



**Les Basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc) :  
un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé aux Stades de L'évolution  
Géodynamique du Domaine Atlasique**

**Basalts of the Atlas of Béni-Mellal (Central High Atlas, Morocco):  
an Intraplate Transitional Volcanism Associated to Geodynamic  
Evolution Stages of Atlasic Domain**

Jaouad Guezal; Mohamed El Baghdadi & Ahmed Barakat

*Laboratoire Géo-Ressources et Environnement (GEORE)*

*Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences et Techniques B.P. 523 Béni-Mellal 23000, Maroc*

*E-mail: j.ghezal@usms.ma; m.elbaghdadi@usms.ma; a.barakat@usms.ma*

Recebido em: 23/06/2013 Aprovado em: 14/07/2013

DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2013\\_2\\_70\\_85](http://dx.doi.org/10.11137/2013_2_70_85)

## Résumé

Les roches basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut-Atlas Central, Maroc), mises en place, dans les différents bassins synclinaux de la région, se manifestent en deux horizons volcaniques B1 et B2. Les deux événements éruptifs sont d'âge Jurassique moyen pour les coulées de l'horizon B1 et d'âge Crétacé inférieur pour celles de l'horizon B2. Les roches sont caractérisées par un faciès des basaltes à olivines. La composition de leurs clinopyroxènes est marquée par deux tendances : augite au niveau des basaltes à olivine du B1 et diopside au niveau de ceux du B2. La composition géochimique sur roche totale dévoile le caractère transitionnel de ces roches. La relative dissimilitude géochimique signalée au niveau des basaltes des deux horizons peut être expliquée par un début du changement de la nature du magmatisme de la région en relation avec l'évolution géodynamique du domaine atlasique.

**Mots-clés :** Atlas de Béni-Mellal; clinopyroxène; basaltes transitionnels; géodynamique du domaine atlasique

## Abstract

The basaltic rocks emitted at the synclinal basins of the Atlas of Béni-Mellal, show entablatures shapes constituted by interbedded lava flow successions with red silted-sandstone layers (Red Beds). In the synclinal basins of the area, basaltic lavas form two volcanic sequences B1 and B2 which correspond to distinct volcanic events. Pyroclastic deposits are rare. Basaltic outcrops show no pillow lavas. The lava flows were emplaced while the sediments were still soft and unconsolidated. The original flows fissure bet up to the open air, or under very shallow water. Ages of basaltic flows grouped around two distinct values that correspond to the Middle Jurassic (B1 basalts) and to the last of the Lower Cretaceous (B2 basalts). Basaltic rocks consist of olivine basalt. Textures are variable and dependent of the type of structure. Lavas flows typically show porphyritic texture at the bottom of entablatures, fluidal structure in its inner parts and vesicules at its upper zone. Clinopyroxene compositions range from augite in B1 to diopside in B2 basaltic horizons. Whole rock compositions mark the transitional character of these volcanic rocks. Normative composition show low nepheline contents ( $\leq 5\%$ ). LREE/HREE ratios are low and clearly less enriched than those obtained for alkaline magmatic series. Spidergram spectra are similar to those of Oceanic Island basalts (OIB). The relative geochemical dissimilitude reported at the both basaltic sequences B1 and B2, indicate, eventually, the changing of the magmatic regime, which becomes from tholeiitic to purely alkaline in Cenozoic, in relation to the geodynamic evolution of atlasic domain. This geodynamic and geochemical evolution is ruled by two major events: the opening of the Central Atlantic and the Mediterranean convergence.

**Keywords:** Atlas of Béni-Mellal; clinopyroxene; transitional basalts; geodynamic of atlasic domain

## 1 Introduction

Le Haut-Atlas central, au Maroc, est un segment d'une vaste chaîne montagneuse intracontinentale mésozoïque, individualisé dès le Trias dans la partie nord de la plaque africaine (Laville *et al.*, 1994). Dans son contexte géodynamique, il constitue un élément important pour les reconstitutions paléogéographiques et cinématiques de tout le domaine atlasique, depuis le Trias jusqu'à l'actuel. Le Haut-Atlas de Béni-Mellal constitue une zone-clef de ce dispositif, à la jonction du Haut et du Moyen Atlas (Figure 1).

Le Haut-Atlas central a connu une importante activité magmatique durant le Mésozoïque et le Tertiaire. Les premières coulées basaltiques tholéitiques sont émises au Trias (Bertrand *et al.*, 1982; Benchekroun, 1985; Beraâouz, 1995; Youbi *et al.*, 2003 ; Marzoli *et al.*, 2004; Verati *et al.*, 2007). Puis de nombreux intrusions, champs filoniens et laves basaltiques se sont manifestées durant le Jurassique moyen-Crétacé inférieur (Bertrand, 1991; Lhachmi, 1992 ; Zayane, 1992, 2002 ; Bougadir, 1998 ; Zayane *et al.*, 2002 ; Bensalah *et al.*, 2006). En fin de cette importante activité magmatique, des lamprophyres, des carbonatites et les dykes associés se sont mis en place durant l'Eocène (Bouabdli, 1987; Kchit, 1990; Beraâouz, 1995; Bouabdellah *et al.*, 2010).

Dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal, les manifestations jurassico-crétacées se matérialisent par la mise en place d'un ensemble de roches magmatiques exposées côte à côte et en

interdépendance étroite, sous forme de différents modes de gisements : coulées de laves, plutons, sills et dykes (Guezal *et al.*, 2011).

Les coulées basaltiques présentent une relative prédominance, se manifestant, ainsi, dans tous les bassins synclinaux de l'Atlas de Béni-Mellal. Elles sont, étroitement, liées à l'ensemble des stades géodynamiques de la région, initiés par le rifting de l'Océan Atlantique (Laville, 1985; Beraâouz, 1995).

Ces manifestations volcaniques n'ont pas suscité un grand intérêt de point de vue d'étude. Elles furent mentionnées dans la littérature (Subra, 1980; Beraâouz, 1995; Souhel, 1996), mais les plus importants études existantes sont restreintes aux travaux de Bardon *et al.* (1978), qui étudia le paléomagnétisme de ces formations, et plus récemment, ceux effectués par Bensalah *et al.* (2006), qui essaya d'étudier, d'une façon préliminaire, les coulées basaltiques liées aux bassins synclinaux d'Oued Abid.

L'objectif de ce travail est de :

- Présenter la géologie et discuter l'âge de la mise en place de ces coulées ;
- Caractériser leurs natures pétrographique, minéralogique et géochimique en déterminant leur affinité magmatique et leur environnement géotectonique ;
- Etablir leur évolution spatio-temporelle en relation avec le géodynamisme de la région.

Dans ce but des échantillons ont été sélectionnés pour les analyses géochimiques des

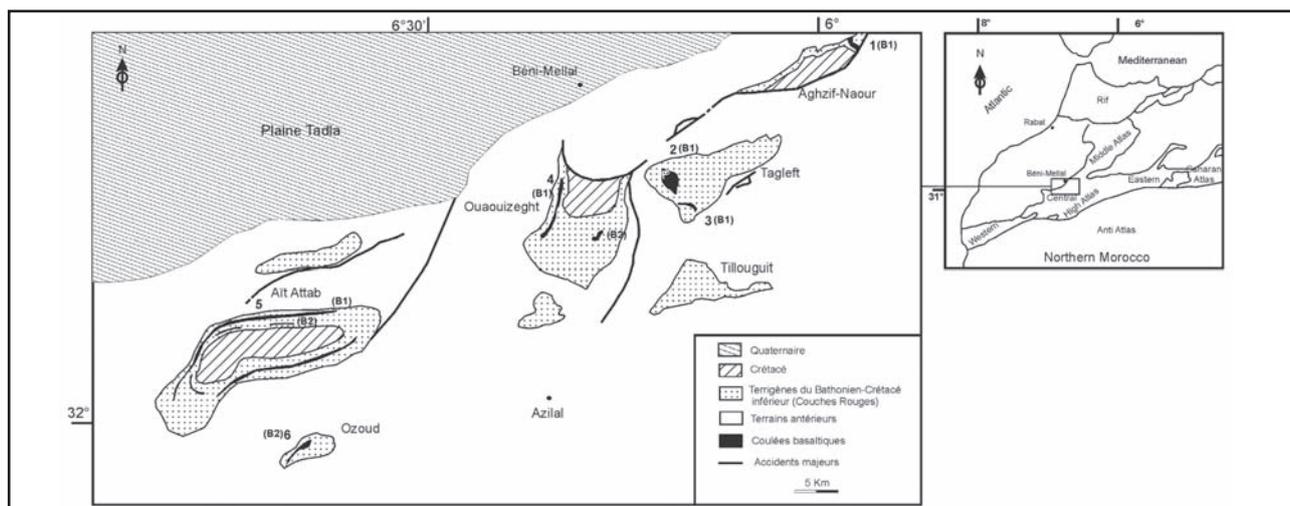


Figure 1 Les bassins synclinaux de l'Atlas de Béni-Mellal et les coulées basaltiques associées. 1: coulées d'Aghzif-Naour; 2: coulées de Jbel Sgat ;3: coulées de Tabaroucht; 4: coulées de Ouaouizeght; 5: coulées d'Ait Attab; 6: coulées d'Ozoud. B1, B2: basaltes de l'horizon B1 et B2. Quaternaire : alluvions fines (sables et limons), moyennes et grossières; Crétacé: calcaires gréséo-dolomitiques et marnes gréseuses; Terrains antérieurs: calcaires massifs et marneux du Lias et Bajocien.

phases minérales (éléments majeurs) et des roches totales (éléments majeurs, traces et terres rares).

## 2 Cadre Géologique, Volcanologie et Âge des Coulées Basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal

L'Atlas de Béni-Mellal fait partie du Haut-Atlas central. Le secteur d'étude se situe dans la partie nord occidentale du Haut-Atlas central, sur le méridien de Béni-Mellal (Figure 1) et au sud-est de la plaine de Tadla, entre les latitudes 32° et 32°30' (nord), et les longitudes 5°50' et 6°60' (ouest).

Le Haut-Atlas central est un grand bassin à géométrie rectangulaire, allongée selon une direction ENE-WSW (Laville, 1985). Ce bassin est communément décrit comme un ensemble de petits bassins, à géométrie synforme et à fonds larges et plats, séparés par des reliefs surélevés à géométrie antiforme. Dans la région de Béni-Mellal, le Haut-Atlas s'intègre parfaitement dans ce schéma. Les dépôts jurassiques couvrent la grande partie du secteur, les dépôts crétacés quant à eux occupent les centres des synclinaux connus dans la région (Figure 1). Les terrains mésozoïques se distinguent, généralement, par divers ensembles à contenu lithologique typique : Les carbonates massifs et lités et terrigènes du Lias, les carbonates massif et lités du Dogger (formations de Bin El Ouidane), les sédiments détritiques du Bathonien-Crétacé inférieur (formations des « Couches Rouges ») et enfin les carbonates et terrigènes du Crétacé.

Le découpage lithostratigraphique des « Couches rouges » conservées dans les bassins synclinaux de la région montre que ces dernières s'organisent en une trilogie, constituée globalement par deux unités détritiques grossières encadrant une unité argilo-évaporitique intermédiaire (Haddoumi *et al.*, 2002 ; Charrière *et al.*, 2005 ; Löwner, 2009 ; Haddoumi *et al.*, 2010) :

- Formation des Guettioua constitue un ensemble détritique grossier inférieur. Elle est datée du Bathonien (Haddoumi *et al.*, 2010).
- Formation des Iouaridène constitue une série finement détritique et argilo-évaporitique. Elle est d'âge Kimméridgien (Malm moyen)-Barrémien inférieur (Haddoumi *et al.*, 2010).
- Formation du Jbel Sidal constitue un ensemble détritique grossier supérieur à niveaux lenticulaires conglomératiques. Elle date, exclusivement, du Barrémien supérieur-Aptien inférieur (Haddoumi *et al.*, 2002).

