



**UNIVERSITE CADI AYYAD
FACULTE DES SCIENCES ET THECHNQUE (FST)
MARRAKECH**

MEMOIRE

Présenté à la Faculté pour obtenir

La Licence en Géologie Appliquée aux Ressources Minières

Par

TEMRI Sanaa

**Morphologie, Architecture interne, Mécanisme de mise en place,
Minéralogie, Géochimie et Implication Géodynamique des
Coulées de Basaltes du Trias-Jurassique de la Province
Magmatique de l'Atlantique Central de la région de Midelt ».**

Encadré par : Mme Aicha Reddad

Co-encadré par : Monsieur Naserreddine YOUBI

Soutenu le 15 Mars 2012 devant le jury composé de :

Monsieur : Ahmid HAFID

Monsieur : Abdeljabar RIZKI

Année universitaire: 2011-2012



Le Haut Atlas de Midelt

◆ **Nom et Prénom : TEMRI Sanaa**

◆ **Intitulé du travail :**

« Morphologie, Architecture interne, Mécanisme de mise en place, Minéralogie, Géochimie et Implication géodynamique des coulées de basaltes du Trias-Jurassique de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) de la région de Midelt ».

◆ **Laboratoire(s) où les travaux ont été réalisés : (intitulé et institution) :**

Laboratoire de Géodynamique, Géoressources & Géorisques (3GEOLAB) du Département de géologie de la Faculté des Sciences-Semlalia, Université Cadi Ayad, Marrakech.

Laboratoire de pétrographie du département de géologie de la faculté des Sciences et Techniques (FST) , Université Cadi Ayad , Marrakech.

◆ **Date de commencement de ce sujet: Juin 2011**

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à exprimer mes vifs remerciements à Mme **Aicha Reddad** Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques (FST) Marrakech, qui m'a fait l'honneur d'être mon encadrante de ce sujet pour sa générosité, sa serviabilité, ses remarques avisées, ses critiques constructives son aide qu'il m'a prodigué et l'attention qu'il m'a accordée tout au long de l'avancement de ce travail.

Je remercie également Monsieur **Naserreddine YOUBI**, Professeur au laboratoire de Pétrologie de la Faculté des sciences Semlalia, qui m'a fait l'honneur d'être le co-encadrant de ce sujet, et qui, depuis lors, n'a cessé de me faire profiter de ses expériences et ses connaissances en Volcanologie et Géochimie, Ses remarques avisées, et ses critiques constructives ont contribué de plus près à l'élaboration de ce travail. Je lui suis très reconnaissante pour la bienveillance et la confiance qu'il m'a accordée tout au long de ce mémoire.

Je tiens à remercier vivement Monsieur **Abdelatif Saidi**, Professeur à la Faculté des Sciences et Technique (FST) Marrakech, d'avoir accepté de participer activement à l'amélioration de ce sujet .

Je remercie Monsieur **Ahmid HAFID**, Professeur à la faculté des Sciences et Technique (FST) Marrakech, pour avoir accepté de juger ce travail. Je lui exprime mes respects les plus distingués.

Je remercie Monsieur **Abdel jabar RIZKI**, Professeur à la Faculté des Sciences et Technique (FST) Marrakech, qui a eu la gentillesse d'accepter de juger le travail. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude et ma sincère reconnaissance.

Je remercie également Monsieur **Brahim IGMOUILLAN** chef de département, et Monsieur **Abdellah AIT ADI** ; responsable de la filière (**GARM**) à la faculté des Sciences et Technique (FST) Marrakech, pour leurs gentillesse et leurs serviabilités.

Je suis profondément reconnaissant à M^{lle}. **H. ELHACHIMI**, Etudiante-chercheur. Elle m'a beaucoup fait bénéficier de ses remarques avisées et ces critiques constructives ont contribué de plus près à l'élaboration de ce travail.

Enfin, à mes très chères mères et père, mes frères et amis(es) qui m'ont supporté durant toutes mes années d'étude, et m'ont fait part de leur encouragement et leur soutien moral et matériel. Qu'ils trouvent dans ce mémoire mes remerciements les plus sincères.

Sommaire

INTRODUCTION 8

CHAPITRE I : GENERALITES11

I- Cadre Géologique12

I.1- Les Domaines structuraux du Maroc	12
I.2- Le Haut Atlas de Midelt.....	14
I.3-La région de Midelt.....	14

II- Historique 20

III- Objectifs de travail 21

CHAPITRE II : VOLCANOLOGIE PHYSIQUE DES COULEES TRIASICO-JURASSIQUE DE LA CAMP DANS LA REGION DE MIDELE 22

I- Terminologie et Méthodologie de travail 23

I-1-Terminologie	23
I-2- Aperçu bibliographique sur les coulées de laves	24
a- Les différentes catégories de coulées du contexte aérien.....	25
b- Les différentes catégories de coulées du contexte sub-aquatique.....	26

II- Volcanologie physique des coulées basaltiques de la CAMP de la région de Midelt 27

II-1- Les coulées Pahoehoe composées.....	30
II-2- Les coulées simples.....	30
II-3- Les coulées prismées.....	31
II-4- Les coulées à pillow-lavas.....	31

31

III- Comparaison avec les basaltes de la CAMP dans le Haut Atlas Central (Coupe d'Ait Ourir) 35

Conclusion à l'étude lithostratigraphique des coulées Triasico-Jurassiques de la région de Midelt 37

CHAPITRE III : ETUDE PETROGRAPHIQUE DES COULEES TRIASICO-JURASSIQUE DE LA CAMP DANS LA REGION DE MIDELE 38

I-Introduction 39

II- Etude Pétrographique 39

II-1- Description des faciès.....	40
II-2-Conclusion à l'étude des lames minces des coulées du Trias-Jurassique.....	43

CHAPITRE IV : ETUDE GEOCHIMIQUE DES COULEES TRIASICO-JURASSIQUE DE LA CAMP DANS LA REGION DE MIDELE 44

I-Géochimie des roches totales.....	45
I-1- Evaluation des processus d'altérations.....	49
I-2- Eléments Majeures.....	50
I-2-1-Nomenclature.....	50
I-2-2-Variations chimiques.....	51
I-2-3-Conclusion à l'étude des éléments majeurs.....	53
I-3-Eléments Traces.....	54
I-3-1- Eléments incompatibles.....	54
I-3-2-Eléments compatibles ou élément de transition	54
I-3-3- Mécanismes d'évolution des liquides (taux de fusion).....	56
I-3-4-Conclusion à l'étude des éléments traces.....	56
I-4- Nature des magmas (affinité géochimique) et contexte de mise en place:	57
I-4-1- Diagrammes discriminants binaire.....	57
I-4-2-Diagrammes discriminants ternaires.....	58
I-4-3- Diagramme des terre rares de Coryel-Masuda.....	59
I-4-4- Diagramme de normalisation multi-éléments par rapport au MORB(Pearce,1982).....	60
II- Le Cadre Géodynamique	61
CONCLUSION	65

RESUME

Les roches volcaniques de la région de Midelt ainsi que leurs équivalents dans le reste du Maroc constituent l'une des principales roches sub-volcaniques de ce qu'on appelle la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP).

Au Maroc, la Province Magmatique de l'Atlantique Central est largement représentée sous forme de sills, des dykes et de coulées de lave dans les domaines Atlasiques et Mésétiens.

Généralement, les roches volcaniques de la CAMP (intrusives et extrusives) ont une affinité tholéiitique. Cette activité volcanique s'est concentrée autour de 200 millions d'années et représente une cause potentielle des extinctions en masse qui caractérisent la limite Trias-Jurassique. Elle est associée à la fragmentation du Supercontinent (la Pangée) et à l'ouverture de l'océan Atlantique Central.

L'histoire volcanologique du complexe basaltique Triasico-Jurassique de la région de Midelt apparaît relativement simple. Le modèle volcanologique se rapproche de celui des successions basaltiques continentales qui prennent naissance à partir d'éruptions à caractère fissural (Colombia River).

L'étude pétrographique des basaltes du Trias-Jurassique de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) de la région de Midelt montre trois types de faciès dont les plagioclases et les pyroxènes sont les constituants majeurs : il s'agit des basaltes microlitiques porphyriques (formation inférieure), des basaltes doléritiques à microlitiques (formation intermédiaire) et des basaltes microlitiques porphyriques vésiculaires (formation supérieure).

Les caractères géochimiques (majeure et traces) indiquent un contexte géodynamique distensif (volcanisme anorogénique) et une affinité des basaltes intraplaques tholéiitiques (tholéiites intracontinentales) (Beauchamp J.1988).

Mots clés :

Maroc, région de Midelt, Province Magmatique de l'Atlantique Central, Trias-Jurassique, Volcanologie Physique, Pétrologie et géochimie.

Introduction

Les provinces volcaniques géantes qui ponctuent l'histoire du globe terrestre sont l'objet d'un intérêt croissant car leur mise en place est souvent liée à la dislocation des continents et à l'origine de crises climatiques et biologiques (extinctions en masse) majeures. En outre, la cause des instabilités à l'origine de la production de ces magmas (panaches mantelliques) est encore débattue.

La plus vaste de ces provinces sur la Terre est la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP), qui couvre une surface d'environ 7 millions de km² avec un volume de lave qui excède $2.5 \cdot 10^6$ km³. Cette province est représentée principalement par des sills, des dykes et des coulées de lave préservés sur les quatre continents: dans la marge Est de l'Amérique du Nord (entre Nova Scotia et la Floride), l'Europe de l'Ouest (Péninsule Ibérique et France), l'Afrique (du Maroc à la côte d'Ivoire) et l'Amérique du Sud (Guyane, Surinam et Brésil) (Figure 1).

Au Maroc, la Province Magmatique de l'Atlantique Central est largement représentée sous forme de sills, de dykes et de coulées de laves dans les domaines Atlasiques et Mésétiens. Les coulées de lave les plus importantes affleurent presque d'une manière continue dans le Haut Atlas de Marrakech avec des épaisseurs totales de 100 à 300 m (Bertrand et al., 2004). Cette activité volcanique s'est concentrée autour de 200 millions d'années et représente une cause potentielle des extinctions en masse qui caractérisent la limite du Trias–Jurassique. Elle est associée à la fragmentation du Supercontinent (la Pangée) et à l'ouverture de l'océan Atlantique Central. Généralement, les roches volcaniques de la CAMP (intrusives et extrusives) ont une affinité tholéiitique.

Deux modèles portant sur le mécanisme du rifting de l'Atlantique Central continuent de s'opposer. Dans le modèle du « rifting actif », c'est une remontée asthénosphérique chaude, en provenance du manteau inférieur (« mantle plume ») qui est considérée comme le responsable du bombement (« doming ou uplift ou encore domal uplift»), de l'étirement, puis, éventuellement de la rupture de la lithosphère continentale (May, 1971 ; Oyarzun et al., 1997 ; Wilson et al., 1997 ; Thompson et al., 1998). Dans l'hypothèse du « rifting passif », les forces qui provoquent l'amincissement lithosphérique sont liées aux mouvements des plaques ; leurs origines sont à rechercher loin de la zone d'amincissement. Dans ce cas, l'asthénosphère remonte passivement sous le rift atlantique, par suite de « l'appel au vide » créé par l'étirement (McHone, 2000). Dans ce travail, on essaiera de présenter le cadre géologique et structural du secteur d'étude, les travaux antérieurs effectués sur la région de Midelt ainsi que les objectifs et la méthodologie employée.

Ce travail est subdivisé en quatre chapitres :

- Le premier chapitre représente le cadre géologique général de la région étudiée ; l'historique de la région ainsi que la méthodologie du travail;
- Le deuxième chapitre est consacré à la volcanologie physique des coulées Triasico-Jurassiques de la région de Midelt;
- Le troisième chapitre présente les différents faciès pétrographiques et minéralogiques de la pile volcanique Triasico-Jurassiques de la région de Midelt;
- Le quatrième chapitre est consacré à l'analyse géochimique des éléments majeurs et des éléments traces des roches totales.
- Finalement une conclusion tentera de résumer l'évolution des phénomènes magmatiques et le cadre géodynamique de la région de Midelt.

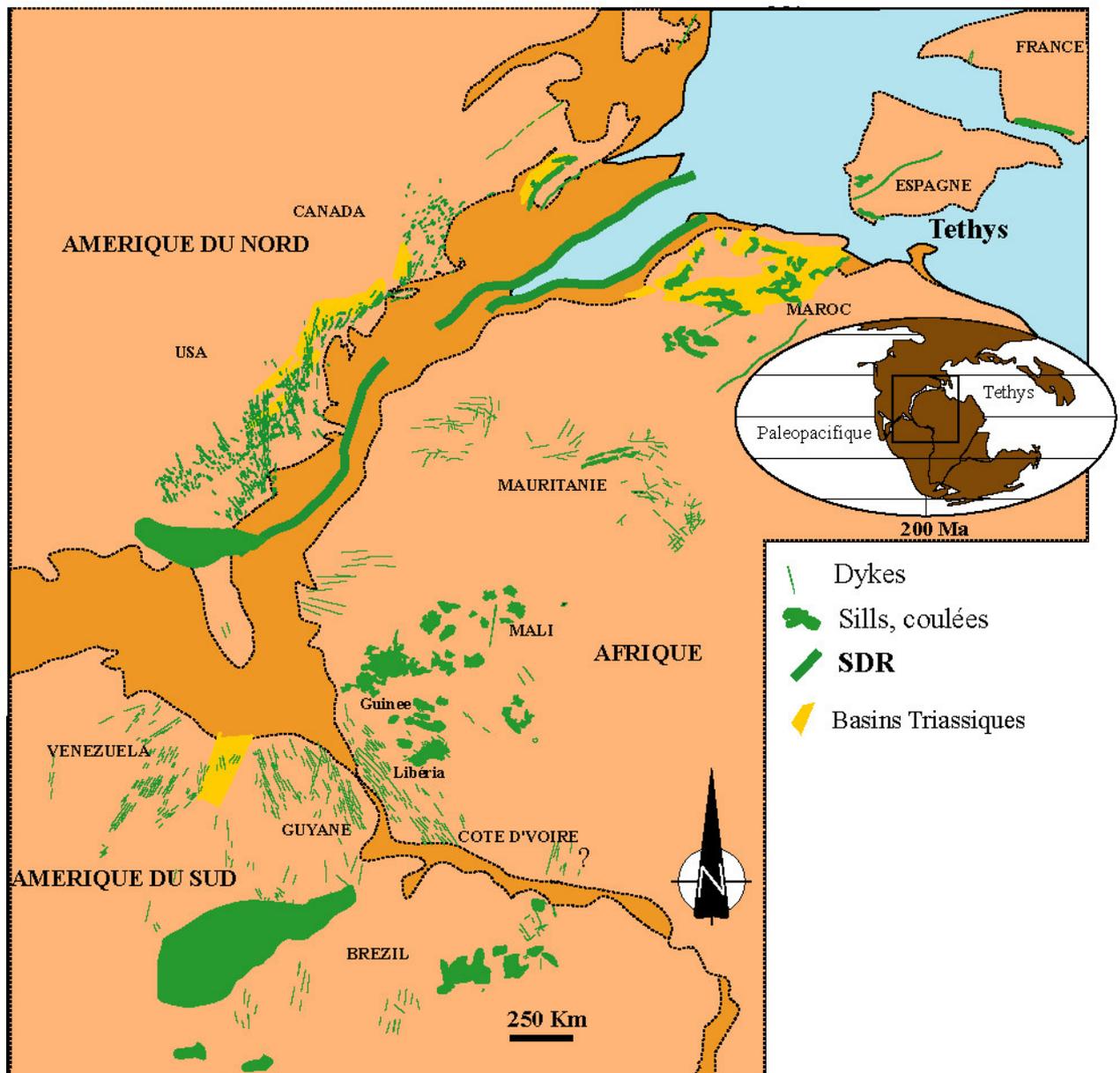


Figure 1: Répartition géographique de la CAMP (Knight et al, 2004)

Chapitre I

Généralités

I- Cadre Géologique

La région de Midelt est une province magmatique qui était le siège de nombreuses manifestations de différents âges, nature et mode de gisement des roches. Ce magmatisme est exprimé à l'affleurement sous forme de plutons au niveau des rides et des dykes. Il est représenté essentiellement par le complexe de Tamazert dans l'Atlas de Midelt à caractère fortement alcalin (Igmoullan et al. 1987).

Les dépôts détritiques de la région de Midelt s'inscrivent dans une phase de pénéplation tectonisée lors de la phase anti-crétacée ; et cela par la mise en place de dépôts de chenaux de plus en plus fins.

Du point de vue métamorphique on parle d'un épisode métasomatique hydrothermal postérieur aux intrusions dans le Haut Atlas de Midelt.

Avant d'entamer le développement de ce sujet, il convient comme exige la coutume de présenter les domaines structuraux du Maroc.

I.1 Les Domaines structuraux du Maroc

Le Maroc est géographiquement subdivisé en trois grands domaines structuraux : le Rif, le domaine Atlasique et le grand sud marocain composé de l'Anti Atlas et du Sahara (**figure 2**).

Le domaine Atlasique, comporte la Meseta, les Atlas et les Hauts Plateaux. La Meseta est pour sa grande partie formée de massifs anciens et de terrains paléozoïques. Le domaine Atlasique sensu stricto est composé quand à lui, de deux bras d'importance inégale : le Haut Atlas et le Moyen Atlas, en plus des cuvettes de la Haute et Moyenne Moulouya. Le Moyen Atlas se compose d'une cause moyenne atlasique et d'une partie plissée. Le Haut Atlas correspond à la pièce imposante de la géographie marocaine, puisque il traverse le pays depuis la côte atlantique, au niveau du bassin d'Agadir jusqu'aux confins algériens où il se poursuit pour arriver jusqu'en Tunisie, sur 2500 Km.

La partie marocaine du Haut Atlas est subdivisée en trois parties : le Haut Atlas occidental, le Haut Atlas central et le Haut Atlas oriental. Le Haut Atlas atlantique désigne la partie influencée, au cours de son histoire géologique, par l'Océan atlantique.

