, séparée par un détachement intraocéanique d'une ceinture harzburgitique à l'Est. L'obduction de cette croûte océanique jeune débute au Jurassique Moyen avec la formation d'une semelle métamorphique. Pendant l'obduction intra-océanique, des mélanges ophiolitiques se forment à l'avant de l'ophiolite et sont incorporés dans un ensemble d'écailles tectoniques où l'on retrouve des sédiments et roches volcaniques

du fond océanique de la plaque subductée, cet ensemble étant aujourd'hui représenté par la zone de Gjegjane.

Vers 150 Ma, les marbres de la bordure Est de la zone Pélagonienne subissent un métamorphisme au faciès des schistes bleus (Most, 2003) ce qui souligne l'implication de la marge continentale dans la zone de subduction. Cet épisode semble contemporain de l'obduction de l'ophiolite de Mirdita sur la marge continentale d'Adria comme le révèlent les âges K/Ar et par trace de fission combinés avec le calcul du CAI sur les conodonts (cf ci-dessus et figure 5.1). L'ophiolite est alors érodée, les produits d'érosion sont recueillis plus à l'Est (conglomérats ophiolitiques de la zone de Loutra-Arideas) dans les parties encore immergées de la nappe ophiolitique qui forment aujourd'hui les massifs ophiolitiques de la zone de Vardar. L'arrivée de l'ophiolite de Mirdita sur la marge continentale marque le début des événements tectoniques du Crétacé. C'est à cette période que s'initie un épisode de chevauchement hors-séquence enregistré tant dans la zone de Korabi que plus au Nord dans les Dinarides (Schmid et al., 2008). Cette épisode marque l'écaillage du socle hercynien : écaillage qui demeure cependant superficiel dans la zone de Korabi où les métapélites hercyniennes de faible grade métamorphique viennent chevaucher la couverture volcano-sédimentaire permo-triasique. Plus à l'Est, ce sont les unités pélagoniennes de haut grade qui sont exhumées. Géochronologiquement, cet épisode est contraint par une série d'âge K/Ar entre 110 et 90 Ma (Most, 2003) dans la partie Est de la zone Pélagonienne ainsi que dans la zone de Vardar (Figure 5.1), et par le dépôt d'unités de conglomérats ophiolitiques débutant au Crétacé Précoce et se terminant à l'Albien (~100Ma) dans la zone de Vardar (unité de Loutra-Arideas, Brown et Robertson, 2004). Il semble que cette déformation soit plus jeune vers l'Ouest, en Albanie, où le dépôt des flyschs syn-orogéniques ne débute qu'au Crétacé Tardif (ca. 80Ma). C'est aussi probablement à cette époque, et suite à cet événement de chevauchement hors-séquence (?), que se fait la séparation géographique entre l'ophiolite de Mirdita à l'Ouest, bien préservée, et les lambeaux ophiolitiques démembrés de la partie Ouest de la zone de Vardar (unité de Loutra-Arideas de Brown et Robertson, 2004) qui n'échapperont pas, à la différence de l'ophiolite de Mirdita, à la tectonique alpine. Au final, la tectonique du Jurassique Terminal-Crétacé Précoce peut se voir comme le déracinement complet de tout le « continent » Pélagonien, qui forme alors un ensemble de nappes tectonique dont la plus haute structuralement est la nappe ophiolitique de Mirdita.

A partir du Crétacé Terminal et pendant le Cénozoïque, le front de déformation progresse vers les zones proximales de la plate-forme adriatique (i.e les zones externes des Albanides). L'avancée de ce front est contraint par le rajeunissement progressif des flyschs syn-orogéniques qui se forment à l'avant des nappes de charriage. Les nappes pélagoniennes de la zone de Korabi sont transportées vers l'Ouest jusque sur les zones externes, au moins jusqu'à l'Eocène comme en témoigne la fenêtre structurale de Peshkopi, et dans une perspective régionale les fenêtres de l'Olympe et d'Ossa en Grèce. En effet, ces structures font apparaître des unités des zones externes (carbonates triasico-éocènes de la plate-forme adriatique puis flyschs éocènes ; Collaku et al., 1992 ; Bortolotti et al., 2005 ; Vergely et Mercier, 1990) au sein de la zone interne Pélagonienne. Le serrage alpin se poursuit dans la zone Pélagonienne jusqu'à l'Oligocène Tardif-Miocène Précoce. Le régime des contraintes devient alors extensif dans les Albanides internes comme le révèlent les données de thermochronologie de basse température (Muceku et al., 2006, 2008). Les discordances d'âges de part et d'autres d'importantes failles normales sur la bordure Ouest de la zone de Korabi nous indiquent qu'une exhumation rapide de celle-ci eut lieu entre 6 et 4 Ma. Cette tectonique extensive récente dans les zones internes contraste avec l'évolution des zones externes (bordure Ouest de l'ophiolite de Mirdita) où on enregistre une exhumation lente et continue depuis l'Éocène. Ce régime des contraintes contrasté entre les zones interne et externe de l'Albanie se poursuit encore aujourd'hui, il est documenté grâce aux vecteurs mouvements actuels (déterminées par GPS) : dans un référentiel où l'Europe du Nord est fixe, les vecteurs mouvements en Albanie indiquent un mouvement général vers le NE où les zones internes (i.e. Korabi) se déplacent plus rapidement que les zones externes. Combiné avec la convergence de la plaque adriatique, la conséquence est un régime compressif dans la partie externe et extensif dans la zone interne (Anzidei et al., 2001), régime extensif qui est documenté dans toute la partie interne des Hellenides (Vergély et Mercier, 1990; Lips et al., 1998).