La limite Jurassique-Crétacé, se situe, donc, dans la partie inférieure de la Formation des Iouaridènes des « Couches rouges » des synclinaux (Figure 2).

Les coulées basaltiques, objet de cette étude, sont manifestées dans quatre bassins synclinaux de l'Atlas de Béni-Mellal (bassin d'Aghzif-Naour, bassin de Tagleft, bassin de Ouauizeght et bassin d'Aït Attab), en plus de la petite cuvette d'Ozoud (Figure 1).

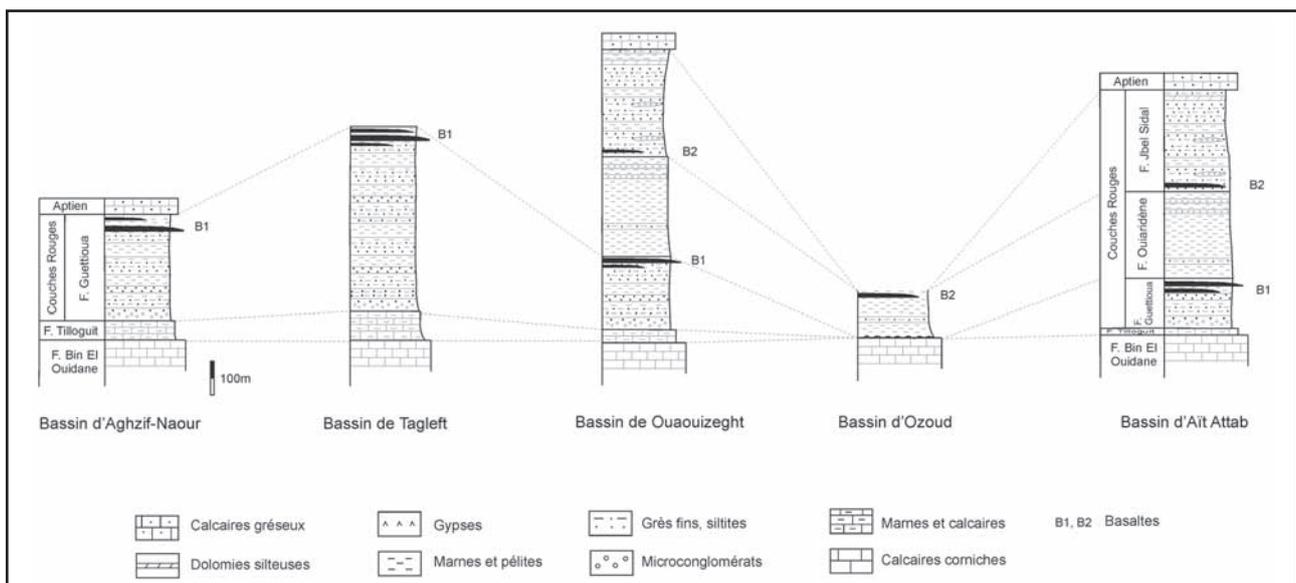


Figure 2 Corrélation lithostratigraphique et situation des coulées basaltiques dans les « Couches rouges » des bassins synclinaux de l'Atlas de Béni-Mellal (modifiée d'après Souhel, 1996 et Haddoumi *et al.*, 2010).

Les basaltes se présentent sous forme des entablements, constitués d'une succession de coulées interstratifiées, d'épaisseur variant autour de 20 m. Ils sont intercalés entre les sédiments détritiques de « Couches rouges » et sont séparés par des niveaux silto-gréseux rouges. Dans les bassins synclinaux du secteur, les coulées forment deux horizons de successions volcaniques, communément, appelées B1 et B2 dans la littérature (Souhel, 1996; Bensalah *et al.*, 2006; Haddoumi *et al.*, 2010), qui correspondent à deux épisodes d'éruption volcanique (Figure 2). Ces horizons constituent de très bons niveaux repaires au sein de la série des « Couches Rouges ».

- Coulées de l'horizon B1 : développées dans les parties terminale ou sommitale de la Formation gréseuse des Guettioua. Les manifestations éruptives de B1 sont générales, intéressant l'ensemble des synclinaux du secteur. Les épanchements sont représentés par deux à trois intercalations basaltiques superposées et intercalées dans les sédiments silto-gréseux rouges.
- Coulées de l'horizon B2 : associées à la base de la formation gréseuse du Jbel Sidal. Elles n'affleurent que dans certains bassins synclinaux (bassin d'Aït Attab et de Ouauizeght). Ce second épisode éruptif paraît de moindre abondance que le premier (une seule venue basaltique). Les épaisseurs des entablements basaltiques atteignent, généralement, les 10 m. Dans la cuvette d'Ozoud, la coulée basaltique est associée à la partie sommitale de la formation des Iouaridène. On peut l'attribuer, donc, aux épanchements de l'horizon B2.

Les coulées basaltiques, des deux séquences, présentent les mêmes caractéristiques de mise en place. Elles montrent un faciès gris rougeâtre sur cassure fraîche, à aspect bulleux à la surface et plus compact vers le centre, où le faciès peut devenir microgrenu. Les vacuoles sont très abondantes, notamment au niveau des sommets des coulées, elles sont remplies des produits d'altération de surface (oxydes rouges et calcite).

Les dépôts pyroclastiques sont rares. Les fissures d'altération superficielle remplies de calcite, donnent, dans certains, cas un débit prismatique. L'absence de traces de cuisson dans les sédiments au contact du matériel éruptif témoigne que ces basaltes constituaient des coulées épanchées et refroidies rapidement en surface.

Les affleurements basaltiques ne présentent pas de pillow-lavas (absence de roches pyroclastiques). Il s'agit de coulées d'origine fissurale mises en place à l'air libre, ou sous une très faible tranche d'eau. Cela est confirmé par la nature des sédiments qui les encaissent associés à des environnements de dépôts fluviatiles et plaines d'inondation (Souhel, 1996).

L'âge des manifestations basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal, suscite encore de nombreuses idées et discussions. Des datations radiométriques ont été élaborées sur ces coulées basaltiques par la méthode K/Ar sur roches totales (Hailwood & Mitchell, 1971) ou sur plagioclases (Westphal *et al.*, 1979). La figure 3 réunit certains travaux de datations isotopiques effectuées sur ces roches. On peut noter que :

Les coulées basaltiques de l'horizon B1 sont développées dans les parties terminales

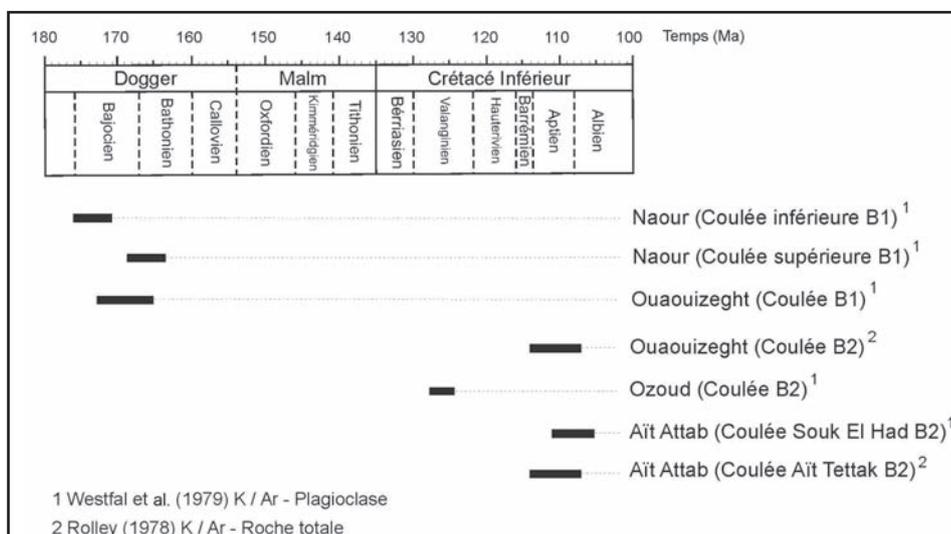


Figure 3 Ages radiométriques de quelques coulées basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal.

de la formation des Guettioua. Les datations radiochronologiques des basaltes donnent des âges allant de  $173 \pm 4$  Ma (coulée inférieure de Naour) à  $166 \pm 3$  Ma (coulée supérieure de Naour). Les coulées de Ouauizeght, quant à eux ils ont un âge de  $169 \pm 9$  Ma (Wesphal *et al.*, 1979).

Les coulées basaltes de l'horizon B2 sont associées à la base de la formation du Jbel Sidal. La datation radiométrique souligne des âges entre  $124 \pm 2$  Ma (Coulée d'Ozoud) et  $107 \pm 3$  à Souk El Had (Aït Attab) (Wesphal *et al.*, 1979).

Les âges de coulées sont, donc, rassemblés tout autour de deux valeurs distinctes qui correspondent, d'une part au Jurassique moyen et d'autre part au sommet du Crétacé inférieur.

### 3 Caractères Pétrographiques et Minéralogiques

Pour l'étude pétrographique des coulées basaltes, un échantillonnage méthodique a été établi, à travers les bancs des coulées des deux horizons basaltes. Les roches basaltes montrent une couleur rouge brune et grise sur cassure fraîche. Elles présentent des phénocristaux ferromagnésiens (olivine) altérés et des lattes de plagioclase, plus ou moins, allongées. Il s'agit d'un faciès des basaltes à olivine. De point de vue texturale nous avons pu distinguer trois types de basalte (Figure 4) :

- Un basalte porphyrique : domine la base des entablements basaltes. La texture montre des grands phénocristaux d'olivine baignant dans une pâte de microlites de plagioclase et de pyroxène. La mésostase est moins représentée : la roche devient, carrément, doléritique intersertale dans certains cas, où le clinopyroxène colmate les vides laissés par les lattes jointives de plagioclase.
- Un basalte à tendance fluidale : localisé, surtout, dans la partie médiane des coulées.

On l'observe dans les entablements de Jbel Sgat, de Tabaroucht et d'Aït Attab. Au microscope, les cristaux de plagioclase prennent des structures planaires, révélant une texture microlitique à tendance fluidale. Dans certains cas, les deux textures, porphyrique et fluidale, sont observées dans le même échantillon.

- Basalte vacuolaire : caractérise les sommets des entablements basaltes. La roche a un aspect scoriacé. Les vacuoles ont des tailles variables et peuvent être centimétriques. Ils sont soit vides soit remplies par des produits d'altération de surface (calcite et argiles).

Les trois faciès basaltes sont observés au niveau des entablements de l'horizon B1, alors que dans ceux de l'horizon B2, dominent les basaltes porphyriques et vacuolaires, avec absence ou rareté du faciès à tendance fluidale.

L'olivine est, généralement, automorphe. Elle se présente soit en grands phénocristaux, soit en un ensemble d'individus de petite taille distribués dans toute la roche. Elle montre une teneur relativement commune en Mg ( $MgO=23-24\%$ ). Sa composition varie de  $Fo_{50}$  à  $Fo_{54}$  (Tableau 1).