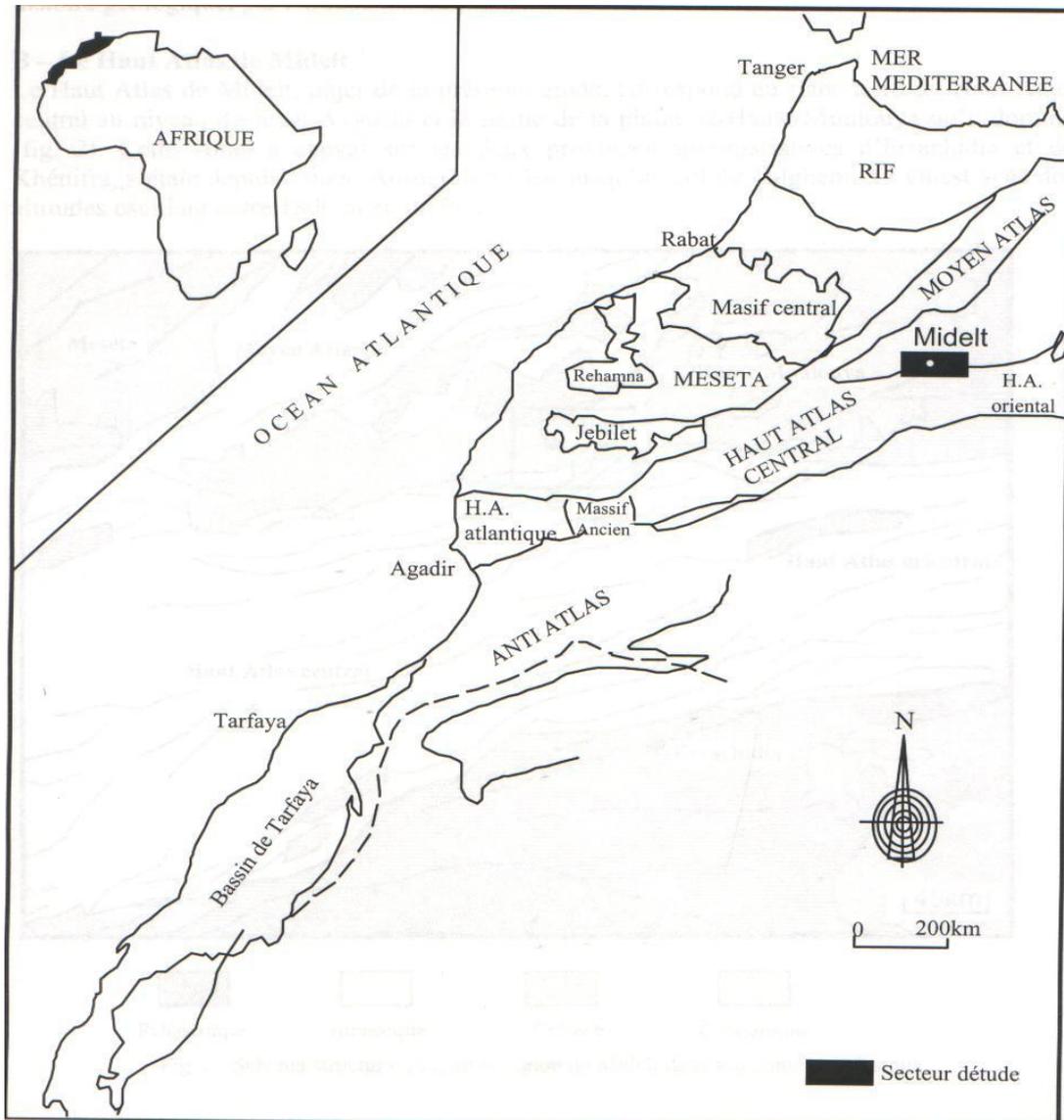


Figure 2 : Les différents domaines structuraux du Maroc et localisation du secteur d'étude(Igmoullan et al. 1987).

I.2 Le Haut Atlas de Midelt

Le Haut Atlas de Midelt, objet de la présente étude, correspond au flanc nord du Haut Atlas Central au niveau du Jbel Ayyachi et la partie de la plaine de la Haute Moulouya qu'il domine. Cette zone, à cheval sur les deux provinces administratives d'Errachidia et de Khénifra, s'étale depuis l'oued Ansegmir à l'Est jusqu'au col de Talghemt à l'Ouest avec des altitudes oscillant entre 1800m et 3059m. (**figure 3**)

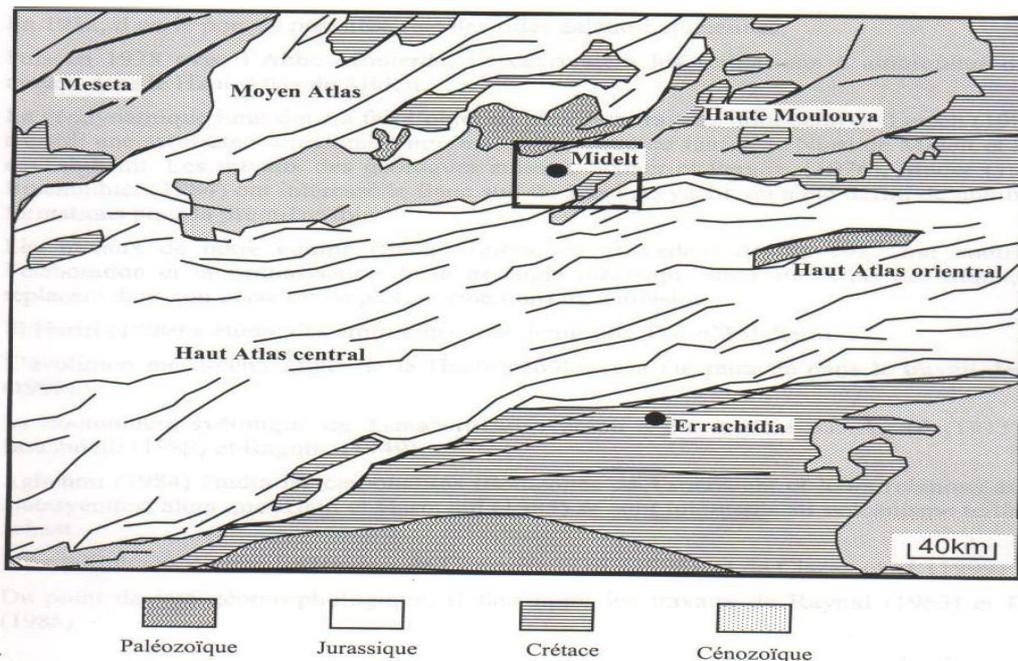


Figure 3 : Schéma structural plaçant la région de Midelt dans son contexte atlasique (Igmoullan et al.1987).

I.3 La région de Midelt

La répartition des terrains géologiques dans la région de Midelt permet de distinguer trois zones bien distinctes :

- la partie NW de Midelt, présente des terrains à dominante triasiques surmontant le socle paléozoïque schisteux ou les granites tardi-hercyniens.
- Le secteur NE présente des terrains crétacés.
- Le reste est occupé par des dépôts jurassiques dominants. (**figure 4**)

La série la plus complète, à l'affleurement, est localisée au nord de la ville de Midelt, aux alentours du village de Mibladène, réputée pour ses minéralisations en plomb-zinc.

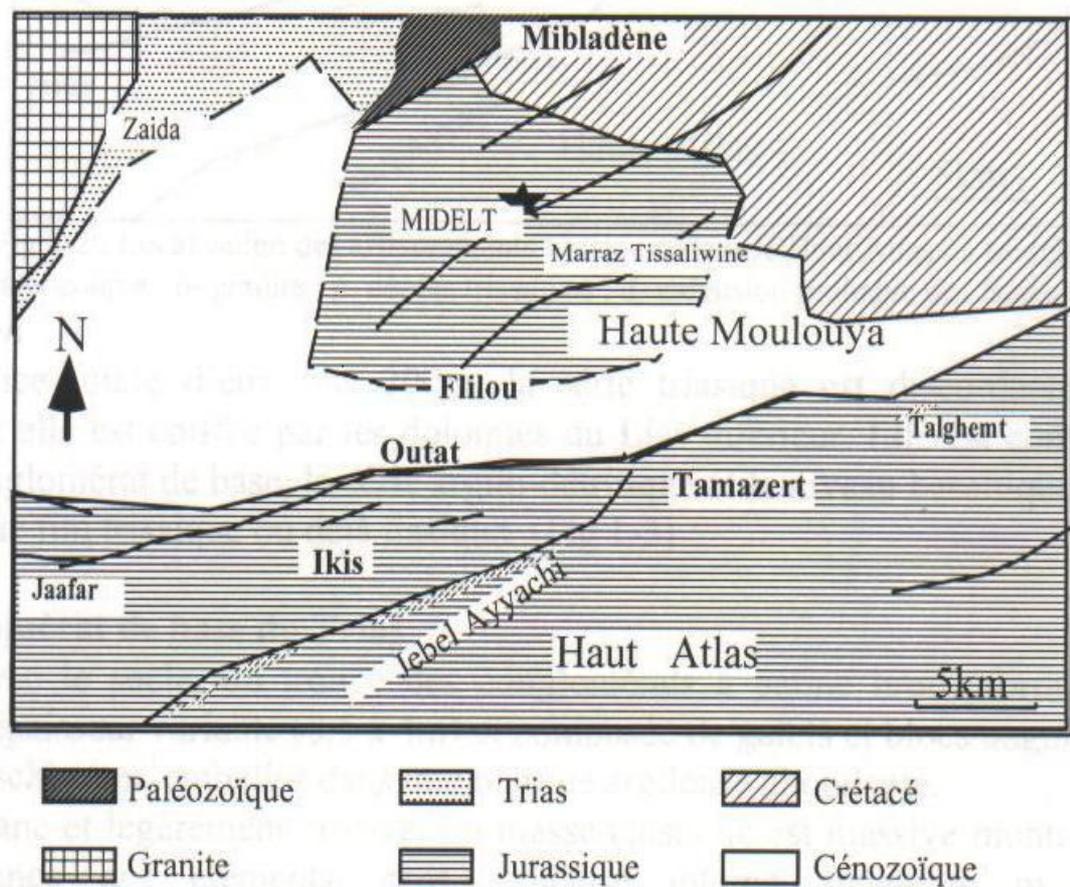


Figure 4 : Schéma structural et localisation des terrains mésozoïques dans la région de Midelt (Igmollan et al. 1987).

✚ Le trias

Le trias du Haut Atlas de Midelt débute par des conglomérats à matériel emprunté au socle (schistes et quartz issus de l'altération des granites) et se poursuit par des alternances d'argilites, de grès et d'évaporites et se termine par des basaltes. Ce qui est bien illustré dans la coupe de Mibladène. (figure 5 +6)

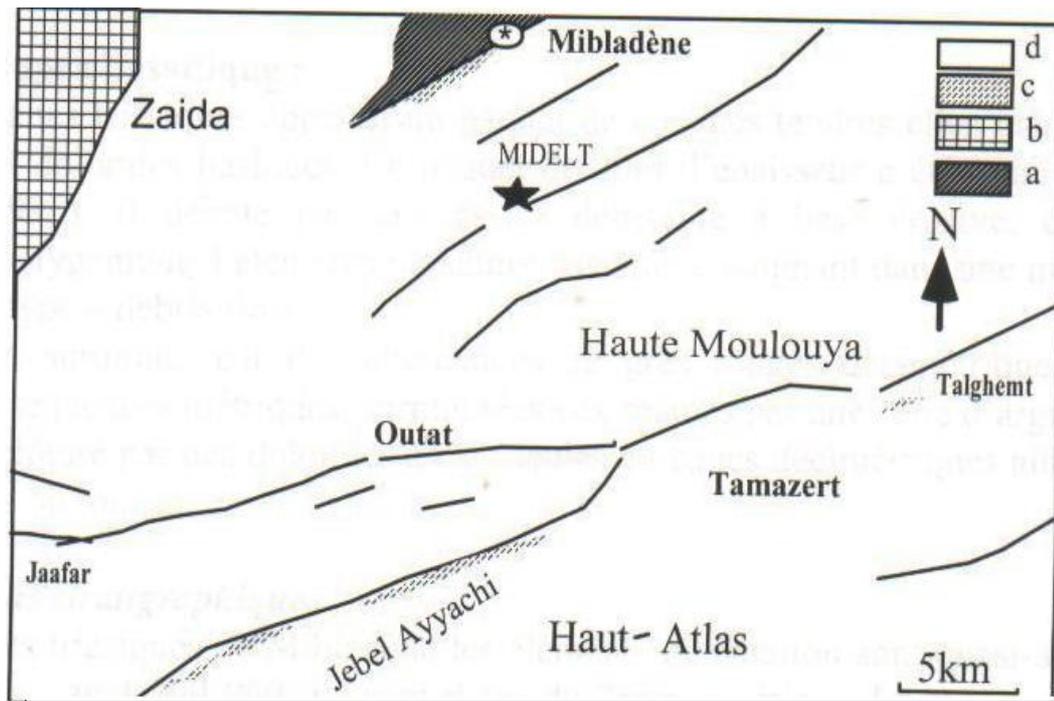


Figure 5 : Localisation des affleurements triasiques dans le Haut Atlas de Midelt (Igmoullan et al .1987).

a- Socle paléozoïque ; **b-** granite ; **c-** dépôts triasiques ; **d-** extension probable des faciès triasiques.

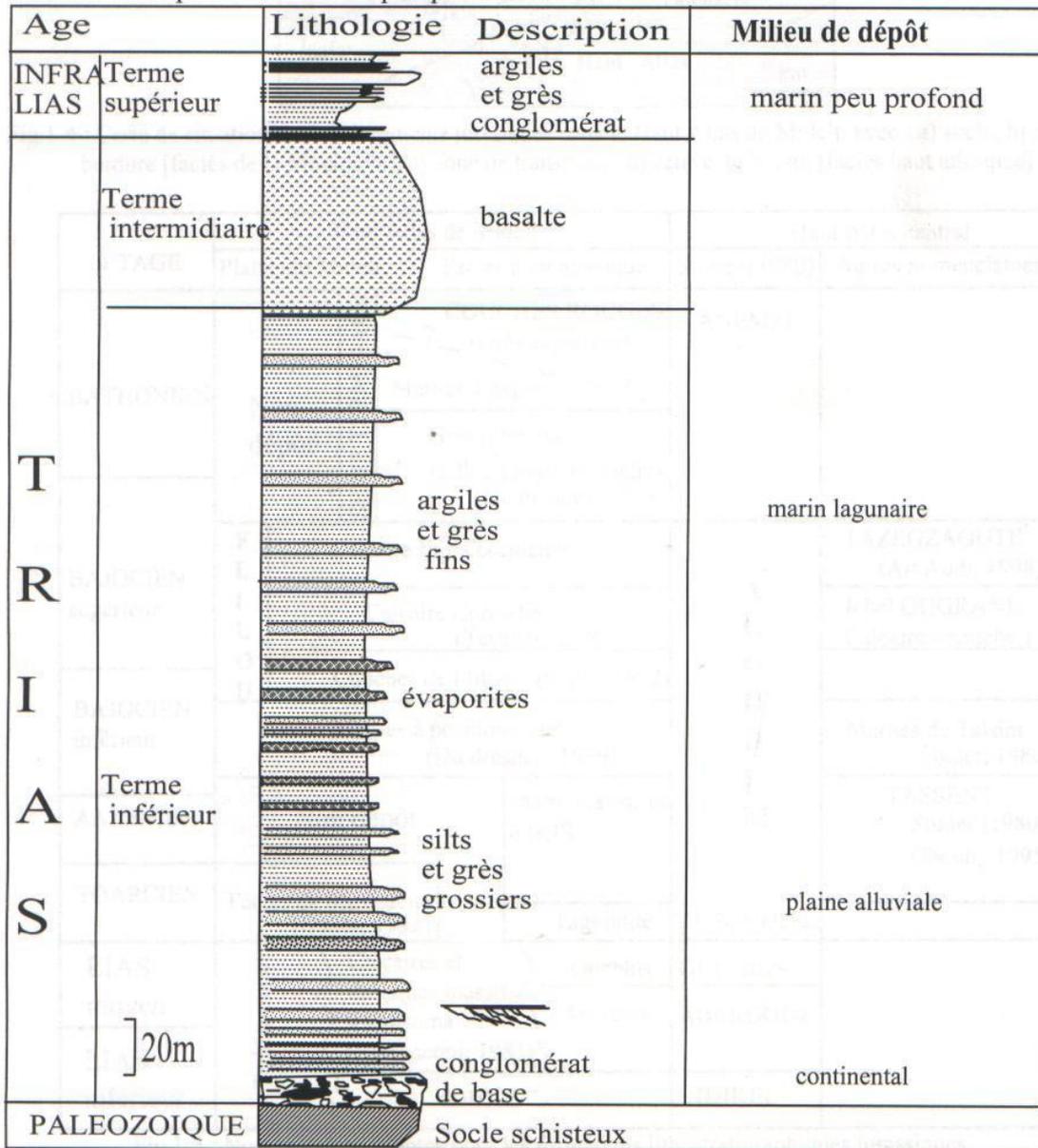


Figure 6 : Caractérisation lithologique du Trias de la région de Midelt (coupe de Mibladène)(Igmollan et al 1987).

✚ Le Jurassique

Dans la région de Midelt, les dépôts jurassiques sont relativement diversifiés. Ils montrent une polarité sédimentaire en allant du nord vers le sud, permettant de distinguer trois secteurs paléogéographiques différents (**figure 7+8**)

- Une zone de bordure de bassin au nord et au voisinage immédiat de la ville de Midelt.
- Une zone de faciès profond, correspondant à la charpente haut-atlasique.
- Et une zone intermédiaire servant d'articulation entre les deux premières.

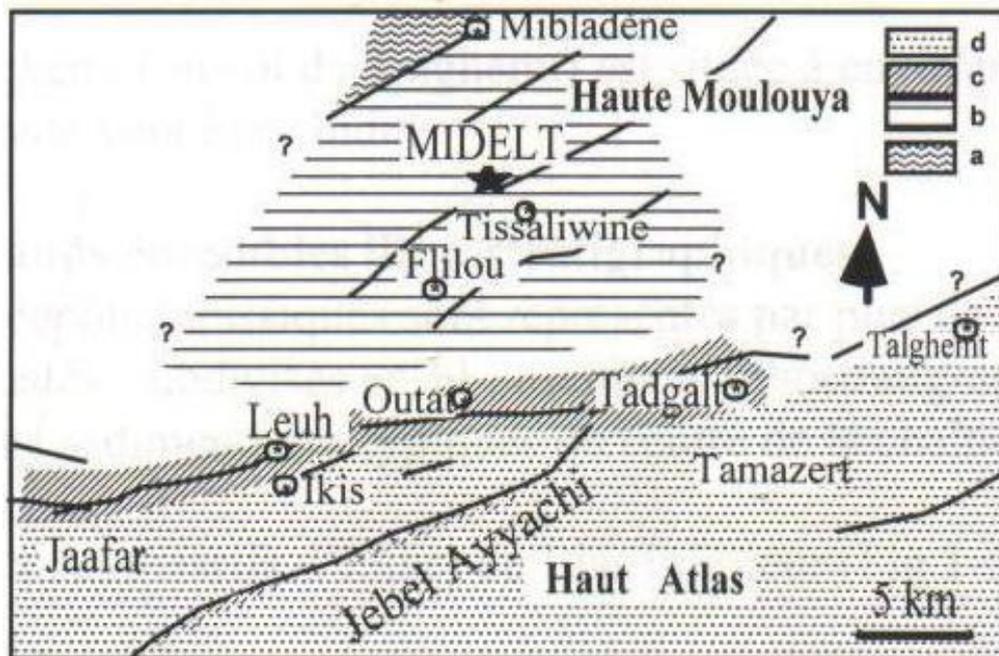


Figure 7 : Carte de situation des affleurements jurassiques dans le Haut Atlas de Midelt (Igmoullan et al 1987).

- a-** Socle ; **b-** zone de bordure (faciès de Moulouya) ; **c-** zone de transition ; **d-** centre du bassin (faciès haut atlasique)

ETAGE	Haut Atlas de Midelt		
	Plaine de Midelt	Facies haut atlasique	
BATHONIEN	Non dépôt	SERIE TERMINALE	COUCHES ROUGES — ? — (Grès supérieur) Marnes à gypse — ? —
			Grès inférieur Dalles à rhynchonnelles (Du dresnay, 1979)
BAJOCIEN supérieur	F L I L O U	Calcaire supra corniches	
		Calcaire Corniche (Termier, 1936)	
BAJOCIEN inférieur	Couches de Flilou (Sadki, 1992)		Marno-calcaires d'IKIS
	Marnes à posidonomies (Du dresnay, 1979)		
AALENIEN	Non dépôt		Tagoudite
TOARCIEN	Facies de Mibladène (Dubar, 1943)		
LIAS moyen	Taddammout	Calcaires et dolomies massifs à Opisoma (Bernasconi, 1983)	Ouchbis
LIAS inférieur			IDIKEL

Figure 8 :Caractérisation lithologique jurassique du Haut Atlas de Midelt
(Igmoullan et al .1987).