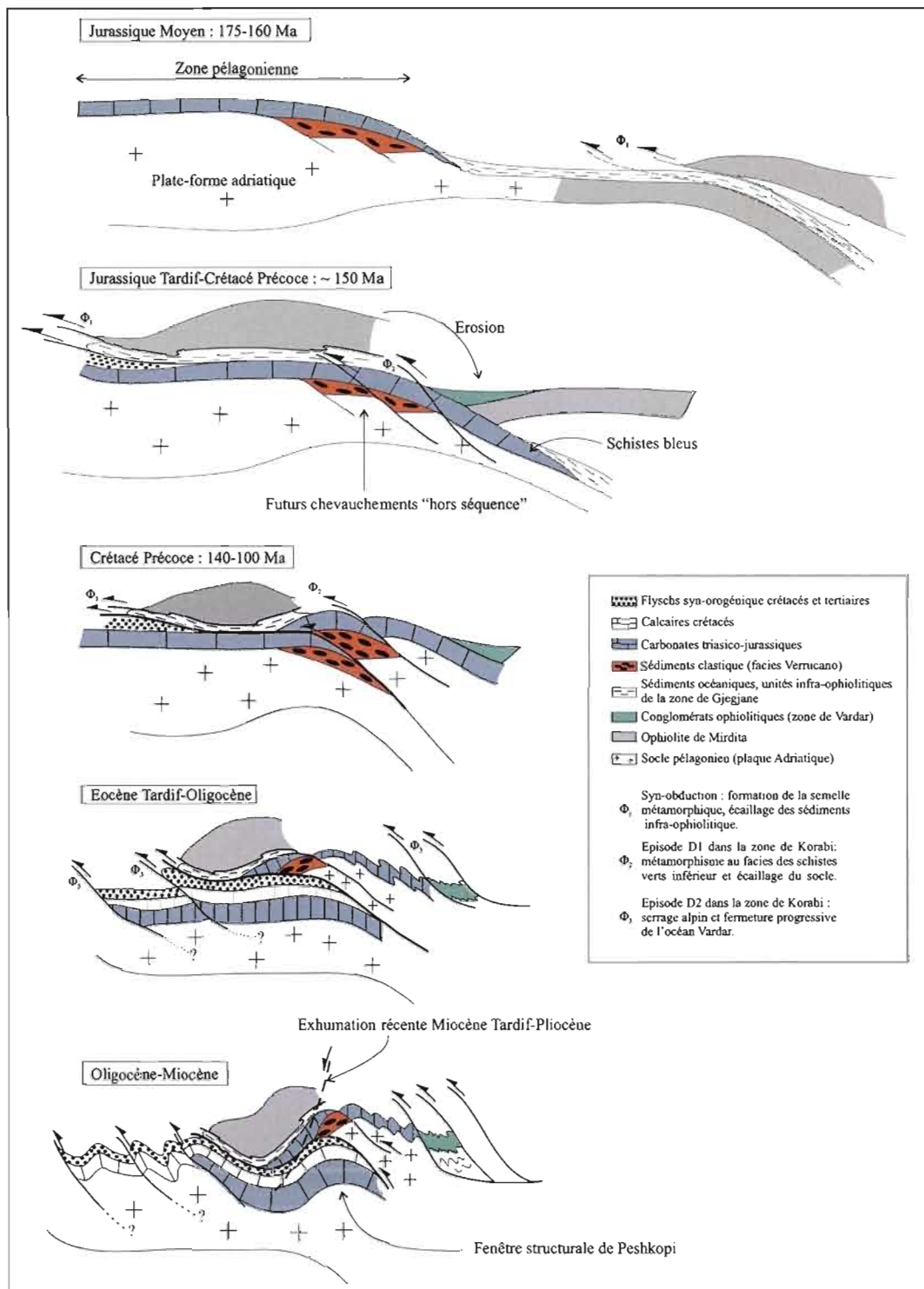


Figure 5.3 Évolution tectonique schématique des Albanides.

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

La problématique de ce travail a été de déterminer si, à travers une étude détaillée des nappes pélagoniennes de la zone de Korabi, il était possible de préciser l'évolution structurale post-hercynienne de ce socle Paléozoïque-Mésozoïque et en particulier d'apporter des éléments de réponse sur les modalités d'obduction de l'ophiolite de Mirdita. Or il apparaît que la déformation majeure qui affecta la zone de Korabi peut être attribuée (1) soit au chevauchement de l'ophiolite de Mirdita elle-même sur la marge distale de la plate-forme adriatique (i.e. la zone de Korabi) ; (2) soit au déracinement de la zone de Korabi entre le Jurassique Terminal et le Crétacé Précoce, déracinement qui fait suite à la mise en place de l'ophiolite sur la marge. L'incertitude persiste car il est souvent difficile d'estimer le passage d'une obduction océanique à une « obduction continentale » (i.e. à la mise en place de l'ophiolite sur la marge continentale). De toute manière, il est clair que toutes les déformations post-hercyniennes que l'on retrouve dans la zone de Korabi ne peuvent être tertiaires et attribuées à la phase alpine comme cela a été proposé (Kilias et al., 2001).

Ainsi, le modèle qui a été proposé et qui tient compte des observations structurales faites dans la zone de Korabi permet de mieux comprendre la structuration des Albanides internes. Ce modèle montre que l'évolution tectonique de cette partie de la chaîne commença dès le Jurassique Tardif, avant la collision alpine.

Cependant, des incertitudes demeurent, notamment sur l'âge absolu des déformations dans la zone de Korabi. Comme la zone pélagonienne a longtemps été interprétée comme un microcontinent séparant deux bassins océaniques, les liens entre les ophiolites de la zone de Vardar et l'ophiolite de Mirdita restent mal compris. De la même manière, et principalement

pour des raisons de géographie politique, il n'existe pas de vision d'ensemble de toute la zone Pélagonienne, depuis la zone de Korabi en Albanie jusqu'à sa bordure Est avec la zone de Vardar en Macédoine. Il pourrait alors être important de faire une étude complète de la zone Pélagonienne d'Ouest en Est, de vérifier si les données structurales observées dans la zone de Korabi s'intègrent à l'ensemble de la zone Pélagonienne, de dater avec précaution les accidents tectoniques reliées à tel ou tel épisode de déformation et ce pour être capable de discriminer avec précision les événements liés à la tectonique alpine de ceux, Jurassique-Crétacé, liés à l'obduction de nappes ophiolitiques dans les Albanides. Enfin, il serait nécessaire d'initier une étude cinématique détaillée de la semelle métamorphique, seule méthode directe qui permettrait de conclure à une vergence de l'obduction et qui pourrait infirmer ou confirmer le modèle présenté dans ce mémoire.

APPENDICE A

Carte géologique au 1 : 25000 de la zone de Korabi dans la région de Kukës.
(Présentée en pochette)

APPENDICE B

Composition géochimique des roches ignées de la zone de Korabi.