Le plagioclase montre deux structures : des microlites jointifs, où des cristaux de clinopyroxène colmatent les espaces (faciès porphyrique) ; des microlites orientées d'une façon préférentielle, offrant à la roche une tendance fluidale, relativement, distincte. La composition chimique distingue deux familles : des microlites (PI1), qui forment la partie la plus abondante, leur composition varie entre la limite labrador-bitownite ( $An_{68}$ ) et labrador ( $An_{61}$ ) ; des grandes plages (PI2), moins nombreuses, partiellement zonées (basaltes de l'horizon B2) et dont la teneur en anorthite évolue entre  $An_{48}$  et  $An_{52}$ . La quantité des plagioclases de la deuxième famille se développe relativement dans les basaltes de l'horizon B2.

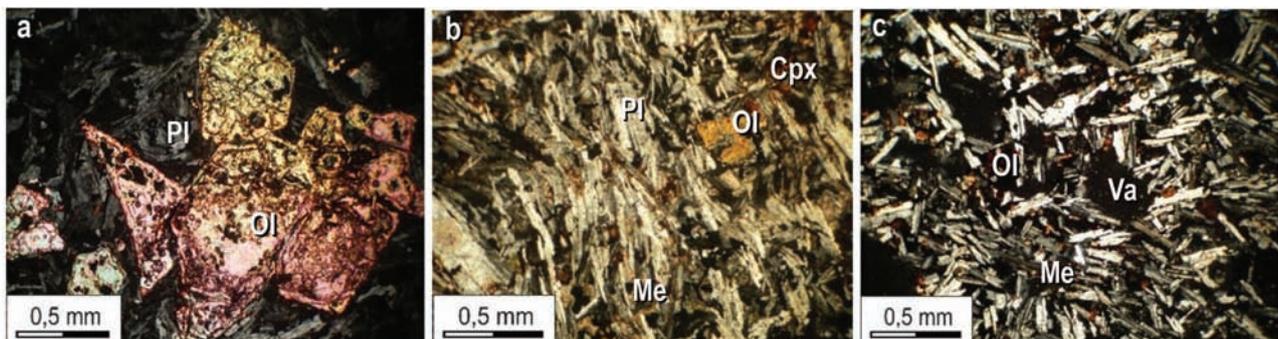


Figure 4 a: Grand Phénocristal automorphe d'olivine dans les basaltes de Ouauizeght (B1). b: Texture fluidale dans les basaltes des coulées de Tabaroucht (B1). c: Basalte vacuolaire des coulées de Jbel Sgat (B1). Pl : plagioclase; Ol: olivine; Cpx: clinopyroxène; Va: vacuole; Me: mésostase.

**Les Basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc) :**  
**un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé aux Stades de L'évolution Géodynamique du Domaine Atlasique**  
*Jaouad Guezal; Mohamed El Baghdadi & Ahmed Barakat*

Horizon B1	NR1	NR2	Horizon B2	AABII
SiO2	35,23	38,26	SiO2	35,33
TiO2	0,00	0,00	TiO2	0,00
Al2O3	0,00	0,00	Al2O3	0,00
Cr2O3	0,01	0,00	Cr2O3	0,00
FeOt	39,66	36,10	FeOt	39,04
MnO	0,90	0,33	MnO	2,25
MgO	23,25	24,62	MgO	23,60
CaO	0,10	0,10	CaO	0,22
NiO	0,00	0,10	NiO	0,01
<b>Total</b>	<b>99,15</b>	<b>99,51</b>	<b>Total</b>	<b>100,45</b>
Si	1,013	1,064	Si	1,005
Ti	0,000	0,000	Ti	0,000
Al	0,000	0,000	Al	0,000
Cr	0,000	0,000	Cr	0,000
Fet	0,953	0,839	Fet	0,929
Mn	0,022	0,008	Mn	0,054
Mg	0,996	1,020	Mg	1,001
Ca	0,003	0,003	Ca	0,007
Ni	0,000	0,002	Ni	0,000
Fo	50,45	54,55	Fo	50,28
Fa	48,28	44,87	Fa	46,92
Te	1,11	0,42	Te	2,80
<b>Mg/Mg+Fe2+</b>	<b>51,10</b>	<b>54,87</b>	<b>Mg/Mg+Fe2+</b>	<b>51,87</b>

Tableau 1 Compositions chimiques et formules structurales des olivines des basaltes. NR : basaltes de Naour (B1); AABII: basaltes d'Aït Attab (B2).

Le clinopyroxène xénomorphe, est développé soit en reliques dispersées, soit dans les interstices. Il peut, également, englober des microlites de plagioclase au cas des textures doléritiques. Il est de type augite (basaltes de l'horizon B1) ou diopside (basaltes de l'horizon B2).

Les oxydes ferrotitanés sont moins abondants et sont, généralement, émaillés dans les espaces interstitiels. Ils sont formés de titano-magnétite ( $Mt_{82-84} Usp_{16-17}$ ) et de l'ilménite ( $Ilm_{96-97} Hem_{2-4}$ ) (Tableau 2). Le couple ilménite-titano-magnétite en contact dans la même roche a permis un calcul des températures et des  $fO_2$  d'après la méthode d'Andersen *et al.* (1993). Les températures d'équilibre obtenues sont comprises entre 760 et 800 °C et les fugacités d'oxygène entre  $10^{-21}$  et  $10^{-20}$  bar.

#### 4 Chimisme des Clinopyroxènes

Les clinopyroxènes des basaltes montrent une composition, relativement variable, se plaçant ainsi,

dans le diagramme des pyroxènes (Morimoto *et al.*, 1988), dans la limite des deux domaines : augite (clinopyroxènes de basaltes de l'horizon B1) et diopside (clinopyroxènes des basaltes de l'horizon B2) (Tableau 3, Figure 5).

- Clinopyroxènes des basaltes de l'horizon B1 : il s'agit d'une augite avec des proportions en wollastonite comprises entre  $Wo_{39}$  et  $Wo_{44}$ . Les augites des basaltes de Naour sont, statiquement, moins enrichis en wollastonite ( $Wo_{38,77-39,90} En_{43,63-44,68} Fs_{16,47-16,55}$ ), que celles des basaltes de Jbel Sgat ( $Wo_{42,63-43,98} En_{39,84-43,42} Fs_{13,94-16,18}$ ). Ils ont des teneurs, en générale, plus faible en Ti (~0,015-0,017) et en Ca (~0,799-0,835). Toutefois, le rapport XMg est plus élevé (XMg=0,78-0,81).
- Clinopyroxènes des basaltes de l'horizon B2 : de type diopside, ils sont plus enrichis en wollastonite ( $Wo_{45,41-46,35} En_{36,11-38,95} Fs_{14,13-17,69}$ ). Les teneurs en Ti et Ca sont plus élevées (respectivement 0,021-0,029 et 0,864-0,894), alors que le rapport XMg est plus bas (XMg=0,73-0,77).

Horizon B1	NR2	NR2	Horizon B2	AABII2	AABII4
SiO2	0,00	SiO2	0,00	SiO2	0,00
TiO2	6,00	TiO2	52,24	TiO2	51,22
Al2O3	0,45	Al2O3	0,06	Al2O3	0,04
Cr2O3	0,15	Cr2O3	0,00	Cr2O3	0,09
FeOt	85,88	FeOt	45,42	FeOt	46,04
MnO	0,52	MnO	0,48	MnO	0,42
MgO	0,48	MgO	2,02	MgO	1,92
CaO	0,05	CaO	0,00	CaO	0,04
NiO	0,05	NiO	0,00	NiO	0,02
<b>Total</b>	<b>93,58</b>	<b>Total</b>	<b>100,22</b>	<b>Total</b>	<b>99,81</b>
Si	0,000	Si	0,000	Si	0,000
Ti	0,173	Ti	0,973	Ti	0,958
Al	0,020	Al	0,002	Al	0,001
Fe3+	1,628	Fe3+	0,052	Fe3+	0,080
Cr	0,005	Cr	0,000	Cr	0,002
Fe2+	1,126	Fe2+	0,888	Fe2+	0,877
Mn	0,017	Mn	0,010	Mn	0,009
Mg	0,027	Mg	0,075	Mg	0,071
Ca	0,002	Ca	0,000	Ca	0,001
Ni	0,002	Ni	0,000	Ni	0,000
Ulvospinel	18,16	Ilménite	97,28	Ilménite	95,83
Magnétite	81,84	Hématite	2,72	Hématite	4,17
				Ulvospinel	16,28
				Magnétite	83,72

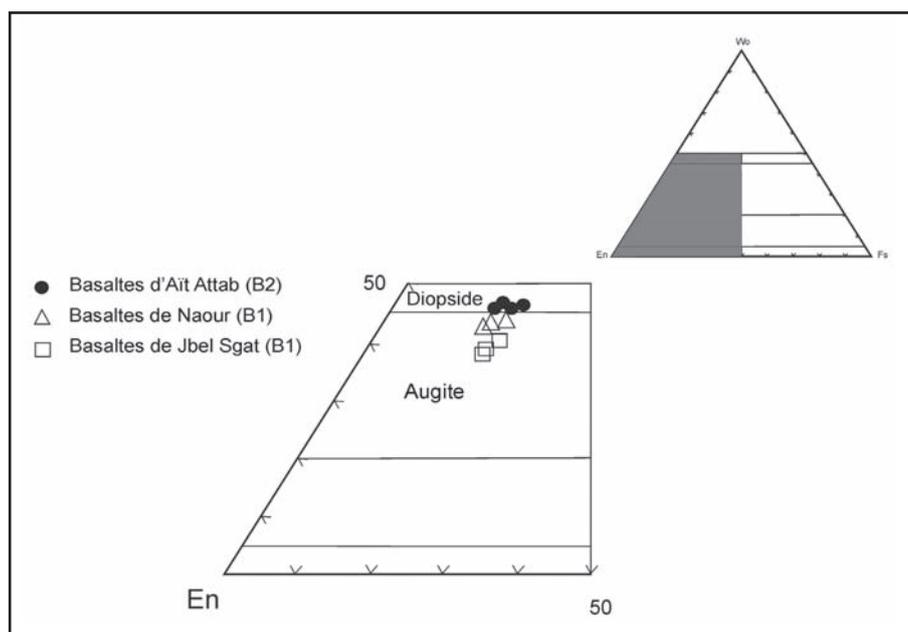
Tableau 2 Compositions chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés et ilménites des basaltes de Naour (NR) et d'Aït Attab (AABII).