II- Historique

Les premiers travaux effectués dans la région de Midelt sont ceux de Barthous,(1924) ; Célérier et Charton, (1925) puis Daguin (1926) réalisés lors de leurs brèves missions dans le Jebel Ayyachi. D'autres travaux ont intéressé le district minier de Mibladène dont celui de Delhaye , dès (1925) , et ceux d'Emberger , 1961-65 ; Dagalier , 1974-87 ; Feleneq et Lenoble , 1962- 65 qui ont essayé de retracer la mise en place des gisements plomb-zinc en relation avec la géologie de l'encaissant. Les travaux de Dubar qui ont débuté en 1931 avaient pour objet la stratigraphie détaillée des Terrains jurassiques. Ils sont couronnés en 1941-43 par l'établissement de la carte géologique de Midelt au 1/200.000 et de sa notice. En voici un aperçu exhaustif :

En 1932 ; il étudia le trias et le jurassique de la Haute Moulouya et Haut-Atlas au sud de Midelt.

En 1934 ; il note quelques observations sur le lias supérieur et en 1936, il établit les zones d'ammonites de la région.

Puis en 1978 avec l'Abbé Mouterde, ils décrivaient les formations à ammonites du lias moyen dans le Haut Atlas de Midelt.

La géodynamique jurassique a fait l'objet de plusieurs travaux dont celui de Letsch (1985) qui a établi une synthèse sédimentaire intéressant le cirque de Jâafar, la Nord de Midelt et le Col-de -Talghmet. Les travaux des géologues suisses, Schaer et Persoz (1976), Studer (1980) et Berchbühler (1984) ont intéressé le flanc sud du Jebel Ayyachi, où a été défini de nombreuses formations pour la première fois.

Les travaux de l'équipe (Sadki, Igmoullan et Fedan) depuis (1987) ont contribué à l'élaboration et la connaissance de la géologie jurassique du Haut Atlas de Midelt, en le replaçant dans son contexte de plate- forme nord Haut Atlasique.

El Hariri (1990) a étudié des ammonites toarciennes de Tizi n'Talghemt.

L'évolution méso-cénozoïque de la Haute Moulouya a été retracée dans le travail de Saadi (1996).

La boutonnière syénitique de Tamazert / Bou-Agrou a été étudiée par Agard (1973) ; puis Raguin (1949) et Boubdelli (1989) .

Aghchmi (1984) étudia les carbonatites filoniennes de Tamazeght et leurs relations avec les métasyénites, alors que Klein et Harmand (1985) se sont intéressés au volcanisme tertiaire de Zebzat.

Pour le crétacé, on cite les travaux de Charrière et al.(1998) , et de Cizak et al.(1999).

III-Objectifs du travail

Ce travail est consacré à l'étude du volcanisme de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) dans la région de Midelt. Les objectifs de ce travail peuvent être résumés comme suit :

- (i) Etudier la volcanologie physique des coulées de laves de la pile volcanique de la région de Midelt.
- (ii) Retracer l'histoire volcanologique et établir le modèle de faciès qui a prévalu au cours de la mise en place de ce volcanisme.
- (iii) Préciser les différents faciès pétrographiques et minéralogiques de la pile volcanique Triasico-Jurassique de la région de Midelt;
- (iv) Analyser les données géochimiques des éléments majeurs et des éléments traces des roches totales ;
- (v) Situer ce magmatisme dans le cadre local et global de l'ouverture de l'Atlantique Central.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons procédé à (i) une compilation des données bibliographiques disponibles sur le volcanisme de la CAMP de la région étudiée (ii) l'établissement des coupes dans la région de Midelt afin de bien caractériser les affleurements basaltiques de la CAMP. (iii) l'étude pétrographique des lames minces des échantillons prélevés au sein de la pile volcanique des coupes étudiées, (iv) la réalisation d'un ensemble de diagrammes géochimiques à partir des données géochimiques disponibles sur le volcanisme étudié.

Chapitre II

Volcanologie physique des coulées triasico-jurassique de la CAMP dans la région de Midelt

I- Terminologie et Méthodologie de travail

I-1 Terminologie

Avant de décrire les coulées de basaltes de la CAMP de la région de Midelt, il est nécessaire de définir la terminologie et les définitions employées. La terminologie adoptée dans ce travail pour la description de la morphologie des coulées basaltiques est celle de Self et ses collaborateurs (Self et al., 1997,1998 ; Thordarson et Self, 1998). Cette terminologie est basée sur 3 critères à savoir : la vésiculation (vesiculation pattern), le style des joints et des prismes ou prismation (jointing style) et la texture (petrographic texture). Les coulées pahoehoe sont subdivisées en trois parties : la partie inférieure « basal lava crust » à pipe vésicules ; la partie centrale « lava core » à différentes structures de ségrégation et la partie supérieure « Upper lava crust » qui se présente le plus souvent d'une alternance de zones (couches) vésiculaires et d'autres non vésiculaires (**Figure 9**).

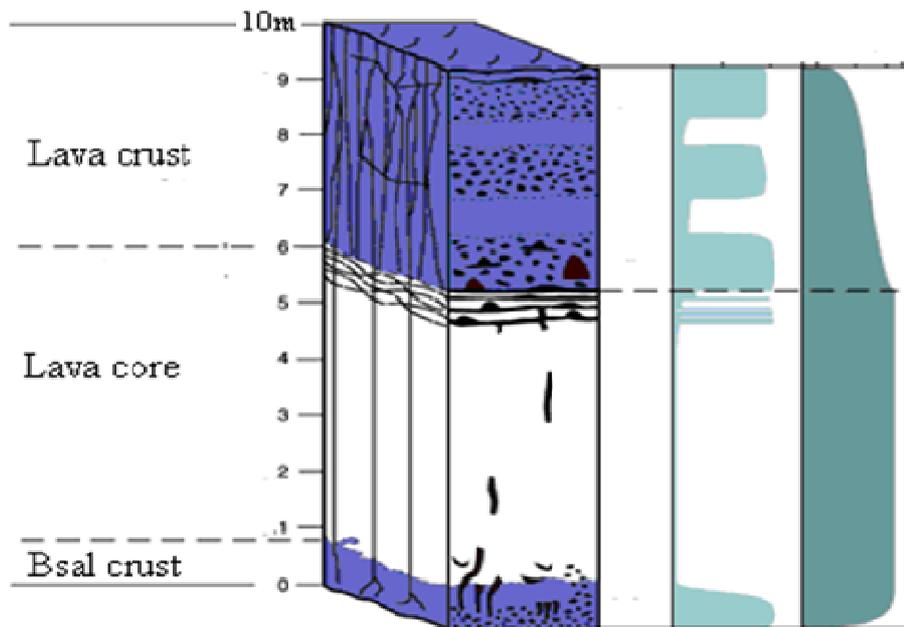


Figure 9: Morphologie des coulées basaltiques de type Pahoehoe (Self et al., 1997).

Cette terminologie a été utilisée par Self et al. et bien d'autres auteurs par la suite pour la description des anciennes et récentes coulées basaltiques dans la Columbia River Basalt Group (Self et al., 1996), le Deccan traps (Keszthelyi et al., 1999 ; Bondre, 2006 ; Bondre et al., 2004 ; Duraiswami et al., 2001 et 2003) le Parana Continental Flood Basalts (Waichel, 2006 ; Waichel et al., 2006) et la CAMP (El Hachimi et al., 2011 ; Kontak, 2007) et de la coulée historique de 1783-84 de l'éruption de Laki en Islande (Guilbaud et al., 2006)

I-2 Aperçu bibliographique sur les coulées de laves:

Les coulées de laves constituent la manifestation la plus classique de l'activité volcanique. Elles caractérisent des émissions régulières de magmas lors d'une éruption volcanique essentiellement effusive. Elles montrent de grandes variations dans la taille, la forme, la surface et la texture interne. Leur comportement dépend de plusieurs facteurs (Bourdier, 1994): la topographie, le taux d'effusion, la viscosité et la cohésion interne.

- Le taux d'effusion est un facteur principal qui contrôle la forme et l'extension des coulées. Les laves basaltiques épanchées à un taux d'effusion élevé forment des coulées de laves simples alors que celles épanchées à un taux d'effusion faible produisent des coulées de laves composées (**Figure 10A+10B**).

- La viscosité est liée à la composition et à la température.

Plus la solution est acide plus la viscosité est élevée, et elle est encore élevée lorsque la température diminue.

- La cohésion interne est à mettre en parallèle avec la viscosité. L'effet combiné de ces deux propriétés physiques avec la progression de la cristallisation est très important au niveau des phénomènes de ségrégation gravitaires tels que la différenciation, la formation des cumulas, le litage magmatique...etc. L'augmentation de la cohésion interne et de la viscosité par cristallisation déterminent un ralentissement considérable voire une disparition des phénomènes de ségrégation gravitaire. La charge volumétrique des cristaux de petite taille en suspension dans le magma est suffisante pour déterminer le blocage de la sédimentation des plus grands cristaux.

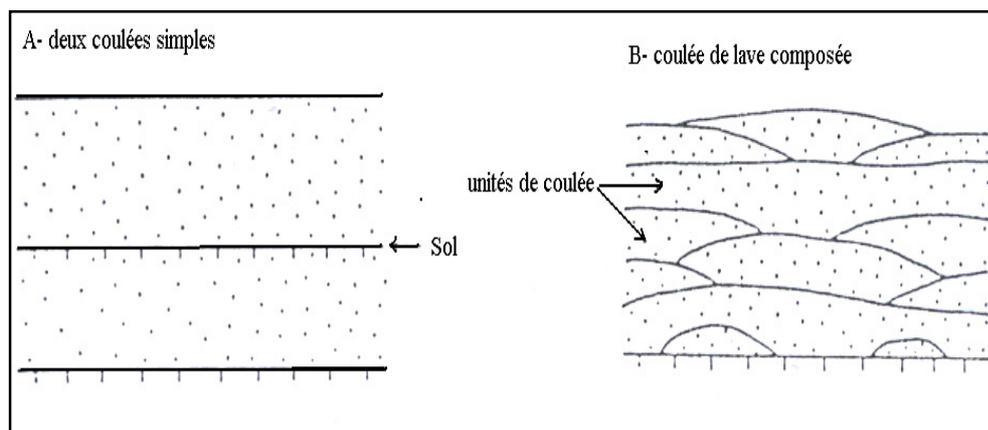


Figure 10: Coulées de lave simples et composées (Cas et Wright, 1987)

a- Les différentes catégories de coulées du contexte aérien:

Quatre-vingt-dix pour cent de coulées aériennes sont des basaltes. L'essentiel est formé de laves fluides. Leurs aspects caractéristiques se retrouvent dans deux types de coulées : les coulées Pahoehoe et les coulées Aa (Bourdier, 1994 ;).

↳ Les coulées de type Pahoehoe :

Les coulées Pahoehoe se caractérisent par des surfaces lisses, houleuses parfois cordées et orpillées. Elles présentent également des irrégularités résultant de la déformation de cette surface. La partie interne de la lave comprend un grand nombre de vésicules dans les laves consolidées qui sont partiellement héritées de la vésiculation au moment de l'éruption et sont modifiées par la coalescence et l'échappement des bulles durant l'épanchement. Ce type de lave est généralement moins fluide et donc moins mobile et tend à former des coulées très minces (3 à 6m d'épaisseur). Au sein d'une éruption suffisamment longue, la mise en place des laves Pahoehoe tend à s'effectuer par des tunnels ou tubes à travers lesquels les laves très chaudes et fluides peuvent couler à grande distance, car le refroidissement est minimisé, permettant ainsi le maintien d'une viscosité relativement faible,

Les coulées Pahoehoe peuvent être subdivisées en trois parties: Une partie inférieure, relativement moins épaisse et moins vésiculaire (Basal Crust). Elle montre souvent des pipes vésicules. Une partie centrale ou le cœur de la coulée (lava core) qui correspond de 40 à 60 % de l'épaisseur totale de la coulée. Elle est généralement dense avec des structures de ségrégation (vésicules cylindriques et des joints horizontaux). Une partie supérieure (lava crust) qui se présente le plus souvent sous forme d'une alternance de zones denses et d'autres vésiculaires (**Figure9**).

↳ Les coulées de type Aa:

Les coulées Aa sont caractérisées par des surfaces extrêmement rigoureuses et fragmentées, formées généralement de fragments de laves scoriacées. Ces coulées sont généralement épaisses (2 à 20 m) et avancent plus lentement. La partie interne des coulées Aa comprend des vésicules allongées et irrégulières qui peuvent être déformées durant l'écoulement. Elle consiste en un corps lavique solide et massif qui s'intercale entre deux couches de scories fragmentées (**Figure 11**). L'écoulement se fait dans des canaux ouverts avec une perte de chaleur très rapide résultant de la viscosité relativement élevée.

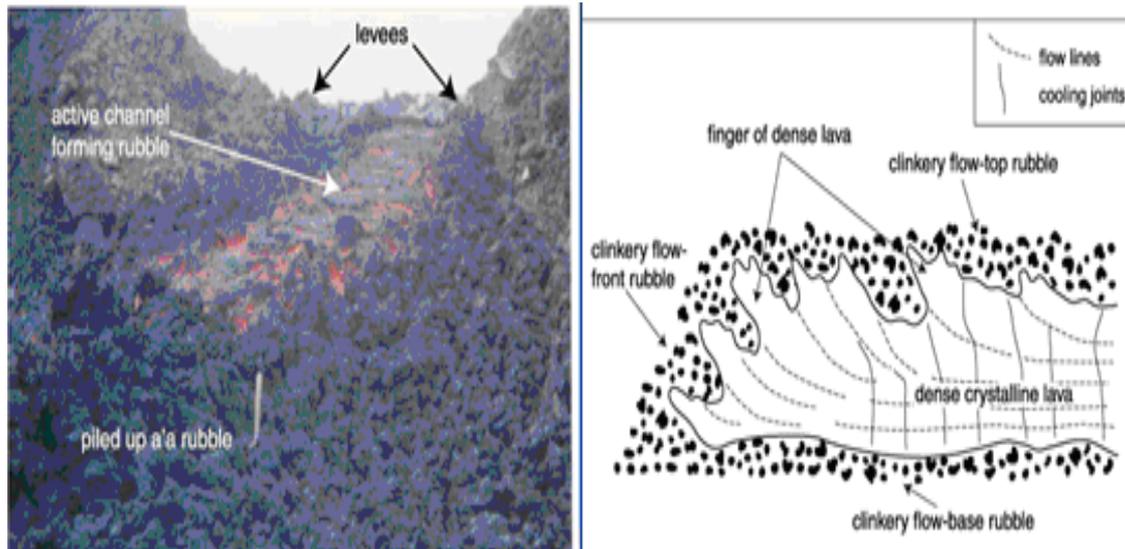
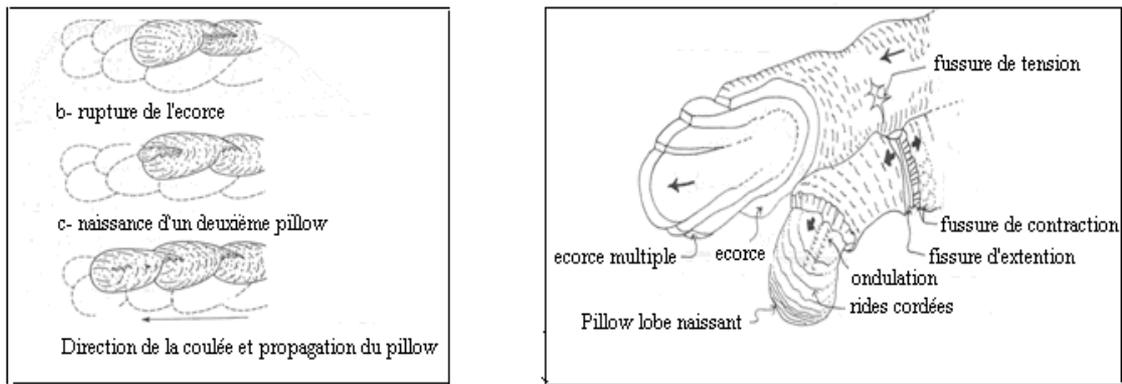


Figure11: Morphologie des coulées basaltiques de type Aa dans un environnement sub-aérien (in Ait Chayeb 1997).

b- Les différentes catégories de coulées du contexte sub-aquatique:

La formation des pillow-lavas est considérée par plusieurs auteurs comme l'une des caractéristiques les plus distinctives des laves basaltiques qui s'épanchent sous l'eau. Les formes grossièrement elliptiques des pillow-lavas sont en fait des laves en tubes ou lobes interconnectés :

↳ **Les « pillow lobes »:** (Mcpie et al., 1993) s'étendent et avancent par étirement ou par rupture de l'écorce. Le mécanisme d'expansion des pillow lobes est influencé par la viscosité de la lave. Dans les laves à viscosité relativement faible ; les pillow s'étendent surtout par étirement et acquièrent des surfaces lisses sans fractures. La rupture de la croûte et l'expansion par la suite s'opère dans les laves à viscosité relativement élevée ; la surface des pillow sera raboteuse avec des rides ou des fissures de contraction, des fissures d'ondulation et des fissures d'extension (**Figure12**).



*Les « pillow tubes »

*Les« pillow lobes »

Figure 12: Morphologie des coulées basaltiques de type pillow-lavas dans environnement sub-aérien (Ait Chyeb,1997).

II- Volcanologie physique des coulées basaltiques de la CAMP de la région de Midelt

Deux coupes détaillées ont été réalisées à travers la pile volcanique de la région de Midelt(**Figure 13et 14**). L'analyse de ces coupes montre l'existence d'une succession de coulées basaltiques qui peut être subdivisée en trois formations ou (« Lava flow field »). La première formation (Formation inférieure) dont l'épaisseur est de 74 à 113m montre une succession de 3 à 6 coulées (respectivement coupe d'Ajoundou Foulous et coupe d'Ahouli), la deuxième formation (Formation intermédiaire) ne dépasse guère 100 m et se traduit par une succession de 2 à 5 coulées (respectivement coupe d'Ajoundou Foulous et coupe d'Ahouli) et la troisième formation (Formation supérieure) dont l'épaisseur est d'une vingtaine de mètres et se traduit par 2 coulées de laves (Présente uniquement dans la coupe d'Ahouli). Les trois formations sont séparées par un horizon sédimentaire argileux, silteux ou gréseux de faible épaisseur (0.5 à 3m).

La variation de puissance de la pile volcanique d'une coupe à l'autre, peut s'expliquer soit par une subsidence différentielle du substratum anti-volcanique lors de l'épanchement des coulées basaltiques soit par la mise en place des coulées sur un substratum déjà structurée en horst et graben.

Les coulées de la CAMPdans la région de Midelt peuvent être regroupées en quatre grandes catégories. Les coulées pahoehoe composées ("Compound pahoehoe flows"), les coulées simples ("Simple flows") selon la nomenclature de Walker (1971), les coulées prismatiques et les coulées à pillow-lavas.Certaines coulées simples (coupe d'Ajoundou foulous) sont de type rubbly « rubbly pahoehoe »qui sont formés par une coalescence de lobes de diverses dimensions.