Analyse par ICP-AES :

Échantillon		2.1	2.2	9.1	9.2	14.1	22.1	26.1	27.1
Élément	unité								
Loi	%	3,6	3,3	3,8	3,3	2,1	8,8	2,6	9,4
Al ₂ O ₃	%	16,1	15,3	16,1	18,5	16,7	16,7	13,3	15,5
CaO	%	6,57	,291	,493	,413	3,63	7,49	1,07	7,87
Fe ₂ O ₃ T	%	7,65	5,98	16,2	16,7	7,10	10,8	5,55	12,1
K ₂ O	%	,62	4,11	,14	5,79	6,95	2,67	4,37	,58
MgO	%	6,96	3,22	7,56	2,71	2,45	4,82	,874	7,22
MnO	%	,162	,0372	,119	,0361	,133	,143	,0960	,328
Na ₂ O	%	4,64	2,73	5,85	2,29	3,70	4,02	2,76	4,64
P ₂ O ₅	%	,168	,144	,260	,313	,478	,182	,146	,433
S	%	< 0.0068	,0650	< 0.0067	< 0.0071	,0826	< 0.0069	< 0.0065	< 0.0069
SiO ₂	%	52,2	62,4	47,4	47,3	55,3	42,8	68,1	38,9
TiO ₂	%	1,07	,816	1,48	1,79	,667	1,28	,623	2,47
As	ppm	< 81.3	< 80.7	< 80	< 85.4	< 85.4	< 82.7	< 78.1	< 82.3
Ba	ppm	116,	1805,	45,8	522,	1595,	401,	1011,	141,
Cd	ppm	7,70	< 6.7	19,5	17,3	< 7.1	11,0	< 6.5	13,9
Co	ppm	28,9	17,3	64,1	26,0	< 14.2	37,5	< 13	40,9
Cr	ppm	243,	139,	403,	421,	60,8	193,	49,9	124,
Cu	ppm	132,	113,	7,80	10,9	55,2	115,	78,3	43,2
Ni	ppm	46,5	56,9	319,	193,	< 35.6	51,4	< 32.6	36,1
Sc	ppm	28,2	14,7	28,4	32,2	12,0	33,8	31,3	26,5
Sr	ppm	122,	54,9	15,3	17,3	899,	75,9	45,2	124,
V	ppm	175,	111,	165,	101,	100,	263,	< 13	272,
Zn	ppm	75,2	101,	80,8	29,2	42,0	67,1	91,2	89,0

Analyse par ICP-AES (suite) :

Échantillon		29.1	42.2	44.1	54.1	57.1	59.1	63.1	73.1
Élément	unité								
Loi	%	5,9	3,9	6,0	2,3	5,3	4,2	3,1	8,4
Al2O3	%	18,2	16,1	17,2	14,9	14,3	15,4	14,7	12,0
CaO	%	3,93	8,95	1,86	7,98	8,08	6,98	7,96	3,15
Fe2O3T	%	8,87	9,41	16,3	10,0	10,2	11,1	11,1	15,9
K2O	%	5,49	,13	,11	,24	,68	2,10	,79	< 0.0067
MgO	%	4,83	7,47	8,00	5,56	12,4	7,57	6,55	14,8
MnO	%	,113	,165	,136	,165	,176	,117	,162	,141
Na2O	%	2,41	4,05	4,01	5,23	2,24	3,03	4,06	,01
P2O5	%	,850	,268	,324	,347	,177	,316	,316	,505
S	%	< 0.0072	< 0.0073	,0116	< 0.007	< 0.007	,0610	,0579	,00980
SiO2	%	48,1	47,6	42,8	50,9	45,2	47,1	49,1	42,0
TiO2	%	1,06	1,57	2,75	2,26	1,27	2,10	2,03	2,73
As	ppm	< 86.2	< 87.4	< 84.5	< 83.7	< 83.9	< 86.6	< 84.9	< 80.6
Ba	ppm	1420,	98,3	297,	243,	131,	325,	124,	39,4
Cd	ppm	8,40	9,30	18,8	9,40	10,7	12,0	11,5	17,8
Co	ppm	21,7	35,5	51,8	26,6	56,4	39,3	36,3	68,7
Cr	ppm	76,1	259,	237,	204,	510,	234,	234,	393,
Cu	ppm	57,3	190,	160,	49,4	69,3	58,3	58,8	86,5
Ni	ppm	< 35.9	68,6	129,	37,2	243,	81,1	45,2	352,
Se	ppm	19,7	36,5	30,4	36,8	23,3	35,7	38,6	24,3
Sr	ppm	274,	185,	120,	288,	256,	159,	252,	74,8
V	ppm	177,	230,	316,	291,	170,	284,	278,	252,
Zn	ppm	79,4	72,6	151,	78,3	93,0	42,6	88,2	148,

Analyse par ICP-MS :

Échantillon		2.1	2.2	9.1	9.2	14.1	22.1	26.1	27.1
Élément	Unité								
Rb	ppm	13,2	131,8	4,9	173,4	290,1	156,0	162,1	15,1
Y	ppm	30,9	29,5	22,1	32,8	30,2	24,6	61,6	27,9
Zr	ppm	134,4	172,7	107,0	145,3	270,3	107,0	702,5	174,1
Nb	ppm	7,4	14,5	13,9	18,2	24,2	5,4	17,7	18,2
Cs	ppm	,7	4,8	,4	9,9	3,0	5,3	2,6	,7
La	ppm	21,2	29,4	15,9	20,6	57,6	11,2	42,1	11,7
Ce	ppm	40,7	54,4	28,2	39,2	110,4	22,5	83,0	28,0
Pr	ppm	5,6	6,9	3,9	5,3	13,5	3,3	10,7	4,7
Nd	ppm	22,0	25,7	15,6	20,2	48,3	13,2	38,6	20,2
Sm	ppm	5,0	5,4	3,4	4,5	8,9	3,1	8,1	4,8
Eu	ppm	1,3	,9	1,2	1,7	2,0	1,0	3,5	1,5
Gd	ppm	5,3	5,4	4,0	5,5	7,4	3,6	8,3	5,0
Tb	ppm	,88	,86	,68	,97	1,06	,65	1,59	,86
Dy	ppm	5,3	4,9	3,9	5,7	5,4	4,3	10,3	5,1
Ho	ppm	1,08	1,00	,75	,99	,85	,72	1,60	,86
Er	ppm	3,20	2,88	2,01	2,66	2,41	2,07	4,88	2,34
Tm	ppm	,42	,39	,28	,35	,35	,34	,83	,33
Yb	ppm	2,85	2,62	1,73	2,19	2,33	2,22	5,79	2,11
Lu	ppm	0,42	0,38	0,25	0,31	0,34	0,33	0,89	0,29
Hf	ppm	3,89	5,11	2,90	3,59	7,01	2,99	14,87	4,26
Ta	ppm	0,53	1,14	0,84	1,07	1,30	0,29	0,98	1,32
Pb	ppm	< 30	60,528	< 30	< 30	< 30	< 30	30,805	< 30
Th	ppm	4,59166	8,76235	1,33044	1,88034	44,337	1,69028	11,690	1,24898
U	ppm	,79152	2,95166	,35340	,36266	11,687	,39802	2,99973	,41955