**Les Basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc) :**  
**un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé aux Stades de L'évolution Géodynamique du Domaine Atlasique**  
*Jaouad Guezal; Mohamed El Baghdadi & Ahmed Barakat*

Horizon B1				Horizon B1				Horizon B2				
NR1	NR2	NR3		SG1	SG2	SG3		AABII1	AABII2	AABII3	AABII4	
SiO2	51,64	52,60	51,06	SiO2	49,50	50,06	48,66	SiO2	49,83	51,26	50,44	49,96
TiO2	0,52	0,37	0,73	TiO2	0,42	0,65	0,73	TiO2	1,02	0,75	0,93	0,82
Al2O3	2,85	1,60	3,33	Al2O3	2,45	1,87	2,31	Al2O3	3,05	2,87	3,13	2,56
Cr2O3	0,15	0,02	0,00	Cr2O3	0,10	0,04	0,04	Cr2O3	0,31	0,03	0,31	0,06
Fe2O3	3,09	2,21	2,89	Fe2O3	2,69	3,03	3,04	Fe2O3	1,99	2,43	1,84	3,06
FeO	7,24	7,09	6,14	FeO	8,24	7,88	8,10	FeO	7,24	7,78	7,10	7,98
MnO	0,20	0,49	0,28	MnO	0,21	0,35	0,38	MnO	0,21	0,20	0,32	0,30
MgO	13,84	15,06	15,27	MgO	15,84	16,06	16,27	MgO	13,42	13,06	14,02	12,29
CaO	21,26	21,39	20,86	CaO	20,16	19,39	20,02	CaO	22,22	21,59	22,02	21,88
Na2O	0,28	0,30	0,29	Na2O	0,48	0,60	0,33	Na2O	0,51	0,45	0,34	0,46
K2O	0,00	0,00	0,00	K2O	0,00	0,00	0,00	K2O	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>101,07</b>	<b>101,13</b>	<b>100,85</b>	<b>Total</b>	<b>100,09</b>	<b>99,93</b>	<b>99,88</b>	<b>Total</b>	<b>99,80</b>	<b>100,42</b>	<b>100,45</b>	<b>99,37</b>
<b>Formule Structurale (6 Oxygènes)</b>				<b>Formule Structurale (6 Oxygènes)</b>				<b>Formule Structurale (6 Oxygènes)</b>				
Si	1,905	1,935	1,878	Si	1,858	1,877	1,835	Si	1,872	1,908	1,876	1,893
Ti	0,014	0,010	0,020	Ti	0,012	0,018	0,021	Ti	0,029	0,021	0,026	0,023
Al <sub>IV</sub>	0,095	0,065	0,122	Al <sub>IV</sub>	0,108	0,083	0,103	Al <sub>IV</sub>	0,128	0,092	0,124	0,107
Al <sub>VI</sub>	0,029	0,004	0,022	Al <sub>VI</sub>	0,000	0,000	0,000	Al <sub>VI</sub>	0,007	0,034	0,014	0,007
Cr	0,004	0,001	0,000	Cr	0,003	0,001	0,001	Cr	0,009	0,001	0,009	0,002
Fe <sup>3+</sup>	0,086	0,061	0,080	Fe <sup>3+</sup>	0,076	0,085	0,086	Fe <sup>3+</sup>	0,056	0,068	0,052	0,087
Fe <sup>2+</sup>	0,223	0,218	0,189	Fe <sup>2+</sup>	0,259	0,247	0,255	Fe <sup>2+</sup>	0,227	0,242	0,221	0,253
Mn	0,006	0,015	0,009	Mn	0,007	0,011	0,012	Mn	0,007	0,006	0,010	0,010
Mg	0,761	0,826	0,837	Mg	0,886	0,898	0,915	Mg	0,751	0,725	0,778	0,694
Ca	0,840	0,843	0,822	Ca	0,811	0,779	0,809	Ca	0,894	0,861	0,878	0,888
Na	0,020	0,021	0,021	Na	0,035	0,044	0,024	Na	0,037	0,032	0,025	0,034
K	0,000	0,000	0,000	K	0,000	0,000	0,000	K	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2+T	3,984	4,000	4,000	M1+M2+T	4,054	4,042	4,061	M1+M2+T	4,018	3,990	4,011	3,999
Wo	43,98	43,27	42,63	Wo	39,90	38,77	39,17	Wo	46,35	45,41	45,53	46,20
En	39,84	42,39	43,42	En	43,63	44,68	44,29	En	38,95	38,22	40,34	36,11
Fs	16,18	14,34	13,94	Fs	16,47	16,55	16,55	Fs	14,70	16,36	14,13	17,69
Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup>	77,31	79,11	81,59	Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup>	77,41	78,42	78,17	Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup>	76,77	74,95	77,88	73,30

Tableau 3 Analyses chimiques de clinopyroxènes des basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal, et formules structurales calculées sur six oxygènes. NR: basaltes de Naour (B1); SG: basaltes de Jbel Sgat (B1); AABII: basaltes d'Aït Attab (B2).

Figure 5 Composition des clinopyroxènes de quelques basaltes (B1 et B2) de l'Atlas de Béni-Mellal.



## 5 Caractères Géochimiques des Roches Totales

Les analyses chimiques (éléments majeurs et traces y compris les terres rares) sont effectuées sur les échantillons de roches volcaniques des deux horizons (B1 et B2), effusives dans les divers bassins de la région. Le dosage des éléments majeurs a été réalisé par la méthode fluorescence des rayons X (Spectrométrie de Fluorescence X à dispersion de longueur d'onde) et par ICP-AES (Spectromètre d'Emission Atomique Couplée à un Plasma Induit HORIBA Jobin YVON ULTIMA 2, 10000 K. La source est constituée par un plasma d'argon dont la température avoisine 7000° C, la mise en solution se fait par attaque à l'eau régale) pour les éléments traces et les terres rares, au Centre National de la Recherche Scientifique et Technique, Rabat, Maroc. Les analyses admises sont celles dont la perte au feu est inférieure à 5%. (La perte au feu est obtenue par un chauffage à une température qui varie entre 650 °C et 800°C).

### 5.1 Classification et Composition Chimique

Les roches des coulées de l'Atlas de Béni-Mellal, correspondent chimiquement à des roches basaltiques ( $46,18\% \leq \text{SiO}_2 \leq 51,01\%$ ) (Tableau 4). Leur composition normative présente une faible teneur en néphéline normative ( $\leq 5\%$ ). Elles montrent, approximativement, les mêmes champs d'évolutions des éléments majeurs et traces. Les rapports  $X_{\text{Mg}} (=100 \text{ Mg}/[\text{Mg} + \text{Fe}])$  compris entre 47,59-60,23. Ces roches témoignent du caractère non primaire de ces roches, qui ont subi un processus de différenciation.

Les roches volcaniques sont arrangées dans les diagrammes de classification basés sur

l'alcalinité des roches. Les échantillons analysés se situent sur la limite des champs des basaltes et des trachy-basaltes, selon la classification de LeBas *et al.*, (1986) (Figure 6).

Les variations des teneurs en éléments chimiques peuvent être résumées comme suit (Figure 7) :

- Les teneurs en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{TiO}_2$  montrent une corrélation négative avec  $\text{MgO}$ . Cela s'explique par l'augmentation des proportions des plagioclases alcalins et des oxydes ferro-titanés durant l'évolution.
- $\text{FeO}$  total et  $\text{CaO}$  présentent une corrélation positive avec le  $\text{MgO}$ . Le comportement de ces oxydes renseigne sur le fractionnement des minéraux ferromagnésiens et des plagioclases calciques.
- Les teneurs des éléments de transition Ni, Cr et Co s'étendent sur une gamme semblable et exposent, relativement, à forte corrélation positive avec le  $\text{MgO}$ . Ces éléments rejoignent, classiquement, la tendance des oxydes ferromagnésiens et participent à la formation des minéraux d'olivine et de clinopyroxène.
- Les éléments incompatibles (Ba, Rb et Sr) sont corrélés, généralement, d'une façon négative avec le  $\text{MgO}$ . Ceci se traduit par la richesse progressive en plagioclases sodiques.

### 5.2 Affinité Géochimique et Environnement Géotectonique

Les basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal ont des teneurs en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$ , certainement,

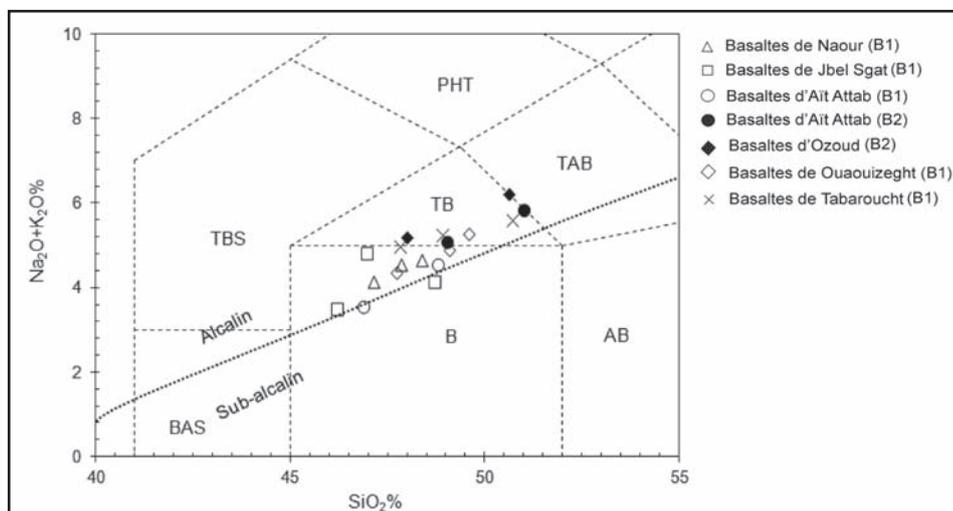


Figure 6 Diagramme TAS (d'après Le Bas et al., 1986). La ligne discontinue sépare le domaine des laves alcalines du domaine des laves subalcalines, est selon Irvine & Baragar (1971). BAS: basanites; B: basaltes; TB: trachy-basaltes; TBS: téphrites-basanites; AB: andésites basaltiques; TAB: trachy- andésites basaltiques; PHT: phonolites téphritiques.

**Les Basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc) :**  
**un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé aux Stades de L'évolution Géodynamique du Domaine Atlasique**  
*Jaouad Guezal; Mohamed El Baghdadi & Ahmed Barakat*