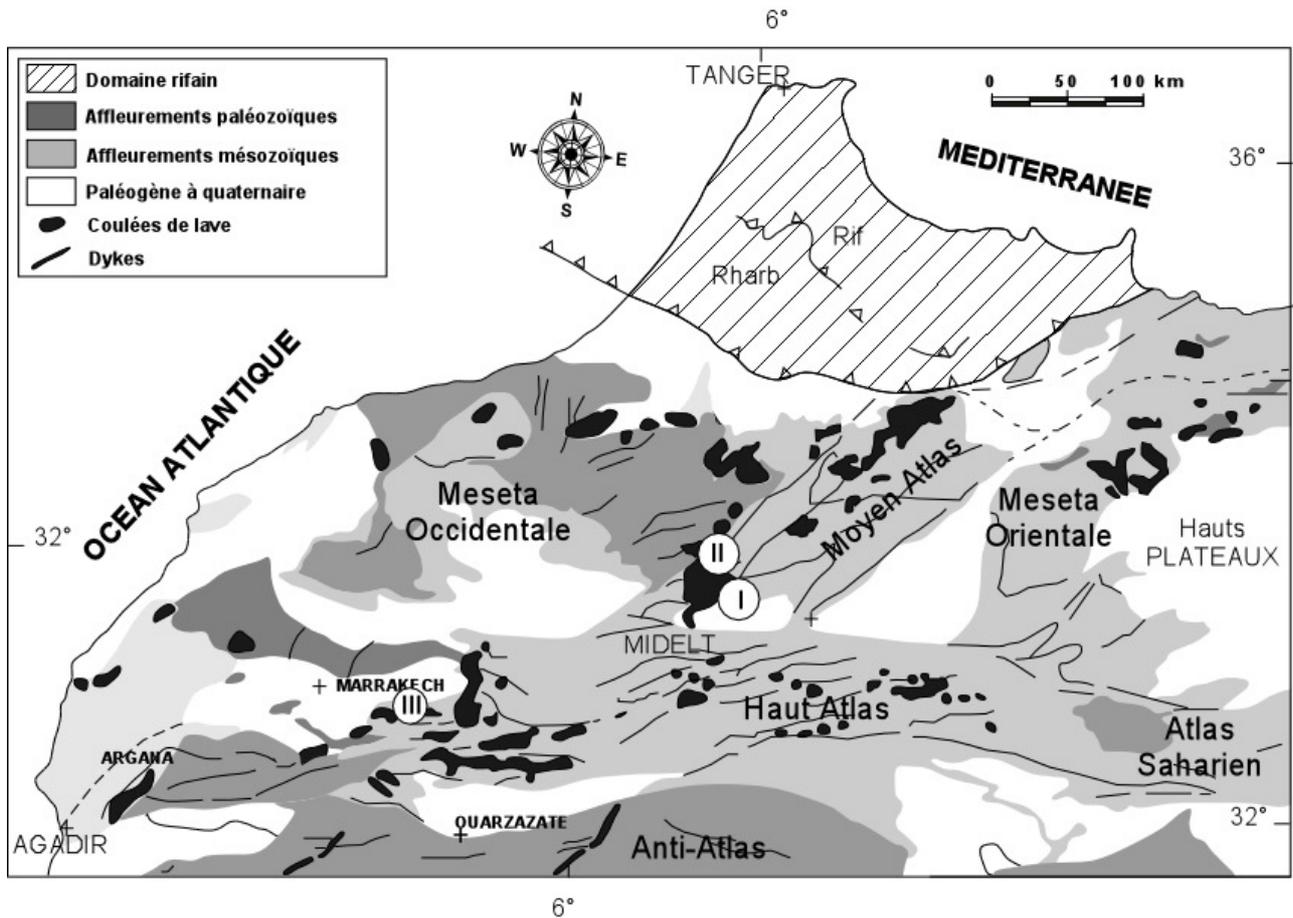


Figure 13 : Carte géologique simplifiée de la partie Nord du Maroc montrant les différentes zones étudiées ;**I**) Section d' Ajoundou fouldous **II**) Section d' Ahouli, **III**) Section d' Ait Ourir(**El Hachimi ., 2011**)

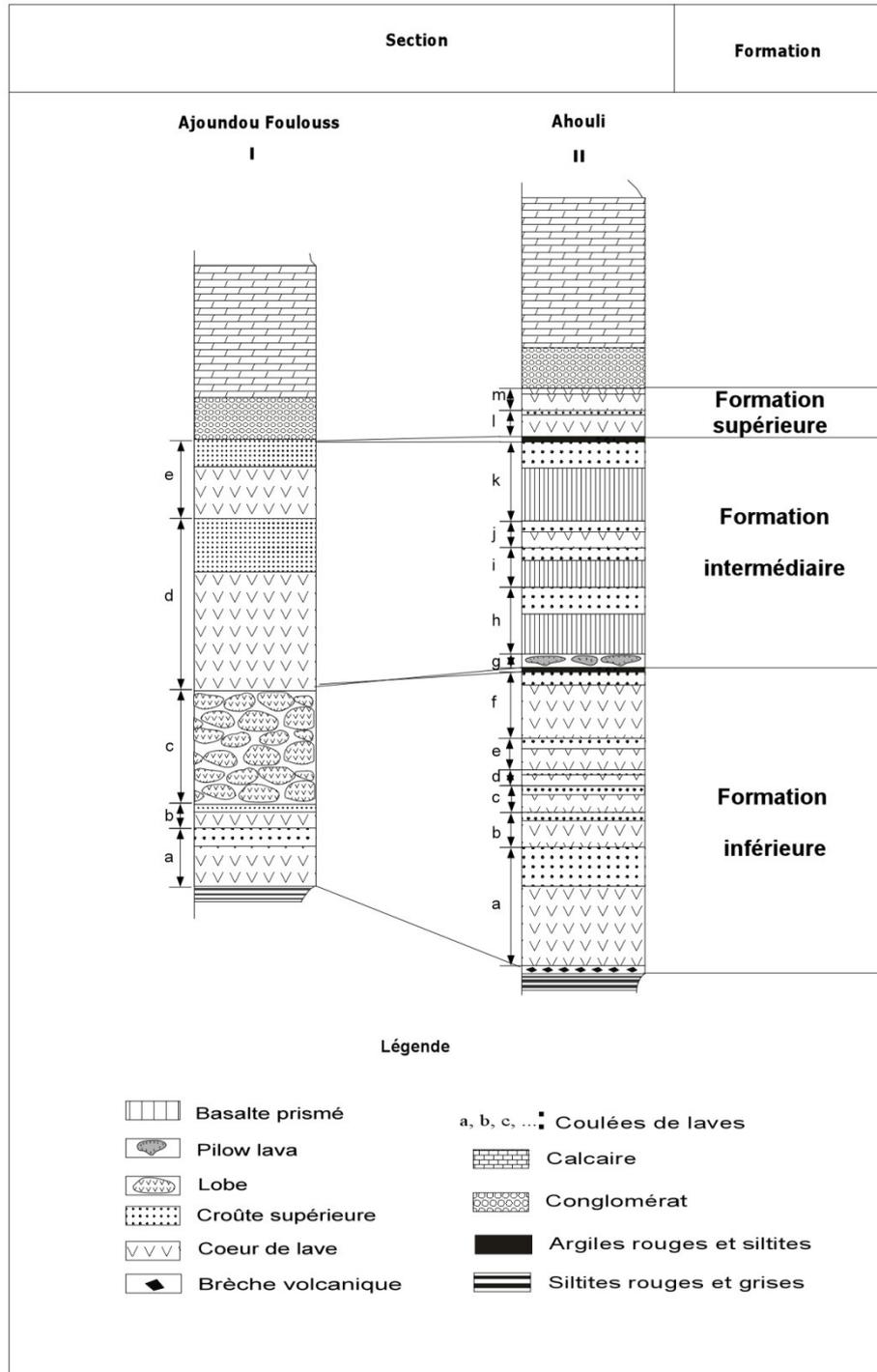


Figure 14: Colonnes lithostratigraphiques à travers la succession volcanique de la CAMP dans la région de Midelt. (Voir figure14) pour la localisation des sections étudiées(El Hachimi ., 2011)

II-1 Les coulées Pahoehoe composées

Lorsqu'elles sont bien individualisées, chaque coulée **Pahoehoe composée** est caractérisée par trois parties : « Basal crust », « lava core » et « upper crust ». Sont présent principalement dans la Formation inférieure de la région de Midelt.

Basal crust

La croûte inférieure de la coulée de lave (« basal lava crust ») représente en général (1% - 3%) de l'épaisseur total des coulées. L'épaisseur demeure toujours faible par rapport à l'épaisseur totale de la coulée (du lobe) (0.2 à 0.40m). Parfois, elle montre des « pipe vesicles » d'une dimension centimétrique à remplissage de silice. Dans certains endroits, les pipes vésicules constituent de bons indicateurs du mouvement local de la coulée (exemple Walker, 1987). (voir photo1)

Core

Le noyau ou le cœur de la coulée de lave (« lava core ») représente généralement (40 à 80%) de l'épaisseur totale des coulées. Il est marqué par la présence de structures de ségrégation (« vesicle cylinders ») (Goff, 1996) et de niveaux à joints horizontaux à sa base et près de son sommet. Il montre très rarement une prismation bien développée (« well-developed columnar jointing »). Des colonnes qui simulent des prismes et des joints irréguliers sont communes. L'interface entre le cœur et la croûte supérieure est marquée par un changement du style de jointing et la distribution des vésicules.

Upper Crust

La croûte supérieure de la coulée de lave (« upper lava crust ») dont l'épaisseur de 2 à 20 m) représente 20 à 40 % de l'épaisseur total des coulées. Elle se présente le plus souvent sous forme d'une succession de niveaux denses et d'autres vésicules. Ces derniers sont fréquemment marqués par la présence de structures de ségrégation (« spherical vesicles », « vesicle sheets »).

La limite « lava core » - « upper lava crust » est parfois très délicate à déterminer.

II-2 Les coulées simples

L'examen de la morphologie des coulées simples de la région de midelt montrent que celle-ci présentent à l'instar des coulées Pahoehoe, la caractéristique « three-tiered structure » (Aubele et al., 1988, Thordarson et Self, 1998) avec « Basal crust », « lava core » et « upper crust ». Se présente généralement dans les Formations intermédiaires et supérieures de la région étudiée.

Basal crust

Le contact de la zone inférieure (« *Basal crust* ») des coulées simples avec le niveau sédimentaire détritique ou le sommet de la coulée qu'elle recouvre (the top of underlying flow) est net (« sharp ») ou légèrement ondulé. La zone inférieure de la coulée de lave représente en général (3%) de l'épaisseur totale des coulées. L'épaisseur demeure toujours faible par rapport à l'épaisseur totale de la coulée (<0.5 m). Elle est en général moins vésiculée. Malgré qu'elle puisse être fortement vésiculée, les « pipe vesicles » n'ont pas été observés. L'absence des pipes vésicules peut être en relation avec la rhéologie de la lave et son style de mise en place

Core

La zone centrale est la partie la plus épaisse des coulées simples, l'épaisseur enregistré dans la zone d'Ajoudou Foulous peut atteindre 45 m; c'est une zone moins vésiculée en comparaison avec la zone supérieure. Les structures de ségrégation (« spherical vesicles », « vesicle sheets » et « cylinder vesicles ») qui sont fréquemment observées dans les cœurs des coulées pahoehoe composées ne sont que rarement rencontrées dans la zone centrale. Le sommet de la zone centrale est souvent marqué par un niveau dense de basaltes à débit en plaquettes et une importante vésiculation (des vésicules remplies de silice de forme allongée ou aplatie ont été observées à l'interface « zone centrale-zone supérieure »). Les coulées simples de la coupe d'Ahouli se singularisent par la présence de coulées prismatiques (coulées « h », « i » et « k »)

Upper Crust

De forte vésiculation, l'épaisseur de l'Upper Crust varie de 5 à 20 m. Le contact entre deux coulées simples est clairement visible sur de longue distance à cause de la présence d'un niveau sédimentaire au sommet de chaque coulée.

On note localement (région d'Ajoudou Foulous) la présence des vésicules sphériques ou en dômes qui diminue de taille vers le sommet de la zone supérieure

II-3 Les coulées prismées

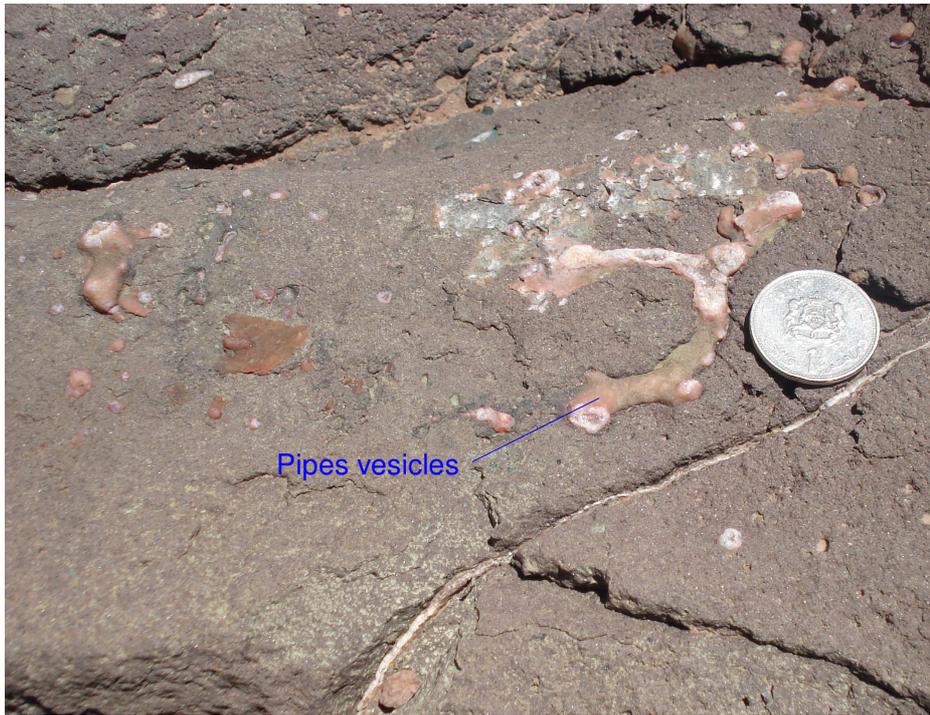
Les coulées prismées se localisent surtout au niveau de la Formation intermédiaire de la coupe d'Ahouli. Il s'agit généralement de prismes ou colonnades fins (10 à 15 cm de diamètre), (**voir photo 2**). Cette prismation étant liée probablement à la rétraction qui accompagne la cristallisation des minéraux plus denses que le liquide à partir duquel ils se forment.

II-4 Les coulées à pillow -lavas

De taille métrique, les laves en coussins ou « pillow-lavas » sont formées de blocs présentant la forme de coussin souvent très aplatis et d'extension limitée. Elles se

localisent à la base de la Formation intermédiaire de la coupe d'Ahouli. Comme leur nom l'indique, ce type de coulée prend une forme de coussin en se solidifiant rapidement en surface(**voir photo 3**). Ces pillows sont caractérisés par trois parties depuis les périphéries jusqu'au centre : le cortex, le bord et le cœur. Le cortex constitue une enveloppe vitreuse de 2 à 3 cm d'épaisseur(**voir photo 4**). Dans les faciès les plus altérés, il se trouve transformé en chlorite, le bord constitue un horizon compact à faciès fin de 5 à 15 cm d'épaisseur, enfin le cœur des pillows qui constitue un faciès très vacuolaire (vacuoles de 15cm de diamètre).

Selon Youbi et al., 2003, les laves en coussins ou « pillow lavas » représentent des coulées subaériennes qui sont imprégnés de petits étangs occupant les dépressions sur la topographie volcanique. Leur présence ne signifie pas un environnement sub-aquatique généralisé au moment d'émission de la lave (Mattis, 1977; Lorenz, 1988).



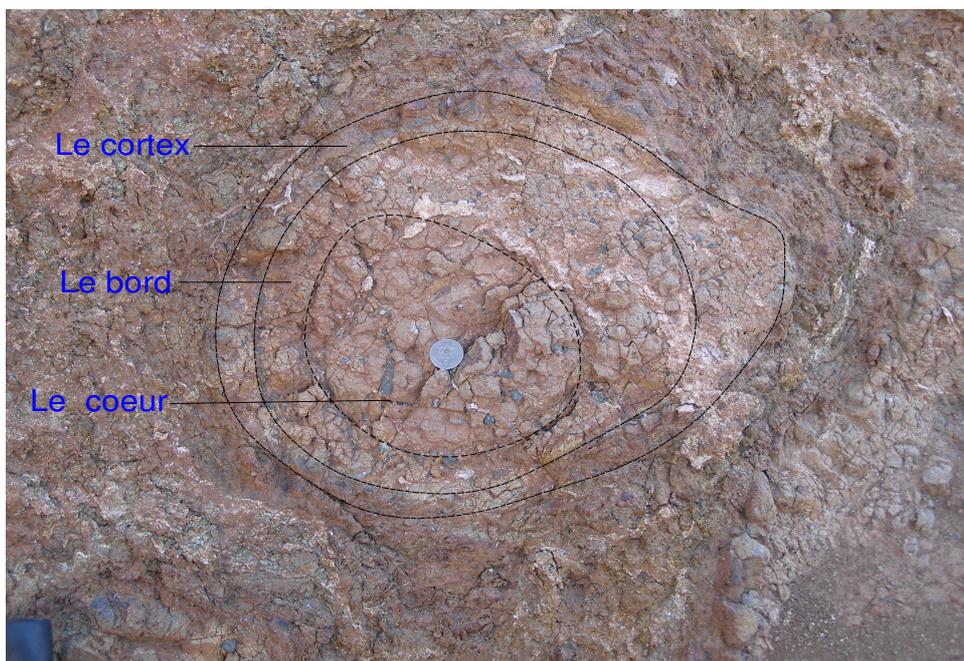
Photo(1) : Montrant les pipes vésicules situés au niveau du « Basal Crust »



Photo (2) : Montrant une coulée prismatique la Formation intermédiaire de la coupe d'Ahouli.



Photo (3) : Pillow- lavas observés au niveau de la formation intermédiaire de la section d'Ahouli.



Photo(4) : Pillow- lavascaractérisé par trois parties depuis les périphéries jusqu'au centre : le cortex, le bord et le cœur

III- Comparaison avec les basaltes de la CAMP dans le Haut Atlas Central (Coupe d'Ait Ourir)

Comme nous l'avons mentionné précédemment, l'analyse lithostratigraphique de la pile volcanique de la région de Midelt révèle une succession de plusieurs coulées de même nature qui s'organisent en trois formations successives séparées par des niveaux sédimentaires argileux, silteux à gréseux.

Ces formations présentent les mêmes caractéristiques volcanologiques que celles décrites pour les coulées basaltiques triasico-jurassiques de laCAMP dans le Haut Atlas Central(exp, la présence des coulées Pahoehoe composées principalement dans la Formation inférieure et des coulées simples dans les Formations intermédiaire et supérieure, la structure interne des coulées est bien préservée avec une fine croûte inférieure, un cœur dense et une croûte supérieure, la présence des structures de ségrégation pour les coulées Pahoehoe composées, ...). Cependant, quelques différences entre les sections étudiées dans la région de Midelt et celle du Haut Atlas Central (coupe d'Ait Ourir) sont à noter et à savoir **i**) l'absence de la Formation récurrente au niveau de la région de Midelt **ii**) l'absence des « pillow- lavas » au niveau des Formations intermédiaires et supérieures dans la coupe d'Ajoundou ouFoulouss **iii**)l'absence des coulées prismées au sein de la Formation supérieure dans la région de Midelt.

La figure(15) montre les corrélations lithostratigraphiques à travers la succession volcanique de la **CAMP** dans larégion de Midelt et du Haut Atlas (coupe d'Ait Ourir).