Analyse par ICP-MS (suite) :

Échantillon		29.1	42.2	44.1	54.1	57.1	59.1	63.1	73.1
Élément	Unité								
Rb	ppm	269,6	3,2	2,7	7,4	21,7	54,5	15,0	,3
Y	ppm	24,1	40,5	28,3	52,0	27,5	46,8	44,7	24,5
Zr	ppm	103,4	147,7	135,0	194,2	74,7	151,5	149,2	146,9
Nb	ppm	12,3	9,3	17,2	11,1	4,8	9,4	9,2	34,5
Cs	ppm	7,2	,2	,5	,4	,9	1,6	,9	,3
La	ppm	45,3	21,1	16,8	23,5	7,7	17,2	14,0	21,8
Ce	ppm	81,5	36,4	31,8	39,9	19,3	34,4	34,4	53,8
Pr	ppm	10,5	5,3	4,3	6,2	2,6	5,1	4,9	6,2
Nd	ppm	38,3	21,9	17,3	25,5	10,7	21,7	21,6	25,8
Sm	ppm	7,0	5,0	4,1	5,9	2,9	5,6	5,9	6,1
Eu	ppm	2,0	1,6	1,1	1,9	1,3	1,8	2,0	2,2
Gd	ppm	6,1	6,0	4,6	8,1	3,4	6,8	6,7	5,7
Tb	ppm	,89	1,10	,83	1,45	,67	1,22	1,18	,94
Dy	ppm	4,4	6,7	5,2	8,5	4,8	8,2	8,2	5,5
Ho	ppm	,60	1,21	,73	1,57	,69	1,32	1,40	,74
Er	ppm	1,63	3,34	2,04	4,21	2,10	3,98	4,14	2,09
Tm	ppm	,25	,49	,31	,66	,34	,60	,59	,27
Yb	ppm	1,60	3,24	1,89	4,31	2,24	3,89	3,77	1,64
Lu	ppm	0,23	0,50	0,27	0,67	0,31	0,57	0,53	0,20
Hf	ppm	2,97	4,30	3,96	5,94	1,98	4,29	4,23	3,79
Ta	ppm	0,52	0,54	1,06	0,62	0,25	0,53	0,55	2,01
Pb	ppm	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30
Th	ppm	7,76097	3,06675	1,69419	2,56107	,69315	1,56345	1,52927	2,72565
U	ppm	2,60480	,89644	1,55714	,61488	,25370	,47776	,48956	1,25319

APPENDICE C

Tableau des problèmes analytiques lors de l'analyse de la composition géochimique des roches.

Élément Analysé	Problème analytique	Effet sur les résultats	Interférent analytique
Al	Interférent +		Zr
Ca	Contaminant et interférent		Fe
K	Élément volatil	(Sous/Sur) dosage possible	
P			Cu
As	Élément volatil	(Sous/Sur) dosage possible	
Ba			Zr
Cd	Interférent +++		Fe
Co	Interférent +++		Fe
Cr	Contaminant		
Cu	Élément volatil	(Sous/Sur) dosage possible	
Ni	Interférent +		Fe
S	Élément volatil et Interférent ++	(Sous/Sur) dosage possible	Ca
Sr			Fe
V	Interférent +		Fe
Zn	Interférent ++		Cu,Fe
Rb	Élément volatil ++	Semi-Quantitatif	
Cs	Élément volatil +++++	Semi-Quantitatif	
Eu	Interférent +++		Ba
Gd	Interférent +++	(Sous/Sur) dosage possible	Ce,Pr
Tb	Interférent ++		Nd
Dy	Interférent +++		Nd,Sm
Ho	Interférent +++		Nd,Sm
Er	Interférent +		Eu
Tm	Interférent +		Eu
Yb	Interférent +		Gd
Lu	Interférent +		Tb
Hf	Interférent +		Dy
Ta	Interférent +		Ho
Pb	Contaminant variable (2 à 10 ppm)	(Sous/Sur) dosage possible	

APPENDICE D

Limites de détections analytiques des éléments chimiques par les méthodes
ICP-AES et ICP-MS.

Analyse par ICP-AES :

Éch.	Dilution analytique	Limite Instrumentale	Al ₂ O ₃ 0,00003	CaO 0,000003	Fe ₂ O ₃ T 0,00004	K ₂ O 0,00001	MgO 0,00005	MnO 0,000001	Na ₂ O 0,000005	P ₂ O ₅ 0,00005	S 0,00001	SiO ₂ 0,00001	TiO ₂ 0,000001	As 0,12
2.1	677,529909		0,0203	0,0020	0,0271	0,0068	0,0339	0,0007	0,0034	0,0339	0,0068	0,0068	0,0007	81,3036
2.2	672,7036798		0,0202	0,0020	0,0269	0,0067	0,0336	0,0007	0,0034	0,0336	0,0067	0,0067	0,0007	80,7244
9.1	666,9526854		0,0200	0,0020	0,0267	0,0067	0,0333	0,0007	0,0033	0,0333	0,0067	0,0067	0,0007	80,0343
9.2	711,9062927		0,0214	0,0021	0,0285	0,0071	0,0356	0,0007	0,0036	0,0356	0,0071	0,0071	0,0007	85,4288
14.1	711,6851093		0,0214	0,0021	0,0285	0,0071	0,0356	0,0007	0,0036	0,0356	0,0071	0,0071	0,0007	85,4022
22.1	689,3874172		0,0207	0,0021	0,0276	0,0069	0,0345	0,0007	0,0034	0,0345	0,0069	0,0069	0,0007	82,7265
26.1	651,0789474		0,0195	0,0020	0,0260	0,0065	0,0326	0,0007	0,0033	0,0326	0,0065	0,0065	0,0007	78,1295
27.1	686,0448845		0,0206	0,0021	0,0274	0,0069	0,0343	0,0007	0,0034	0,0343	0,0069	0,0069	0,0007	82,3254
29.1	718,3695502		0,0216	0,0022	0,0287	0,0072	0,0359	0,0007	0,0036	0,0359	0,0072	0,0072	0,0007	86,2043
42.2	728,0245442		0,0218	0,0022	0,0291	0,0073	0,0364	0,0007	0,0036	0,0364	0,0073	0,0073	0,0007	87,3629
44.1	704,3421409		0,0211	0,0021	0,0282	0,0070	0,0352	0,0007	0,0035	0,0352	0,0070	0,0070	0,0007	84,5211
54.1	697,4580818		0,0209	0,0021	0,0279	0,0070	0,0349	0,0007	0,0035	0,0349	0,0070	0,0070	0,0007	83,6950
57.1	699,0174731		0,0210	0,0021	0,0280	0,0070	0,0350	0,0007	0,0035	0,0350	0,0070	0,0070	0,0007	83,8821
59.1	721,7433936		0,0217	0,0022	0,0289	0,0072	0,0361	0,0007	0,0036	0,0361	0,0072	0,0072	0,0007	86,6092
63.1	707,603671		0,0212	0,0021	0,0283	0,0071	0,0354	0,0007	0,0035	0,0354	0,0071	0,0071	0,0007	84,9124
73.1	671,3488072		0,0201	0,0020	0,0269	0,0067	0,0336	0,0007	0,0034	0,0336	0,0067	0,0067	0,0007	80,5619