Horizon B1	NR1	NR2	NR3	Horizon B1	SG1	SG2	SG4	Horizon B1	BW3	BW5	BW6			
SiO2	48,37	47,13	47,83	SiO2	46,18	48,70	46,96	SiO2	49,59	47,71	49,07			
TiO2	1,57	1,35	1,45	TiO2	1,36	1,37	1,52	TiO2	1,57	1,69	1,83			
Al2O3	16,44	15,74	16,23	Al2O3	15,48	14,67	13,29	Al2O3	14,04	14,89	15,30			
FeO*	10,72	12,44	11,36	FeO*	12,93	11,31	12,38	FeO*	10,29	11,21	12,33			
MnO	0,17	0,18	0,14	MnO	0,20	0,23	0,17	MnO	0,13	0,55	0,20			
MgO	7,14	8,92	8,13	MgO	9,55	9,61	9,97	MgO	7,54	8,70	6,28			
CaO	6,59	6,78	7,06	CaO	7,01	6,49	7,52	CaO	6,94	6,79	7,18			
Na2O	4,01	3,51	3,76	Na2O	2,85	3,16	3,81	Na2O	3,86	3,52	3,73			
K2O	0,63	0,61	0,77	K2O	0,63	0,96	0,98	K2O	1,39	0,83	1,16			
P2O5	0,35	0,34	0,36	P2O5	0,22	0,21	0,16	P2O5	0,56	0,40	0,31			
P.F	3,84	3,62	2,86	P.F	4,09	3,02	4,04	P.F	3,38	3,20	2,20			
<b>Total</b>	<b>99,84</b>	<b>100,62</b>	<b>99,96</b>	<b>Total</b>	<b>100,49</b>	<b>99,72</b>	<b>100,80</b>	<b>Total</b>	<b>99,28</b>	<b>99,50</b>	<b>99,59</b>			
<b>Composition Normative Fe2O3/FeO=0,15</b>			<b>Composition Normative Fe2O3/FeO=0,15</b>			<b>Composition Normative Fe2O3/FeO=0,15</b>								
Orthose	3,72	3,60	7,16	Orthose	6,34	8,29	8,41	Orthose	10,83	7,52	9,47			
Albite	33,93	29,70	30,23	Albite	19,04	26,74	22,31	Albite	32,66	29,79	31,56			
Anorthite	25,00	25,39	23,83	Anorthite	28,97	21,70	14,96	Anorthite	15,57	21,07	20,27			
Néphéline	0,00	0,00	0,86	Néphéline	0,00	0,00	5,38	Néphéline	0,00	0,00	0,00			
Diopside	4,41	4,91	7,21	Diopside	3,56	7,40	17,29	Diopside	12,36	8,13	10,96			
Hypersthène	7,95	5,94	0,00	Hypersthène	16,91	9,40	0,00	Hypersthène	1,43	2,47	1,86			
Olivine	13,95	20,34	21,23	Olivine	14,44	17,12	21,85	Olivine	16,12	20,23	15,78			
Wollastonite	0,00	0,00	0,00	Wollastonite	0,00	0,00	0,00	Wollastonite	0,00	0,00	0,00			
Ilémnite	2,98	2,56	2,75	Ilémnite	2,58	2,60	2,89	Ilémnite	2,98	3,21	3,48			
Magnétite	2,33	2,71	2,46	Magnétite	2,81	2,46	2,70	Magnétite	2,23	2,44	2,68			
Hématite	0,00	0,00	0,00	Hématite	0,00	0,00	0,00	Hématite	0,00	0,00	0,00			
Apatite	0,81	0,79	0,83	Apatite	0,51	0,49	0,37	Apatite	1,30	0,93	0,72			
XMg	54,28	56,11	56,06	XMg	56,83	60,23	58,94	XMg	56,64	58,04	47,59			
<b>Éléments traces</b>			<b>Éléments traces</b>			<b>Éléments traces</b>								
Ba	144	138	146	Ba	121	198	131	Ba	180	276	252			
Co	29	40	29	Co	29	28	35	Co	32	46	20			
Cr	136	173	108	Cr	160	136	205	Cr	101	107	103			
Cu	24	-	-	Cu	72	-	89	Cu	88	-	45			
Nb	20	15	21	Nb	20	25	20	Nb	19	25	36			
Ni	103	57	84	Ni	87	115	105	Ni	41	61	143			
Rb	9	-	11	Rb	7	10	-	Rb	-	9	13			
Sr	307	320	241	Sr	275	280	264	Sr	298	217	486			
Ta	1,67	-	1,52	Ta	-	1,88	-	Ta	-	-	0,52			
Y	19	13	19	Y	19	18	14	Y	13	16	22			
Zn	114	181	143	Zn	108	111	134	Zn	198	201	174			
Zr	173	129	183	Zr	108	122	203	Zr	150	125	136			
<b>Terres rares</b>			<b>Terres rares</b>			<b>Terres rares</b>								
La	14,94	18,10	13,83	La	19,36	18,21	15,11	La	10,93	10,50	12,53			
Ce	28,11	26,97	25,05	Ce	19,85	20,68	21,75	Ce	19,96	19,20	41,87			
Nd	16,66	19,62	18,22	Nd	10,66	15,61	16,34	Nd	17,81	15,81	24,03			
Sm	7,23	6,27	5,83	Sm	8,23	9,85	7,32	Sm	3,47	6,24	5,84			
Eu	1,61	1,74	4,00	Eu	1,61	1,64	2,60	Eu	1,74	1,64	1,80			
Gd	10,44	9,88	7,99	Gd	8,23	9,19	9,02	Gd	6,60	8,53	7,35			
Tb	1,58	0,93	1,29	Tb	0,72	2,01	0,72	Tb	2,35	1,50	0,85			
Dy	4,56	2,32	-	Dy	5,08	4,41	-	Dy	3,01	5,05	-			
Er	2,02	1,68	2,05	Er	1,80	2,33	1,79	Er	1,54	1,40	1,77			
Yb	1,93	2,44	2,15	Yb	1,29	1,48	1,04	Yb	1,04	1,97	1,74			
Lu	0,43	0,38	0,45	Lu	0,37	0,31	0,35	Lu	0,42	0,41	0,52			
<b>Horizon B1</b>			<b>AABI(B1)</b>			<b>AABI(B2)</b>			<b>Horizon B2</b>			<b>OZ2</b>		
SiO2	47,80	48,90	50,70	SiO2	48,79	46,87	49,01	SiO2	50,62	48,00				
TiO2	1,10	1,64	1,47	TiO2	1,33	1,74	1,78	TiO2	1,59	1,89				
Al2O3	15,90	16,01	15,40	Al2O3	14,87	14,42	14,75	Al2O3	14,81	16,03				
FeO*	12,50	10,50	9,60	FeO*	11,96	12,68	10,85	FeO*	10,26	11,08				
MnO	0,15	0,15	0,16	MnO	0,22	0,28	0,18	MnO	0,10	0,11				
MgO	6,86	6,68	5,64	MgO	8,42	9,02	7,69	MgO	6,78	7,98				
CaO	6,92	6,25	5,83	CaO	6,58	7,12	6,26	CaO	6,05	5,87				
Na2O	3,84	4,02	4,26	Na2O	3,65	2,41	3,81	Na2O	4,33	4,12				
K2O	1,11	1,21	1,32	K2O	0,87	1,11	1,25	K2O	1,87	1,07				
P2O5	0,23	0,21	0,44	P2O5	0,30	0,35	0,32	P2O5	0,59	0,55				
P.F	3,00	3,66	4,60	P.F	3,06	3,57	3,82	P.F	3,01	3,03				
<b>Total</b>	<b>99,40</b>	<b>99,23</b>	<b>99,42</b>	<b>Total</b>	<b>100,06</b>	<b>99,57</b>	<b>99,72</b>	<b>Total</b>	<b>100,01</b>	<b>99,74</b>				
<b>Composition Normative Fe2O3/FeO=0,15</b>			<b>Composition Normative Fe2O3/FeO=0,15</b>			<b>Composition Normative Fe2O3/FeO=0,15</b>			<b>Composition Normative Fe2O3/FeO=0,15</b>					
Orthose	9,32	9,95	10,60	Orthose	7,76	9,17	10,00	Orthose	13,66	8,94				
Albite	25,55	32,19	36,05	Albite	30,89	20,39	32,24	Albite	34,66	33,15				
Anorthite	20,44	20,17	17,10	Anorthite	20,31	23,94	16,78	Anorthite	14,14	20,78				
Néphéline	3,76	0,99	0,00	Néphéline	0,00	0,00	0,00	Néphéline	1,07	0,93				
Diopside	10,19	7,73	7,32	Diopside	8,46	7,41	7,25	Diopside	9,80	3,86				
Hypersthène	0,00	0,00	5,98	Hypersthène	3,85	13,76	7,08	Hypersthène	0,00	0,00				
Olivine	19,46	17,41	10,70	Olivine	19,33	13,81	14,42	Olivine	16,62	21,28				
Wollastonite	0,00	0,00	0,00	Wollastonite	0,00	0,00	0,00	Wollastonite	0,00	0,00				
Ilémnite	2,09	3,11	2,79	Ilémnite	2,53	3,30	3,38	Ilémnite	3,02	3,59				
Magnétite	2,73	2,29	2,09	Magnétite	2,60	2,75	2,36	Magnétite	2,23	2,41				
Hématite	0,00	0,00	0,00	Hématite	0,00	0,00	0,00	Hématite	0,00	0,00				
Apatite	0,53	0,49	1,02	Apatite	0,70	0,81	1,90	Apatite	1,37	1,27				
XMg	49,45	53,14	51,15	XMg	55,65	55,91	55,82	XMg	54,09	56,21				
<b>Éléments traces</b>			<b>Éléments traces</b>			<b>Éléments traces</b>			<b>Éléments traces</b>					
Ba	189	-	320	Ba	194	101	307	Ba	239	178				
Co	-	32	25	Co	18	22	28	Co	30	25				
Cr	102	124	93	Cr	114	170	112	Cr	110	108				
Cu	45	-	22	Cu	14	-	32	Cu	41	-				
Nb	17	12	10	Nb	33	24	21	Nb	32	21				
Ni	72	78	70	Ni	100	55	56	Ni	110	88				
Rb	-	11	20	Rb	18	-	22	Rb	23	18				
Sr	285	315	362	Sr	292	312	251	Sr	383	353				
Ta	-	0,33	-	Ta	1,02	-	0,89	Ta	1,00	-				
Y	20	17	20	Y	15	17	23	Y	20	13				
Zn	-	104	-	Zn	275	98	123	Zn	248	148				
Zr	104	111	146	Zr	132	141	108	Zr	166	134				
<b>Terres rares</b>			<b>Terres rares</b>			<b>Terres rares</b>			<b>Terres rares</b>					
La	16,05	-	-	La	13,65	8,67	31,05	La	18,14	17,35				
Ce	29,50	-	-	Ce	23,49	17,70	26,03	Ce	24,71	26,10				
Nd	19,10	-	-	Nd	19,72	13,37	10,01	Nd	13,31	17,44				
Sm	4,44	-	-	Sm	7,63	7,95	8,46	Sm	6,62	4,92				
Eu	1,71	-	-	Eu	1,47	1,81	3,01	Eu	1,62	1,75				
Gd	4,90	-	-	Gd	10,57	9,21	6,88	Gd	8,07	4,20				
Tb	1,01	-	-	Tb	1,71	1,81	1,25	Tb	0,97	0,82				
Dy	4,56	-	-	Dy	2,88	2,90	6,51	Dy	4,56	3,41				
Er	2,31	-	-	Er	1,90	-	0,92	Er	1,60	2,00				
Yb	1,90	-	-	Yb	2,20	1,99	1,27	Yb	1,62	0,88				
Lu	0,61	-	-	Lu	0,50	0,62	0,16	Lu	0,19	0,20				

Tableau 4 Compositions chimiques et normatives des basaltes (horizons B1 et B2) de l'Atlas de Béni-Mellal. NR: basaltes de Naour (B1); SG : basaltes de Jbel Sgat (B1); BW: basaltes de Ouauizeght (B1); TB: basaltes de Tabaroucht (B1); AABI: basaltes d'Aït Attab (B1); AABII: basaltes d'Aït Attab (B2); OZ: basaltes d'Ozoud (B2).

**Les Basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc) :**  
**un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé aux Stades de L'évolution Géodynamique du Domaine Atlasique**  
*Jaouad Guezal; Mohamed El Baghdadi & Ahmed Barakat*