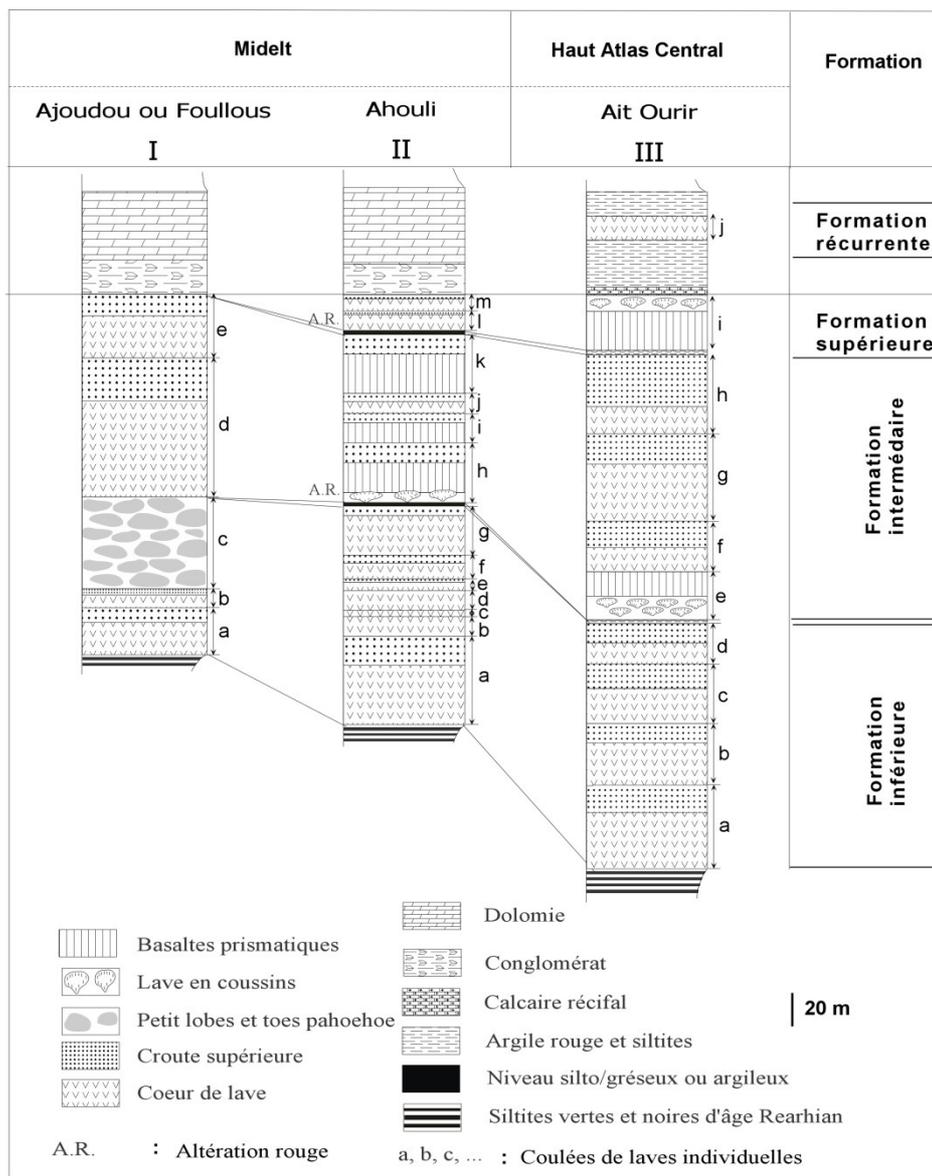


Figure 15 : Colonnes lithostratigraphiques à travers la succession volcanique de la CAMP dans la région de Midelt et le Haut Atlas (coupe d'Ait Ourir). Voir figure 14) pour la localisation des sections étudiées. (El Hachimi., 2011)

Conclusion à l'étude lithostratigraphique des coulées Triasico-Jurassiques de la région de Midelt

L'analyse lithostratigraphique de la pile volcanique de la région de Midelt révèle une succession de plusieurs coulées de même nature qui s'organisent en trois formations successives séparées par des niveaux sédimentaires argileux, silteux à gréseux. Ils représentent des repères stratigraphiques qui caractérisent des périodes d'accalmie dans l'activité volcanique.

Chaque formation est formée à son tour par un ensemble de coulées et/ou complexes de coulées. La transition entre deux coulées est brusque. Lorsqu'elle est bien individualisée, chaque coulée est caractérisée par un faciès vésiculaire au sommet (Lava crust), un faciès massif et compact au centre (Lava core) et un faciès moins vésiculaire de 1 à 2m d'épaisseur à la base (Basal crust). La présence de pillow-lavas, la présence occasionnelle d'horizons gréseux et de coulées prismées sont autant d'arguments en faveur d'une mise en place des basaltes dans des conditions aériennes à sub-aériennes.

L'histoire volcanologique du complexe basaltique Triasico-Jurassique de la région de Midelt apparaît relativement simple. Le modèle volcanologique se rapproche de celui des successions basaltiques continentales qui prennent naissance à partir d'éruptions à caractère fissural (Colombia River).

La pile volcanique consiste en une succession de coulées, intercalées par des niveaux sédimentaires de lithologie variée (argiles, grés ou carbonates) et contenant parfois des bois fossiles silicifiés et carbonisés du Trias supérieur.

Dans le Haut-Atlas Central, la pile basaltique de la CAMP est plus développée. Elle présente une épaisseur de l'ordre de 15 à 170 m. Elle peut atteindre 350 à 500m sur le flanc Sud du Haut Atlas Central (Van Houten, 1977).(Biron et Courtinat, 1982; Biron, 1982; De Pachtère, 1983, Le Marrec et Taugourdeau-Lantz, 1983; Desplats et al., 1983). De Pachtère (1983), Bertrand (1991) et Marzoli et al. (2004) ont subdivisé la pile volcanique en quatre épisodes volcaniques séparés le plus souvent par des niveaux sédimentaires appelés formation inférieure; formation intermédiaire; formation supérieure et formation récurrente.

Chapitre III
**Etude Pétrographique des coulées triasico-
jurassique de la CAMP dans la région de
Midelt**

I-Introduction

La pétrographie est la science ayant pour objet la description des roches et l'analyse de leurs caractères structuraux, minéralogiques et chimiques. Elle se distingue de la pétrologie, discipline mettant l'accent sur les phénomènes de genèse, mise en place et altération des roches décrites statiquement par ailleurs.

Dans le but de caractériser et de délimiter les faciès minéralisés de la région de Midelt, on a effectués des études pétrographiques sur des échantillons prélevés dans la région étudiée.

Dans ce chapitre, nous allons essayer de mettre en évidence une étude pétrographique des différents faciès rencontrés à l'aide d'une étude microscopique.

II- Etude Pétrographique

II-1 Description des faciès

L'analyse microscopique effectuée sur plusieurs échantillons prélevés à différents niveaux de la pile volcanique dans la région de Midelt, permet de mettre en évidence trois faciès: un faciès de base de la coulée (microlitique porphyrique), un faciès de la partie médiane de la coulée (avec une texture doléritique et une texture microlitique) et un faciès de sommet (microlitique porphyrique vésiculaire).

II-1-1-Formation Inférieure:(photo 5)

➤ a-Echantillon YN2a :

Texture:

L'observation microscopique révèle une texture microlitique porphyrique

Minéralogie:

*Le **plagioclase** représente presque 50 % du volume total de la roche. Il se rencontre en lattes automorphes (0,3 à 1,5 mm) généralement fraîches avec des macles polysynthétiques et des macles simples de Carlsbad. Ces lattes, souvent allongées, isolent des espaces interstitiels remplis par les autres phases minérales. La basicité moyenne mesurée par la méthode optique montre des teneurs en anorthite qui varient entre $An=60\%$ à 65% . Les produits d'altération sont représentés essentiellement par la séricite, chlorite, calcite et argiles.

***Le clinopyroxène** apparait soit en phénocristaux plus ou moins automorphes (0,25 à 3 mm) généralement frais, soit en microlites très fines (0,05 à 0,1 mm). Ces clinopyroxènes sont de type augite.

***L'olivine** se présente en cristaux automorphes à subautomorphes, plus ou moins globuleux, de taille comprise entre 1 et 2 mm.

***Les minéraux opaques** sont très dispersés et existent surtout en une multitude de grains de taille inférieure à 0,05 mm disséminés dans la mésostase.

II-1-2- Formation Intermédiaire : (photo 5)

➤ **b-Echantillon JIMN5 : - le Coeur-**

Texture:

Doléritique.

Minéralogie :

***Le plagioclase** apparait en individus automorphes. Selon la taille et la forme, on distingue deux générations:

-les microphénocristaux (8 à 10%), apparaissent en individus automorphes de taille variable (0,25 et 2 mm), isolés ou groupés, à macles polysynthétiques parfois à extinction ondulante. Ils montrent des transformations secondaires en chlorite, séricite et argiles.

-Les microlites se présentent en aiguilles très fines de taille moyenne inférieure à 0,1mm.

***Le clinopyroxène:** est presque aussi abondant que le plagioclase. Il cristallise en prismes automorphes à subautomorphes de taille variable (0,25 à 1 mm). Parfois, on peut noter une transformation peu accentuée à leur bordure en minéraux opaques. Ces cristaux de clinopyroxènes sont de type augite.

***Les minéraux opaques** sont très dispersés dans la roche; ils sont interstitiels dans les espaces délimités par les plagioclases et les clinopyroxènes.

➤ **c -Echantillon JIMN3 : -la base-**

Texture :

Microlitique.

Minéralogie:

***Le plagioclase :** Les microphénocristaux (0.5 à 1.5mm) représentent 50 à 60% du volume total de la roche. Les microlites dans la mésostase montrent des tailles qui varient de 0.06 à 0.5mm.

*Le **clinopyroxène** présente en microphénocristaux (1 à 2 mm) d'augite subautomorphes, parfois zonés et représentant 5 à 10 % du volume total de la roche. Il se présente aussi sous forme xénomorphe (augites). Les microlites de clinopyroxènes de type augite ; cristallisent entre les lattes de plagioclases.

II-1-3-Formation Supérieure :(photo 5)

➤ d - Echantillon YHA2 :

Texture:

Microlitique porphyrique vésiculaire.

Minéralogie :

*Le **plagioclase** :Les microphénocristaux (0.5 à 1.5mm)Les microlites dans la mésostase montrent des tailles qui varient de 0.06 à 0.5mm.

*Le **clinopyroxène** présente sous 2 formes :les microphénocristaux (1 à 2 mm) d'augite subautomorphes, parfois zonés. Les microlites de clinopyroxènes cristallisent entre les lattes de plagioclases. Ce faciès se caractérise aussi par la présence des vésicules, elles correspondent probablement à des bulles produits par l'échappement de gaz. Leur remplissage (verre, minéraux phylliteux et opaques) est postérieur à la mise en place de la coulée et témoigne de mouvements internes de migration d'une phase fluide par ascension.

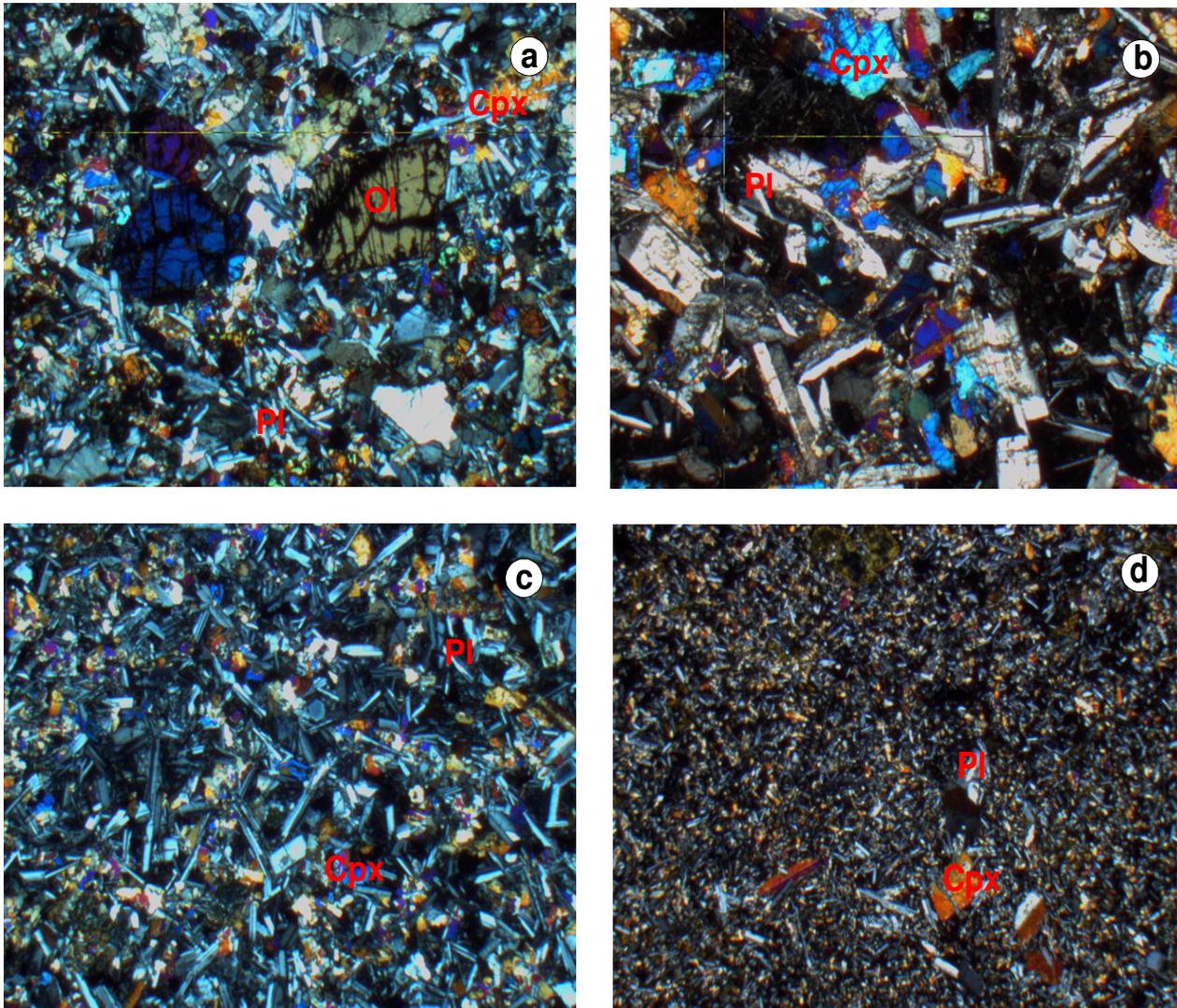


Photo (5) : montrant les différents faciès tholéiitiques en lumière polarisée
(a) Formation inférieure, (b&c) Formation intermédiaire et (d) Formation supérieure

II-2 Conclusion à L'étude des lames minces des coulées du Trias-Jurassique

L'analyse microscopique des coulées basaltiques de la région de Midelt a permis de mettre en évidence une diversité de faciès qui se différencient par la taille l'épaisseur, les grains-minéraux et la texture. De la base au sommet d'une même coulée; on distingue généralement trois formations :

- 1)une formation de base, **Microlitique porphyrique**.
- 2)une formation intermédiaire : au niveau du cœur on a une texture **Doléritique** alors qu'au niveau de base on a une texture **Microlitique**.
- 3)et une formation supérieure de basalte **Microlitique porphyrique** intensément vésiculaire.

La composition minéralogique est remarquablement homogène sur l'ensemble du complexe des coulées basaltiques; les minéraux primaires principaux sont représentés par les plagioclases et les clinopyroxènes (augites) associés à des oxydes ferro-titanés. Une abondance d'olivine marque préférentiellement un faciès microlitique porphyrique de la base de la coupe du secteur étudié. L'ensemble des échantillons montre microscopiquement plusieurs traces d'altération. Les minéraux secondaires peuvent être regroupés en deux paragenèses: la première, de type hydrothermale, est constituée essentiellement par des minéraux de remplacement des phases primaires (séricite, chlorite, calcite). La deuxième, de type météorique, se marque par l'existence des oxydes de fer et des produits phylliteux (argiles).

La cristallisation souvent tardive des oxydes par rapport aux autres phases minérales permet de supposer une affinité tholéitique pour ce magmatisme.

Chapitre IV
**Etude Géochimique des coulées triasico-
jurassique de la CAMP dans la région de
Midelt**

I- Géochimie des roches totales

L'étude géochimique du volcanisme du Trias-Jurassique de la région de Midelt est importante pour la compréhension des problèmes géologiques et géochimiques que pose cette limite: elle permet de reconstituer les événements géodynamiques, en discutant la nature et la composition de la lithosphère subcontinentale et de l'asthénosphère au cours de cette époque de transition qui souligne le rifting du Trias-Jurassique qui précède l'ouverture de l'Océan Atlantique Central.

Les analyses géochimiques des roches totales (éléments majeures et éléments en traces) effectuées sur 13 échantillons des roches volcaniques de la région de Midelt sont consignées dans le **tableau 1**. Le dosage des éléments majeurs et des éléments en trace a été effectué par fluorescence X (XFR) au laboratoire des sciences de la terre de l'école Normale de Léon.

L'objet de ce chapitre est d'analyser les données géochimiques d'un certain nombre d'échantillons provenant de différentes positions stratigraphiques de la pile volcanique de la région de Midelt et de discuter leurs significations pétrologiques et géodynamiques.