Analyse par ICP-AES (suite) :

Éch.	Dilution analytique	Limite Instrumentale	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Sc	Sr	V	Zn
			0,002	0,04	0,02	0,02	0,01	0,05	0,0005	0,002	0,02	0,006
2.1	677,529909		1,3551	27,1012	13,5506	13,5506	6,7753	33,8765	0,3388	1,3551	13,5506	4,0652
2.2	672,7036798		1,3454	26,9081	13,4541	13,4541	6,7270	33,6352	0,3364	1,3454	13,4541	4,0362
9.1	666,9526854		1,3339	26,6781	13,3391	13,3391	6,6695	33,3476	0,3335	1,3339	13,3391	4,0017
9.2	711,9062927		1,4238	28,4763	14,2381	14,2381	7,1191	35,5953	0,3560	1,4238	14,2381	4,2714
14.1	711,6851093		1,4234	28,4674	14,2337	14,2337	7,1169	35,5843	0,3558	1,4234	14,2337	4,2701
22.1	689,3874172		1,3788	27,5755	13,7877	13,7877	6,8939	34,4694	0,3447	1,3788	13,7877	4,1363
26.1	651,0789474		1,3022	26,0432	13,0216	13,0216	6,5108	32,5539	0,3255	1,3022	13,0216	3,9065
27.1	686,0448845		1,3721	27,4418	13,7209	13,7209	6,8604	34,3022	0,3430	1,3721	13,7209	4,1163
29.1	718,3695502		1,4367	28,7348	14,3674	14,3674	7,1837	35,9185	0,3592	1,4367	14,3674	4,3102
42.2	728,0245442		1,4560	29,1210	14,5605	14,5605	7,2802	36,4012	0,3640	1,4560	14,5605	4,3681
44.1	704,3421409		1,4087	28,1737	14,0868	14,0868	7,0434	35,2171	0,3522	1,4087	14,0868	4,2261
54.1	697,4580818		1,3949	27,8983	13,9492	13,9492	6,9746	34,8729	0,3487	1,3949	13,9492	4,1847
57.1	699,0174731		1,3980	27,9607	13,9803	13,9803	6,9902	34,9509	0,3495	1,3980	13,9803	4,1941
59.1	721,7433936		1,4435	28,8697	14,4349	14,4349	7,2174	36,0872	0,3609	1,4435	14,4349	4,3305
63.1	707,603671		1,4152	28,3041	14,1521	14,1521	7,0760	35,3802	0,3538	1,4152	14,1521	4,2456
73.1	671,3488072		1,3427	26,8540	13,4270	13,4270	6,7135	33,5674	0,3357	1,3427	13,4270	4,0281

Analyse par ICP-MS :

Éch.	Dilution analytique	Limite Instrumentale	Rb	Y	Zr	Nb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
			0,000003	0,00002	0,00001	0,000005	0,000003	0,000002	0,000002	0,000005	0,000002	0,000002	0,000001
2.1	6398,979473		0,0192	0,1280	0,0640	0,0320	0,0192	0,0128	0,0128	0,0032	0,0128	0,0128	0,0064
2.2	6353,397808		0,0191	0,1271	0,0635	0,0318	0,0191	0,0127	0,0127	0,0032	0,0127	0,0127	0,0064
9.1	6299,082132		0,0189	0,1260	0,0630	0,0315	0,0189	0,0126	0,0126	0,0031	0,0126	0,0126	0,0063
9.2	6723,649678		0,0202	0,1345	0,0672	0,0336	0,0202	0,0134	0,0134	0,0034	0,0134	0,0134	0,0067
14.1	6721,560695		0,0202	0,1344	0,0672	0,0336	0,0202	0,0134	0,0134	0,0034	0,0134	0,0134	0,0067
22.1	6510,968554		0,0195	0,1302	0,0651	0,0326	0,0195	0,0130	0,0130	0,0033	0,0130	0,0130	0,0065
26.1	6149,161483		0,0184	0,1230	0,0615	0,0307	0,0184	0,0123	0,0123	0,0031	0,0123	0,0123	0,0061
27.1	6479,399766		0,0194	0,1296	0,0648	0,0324	0,0194	0,0130	0,0130	0,0032	0,0130	0,0130	0,0065
29.1	6784,692373		0,0204	0,1357	0,0678	0,0339	0,0204	0,0136	0,0136	0,0034	0,0136	0,0136	0,0068
42.2	6875,879651		0,0206	0,1375	0,0688	0,0344	0,0206	0,0138	0,0138	0,0034	0,0138	0,0138	0,0069
44.1	6652,209507		0,0200	0,1330	0,0665	0,0333	0,0200	0,0133	0,0133	0,0033	0,0133	0,0133	0,0067
54.1	6587,192521		0,0198	0,1317	0,0659	0,0329	0,0198	0,0132	0,0132	0,0033	0,0132	0,0132	0,0066
57.1	6601,920303		0,0198	0,1320	0,0660	0,0330	0,0198	0,0132	0,0132	0,0033	0,0132	0,0132	0,0066
59.1	6816,556877		0,0204	0,1363	0,0682	0,0341	0,0204	0,0136	0,0136	0,0034	0,0136	0,0136	0,0068
63.1	6683,01326		0,0200	0,1337	0,0668	0,0334	0,0200	0,0134	0,0134	0,0033	0,0134	0,0134	0,0067
73.1	6340,601617		0,0190	0,1268	0,0634	0,0317	0,0190	0,0127	0,0127	0,0032	0,0127	0,0127	0,0063

Analyse par ICP-MS (suite) :