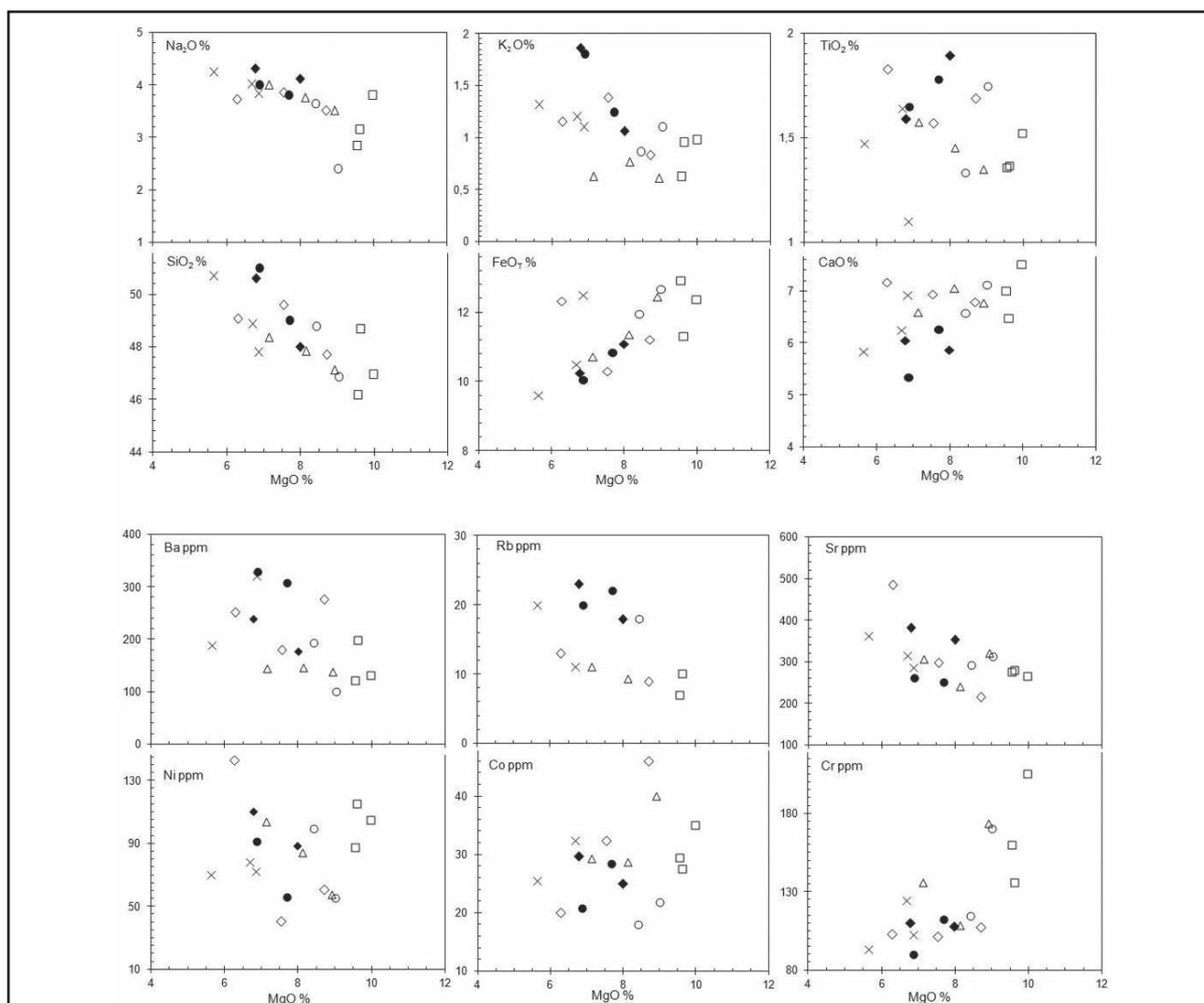


Figure 7 Variations de quelques éléments majeurs et traces en fonction de MgO (wt%) des basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal. Mêmes symboles que sur la figure 6.

modérées, voire faible. Beaucoup d'arguments plaident en faveur d'un caractère transitionnel de ces roches.

- Digramme  $\text{SiO}_2$ -alcalin : Sur le diagramme (TAS) utilisé, précédemment, pour la classification des roches, les points représentatifs des échantillons se placent juste dans la zone de recouvrement des champs alcalin et subalcalin, le long de la ligne qui sépare les deux domaines, témoignant, ainsi, de l'affinité transitionnelle de ces laves.

D'autre côté, les diagrammes de variation de  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  en fonction de la silice (Middlemost, 1975), confirment ces résultats (Figure 8). Middlemost (1975) précise clairement que les basaltes transitionnels

sont identifiables par le fait qu'ils se mettent, généralement, dans le champ subalcalin dans l'un de ces deux diagrammes et dans le champ alcalin dans l'autre.

- Teneurs en Nb : D'une façon générale les basaltes transitionnels sont caractérisés par de faibles teneurs en Nb. Les teneurs en Nb, des laves de l'Atlas de Béni-Mellal, sont inférieures à 40 ppm (Figure 9b). Cela se traduit par des rapports élevés en K/Nb (250–600), Y/Nb (0,6–2), Zr/Nb (4–14) comme pour les basaltes transitionnels éocènes du Cameroun (Fosso *et al.*, 2005 ; Moundi *et al.*, 2007). Ces rapports sont aussi supérieurs à ceux des roches alcalines, éocènes de Tamazert (Bouabdli & Liotard, 1992 ; Beraaouz, 1995 ; Bouabdellah *et al.*, 2010).

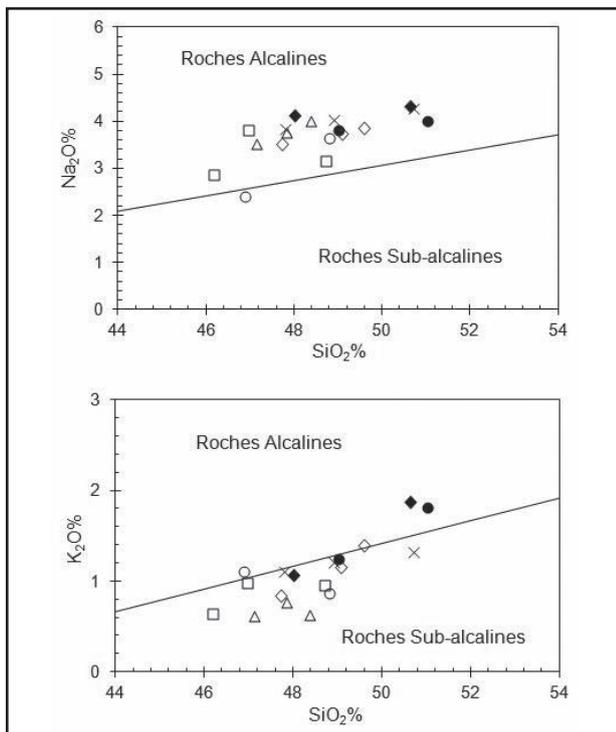


Figure 8 Diagramme de variation de Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O en fonction de la silice (d'après Middlemost, 1975). Mêmes symboles que sur la figure 6.

- Composition des clinopyroxènes : Plusieurs travaux ont discerné la relation entre l'affinité et le parentage des laves basaltiques avec la composition des clinopyroxènes qu'ils contiennent (Kushiro, 1960 ; Lebas, 1962 ; Barberi *et al.*, 1971 ; Nisbet & Pearce, 1977 ; Leterier *et al.*, 1982). Les analyses des clinopyroxènes des roches basaltiques sont projetées dans le diagramme Ti en fonction de Ca+Na du Leterier *et al.*, (1982) (Figure 9a). L'emplacement des points confirme l'appartenance des roches au domaine transitionnel.
- Spectres des terres rares : Les teneurs des terres rares montrent, un léger enrichissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (Figure 10). Les rapports LREE/HREE sont bas et remarquablement constants, ce qui se traduit par une pente plus faible : avec une moyenne (La/Yb)<sub>N</sub> = 7,22 et (Ce/Yb)<sub>N</sub> = 4,50. Cependant, nous signalons l'accroissement de ces valeurs au niveau des basaltes de l'horizon B2 où ils atteignent (La/Yb)<sub>N</sub> = 12,00 et (Ce/Yb)<sub>N</sub> = 7,00 (Figure 10 b). Les rapports LREE/HREE sont, presque, du même ordre que ceux des basaltes transitionnels des rifts est africains (La/Yb)<sub>N</sub> = 8,70 et (Ce/Yb)<sub>N</sub> = 7,3 (Weaver & Tarney,

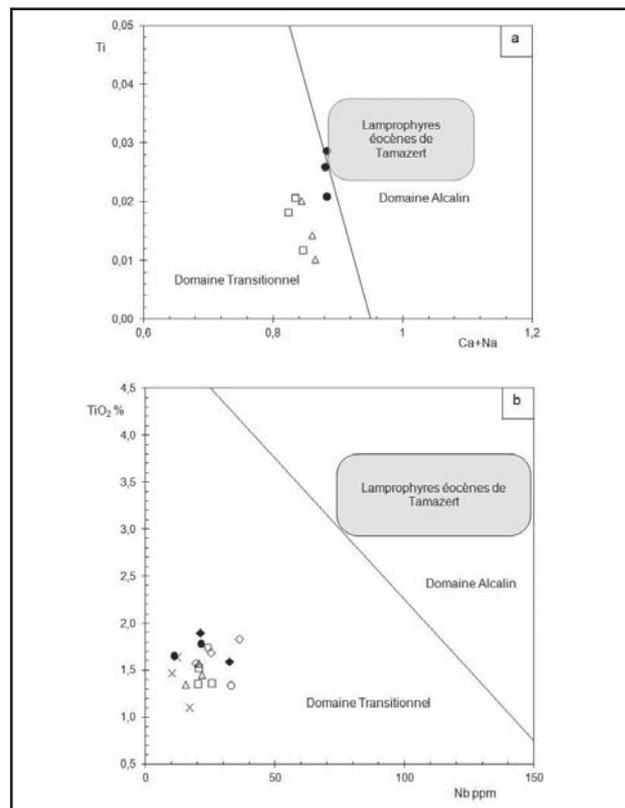


Figure 9 a: Répartition des clinopyroxènes des basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal, dans le diagramme Ti en fonction de Ca+Na, selon Leterier *et al.* (1982). b: Distribution des basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme TiO<sub>2</sub> (en %) - Nb (en ppm), selon Middlemost (1975). Mêmes symboles que sur la figure 6.

1981) ; ils sont nettement moins enrichis que ceux des séries alcalines (La/Yb)<sub>N</sub> = 25,36 et (Ce/Yb)<sub>N</sub> = 17,26 (Kay & Gast, 1973).

Placées dans le diagramme géotectonique discriminant de Meschede (1986), les laves de l'Atlas de Béni-Mellal sont toutes associées au champ des basaltes intraplaques (Figure 11). La distribution des points dans les champs alcalins (WPA) et Tholéïitiques (WPT), sans qu'ils atteignent les autres domaines (VAB ou MORB), est due vraisemblablement à leur affinité transitionnelle.

Les abondances relatives des éléments incompatibles sont illustrées par les diagrammes multiélémentaires, sur lesquels les concentrations sont normalisées par rapport au Manteau Primitif (Sun & McDonough, 1989). Les spectres des laves basaltiques présentent, presque tous, les mêmes aspects. Ils montrent, en général, un enrichissement en LILE (Large Ion Lithophile Elements : Rb, Ba, La et Ce) et en HFSE (High Field Strength Elements : Nb, Ta, Zr, P et Ti), et un appauvrissement en Y, Yb et Lu (Figure 12).

**Les Basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc) :**  
**un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé aux Stades de L'évolution Géodynamique du Domaine Atlasique**  
*Jaouad Guezal; Mohamed El Baghdadi & Ahmed Barakat*

Figure 10 Spectres des terres rares des basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal. a: basaltes de l'horizon B1; b: basaltes de l'horizon B2. Mêmes symboles que sur les figures 6. Les valeurs de normalisation par rapport aux chondrites sont d'après Sun & McDonough (1989).

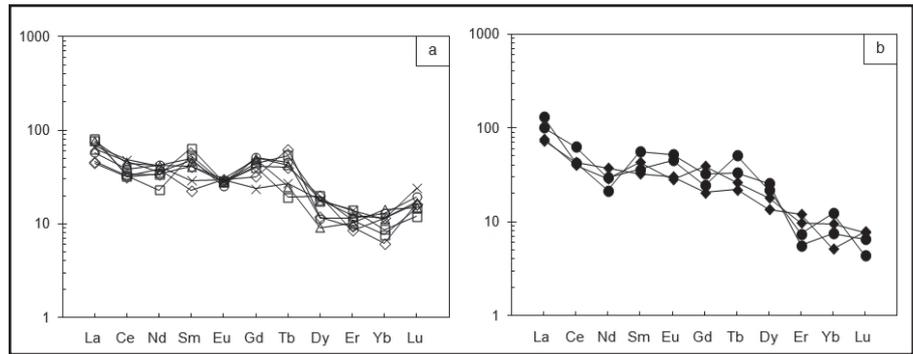


Figure 11 Répartition des laves basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme Nb\*2-Y-Zr/4 de Meschede, 1986. Mêmes symboles que sur les figures 6. WPA: basaltes alcalins intraplaques; WPT: basaltes tholéitiques intraplaques; P-MORB : basaltes des rides médio-océaniques de type P; N-MORB: basaltes des rides médio-océaniques de type N; VAB: basaltes d'arc volcanique.