Echantillons	AN 206	AN 215	AN 216	AN 207	AN 208	AN 209	AN 210	AN 211	AN 212	AN 217	AN 218	AN 219	AN 213
Formation	Inf.	Inf.	Inf.	Inf.	Int.	Sup.							
SiO₂	54.51	53.56	53.02	58.06	53.76	53.68	52.96	53.24	53.29	51.99	53.15	52.99	51.61
TiO₂	1.63	2.02	1.51	1.50	1.22	1.33	0.92	1.18	1.15	1.06	1.27	1.31	1.08
Al₂O₃	14.09	13.67	13.91	15.86	14.25	13.68	14.33	14.47	14.43	13.24	14.26	14.16	15.04
FeO_t	10.07	11.90	10.53	6.38	10.28	10.61	8.91	9.74	10.30	11.04	10.17	10.79	10.38
MnO	0.14	0.32	0.19	0.14	0.17	0.20	0.16	0.23	0.18	0.15	0.18	0.19	0.16
MgO	6.24	5.96	7.58	5.46	7.17	7.36	8.19	7.64	7.14	10.47	7.80	7.03	7.15
CaO	9.50	8.85	10.05	7.44	10.16	10.43	12.20	10.80	10.94	9.56	10.46	10.91	11.37
Na₂O	2.35	2.47	2.32	3.17	2.09	1.93	1.79	1.92	2.03	1.75	1.93	2.10	2.37
K₂O	1.25	1.01	0.71	1.82	0.76	0.64	0.46	0.66	0.40	0.62	0.65	0.39	0.71
P₂O₅	0.21	0.23	0.18	0.17	0.14	0.13	0.08	0.12	0.13	0.11	0.12	0.13	0.11
Somme	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI	0.59	0.98	1.13	1.61	0.35	0.31	0.49	0.59	0.64	1.10	0.95	0.65	1.25
Mg# (0.15)	55.93	50.66	59.62	63.70	58.82	58.71	65.31	61.63	58.70	66.01	61.11	57.16	58.54
Nb	14.2	15.7	12.2	13.2	7.8	7.3	4.7	6.6	7.3	5.5	6.9	6.3	4.7
Zr	171.8	182.5	140.6	146.5	111.1	107.0	71.8	100.8	102.1	90.3	107.7	111.6	81.4
Y	30.1	31.6	26.2	20.1	24.2	23.7	18.7	22.7	24.0	21.4	21.9	25.4	21.8
Sr	233.7	242.7	249.4	239.3	161.5	164.5	153.4	158.3	177.9	143.1	162.4	168.8	164.5
Rb	39.6	34.3	33.6	53.0	25.0	20.4	13.0	19.9	17.0	20.4	21.4	21.6	15.4
Pb	5.3	16.0	2.8	9.2	4.9	5.2	2.3	7.0	13.3	0.2	6.8	6.9	10.6
Ni	84.8	61.2	104.3	77.7	84.7	58.1	74.4	73.3	85.6	187.2	71.1	63.5	87.0
Co	38.3	40.1	43.0	27.4	42.3	42.4	39.9	40.9	43.9	55.1	45.1	42.2	44.1
Cr	261.7	125.1	296.6	342.4	238.7	149.9	294.7	276.5	257.2	276.5	261.3	209.7	213.5
V	266.1	345.1	268.9	297.0	267.9	301.8	265.6	275.5	262.9	237.8	280.7	285.3	281.0
Ba	262.2	263.3	255.8	255.0	167.4	142.5	95.5	133.4	105.0	134.8	156.1	116.8	125.2
Sc	27.6	31.2	31.7	37.0	36.3	31.5	37.0	35.6	31.2	28.9	32.4	35.7	38.7

Tableau 1: Analyses chimiques de roches totales des coulées Triasico-Jurassiques de la région de Midelt

La Province Magmatique de l'Atlantique Central

Région de Midelt

Formations	Inf	Inf	Inf	Inf	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Sup
La	10.8	11.9	10.61	16.3	14.5	15.4	17	12.7	15.63	13.93		10.55	11.3
Ce	12.5	24.25			32	31.5	37.5			28.65			25.5
Pr			3.01						4.07	3.95		3.07	
Nd	12.5	13.8	12.60	19		18.5		18.5	16.74		15.33		15.5
Sm	3.25	3.45								4.07	3.85	3.25	
Eu	1.02	1	0.91		1.33	1.33		1.37	1.27			1.04	1.18
Gd	3	3.6	3.28							4.25	4.05		
Tb									0.65	0.68		0.61	
Dy	3.3	3.5	3.27	4.35	4.35	4.2	4.65	4.25			3.83	3.69	4.2
Ho			0.64								0.81	0.79	
Er	1.65	1.75	1.78	2.3	2.4	2.4	2.6	2.4		2.37			2.3
Tm										0.23	0.26	0.21	
Yb	1.7	1.75		2.1			2.25	2.05	1.86	2.02			2.15
Lu			0.22						0.27	0.28	0.28	0.29	
K	3.16				3.20	4.28		3.23	3.24				1.28
P		1.15	1.16	1.17		1.19	1.20	1.23	1.1	1.23		1.25	1.26
Ti	11.4			11.7			11.10			11.13	11.1	11.15	11.19

Tableau 2: Analyses chimiques des terres rares des roches totales des coulées Triasico-Jurassiques de la région de Midelt

	Ride médio-oceanique		Intraplaque		Arc Volcanique		
	Tholéiitique	Transitionel	Tholéiitique	Alcalin	Tholéiitique	Calcoalcaline	Shoshonitique
K ₂ O	0,2	0,51	0,5	1,5	0,43	0,94	2,51
Rb(ppm)	2	6	7,5	40	4,7	23	51
Ba(ppm)	20	60	100	600	60	260	609
TiO ₂	1,4	1,39	2,23	2,9	0,84	0,98	0,94
Zr(ppm)	90	96	149	213	40	71	87
Hf(ppm)	2,44	2,93	3,24	6,36	1,17	2,23	2,24
Sm(ppm)	3,26	3,83	5,35	8,87	1,89	3,78	4,88
P ₂ O ₅ (ppm)	0,12	0,18	0,25	0,64	0,08	0,19	0,44
Ce(ppm)	11	23,3	31,3	96,8	6,94	29,3	50,2
Ta(ppm)	0,29	0,85	0,73	5,9	0,1	0,18	0,33
Nb(ppm)	4,6	16	13	84	1,7	2,7	8,4
Th(ppm)	0,26	0,8	0,77	4,5	0,37	1,26	3,6
Sr(ppm)	121	196	290	842	231	4,28	934
Ni(ppm)	90	130	70	90	18	50	14
Y(ppm)	33	25	26	25	17	22	22
Yb(ppm)	3,22	2,63	2,12	0,89	1,95	2,31	2,55
Sc(ppm)	40,6	36,6	32,6	26,6	40	32	28,3
Cr(ppm)	251	411	352	536	111	160	100

Tableau 3: Caractéristiques chimiques des basaltes des rides médio-océaniques, des basaltes intraplaques et des basaltes d'arc volcanique (Pearce, 1982).

I-1 Evaluation des Processus d'altération

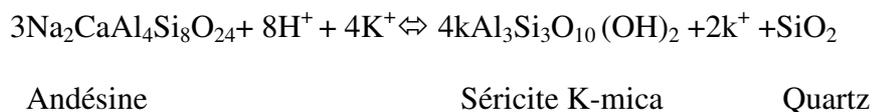
Les roches volcaniques de la région de Midelt ont subi les effets de plusieurs processus d'altérations (altérations hydrothermales et supergènes) qui ont modifié les compositions chimiques primaires avec des gains et des pertes de plusieurs éléments chimiques (Kamel et al. 1996; Ferrandini et al. 1991). Ces processus tardi à post-magmatique, se matérialisent par la dévitrification des verres et la transformation des phases minéralogiques primaires en chlorite, séricite et argiles.

Pour étudier les variations chimiques relatives à l'altération, nous avons également fait appel à la méthodes de Bienvenue et al., (1990). La grande mobilité des alcalins et LILE large Ion Lithophile Eliment : Rb, Sr, Ba). Les variations des éléments de transition et autres éléments reflètent sans doute des degrés d'altérations différentes de ces roches.

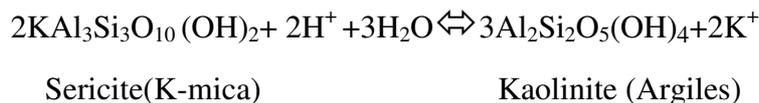
Exemple de réactions d'altération:

Altération hydrothermale

-Altération du plagioclase en séricite (K-mica)



-Altération de Séricite en minéraux argileux (kaolinite):



Altération météorique

C'est la néoformation des alumino-silicates en minéraux argileux sous l'hydratation des eaux météoriques.

I-2 Eléments majeurs

I-2-1:Nomenclature

Les coulées du Trias-Jurassique de la région de Midelt correspondent chimiquement à des basaltes avec des concentrations en SiO_2 variables de 51,61 à 54,51%. (**Tableau 1**). Sur le diagramme Alcalin- SiO_2 , les échantillons se situent dans le domaine des basaltes et andésites basaltiques (Le Bas et al 1986. Le Maître et al., 1989). De même, ils occupent le champ des basaltes tholéiitiques (Irvine et Baragar, 1971 Miyashiro, 1978) (**Figure 17 et 18**).

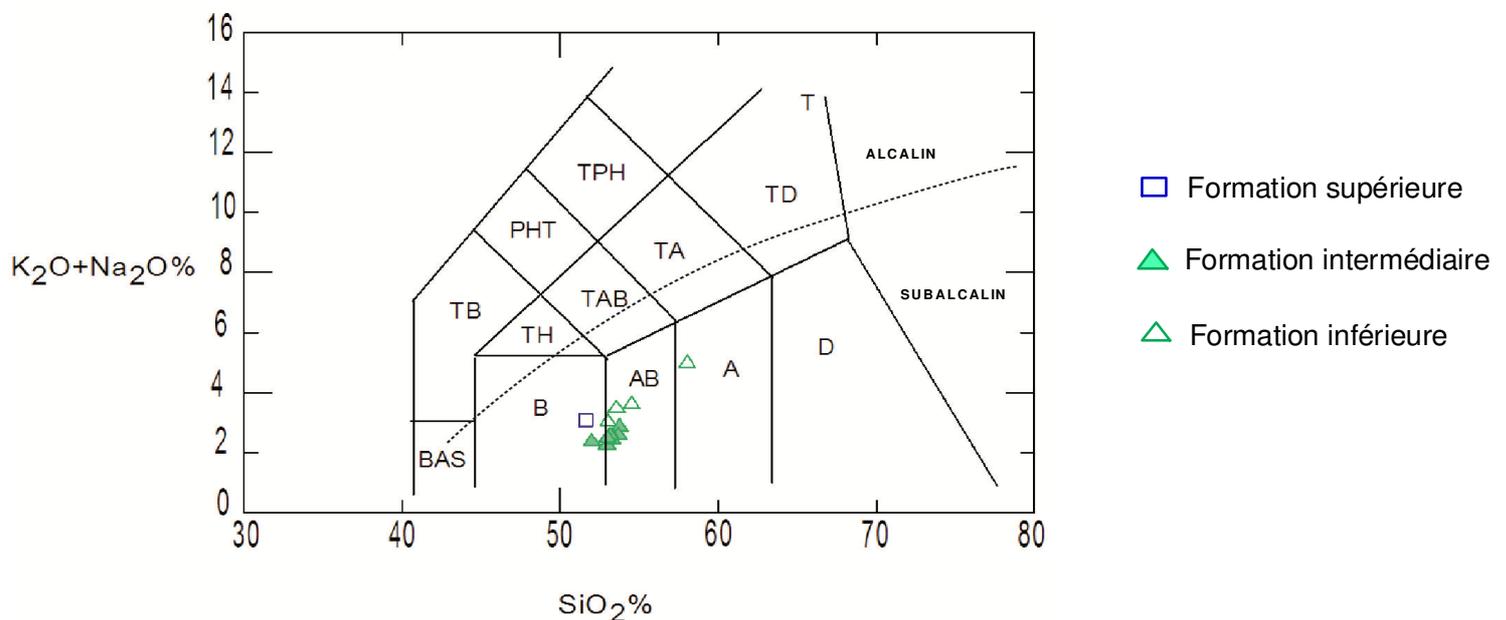


Figure 16: Situation des roches volcaniques du Trias –Jurassique de la région de Midelt dans le diagramme Alcalins- SiO_2 (Le Bas et al., 1986 ; Le Maître et al., 1989). La ligne discontinue sépare le domaine alcalin du domaine subalcalin (Irvine et Baragar, 1971).

BAS, Basanites ; **B**, Basaltes ; **AB**, Andésites Basaltiques ; **A**, Andésites ; **D**, Dacites ; **H**, Trachy-Basaltes ou Hawaïtes ; **TAB**, Trachy-Andésites Basaltiques ; **TA**, Trachy-Andésites ; **TD**, Trachy-Dacites ; **T**, Trachytes ; **R**, Rhyolites ; **TB**, Basaltes et téphrites ; **TPH**, Téphrites phonolitiques ; **PHT**, phonolites Téphritiques ; **PH**, Phonolite.

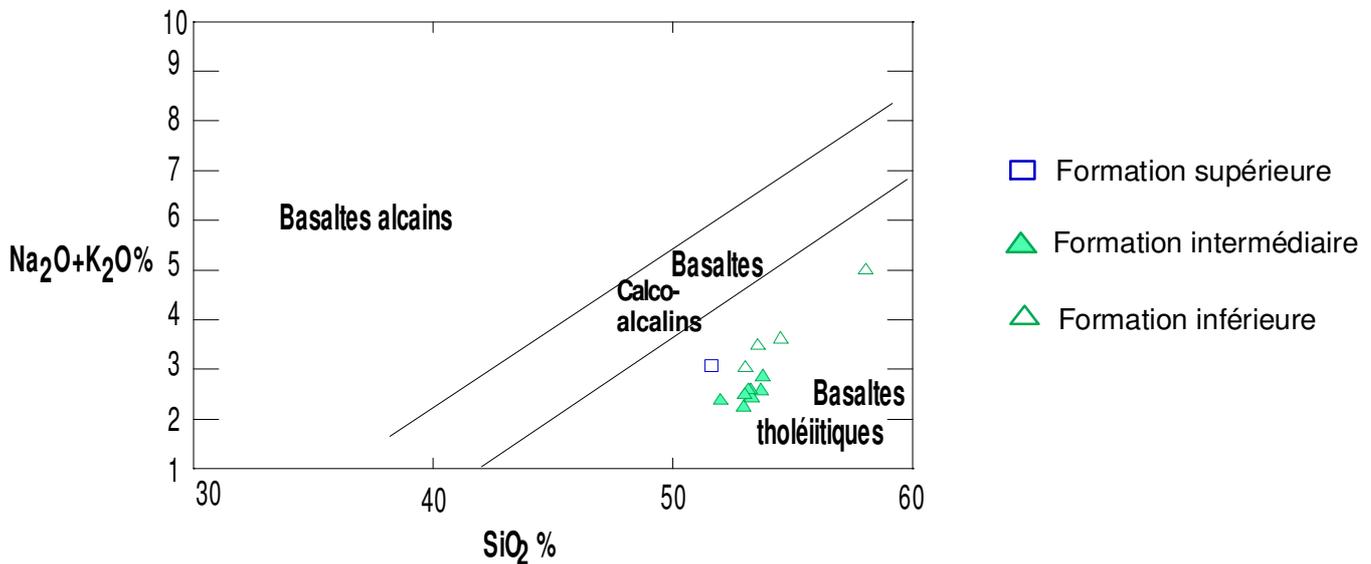


Figure 17: Situation des roches volcaniques du Trias-Jurassique de la région De Midelt sur le diagramme Alcalins-SiO₂ (Le Bas et al., 1986 ; Le Maître et al., 1989).

I-2-2: Variations chimiques

L'analyse chimique des roches totales des différents faciès pétrographiques de la région de Midelt montre les caractères chimiques suivants (**Tableau 1**):

- Une teneur élevée en SiO₂ (51,61 % en moyenne)
- Des teneurs en Al₂O₃ et FeO variables (13,24 à 15,86% de Al₂O₃), (6,38 à 11,90% de FeO)
- Les pourcentages de MgO et CaO sont faibles par rapport au pourcentage des autres éléments (6,825 % en moyenne de MgO, 9,82% en moyenne de CaO).
- Une faible concentration en TiO₂ (0,92 à 2,02% de TiO₂).

Sur le terrain on arrive à bien séparer les différentes formations de la région de Midelt, mais les caractères géochimiques ne permettent pas toujours de distinguer entre les différentes formations (inférieure, intermédiaire et supérieure).

Un diagramme a été réalisé à partir des analyses chimiques sur roche totale pour essayer de discerner les différentes formations (**Figure 18**).

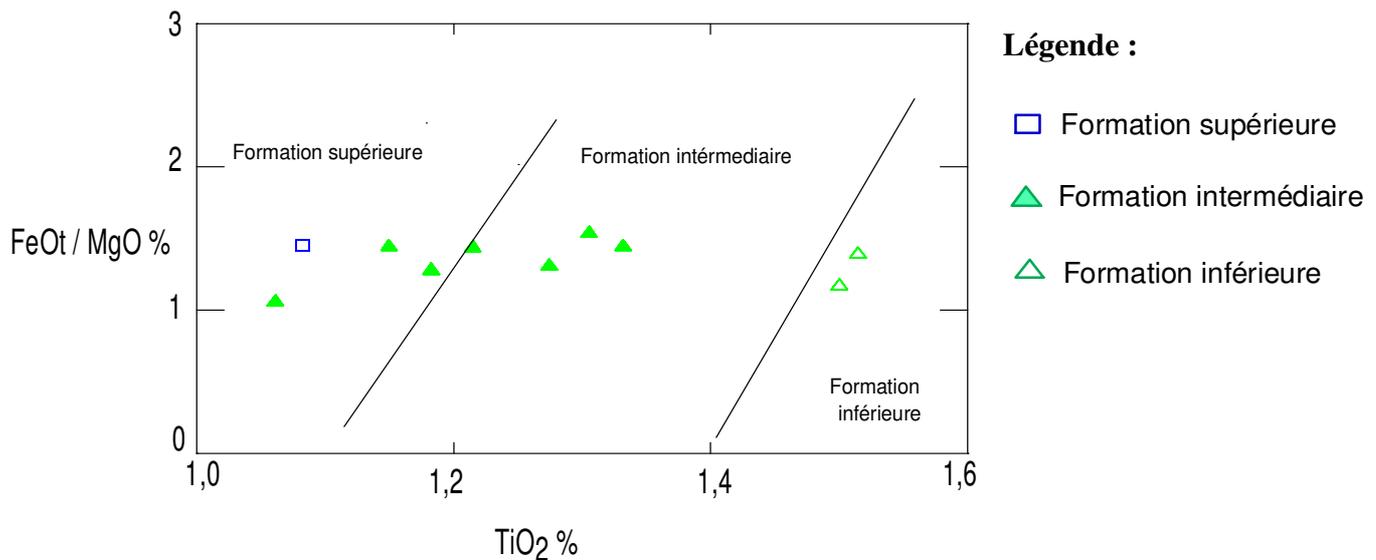


Figure 18: Diagramme : FeOT/MgO/TiO₂(De Pachter, 1983).

Le diagramme FeOT/MgO/TiO₂ ne permet pas de bien discriminer entre les 2 formations supérieure et intermédiaire cela nous permet de conclure qu'on a une homogénéité de faciès.

I-2-3: Conclusion à l'étude des éléments majeurs

L'étude géochimique des éléments majeurs des coulées basaltiques du Trias-Jurassique de la région de Midelt a montré que ces roches sont des andésites basaltiques et des basaltestholéitiques de composition chimique assez homogène.

I-3 Elément traces

Divers diagrammes basés sur les éléments en traces sont communément utilisés dans la littérature géochimique pour la discrimination des roches magmatiques (détermination de l'affinité magmatique, du contexte géodynamique et pétrogenèse).