Éch.	Dilution analytique	Limite Instrumentale	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
			0,00000 5	0,00000 1	0,00000 2	0,00000 1	0,00000 2	0,00000 5	0,00000 2	0,00000 5	0,00000 2	0,00000 5	0,00000 5	0,00000 1	0,00000 3
2.1	6398,979473		0,0320	0,0064	0,0128	0,0006	0,0128	0,0032	0,0128	0,0032	0,0128	0,0032	0,0320	0,0640	0,0192
2.2	6353,397808		0,0318	0,0064	0,0127	0,0006	0,0127	0,0032	0,0127	0,0032	0,0127	0,0032	0,0318	0,0635	0,0191
9.1	6299,082132		0,0315	0,0063	0,0126	0,0006	0,0126	0,0031	0,0126	0,0031	0,0126	0,0031	0,0315	0,0630	0,0189
9.2	6723,649678		0,0336	0,0067	0,0134	0,0007	0,0134	0,0034	0,0134	0,0034	0,0134	0,0034	0,0336	0,0672	0,0202
14.1	6721,560695		0,0336	0,0067	0,0134	0,0007	0,0134	0,0034	0,0134	0,0034	0,0134	0,0034	0,0336	0,0672	0,0202
22.1	6510,968554		0,0326	0,0065	0,0130	0,0007	0,0130	0,0033	0,0130	0,0033	0,0130	0,0033	0,0326	0,0651	0,0195
26.1	6149,161483		0,0307	0,0061	0,0123	0,0006	0,0123	0,0031	0,0123	0,0031	0,0123	0,0031	0,0307	0,0615	0,0184
27.1	6479,399766		0,0324	0,0065	0,0130	0,0006	0,0130	0,0032	0,0130	0,0032	0,0130	0,0032	0,0324	0,0648	0,0194
29.1	6784,692373		0,0339	0,0068	0,0136	0,0007	0,0136	0,0034	0,0136	0,0034	0,0136	0,0034	0,0339	0,0678	0,0204
42.2	6875,879651		0,0344	0,0069	0,0138	0,0007	0,0138	0,0034	0,0138	0,0034	0,0138	0,0034	0,0344	0,0688	0,0206
44.1	6652,209507		0,0333	0,0067	0,0133	0,0007	0,0133	0,0033	0,0133	0,0033	0,0133	0,0033	0,0333	0,0665	0,0200
54.1	6587,192521		0,0329	0,0066	0,0132	0,0007	0,0132	0,0033	0,0132	0,0033	0,0132	0,0033	0,0329	0,0659	0,0198
57.1	6601,920303		0,0330	0,0066	0,0132	0,0007	0,0132	0,0033	0,0132	0,0033	0,0132	0,0033	0,0330	0,0660	0,0198
59.1	6816,556877		0,0341	0,0068	0,0136	0,0007	0,0136	0,0034	0,0136	0,0034	0,0136	0,0034	0,0341	0,0682	0,0204
63.1	6683,01326		0,0334	0,0067	0,0134	0,0007	0,0134	0,0033	0,0134	0,0033	0,0134	0,0033	0,0334	0,0668	0,0200
73.1	6340,601617		0,0317	0,0063	0,0127	0,0006	0,0127	0,0032	0,0127	0,0032	0,0127	0,0032	0,0317	0,0634	0,0190

RÉFÉRENCES

- Abdel-Fattah, M., Abdel-Rahman, Kumarapeli P.S. 1999. «Geochemistry and petrogenesis of the Tibbit Hill metavolcanic suite of the appalachian fold belt, Quebec-Vermont: a plume-related and fractionated assemblage». *American Journal of Science*. vol. 299, p. 210-237.
- Anders, B., Reischmann, T. et Kostopoulos D. 2007. «Zircon geochronology of basement rocks from the Pelagonian Zone, Greece: constraints on the pre-Alpine evolution of the westernmost Internal Hellenides». *International Journal of Earth Sciences*. vol. 96, p. 639-661.
- Anzidei, M., Baldi, P. et Casula G. 2001. «Insights into present-day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys.». *Geophysical Journal International*. vol. 146, p. 98-110.
- Aubouin, J., Blanchet, R., Cadet, J-P., Celet, P., Charvet, J., Chorowicz, J., Cousin, M., Rampnoux, J-P. 1970. «Essai sur la géologie des Dinarides». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 12, no 6, p. 1060-1095.
- Baker, B.H., Goles, G.G., Leeman, W.P., Lindstrom, M.M. 1977. «Geochemistry and Petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya». *Contributions to Mineralogy and Petrology*. vol. 64, p. 303-332.
- Bard, J-P. 1990. *Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques*, 208 p.
- Baroz, F., Bébien, J. et Ikenne, M. 1987. «An example of high-pressure low-temperature metamorphic rocks from an island arc; the Paikon Series (Innermost Hellenides, Greece)». *Journal of Metamorphic Geology*. vol. 5, no 4, p. 509-527.
- Barrat, J.A., Jahn, B.M., Fourcade, S., Joron, J-L. 1993. «Magma genesis in an ongoing rifting zone: the Tadjoura Gulf (Afar area)». *Geochemica and Cosmochimica Acta*. vol. 57, p. 2291-2302.
- Bébien, J. et Mercier, J.L. 1977. «Le cadre structural de l'association ophiolites-migmatites-granites de Guevgueli (Macédoine, Grèce); une croûte de bassin interarc». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 19, no 4, p. 927-934.