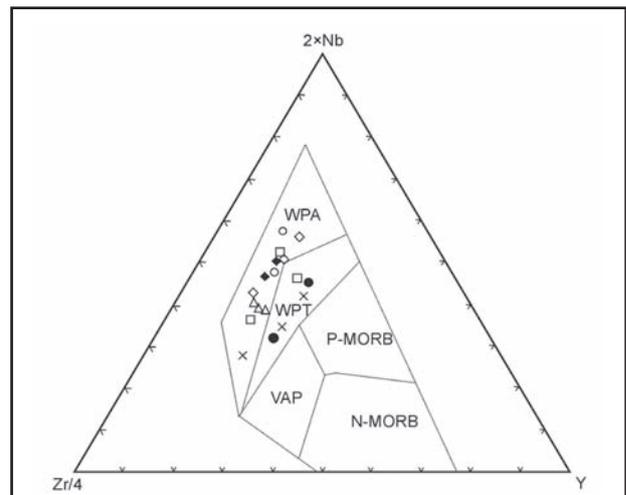
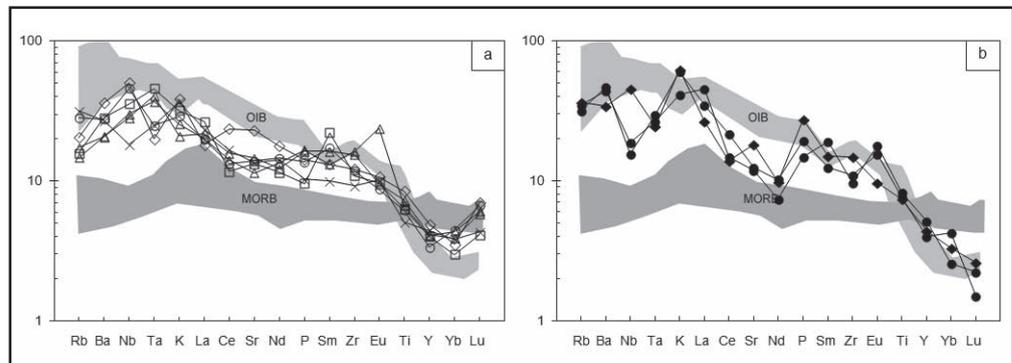


Figure 12 Diagrammes multiéléments des basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal. a: basaltes de l'horizon B1; b: basaltes de l'horizon B2. Mêmes symboles que sur les figures précédentes. Les valeurs de normalisation par rapport au manteau primitif sont d'après Sun & McDonough, 1989.



Les spectres révèlent des allures de basaltes intraplaques, avec des légères dissimilitudes entre les basaltes de l'horizon B1 et ceux de l'horizon B2. En effet les roches basaltiques de B2 montrent des anomalies positives en Rb, K, P et Eu et négatives en Nb, par rapport à celles de B1, qui ne présentent pas d'anomalie au niveau de cet élément, à l'exception, de celle qui apparaît pour l'échantillon des coulées de Tabaroucht.

Les spectres des roches étudiées sont, en gros, comparable aux suites des basaltes des îles

océaniques (OIB), qui sont, généralement, riches en éléments incompatibles (à la différence des MORB moins enrichis). Les rapports des quelques éléments incompatibles K/Nb, Zr/Nb et La/Nb d'un côté, et ceux de Nb/Ta de l'autre côté (Kalfoun, 2001), sont, quasiment, semblables à ceux des OIB. Les OIB sont reconnus par leur hétérogénéité géochimique, dû au mélange des trois pôles : HIMU, EMI et EMII (Hart, 1988). En prenant en compte, les valeurs des rapports Nb/Y et Zr/Y (Figure 13), les rôles des pôles mantelliques HIMU et EMI apparaissent plus significatifs.

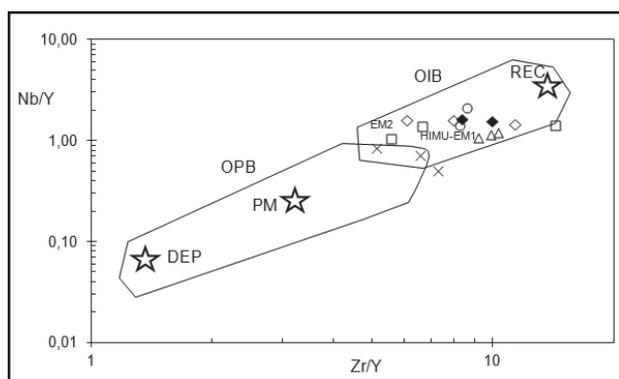


Figure 13 Diagramme Nb/Y versus Zr/Y (d'après Weaver, 1991). Mêmes symboles que sur la Fig. 6. OIB: Basaltes des îles océaniques; OPB: basaltes des plateaux océaniques; PM: manteau primitif; DEP: manteau fortement appauvri; REC: composant recyclé; pôles mantelliques HIMU (rapport 238U/204Pb élevé), EM1 et EM2 (enrichis).

## 6 Discussion et Conclusion

Les coulées basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal, manifestées dans les formations des « Couches Rouges » des bassins synclinaux de la région, se présentent, selon leur position stratigraphique, en deux horizons B1 et B2. L'apparition de ces coulées dans la série gréséo-détritiques des « Couches rouges », synchrones avec les limites des formations (changements relatifs de faciès). Les deux événements éruptifs coïncident, successivement, avec la phase limitant les formations Guettioua et Iouaridène, et celle limitant les formations Iouaridène et Jbel Sidal. À partir des données radiométriques citées au-dessus et des considérations d'ordre stratigraphique, nous estimons que la mise en place de ces roches volcaniques s'établit entre la période limite Bathonien supérieur-Callovien (Jurassique moyen) et la base de l'Aptien (Crétacé inférieur) : la limite stratigraphique inférieure de ce volcanisme se situe au-dessus de celle de la formation de Guettioua (Bathonien), sa limite supérieure est au-dessus de celle de la formation de Jbel Sidal (Barrémien), alors qu'elle est au-dessous de la limite stratigraphique inférieure de la formation marno-calcaire aptio-albienne.

Ainsi l'activité volcanique dans cette région présente une durée, d'à peu près 40 Ma. Les données radiométriques, qui donnent des âges Bajociens (au-delà de 170 Ma pour le coulée inférieure de Naour) ou des âges Albiens (moins de 110 Ma pour la coulée de Souk El Had) ne sont pas significatives à cause de leur discordance avec la stratigraphie de la région. Ces controverses peuvent être dues vraisemblablement aux phénomènes d'altération des roches analysées ou à la non fiabilité de

nombreux âges conventionnels K/Ar, en prenant en considération les marges d'erreur qui affectent les âges conventionnels K/Ar des diverses coulées du domaine atlasique (Beraouz, 1995).

La composition des clinopyroxènes des basaltes montre deux tendances :

- Horizon B1 : il s'agit d'une augite avec des proportions en wollastonite comprises entre  $Wo_{39}$  et  $Wo_{44}$ . Elle a des teneurs, plus faible en Ti et en Ca, le rapport XMg est plus élevé.
- Horizon B2 : il s'agit d'un diopside, relativement riche en Ti et Ca, alors que le rapport XMg est, relativement, plus bas.

A l'opposé des séries alcalines intraplaques, qui sont caractérisées par des teneurs en  $TiO_2$ ,  $K_2O$  et  $P_2O_5$  assez élevées, la majorité des roches basaltiques jurassico-crétacées de l'Atlas de Béni-Mellal ont des teneurs en  $TiO_2$ ,  $K_2O$  et  $P_2O_5$  modérées et un faible pourcentage en néphéline normative, ce qui témoigne du caractère transitionnel de ces roches.

Le comportement des différents éléments majeurs et traces au cours de l'évolution magmatique et les corrélations inter-éléments, appuient un processus de différenciation par cristallisation fractionnée.

En plus, des variations des alcalins en fonction de la silice, qui certifie son appartenance aux séries transitionnelles, les roches volcaniques étudiées font partie des domaines transitionnels sur les diagrammes de compositions des clinopyroxènes. Les teneurs réduites en Nb, ne dépassant pas 40 ppm et les rapports Ti/Y et Nb/Y caractérisent, aussi, les roches transitionnelles.

Les rapports LREE/HREE des spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Sun & McDonough, 1989), sont bas, avec une pente moins forte que celle connue pour les séries alcalines (Kay & Gast, 1973).

Les diagrammes de normalisation multiélémentaires sont couramment semblables aux suites des basaltes des îles océaniques (OIB), Ils montrent, en général, un enrichissement en LILE, en HFSE et un appauvrissement en Y, Yb et Lu. Les spectres se caractérisent, également, par des anomalies négatives en Nb et positives en Rb, K et P, au niveau des basaltes de l'horizon B2.

Les anomalies négatives en Nb, les teneurs élevées en éléments incompatibles (Ba, Rb et K) et la pente négative entre Ti et Yb, éloignent ces

roches de l'affinité alcaline et les rapproches des tholéiites continentales (Bertrand *et al.*, 1982 ; Dupuy & Dostal, 1984). Toutefois, l'enrichissement en éléments incompatibles est plus important que celui de ces dernières.

Les roches basaltiques de l'horizon B1 et celles de l'horizon B2 sont issues d'un magma commun, elles ne sont pas d'origines distinctes (Bensalah *et al.*, 2006). Cependant, nos travaux sont, formellement, du même avis à propos de la diminution du caractère transitionnel des laves de l'horizon B2 (Bensalah *et al.*, 2006). Deux suppositions se posent, ainsi, pour expliquer cette diversité :

- L'évolution régulière de la composition des roches magmatiques, en rapport avec le changement de la nature des événements magmatiques, lié aux processus géotectoniques régionaux (affinité magmatique change depuis un magmatisme tholéiitique au Trias jusqu'au magmatisme purement alcalin à l'Eocène) ;
- Une contamination crustale ou un mélange de magmas soutenus par les anomalies mises en évidence au niveau des laves B2 (anomalie négative en Nb), et par la transition augite-diopside dans les roches volcaniques de l'horizon B2 (Clocchiatti, 1981).

Le volcanisme jurassico-crétacé de l'Atlas de Béni-Mellal rentre donc dans le cadre de l'évolution géodynamique du domaine atlasique et ainsi, dans la variation dans le temps de la nature du magmatisme. L'extension triasique liée à l'ouverture de l'Océan Atlantique, est responsable de l'édifice du magmatisme tholéiitique. Durant le Jurassique moyen-Crétacé inférieur, et sous l'influence d'une convergence continentale Afrique-Europe (Laville & Piqué, 1992), le régime tectonique devient transpressif, le magmatisme est alors transitionnel. Al'Eocène le régime compressif s'installe, la nature de magmatisme change en alcaline. Le contrôle de l'activité magmatique du domaine atlasique par les structures anciennes est évident par la répétition du magmatisme généré par l'ouverture des déchirures dans la lithosphère (Laville, 1985; Beraaouz *et al.*, 1994; Beraaouz, 1995; Rahimi *et al.*, 1997; Zayane, 2002). Les périodes d'arrêt de l'activité magmatique peuvent correspondre aux périodes de changement de direction des contraintes régionales lors des phases de l'Océan Atlantique (Beraaouz *et al.*, 1994; Beraaouz, 1995). Ce schéma est évidemment contemporain à

un épaissement lithosphérique et une diminution progressive du taux de fusion depuis le Trias jusqu'à l'Eocène (Beraaouz, 1995). Cette évolution géodynamique est gouvernée par deux événements majeurs : l'ouverture de l'Atlantique Central et la convergence en Méditerranée Occidentale.