I-3-1- Eléments incompatibles

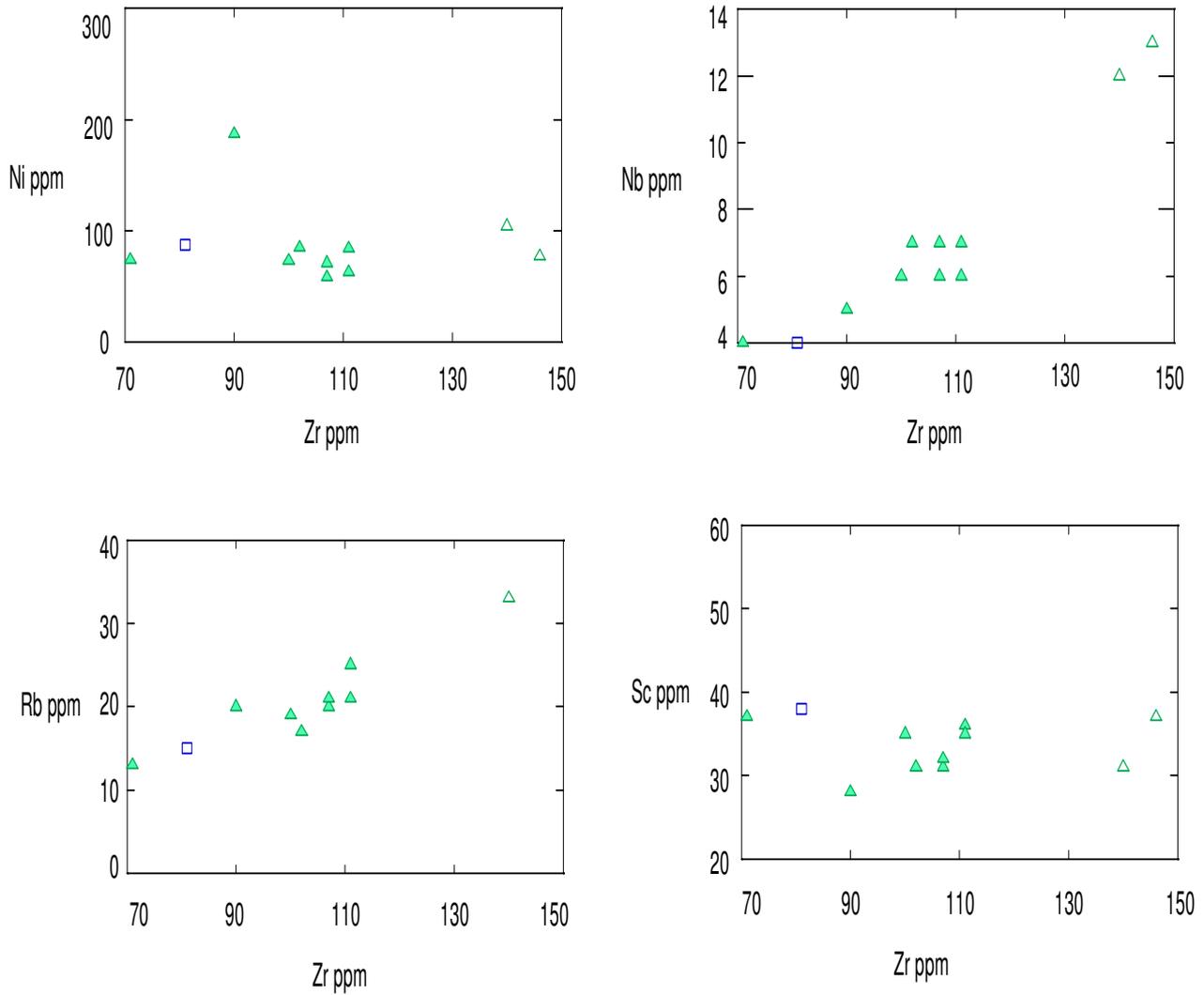
Rb, Sr et Ba varient respectivement de 13.0 à 53.0 ppm (33.0 ppm en moyenne), de 143.1 à 249.4 ppm (196.25ppm en moyenne) et de 95.5 à 263.3. ppm (179.4en moyenne).Ces valeurs s'intègrent aussi bien avec celles des basaltes intraplaques qu'avec celle des basaltes des arcs volcaniques.

Les « High Fied Strength Element ou HFSE » (Zr, Nb, et Y) montrent des concentrations variables: Zr variant de 71.8 à 182.5% ppm (127,15 en moyenne) Nb variant de 4.7 à 15.7 ppm (10.2ppm en moyenne), Y variant de 18.7 à 30.6 ppm (24,4 ppm en moyenne). Les teneurs en Y semblent toutefois comparables à celles des basaltes de type intraplaques. Le déficit en Nb est considéré par Dupuy Ey Dostal (1984) comme l'une des caractéristiques essentielles des tholéiites intracontinentales.(Figure 20+.Tableau 1 et 2).

I-3-2 Eléments compatibles ou élément de transition (Ni, Rb, Nb,Sc)

Dans les coulées basaltiques triasico-jurassiques de la région de Midelt, les teneurs en Ni et Sc sont similaires à celles des tholéiites intraplaques. Elles varient de 58.1 à 104.3 ppm pour Ni , (81,2ppm en moyen) et de 27.6 à 38,7% ppm pour Sc (33.15 en moyenne).

(Figure 19+Tableau 1 et 2).



Légende :

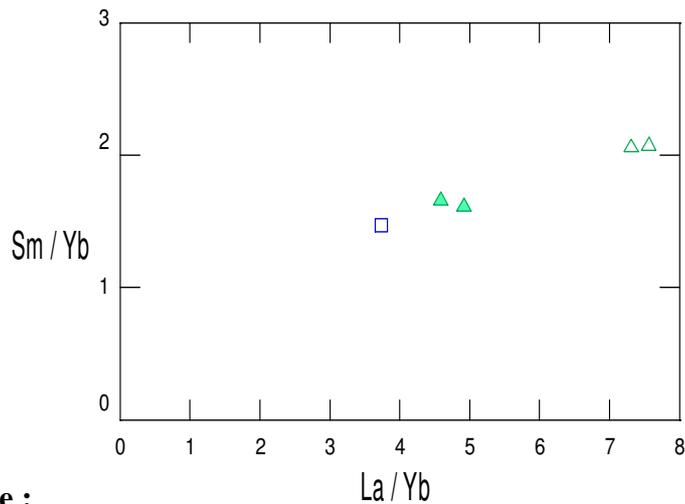
- Formation supérieure
- ▲ Formation intermédiaire
- △ Formation inférieure

Figure 19: Evolution des éléments traces en fonction du Zr pour les roches basaltiques du Trias-Jurassique de la région de Midelt.

I-3-3 Mécanismes d'évolution des liquides (taux de fusion)

Afin de comparer les taux de fusion partielle des trois formations nous avons utilisé le diagramme Sm/ Yb en fonction de La /Yb.

En effet plus le taux de fusion partielle est faible plus le rapport La /Yb est élevé (enrichissement en éléments incompatibles) (**Figure 20**).



Légende :

- Formation supérieure
- ▲ Formation intermédiaire
- △ Formation inférieure

Figure 20: Variation du taux de fusion des trois formations

Nous constatons donc que :

-la formation **inférieure** à un rapport en La/Yb élevé donc son taux de fusion est le plus faible.

-les formations **intermédiaires** et **supérieures** sont caractérisées par des taux de fusion plus élevés par rapport à la formation inférieure.

I-3-4 Conclusion à l'étude des éléments traces

L'étude géochimique basée sur les éléments en traces a permis de confirmer le caractère tholéitique des coulées basaltiques du Trias-Jurassique de la région de Midelt.

I-4: Nature des magmas (affinité géochimique) et contexte de mise en place

I-4-1 Diagrammes discriminants binaire:

Le diagramme $Ti/Y-Nb/Y$ de Pearce (1982) est utilisé pour discriminer les basaltes intraplaques (WPB) des basaltes des rides médio-océaniques (MORB) et des basaltes d'arc volcanique (VAB). Les WPB présentent des rapports Ti/Y et Nb/Y plus élevés que ceux des autres types de basaltes. Cette différence semble refléter une source mantellique plus enrichie que les autres sources (MORB et VAB). Par ailleurs, la variation du rapport Nb/Y , véritable indice d'alcalinité (Floyd et Winchester, 1975, Pearce, 1982), permet de préciser l'affinité des basaltes intraplaques (tholéiitique, alcalins ou transitionnels). Dans ce diagramme les échantillons analysés se placent dans le champ des basaltes intraplaques qui évoluent des basaltes transitionnels vers des basaltes de type MORB (Figure 21).

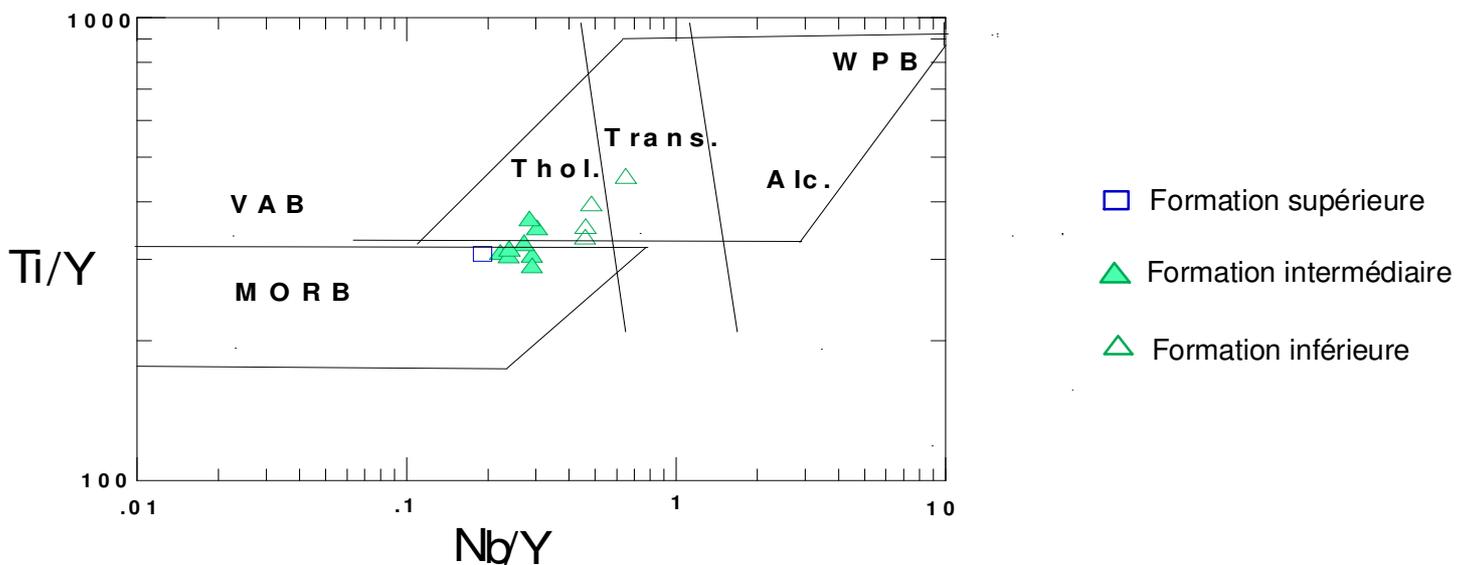


Figure 21: Répartition des roches volcaniques du Trias-Jurassique de la région de Midelt, dans le diagramme géotectonique discriminant binaire ($Ti/Nb-Nb/Y$ De Pearce (1982)).

Légende: MORB, basaltes des rides médio-océaniques ; WPB, basaltes intraplaques (Thol., Tholéiitique ; Trans., Transitionnel ; Alc., Alcalin) ; VAB, basaltes d'arc volcanique.

I-4-2 Diagrammes discriminants ternaires:

Dans le diagramme La-Y-Nb de Cabanis et Lécolle (1989), les échantillons représentatifs des coulées basaltiques du Trias-Jurassiques de la région de Midelt se situent en totalité dans le domaine intermédiaire qui regroupe le champ des tholéiites intracontinentales (**Figure22**).

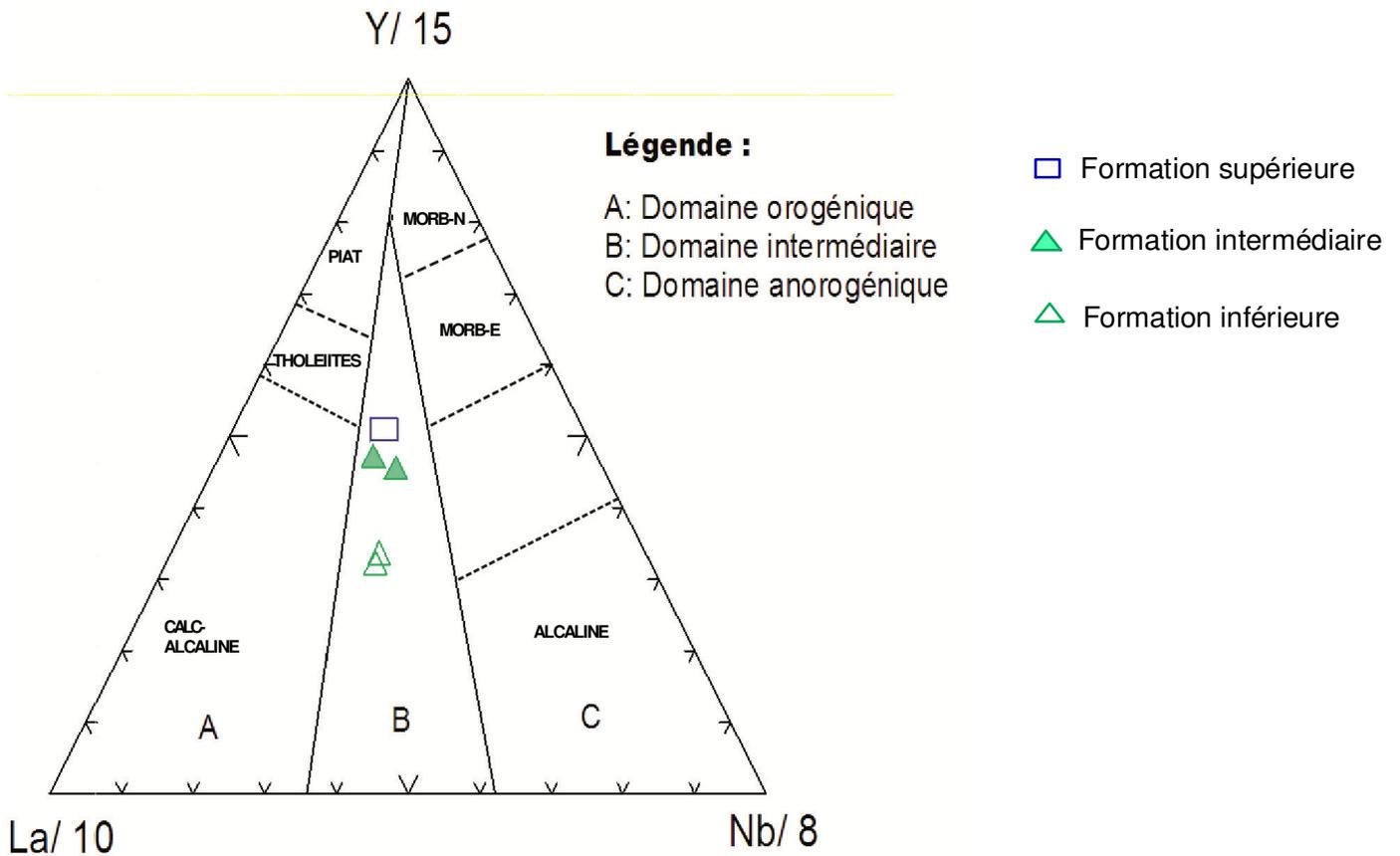


Figure 22: Répartition des roches magmatiques du Trias-Jurassique de la région de Midelt dans le diagramme géotectonique Y-La-Nb de Cabanis et Lécolle (1989)

I-4-3 Diagramme des terres rares de « Sun and McD 89 »

Les spectres de distribution des terres rares (REE) des coulées basaltiques Triasico-Jurassiques de la région de Midelt sont présentés dans la (**figure 23**).

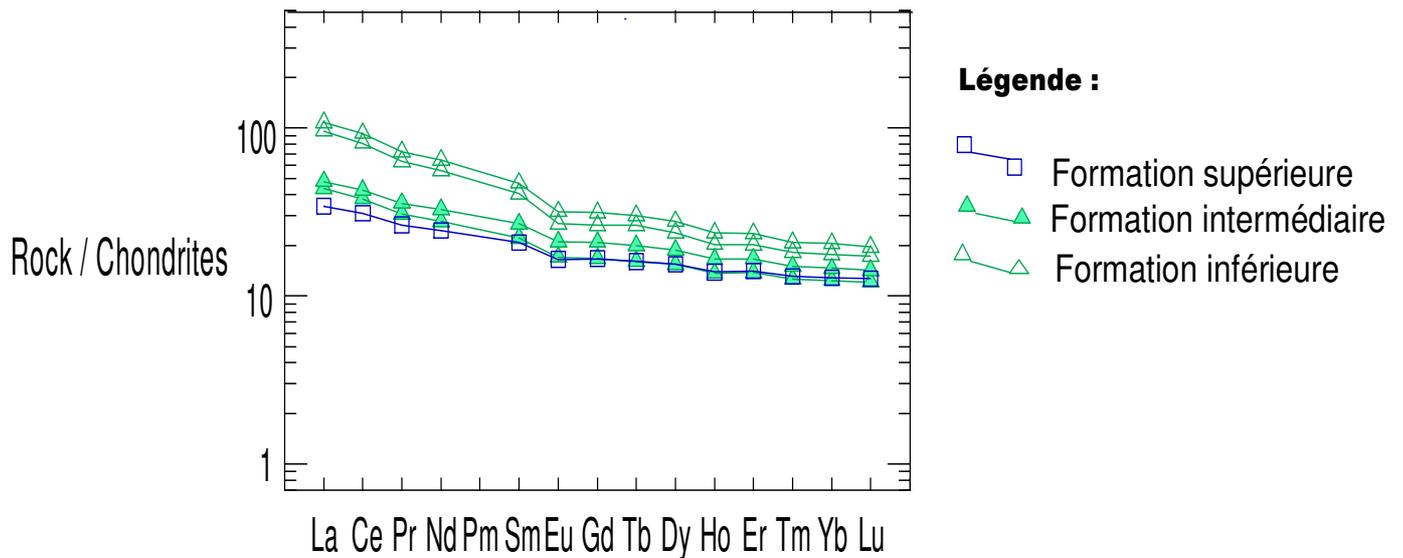


Figure 23: Spectres des terre rares (REE) pour les coulées triasico-jurassiques de la région de Midelt .

Les basaltes de Midelt montrent des profils quasi-plat avec un léger enrichissement en terra légers (LREE) par rapport aux terre lourdes (HREE),

Les teneurs en terre rare varient d'une formation à une autre, ce qui laisse suggérer des taux de fusion partielle variable qui augmentent de la formation inférieure vers la formation supérieure) et /ou des sources mantelliques différentes.(**voir figure 21**)

II- Cadre Géodynamique :

Les provinces basaltiques continentales sont formées par des événements magmatiques responsables de la formation d'un grand volume de roches basaltiques à affinité tholéiitiques. Coffin et Eldholm (1992) sont les premiers à utiliser le terme "Large Igneous Province" (LIP) pour désigner les plus importantes accumulations de roches mafiques sur la terre ou encore les grandes provinces basaltiques continentales.

La Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) est l'une des plus grandes provinces volcaniques continentales ou Continental Flood Basalts (CFBs) ou encore Large Igneous Provinces (LIPs) qu'a connue la Terre au cours de son histoire durant l'ère phanérozoïque (Marzoli et al. 1999).

La CAMP est associée, il y a 199 ± 2 Ma, à la fragmentation du supercontinent la Pangée et aux stades initiaux du rifting de l'Océan de l'Atlantique Central (e.g., Dalrymple et al., 1975; Bertrand et al., 1982; Alibert, 1985; Dupuy et al., 1988; Pegram, 1990; Bertrand, 1991; Sebai et al., 1991; Deckart et al., 1997; McHone, 2000; Hames et al., 2000; Cebria' et al., 2003; DeMin et al., 2003). Elle semble être génétiquement reliée à l'activité d'un mégapanache mantellique chimiquement et thermiquement anormal ou à l'initiation et la production d'une nouvelle croûte océanique durant le Jurassique moyen. (**Voir figure 24**)

Le problème de l'origine de la Province Magmatique de l'Atlantique Central n'est pas encore résolu. Deux modèles antithétiques ont été proposés pour expliquer l'origine de la CAMP et les conditions géodynamiques nécessaires pour la production des LIPs en général :

i)Modèle de panache mantellique (Mantle Plume)(Morgan, 1983 ; White et McKenzie, 1989 ; Greenough et Hodych, 1990 ; Oliveira et al., 1990 ; Hill, 1991 ; Ernst et al., 1995, 2001 ; Ernst et Buchan, 1997, 2001, 2002 ; Wilson, 1997 ; Oyarzun et al., 1997 ; Leitch et al., 1998 ; Thompson, 1998 ; Courtillot et al., 1999 ; Janney et Castillo, 2001 ; Nomade et al., 2002 ; Cebria et al., 2003).