- Beccaluva, L., Coltorti, M., Premti, I., Saccani, E., Siena, F., Zeda, O., 1994. «Mid-ocean ridge and suprasubduction affinities in the ophiolitic belts from Albania». *Ophioliti*. vol. 19, p. 77-96.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Saccani, E., Siena, F. 2005. «Magma generation and crustal accretion as evidenced by suprasubduction ophiolites of the Albanide–Hellenide Subpelagonian zone». *The Island Arc*. vol. 14, p. 551-563.
- Bortolotti, V. et Principi, G. 2005. «Tethyan ophiolites and Pangea break-up». *The Island Arc*. vol. 14, p. 442-470.
- Bortolotti, V., Kodra, A. et Marroni, M. 1996. «Geology and petrology of the ophiolitic sequences in the Mirdita region, northern Albania». *Ophioliti*. vol. 21, p. 3-20.
- Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G. 2005. «Mesozoic to Tertiary tectonic history of the Mirdita ophiolites, northern Albania». *The Island Arc*. vol. 14, p. 471-493.
- Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G. et Saccani, E. 2002. «Interaction between Mid-Ocean Ridge and Subduction Magmatism in Albanian Ophiolites». *The Journal of Geology*. vol. 110, p. 561-576.
- Brown, S. et Robertson, A.H.F. 2004. «Evidence for Neotethys rooted within the Vardar suture zone from the Voras Massif, northernmost Greece». *Tectonophysics*. vol. 381, no 1-4, p. 143-173.
- Camiré, G., LaFlèche, M.R., Jenner, G.A. 1995. «Geochemistry of pre-Taconian mafic volcanism in the Humber Zone of the northern Appalachians, Québec, Canada». *Chemical Geology*. vol. 119, p. 55-77.
- Cann, J.R. 1970. «Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean-floor basaltic rocks». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 10, no 1.
- Coish, R.A., Fleming, F.S., Larsen, M., Poyner, R., Seibert, J. 1985. «Early rift history of the proto-Atlantic ocean: geochemical evidence from metavolcanic rocks in Vermont». *American Journal of Science*. vol. 285, p. 351-378.
- Collaku, A., Cadet, J-P., Bonneau, M., Jolivet, L. 1992. «L'édifice structural de l'albanie septentrionale: des éléments de réponse sur les modalités de la mise en place des ophiolites». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 163, no 4, p. 455-468.
- DeBono, A. 1998. «Pelagonian margins in central Evia island (Greece). Stratigraphy and geodynamic evolution». Université de Lausanne, 134 p.
- Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M. 2007. «Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana». *Gondwana Research*.

- Dimo-Lahitte, A., Monié, P., Vergély, P. 2001. «Metamorphic soles from the Albanian ophiolites: Petrology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and geodynamic evolution». *Tectonics*. vol. 20, no 1, p. 78-96.
- Foley, S. F., Barth, M. G., Jenner, G. A. 2000. «Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas». *Geochemica and Cosmochimica Acta*. vol. 64, no 5, p. 933-938.
- Gawlick, H-J., Frisch, W., Hoxha, L., Dumitrica, P., Krystyn, L., Lein, R., Missoni, S., Schlagintweit, F. . 2007. «Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin». *International Journal of Earth Sciences*.
- Gjata, K., Kornprobst, J., Kodra, A., Briot, D., Pineau, F. 1992. «Subduction chaude à l'aplomb d'une dorsale? Exemple des enclaves de pyroxénite à grenat de la brèche serpentineuse de Derveni (Albanie)». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 163, no 4, p. 469-476.
- Golonka, J. 2004. «Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic». *Tectonophysics*. vol. 381, no 1-4, p. 235-273.
- Gorican, S., Halamic, J., Gragasovic, T., Kolar-Jurkovsek, T. 2005. «Stratigraphic evolution of Triassic arc-backarc system in northwestern Croatia». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 176, no 1, p. 3-22.
- Haas, J., Kovacs, S., Krystyn, L., Lein, R. 1995. «Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain». *Tectonophysics*. vol. 242, p. 19-40.
- Ilic, A., Neubauer, F. et Handler, R. 2005. «Late Paleozoic-Mesozoic tectonics of the Dinarides revisited : Implication from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data of detrital white micas». *Geological Society of America*. vol. 33, no 3, p. 233-236.
- Kilias, A., Tranos, M., Moutrakis, D., Shallo, M., Marto, A., Turku, I. 2001. «Geometry and kinematics of deformation in the Albanian orogenic belt during the tertiary». *Journal of Geodynamics*. vol. 31, p. 169-187.
- Kodra, A. et Gjata, K. 2002. «Comment on the paper "Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context" by Robertson and Shallo». *Tectonophysics*. vol. 344, no 3-4, p. 297-301.
- Kodra A., Gjata K., Bakalli F. 1993. «Les principales étapes de l'évolution paléogéographique et géodynamique des Albanides internes au cours du Mésozoïque». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 164, no 1, p. 69-77.

- Kodra A., Vergely P., Gjata K., Bakalli F., Godroli M. 1993. «La formation volcano-sédimentaire du Jurassique supérieur : témoin de l'ouverture du domaine ophiolitique dans les Albanides internes ». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 164, no 1, p. 61-67.
- Liat, i A., Gebauer, D. et Fanning, M. 2004. «The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): first U–Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages». *Chemical Geology*. vol. 207, p. 171-188.
- Lips, A.W. White, S.H. Wijbrans, J.R. 1998. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe direct dating of discrete deformational events : a continuous record of early Alpine tectonics in the Pelagonian Zone, NW Aegean area, Greece». *Tectonophysics*. vol. 298, no 1-3, p. 133-153.
- MacKenzie, W.S. et Guilford, C. 1992. *Pétrographie. Minéraux des roches observés en lame mince*, 98 p.
- Meço, S. et Aliaj, S. 2000. «Geology of Albania».
- Mercier, J. 1966. «Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides en Macédoine (Grèce): vue d'ensemble». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 8, p. 1020-1049.
- , 1973. «Plissements synmétamorphiques d'échelle kilométrique, d'âge jurassique supérieur-éocrétaé dans les Hélienides internes (Macédoine, Grèce)». *C. R. Académie des Sciences de Paris, série D*. vol. 276, p. 2249-2252.
- Milovanovic, D. 1984. «Petrology of low metamorphosed rocks of the central part of the Drina-Ivanjica Paleozoic». *Bulletin du Musée de l'Histoire Naturelle Beograd, A*. vol. 39, p. 1-139.
- Most, T. 2003. «Geodynamic evolution of the Eastern Pelagonian Zone in northwestern Greece and the Republic of Macedonia. Implications from U/Pb, Rb/Sr, K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and fission track thermochronology.». Tübingen, Geowissenschaftlichen Fakultät. Eberhardt-Karls-Universität Tübingen, 170 p.
- Moutrakis, D. 1986. «The Pelagonian Zone in Greece: a polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the eastern Mediterranean.». *Journal of Geology*. vol. 94, p. 335-347.
- Moutrakis, D. . 1984. «Structural evolution of the Pelagonian Zone in northwestern Macedonia, Greece.». in Dixon J. E. and Robertson A.H.F. eds., *the geological evolution of the eastern Mediterranean: Geological Society of London Special Publication*. vol. 17, p. 581-590.