## 7 Remerciement

Ce travail a été en grande partie financé par le Centre National de la Recherche Scientifique et Technique, Rabat, Maroc. Jaouad Guezal exprime sa gratitude au Prof. Dr Rachid Zayane (Université de Marrakech) et au Prof. Dr Jacques-Marie Bardintzeff (Université de Paris-Sud), pour leurs aides constructives.

## 8 Références

- Andersen, D.J.; Lindsley, D.H. & Davidson, P.M. 1993. QUILF: a Pascal program to assess equilibria among Fe–Mg–Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers & Geosciences*, 19(9): 1333–1350.
- Barberi, F.; Bizouard, H. & Varet, J. 1971. Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 33: 93–107.
- Bardon, C; Bossert, A.; Hamzeh, R. & Westphal, M. 1978. Paléomagnétisme des formations paléo-volcaniques du Crétacé inférieur dans l'Atlas de Béni-Mellal (Maroc). *Notes Service et mémoire Géologique Maroc*, 39(272): 7–26.
- Bencheikroun, M.S. 1985. *Les séries triasiques du Maroc (Domaines mésésien et atlasique) : évolution minéralogique et géochimique*. Mémoire de Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Strasbourg, 237 p.
- Bensalah, M. K.; Martins, L.T.; Youbi, N.; Mata, J.; Madeira, J.; Munhá, J.M.; Beraaouz, E.H.; Marzoli, A.; Bertrand, H.; Bellieni, G.; Verati, C. & Ibouh, H. 2006. Preliminary data on the Upper Jurassic-Early Cretaceous magmatism of the Oued El-Abid synclinal zone (Central High Atlas, Morocco): volcanology, geochemistry and geodynamic implications. In: CONGRESSO NACIONAL DE GEOLOGIA, 7, Évora (Portugal) 2006. Sociedade Geológica de Portugal, *Extended abstract*, Evora, p. 143–146.
- Beraaouz, E.H. 1995. *Episodes magmatiques associés au rift atlasique et ouverture de l'Atlantique central*. Mémoire de Thèse d'état, Université de Casablanca, 221p.
- Bertrand, H. 1991. The Mesozoic province of Northwest Africa: a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic. In: KAMPUNZU, A.B. & LUBALA, R.T. (Eds.). *Magmatism in extensional structural setting*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 147–188.
- Bertrand, H.; Dostal, J. & Dupuy, C. 1982. Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth Planet Sciences Letters*, 58: 225–239.
- Bouabdellah, M.; Hoernle, K.; Kchit, A.; Duggen, S.; Hauff, F.; Kluegel, A.; Lowry, D. & Beaudoin, G. 2010. Petrogenesis of the Eocene Tamazert continental carbonatites (central high Atlas, Morocco): implication for a common source for Tamazert and canary and

**Les Basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc) :**  
**un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé aux Stades de L'évolution Géodynamique du Domaine Atlasique**  
 Jaouad Guezal; Mohamed El Baghdadi & Ahmed Barakat

- Cape Verde island carbonatites, *Journal of Petrology*, 51(8): 1655-1686.
- Bouabdli, A. 1987. *Étude pétrologique et géochimique des lamprophyres et roches associées de la région de Tamazert (Haut Atlas de Midelt, Maroc)*. Mémoire de Thèse, Université de Montpellier, 162 p.
- Bouabdli, A. & Liotard, J.M. 1992. Affinité kimberlitique des lamprophyres ultrabasiques du massif carbonatitique de Tamazert (Haut Atlas marocain). *Comptes rendus Académie des Sciences*, 314(II) : 351-357.
- Charrière, A.; Haddoumi, H. & Mojon, P.O. 2005. Découverte du Jurassique supérieur et d'un niveau marin du Barrémien dans les « Couches rouges » continentales du Haut Atlas central marocain : implications paléogéographiques et structurales. *Comptes rendus Palevol*, 4: 385-394.
- Clocchiatti, R. 1981. La transition augite-diopside et les liquides silicatés intracrystallins dans les pyroclastes de l'activité actuelle de Stramboli : témoignage de la réinjection et du mélange magmatique. *Bulletin de Volcanologie*, 44(3): 339-357.
- Dupuy, C. & Dostal, J. 1984. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet Sciences Letters*, 67: 61-69.
- Fosso, J.; Ménard, J.J.; Bardintzeff, J.M.; Wandji, P.; Tchoua, F.M. & Bellon, H. 2005. Les laves du mont Bangou: une première manifestation volcanique éocène, à affinité transitionnelle, de la Ligne du Cameroun. *Comptes rendus Geoscience*, 337: 315-325.
- Guezal, J.; El Baghdadi, M.; Barakat, A. & Raïs, J. 2011. Le magmatisme jurassique-crétacé de Béni-Mellal (Haut-Atlas central, Maroc) : géochimie et signification géodynamique. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Sciences de la Terre*, 33: 17-23.
- Haddoumi, H.; Charrière, A.; Feist, M. & Andreu, B. 2002. Nouvelles datations (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur) dans les « Couches rouges » continentales du Haut Atlas central marocain ; conséquences sur l'âge du magmatisme et des structurations mésozoïques de la chaîne Atlasique. *Comptes rendus Palevol*, 1: 259-266.
- Haddoumi, H.; Charrière, A. & Mojon, P.O. 2010. Stratigraphie et sédimentologie des « Couches rouges » continentales du Jurassique-Crétacé du Haut Atlas central (Maroc) : implications paléogéographiques et géodynamiques. *Comptes rendus Geobios*, 43: 431-451.
- Hailwood, E.A. & Mitchell, J.G. 1971. Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 24: 351-364.
- Hart, S.R. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet Sciences Letters*, 90: 273-296.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Kalfoun, F. 2001. *Géochimie du Niobium et du Tantale : distribution et fractionnement de ces deux éléments dans les différents réservoirs terrestres*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 273 p.
- Kay, R.W. & Gast, P.W. 1973. The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *Journal of Geology*, 81: 653-682.
- Kchit, A. 1990. *Le plutonisme alcalin de Tamazert (H. A. de Midelt, Maroc)*. Mémoire de Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Toulouse, 287 p.
- Kushiro, I. 1960. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *American Journal of Science*, 258: 548-554.
- Laville, E. 1985. *Évolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut-Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochements*. Mémoire de Thèse d'État, Université de Montpellier, 185 p.
- Laville, E.; Zayane, R.; Honnorez, J. & Piqué A. 1994. Le métamorphisme jurassique du Haut Atlas central (Maroc) ; épisodes synschisteux et hydrothermaux, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 318(II) : 1349-1356.
- Laville, E. & Piqué, A. 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonic model. Structural and Orogenic inversions. *Geologische Rundschau*, 81: 157-170.
- Le Bas, M.J. 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260: 267-288.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Leterrier, J.; Maury, R.C.; Thonon, P.; Girard, D. & Marchal, M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet Sciences Letters*, 59: 139-154.
- Löwner, R. 2009. *Recherches sédimentologiques et structurales à l'articulation entre Haut et Moyen Atlas et la Haute Moulouya, Maroc*. Mémoire de Thèse, Université technique de Berlin, 201 p.
- Marzoli, A.; Bertrand, H.; Knight, K.B.; Cirilli, S.; Buratti, N.; Verati, C.; Nomade, S.; Renne, P.R.; Youbi, N.; Martini, R.; Allenbach, K.; Neuwerth, R.; Rapaille, C.; Zaninetti, L. & Bellieni, G. 2004. Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, 32: 973-976.
- Meschede, M. 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- Middlemost, E.A.K. 1975. The Basalt Clan. *Earth Sciences Reviews*, 11: 337-364.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K.; Gottardi, D. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123-1133.
- Moundi, A.; Wandji, P.; Bardintzeff, J.M.; Menard, J.J.; Okomo Atouba, L.C.; Mouchero, O.F.; Reusser, E.; Bellon, H. & Tchoua, F.M. 2007. Les basaltes éocènes à affinité transitionnelle du plateau Bamoun, témoins d'un réservoir mantellique enrichi sous la ligne volcanique du Cameroun. *Comptes rendus Geoscience*, 339: 396-406.
- Nisbet, E.G. & Pearce, J.A. 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 63:149-160.
- Rahimi, A.; Saidi, A.; Bouabdelli, M.; Beraâouz, E.H. & Rocci, G. 1997. Cristallisation et fractionnement de la série intrusive post-liasique du massif de Tasraft (Haut-Atlas central, Maroc). *Comptes rendus Académie des Sciences, Paris*, 324 série II a : 197-203.
- Rolley, J.P. 1978. Carte géologique du Maroc u 1/100000, feuille Afouzer (Haut Atlas Central). Notice explicative. *Notes et Mémoires Service de Géologie, Maroc*, 247 et 247 bis. 103.

**Les Basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc) :**  
**un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé aux Stades de L'évolution Géodynamique du Domaine Atlasique**  
Jaouad Guezal; Mohamed El Baghdadi & Ahmed Barakat

- Souhel, A. 1996. *Le Mésozoïque dans le Haut Atlas de Béni-Mellal (Maroc). Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique*. Mémoire de Thèse d'État, Université de Marrakech, 235 p.
- Subra, A. 1980. Emersions anté-crétacées et minéralisations dans l'Atlas de Béni-Mellal. Le gisement de Tabaroucht, remplissage paléokarstique cuprifère. *Mines, géologie et Énergie, Maroc*, 47: 43-70.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds.). *Magmatism in Ocean Basins*. Geologic Society of London, Special Publication 42, p. 313-345.
- Verati, C.; Rapaille, C.; Féraud, G.; Marzoli, A.; Bertrand, H. & Youbi, N. 2007.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 308-325.
- Weaver, B.L. 1991. The origin of ocean basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet Sciences Letters*, 104: 381-397.
- Weaver, B.L. & Tarney, J. 1981. Lewisian geochemistry and Archean crustal development models. *Earth Planet Sciences Letters*, 55: 171-180
- Westphal, M.; Montigny, R.; Thuizat, R.; Bardon, C.; Bossert, A.; Hamzeh, R. & Rolley, J. 1979. Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et crétacé du Maroc. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16: 2150-2164.
- Youbi, N.; Martins, L.T.; Munhá, J.M.; Ibouh, H.; Madeira, J.; Ait Chayeb, E.H. & El Boukhari, A. 2003. The late triassic-early jurassic volcanism of Morocco and Portugal in the framework of the central atlasic magmatic province. In: HAMES, W.E. (Ed.). *The Central Atlantic magmatic province*. American Geophysical Union Geophysical Monograph 136, p. 179-207.
- Zayane, R. 1992. *La série plutonique du Haut Atlas central marocain (région d'Imilchil) : pétrographie et géochimie ; aspects métamorphiques et structuraux de sa mise en place*. Mémoire de Thèse, Université de Bretagne occidentale Brest, 201 p.
- Zayane, R. 2002. *Magmatisme intraplaque et hydrothermalisme associé: le cas du Haut Atlas Central (Maroc)*. Mémoire de Thèse d'État, université de Marrakech, 215 p.
- Zayane, R.; Essaifi, A.; Maury, C.R.; Piqué, A.; Laville, E. & Bouabdelli, M. 2002. Cristallisation fractionnée et contamination crustale dans la série magmatique jurassique transitionnelle du Haut Atlas central (Maroc). *Comptes rendus Geoscience*, 334: 97-104.