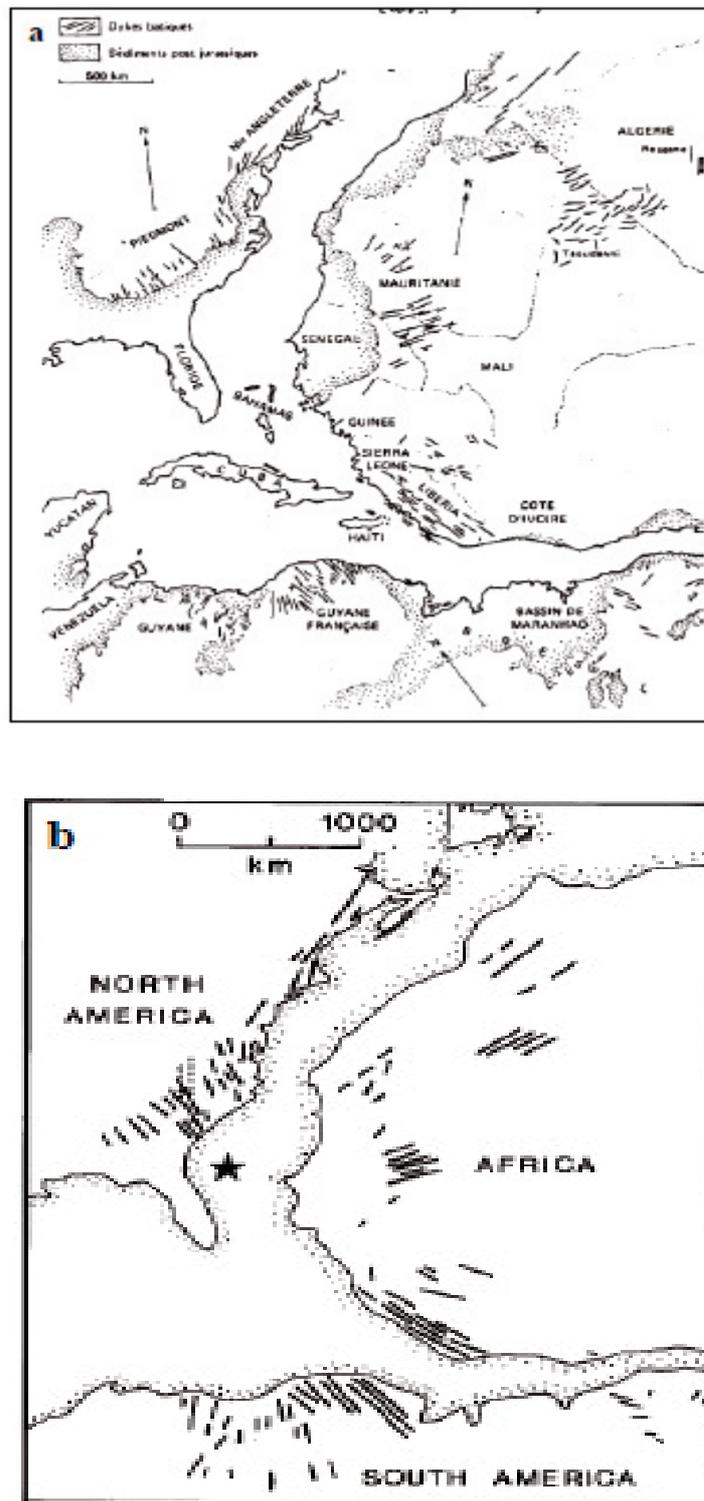


Figure (24) :(a)Disposition radiale des dykes doléritiques de la CAMP, les continents étant replacés dans leur position triasique, d'après May (1971). (b)Point de convergence (étoile) supposé des dykes (Ernst et al., 1995).

ii) **Modèle de formation de la CAMP indépendants de l'intervention d'un panache Mantellique (non-plume models)** (Bédard, 1985 ; Pegram, 1990 ; Bertrand, 1991 ; Hames et al, 2000 ; McHone, 2000 ; Puffer, 2001, 2003 ; DeMin et al., 2003 ; Iacumin et al., 2003 ; Jourdan et al., 2003 ; Deckart et al., 2005 ; Verati et al., 2005 ; Coltice et al., 2007).

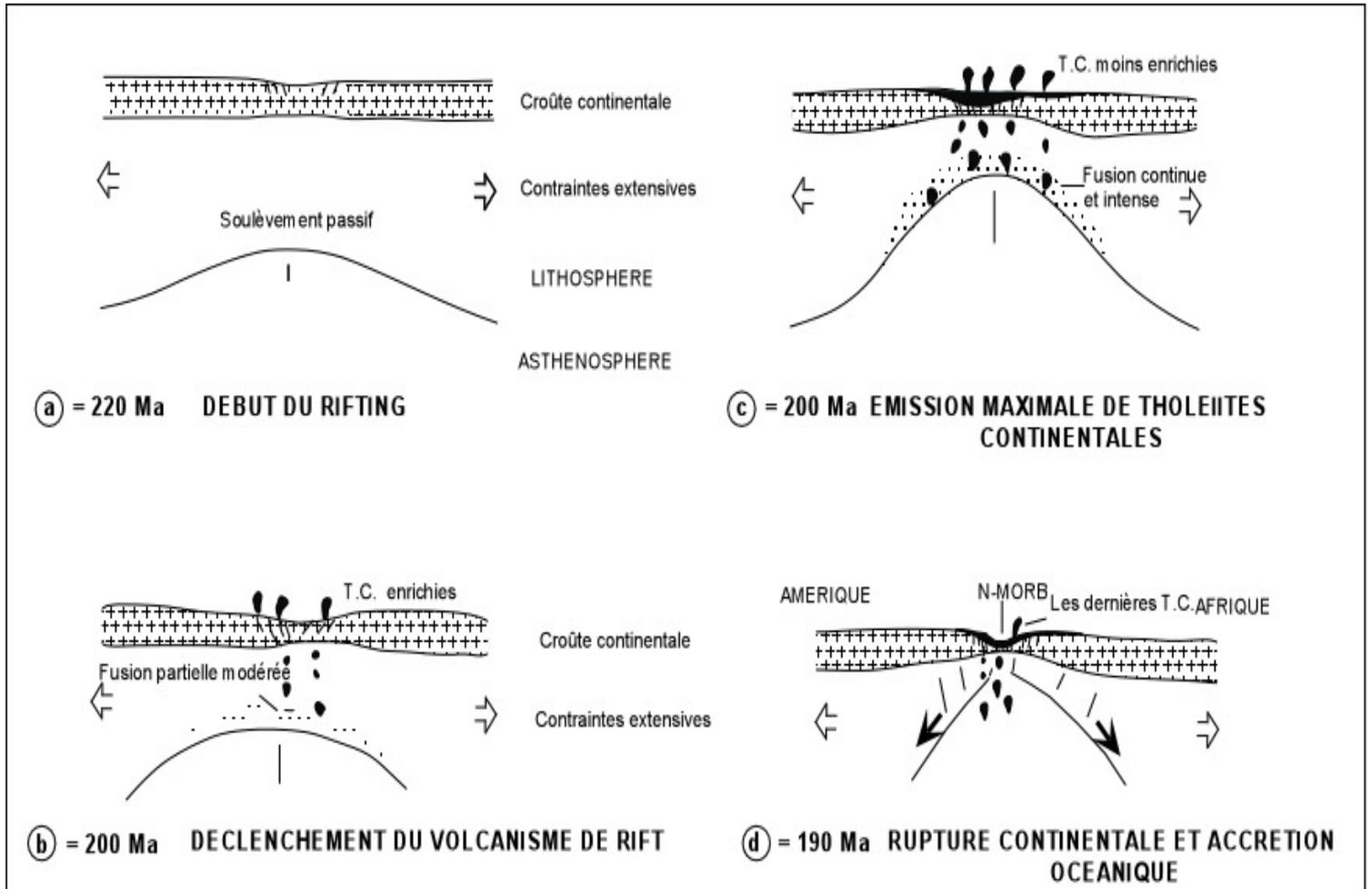


Figure (25) : Modèle géodynamique de formation de la CAMP proposé par **Bertrand (1991)** invoquant un amincissement et la fusion partielle de la lithosphère, puis une remontée passive de l'asthénosphère et sa fusion partielle en réponse au rifting de l'Atlantique Central (T.C : tholéiites continentales).

Quand au premier model, la formation de la CAMP est associée à la mise en place d'un panache mantellique (ou point chaud) sous la lithosphère subcontinentale de la Pangée. La plupart des auteurs qui ont proposé ces modèles situent le point chaud sous la région de jonction triple entre les continents nord américain, sud américain et africain avant l'ouverture de l'Océan Atlantique.(**figure 24**)

Quand au second model, plusieurs travaux (McHone, 1998 ; McHone, 2000 ; McHone et al., 2005) ont montré que les preuves avancées en faveur des modèles du panache mantellique ne résistent pas à un examen critique. Bédard (1985) et Bertrand (1991) avaient proposé un mécanisme de distension de type passif, qui pourrait être provoqué par des contraintes appliquées aux limites de plaque (**figure 25**).Hames et al. (2000) ont montré que l'extension lithosphérique a provoqué une fusion partielle du manteau supérieur par décompression et la mise en place du magmatisme de la CAMP à la limite Trias-Jurassique.

Ce modèle invoque des cellules de convection à petite échelle qui se développent à la limite entre une lithosphère épaisse (sous les cratons) et une lithosphère amincie, avec un courant qui se déplace des cratons en direction de la lithosphère amincie, en engendrant un important magmatisme. Ce modèle permet de rendre compte de la distribution du magmatisme de la CAMP, localisé à la limite entre les cratons à lithosphère épaisse (craton amazonien au Brésil, craton de Man et bouclier Reguibat en Afrique de l'Ouest) et les zones mobiles adjacentes à lithosphère plus fine.

Bien que les deux modèles aient essentiellement des variations sur la géométrie du courant de convection du manteau « upwelling mantle », il existe des différences fondamentales dans la façon dont chacun peut causer le rifting et l'émission des basaltes massifs.

Enfin McHone et Puffer, dans leur examen de la distribution, la chimie, l'âge, et la stratigraphie de la CAMP, suggèrent que l'éruption des laves pourrait avoir déclenché le plan écologique catastrophique du changement climatique à travers l'émission massive des matières volatiles dans l'atmosphère, comme cela a été suggéré pour d'autres LIPs (McLean, 1985; Rampino et Stothers 1988; Courtillot et al. 1994; Renne et al. 1995; McHone 1996, 2000).

CONCLUSION:

Au terme de ce travail, axé sur la morphologie, mécanisme de mise en place, la pétrographie et la géochimie des roches volcaniques triasico-jurassique de la région de Midelt, il convient de résumer ici les principaux caractères pétrographiques et géochimiques de ce volcanisme et de le situer dans le contexte géodynamique global en relation avec la fragmentation de la pongée et le rifting de l'Atlantique Central.

La région de Midelt résume l'histoire de principales étapes de la formation d'un rift avorté. L'étude morphologique, structure interne et le mécanisme de mise en place du magmatisme de la région de Midelt a permis de distinguer trois formations éruptives (Formation inférieure, Formation intermédiaire et Formation supérieure) séparées par des niveaux sédimentaires (argileux, silteux à gréseux), ces formations se présentent sous forme d'une succession de coulées de laves basaltiques. Ces dernières peuvent être classées en deux grandes catégories : les coulées Pahoehoe composées et les coulées simples.

Du point de vue géochronologique, la CAMP dans la région de Midelt est daté de 203 Ma à 190 Ma avec un pic d'activité volcanique de 200 Ma. (Ait Chayeb, 1997).

L'étude pétrographique des roches volcaniques de la région de Midelt montre trois types de faciès dont les plagioclases et les pyroxènes sont les constituants majeurs : il s'agit des basaltes microlitiques porphyriques (formation inférieure), basaltes doléritiques à microlitiques (formation intermédiaire) et des basaltes microlitiques porphyriques vésiculaires (formation supérieure). La cristallisation souvent tardive des oxydes par rapport aux autres phases minérales permet de supposer une affinité tholéiitique pour ce magmatisme.

Ces basaltes se mettent en place en trois épisodes volcaniques principaux, séparés par des niveaux sédimentaires (formation inférieure, intermédiaire et supérieure), dans un contexte aérien à sous-aquatique peu profond formant ainsi un empilement de coulées de laves.

Les basaltes étudiés possèdent des caractères géochimiques (majeurs et traces) qui indiquent un contexte géodynamique distensif (volcanisme anorogénique) et une affinité intraplaque tholéiitique (tholéiites intracontinentales : enrichissement en fer et titane, enrichissement en LILE et LREE par rapport aux HREE).

Pour la genèse des magmas basaltiques étudiés nous proposons dans ce travail l'hypothèse d'une interaction entre un panache mantellique et une lithosphère sub-continentale. Les roches volcaniques de la région de Midelt et leur équivalent dans le reste du Maroc font la partie de la grande Province Magmatique de l'Atlantique Central (Marzoli et al., 1999), et sont l'expression de l'amincissement crustal et lithosphérique lié au rifting intra-continental qui accompagne l'ouverture de l'Atlantique Central.

Liste des Figures :

Figure 1:Répartition géographique de la CAMP(Knight et al., 2004)

Figure 2 : Les différents domaines structuraux du Maroc et localisation du secteur d'étude(Igmollan et al.,1987).

Figure 3 : Schéma structural plaçant la région de Midelt dans son contexte atlasique(Igmollan et al.,1987).

Figure 4 : Schéma structural et localisation des terrains mésozoïques dans la région de Midelt(Igmollan et al.,1987).

Figure 5 : Localisation des affleurements triasiques dans le Haut Atlas de Midelt (Igmollan et al.,1987).

Figure 6 : caractérisations lithologiques du trias de la région de Midelt (coupe de Mibladène)(Igmollan et al.,1987).

Figure 7 : Carte de situation des affleurements jurassiques dans le Haut Atlas de Midelt(Igmollan et al.,1987).

Figure 8 : caractérisations lithologiques jurassiques du Haut Atlas de Midelt(Igmollan et al.,1987).

Figure 9:Morphologie des coulées basaltiques de type **Pahoehoe**(Self et al., 1997).

Figure 10: Coulées de lave simples et composées (Cas et Wright, 1987).

Figure 11: Morphologie des coulées basaltiques de type **Aa** dans un environnement sub-aérien (in Ait Chayeb 1997).

Figure 12: Morphologie des coulées basaltiques de type **pillow-lavas** dans les environnements sub-aériens Ait Chyeb,1997).

Figure 13 : Carte géologique simplifiée de la partie Nord du Maroc montrant les différentes zones étudiées ;**I**) Section d'Ajoundou fouldous **II**) Section d'Ahouli, **III**) Section d'Ait Ourir (El Hachimi., 2011)(El Hachimi., 2011).

Figure 14:Colonnes lithostratigraphiques à travers la succession volcanique de la CAMP dans la région de Midelt. (Voir **figure 13**) pour la localisation des sections étudiées.(El Hachimi., 2011).

Figure 15 : Colonnes lithostratigraphiques à travers la succession volcanique de la **CAMP** dans la région de Midelt et le Haut Atlas (coupe d'Ait Ourir). Voir **figure 13**)pour la localisation des sections étudiées.(El Hachimi., 2011)

Figure 16: Situation des roches volcaniques du Trias –Jurassique de la région de Midelt dans le diagramme Alcalins-SiO₂ (Le Bas et al., 1986 ; Le Maître et al., 1989).

Figure 17: Situation des roches volcaniques du Trias-Jurassique de la région de Midelt sur le diagramme Alcalins-SiO₂(Le Bas et al., 1986 ; Le Maître et al., 1989).

Figure 18: Diagramme : FeOT/MgO/TiO₂(De Pachter, 1983).

Figure 19: Evolution des éléments traces en fonction du Zr pour les roches basaltiques du Trias-Jurassique de la région de Midelt.

Figure 20: Variation du taux de fusion des trois formations

Figure 21: répartition des roches volcaniques du Trias-Jurassique de la région de Midelt, dans le diagramme géotectoniques discriminants binaires (Ti/Nb-Nb/Y De Preace (1982)).

Figure 22: Répartition des roches magmatiques du Trias-Jurassique de la région de Midelt dans le diagramme géotectonique Y-La-Nb de Cabanis et Lécolle (1989) ;

Figure 23: Spectres des terre rares (REE) pour les coulées Triasico-Jurassiques de la région de Midelt .

Figure (24) :(a)Disposition radiale des dykes doléritiques de la **CAMP**, les continents étant replacés dans leur position triasique, d'après **May (1971)**. (b)Point de convergence (étoile) supposé des dykes (**Ernst et al., 1995**).

Figure (25) :Modèle géodynamique de formation de la **CAMP** proposé par Bertrand(1991) invoquant un amincissement et la fusion partielle de la lithosphère, puis une remontée passive de l'asthénosphère et sa fusion partielle en réponse au rifting de l'Atlantique Central (T.C : tholéiites continentales).

Liste des Tableaux :

Tableau 1: Analyses chimiques de roches totales des coulées triasico-jurassiques de la région de Midelt

Tableau 2 :Analyses chimiques des terres rares de roches totales des coulées triasico-jurassiques de la région de Midelt

Tableau 3: Caractéristiques chimiques des basaltes des ridesmédio-océaniques, des basaltes intra-plaques et des basaltes d'arc volcanique (**Pearce, 1982**)

Liste des Photos :

Photo(1) : montrant les pipes vésicules situés au niveau du « Basal Crust »

Photo (2) : montrant une coulée prismatique la Formation intermédiaire de la coupe d'Ahouli.

Photo (3) : pillow lavas observés au niveau de la formation intermédiaire de la section d'Ahouli

Photo(4) : pillow- lavas caractérisé par trois parties depuis les périphéries jusqu'au centre : le cortex, le bord et le cœur.

Photo (5) :montrant les différents faciès tholéiitiques en lumière polarisée a) formation inférieure, b+c) formation intermédiaire et d) formation supérieure

- **Références bibliographiques:**

AIT CHAYEB El Houssaine,(1997)- Thèse de doctorat de troisième cycle (Option : Volcanologie-géochimie) : Le volcanisme post-orogénique du bassin d'Argana (Haut-Atlas occidental, Maroc). FSMM.

BOUGADIR Blaïd, (1998)- Doctorat d'état- Sciences (Option : Petrologie-Géochimie) : Magmatisme et métamorphisme mésozoïques dans le Haut-Atlas central (région d'Imilchil) Pétrologie et implications géodynamiques. Padova, Italy.

Le BAS M. J., Le Maître R. W., Sterckeisen A. And Zanettin B. (1986) - A chemical classification of volcanic rocks based on the Total alkali-silica diagram. J. Petrol, 27, 3, 745 – 750. Oxford.

Igmoullan et al.; (1987) – Elaboration et la connaissance de la géologie jurassique du Haut Atlas de Midelt, en le replaçant dans son contexte de plate-forme nord Haut Atlasique.

MARZOLI Andrea Marzoli* et al- Synchrony of the Central Atlantic magmatic Province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and

MICHARD A. (1976).-Elément de géologie Marocaine. Notes et mém. Serv. Géol. Maroc, n° 252, 408 P.

PEARCE J. A. (1982) – Trace element characteristic of lavas destructive plate boundaries. In: Andesites-orogenic Andesites and Related Rocks. Thorpe R.S.(ed). Intersci. Publ., 525-549. J. Wiley and Sons, New-York.

YOUBI N. (1990) – Le complexe volcanique permien de Khénifra (SE du Maroc central). Cartographie, Volcanologie, minéralogie.

Sites sur la CAMP:

❖ http://www.auburn.edu/academic/science_math/res_area/geology/cam/

❖ <http://www.ldeo.columbia.edu/~polsen/nbcp/peo.cv1.html>

❖ www.chez.com/pgosse/gem/geodes.htm

❖