- Moutrakis, D., Sapountzis, E., Kiliyas, A., Eleftheriadis, G., Christofides, G. . 1983. «Paleogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area.». *Canadian Journal Earth Sciences*. vol. 20, p. 1673-1681.
- Muceku, B., Mascle, G. H., Tashko, A. 2006. «First results of fission-track thermochronology in the Albanides». *Tectonics development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publication*. vol. 260, p. 539-556.
- Muceku, B., Van der Beek, P., Bernet, M., Reiners, P., Mascle, G., Tashko, A. 2008. «Thermochronological evidence for Mio-Pliocene late orogenic extension in the north-eastern Albanides (Albania)». *Terra Nova*, p. 1-8.
- Nicolas, A. 1984. *Principes de tectonique*: Masson, 196 p.
- Nicolas, A., Boudier, F. et Meshi, A. 1999. «Slow spreading accretion and mantle denudation in the Mirdita Ophiolite (Albania)». *Journal of Geophysical Research*. vol. 104, no B7, p. 155-167.
- Pamic, J. et Jurkovic, I. 2001. «Paleozoic tectonostratigraphic units of the northwest and central dinarides and the adjoining South Tisia». *International Journal of Earth Sciences*. vol. 91, p. 538-554.
- Pamic, J., Tomljenovic, B. et Balen, D. 2002. «Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the central and NW Dinarides: an overview». *Lithos*. vol. 65, p. 113-142.
- Papa, A. 1970. «Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides (présentation de la Carte tectonique de l'Albanie au 500 000^e)». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 12, no 6, p. 1096-1109.
- Pearce, J.A. 1996. «A user's guide to basalt discrimination diagrams». *Geological association of Canada, Short course notes. Trace elements geochemistry of volcanic rocks, Application for massive sulphide exploration*. vol. 12, p. 79-114.
- Pearce, J.A. 1982. «Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries.». *Andesites : orogenic andesites and related rocks.*, p. 525-548.
- Pearce J.A. and Cann J.R. 1973. «Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 19, p. 290-300.
- Pearce J.A., Norry M.J. 1979. «Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks». *Contributions to Mineralogy and Petrology*. vol. 69, p. 33-47.

- Perrone, V., Martin-Algarra, A., Critelli, S., Decandia, F.A., D'Errico, M., Estevez, A., Iannace, A., Lazzarotto, A., Martin-Martin, M., Martin-Rojas, I., Mazzoli, S., Messina, A., Mongelli, G., Vitale, S., Zaghoul, M. N. 2006. «'Verrucano' and 'Pseudoverrucano' in the Central-Western Mediterranean Alpine Chains: palaeogeographical evolution and geodynamic significance». *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa. Geological Society, London, Special Publications*,. vol. 262, p. 1-43.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*, 568 p.
- Ramsay, J.G. et Huber, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology*, no 2: Folds and Fractures, 700 p.
- Robertson, A. et Shallo, M. 2000. «Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context». *Tectonophysics*. vol. 316, p. 197-254.
- Robertson, A.H.F. 2002. «Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region». *Lithos*. vol. 65, p. 1-67.
- Robertson, A. . 2002. «Reply to the comments by A. Kodra and K. Gjata on "Mesozoic-Tertiary evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean contexte" by A. Robertson and M. Shallo». *Tectonophysics*. vol. 344, no 3-4, p. 303-306.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, 351 p.
- Roubault, M. 1963. *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant*, 365 p.
- Rundnick, R.L. et Fountain, D.M. . 1995. «Nature and composition of the continental crust; a lower crustal perspective». *Reviews of Geophysics*. vol. 31, no 3, p. 267-309.
- Saccani, E. et Photiades, A. 2005. «Petrogenesis and tectonomagmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks in the Albanide-Hellenide ophiolitic mélanges». *The Island Arc*. vol. 14, p. 494-516.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. 2008. «The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system : correlation and evolution of tectonic units». *Swiss Journal of Geosciences*, p. 1-48.
- Schmidt, M. W., Dardon, A., Chazot, G., Vannucci, R 2004. «The dependence of Nb and Ta rutile–melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 226, p. 415-432.
- Shallo, M. 1992. «Geological evolution of the Albanian ophiolites and their platform periphery». *geologische Rundschau*. vol. 81, no 3, p. 681-694.

- Shallo, M. et Dilek, Y. 2003. «Development of the ideas on the origin of Albanian ophiolites». *Geological Society of America Special Paper*. vol. 373, p. 351-363.
- Spray, J.G., Bébien, J., Rex, D.C., Rodick, J.C. 1984. «Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the hellenic-Dinaric ophiolites». in Dixon J. E. and Robertson A.H.F. eds., *the geological evolution of the eastern Mediterranean: Geological Society of London Special Publication*. vol. 17, p. 619-627.
- Stampfli, G.M. et Borel, G.D. 2001. «A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 196, p. 17-33.
- Stieltjes, L., Joron, J-L., Treuil, M., Varet, J. 1976. «Le rift d'Asal, segment de dorsale émergé: discussion pétrologique et géochimique». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 18, no 4.
- Sun, S.-s. et McDonough, W.F. 1989. «Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes». *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication*. vol. 42, p. 313-345.
- Tremblay, A., Meshi, A. et Bédard, J-H. 2008. «Oceanic core complexes and ancient oceanic lithosphere: insights from Tethyan and Iapetan ophiolites (Albania and Canada)». *Tectonophysics (sous presse)*
- Treuil, M. et Varet, J. 1973. «Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Asal». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 15, no 5-6, p. 506-540.
- Ulrich, F.D., Manutsoglu, E., Mertmann, D. 2001. «Permian-Triassic paleogeography of the external Hellenides». *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. vol. 172, p. 327-338.
- Velaj, T. 2001. «Evaporites in Albania and their impact on the thrusting processes». *Journal of the Balkan Geophysical Society*. vol. 4, no 1, p. 9-18.
- Vergely, P., Dimo, A. et Monié, P. 1998. «Datation des semelles métamorphiques ophiolitiques d'Albanie par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: conséquences sur le mécanisme de leur mise en place». *C. R. Académie des Sciences de Paris*. vol. 326, p. 717-722.
- Vergely, P. et Mercier, J. 1990. «La fenêtre métamorphique de l'Olympe (Macédoine, Grèce); Compression et extension cénozoïques». *Bulletin de la Société géologique de France*. vol. 6, no 5, p. 819-829.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. «Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements». *Chemical Geology*. vol. 20, p. 325-343.

- Winchester, J.A. et Floyd, P.A. 1976. «Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 28, p. 459-469.
- Wood, D.A., Joron, J-L. et Treuil, M., . 1979. «A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings.». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 45, no 2, p. 326-336.
- Yardley, B.W.D., MacKenzie, W.S. et Guilford, C. 1995. *Atlas des roches métamorphiques*, 120 p.