

Cristallisation fractionnée et contamination crustale dans la série magmatique jurassique transitionnelle du Haut Atlas central (Maroc)

Rachid Zayane^{a,*}, Abderrahim Essaifi^a, René C. Maury^b, Alain Piqué^b, Edgard Laville^c, Mohamed Bouabdelli^a

^a Département de géologie, B.P. 2390, Faculté des sciences Semlalia, 40000 Marrakech, Maroc

^b UMR 6538 Université de Bretagne occidentale, 6, av. Victor-Le Gorgeu, BP 809, 29285 Brest, France

^c Université de Caen, 14034 Caen, France

Reçu le 2 avril 2001 ; accepté le 15 octobre 2001

Présenté par Zdenek Johan

Abstract – Fractional crystallisation and crustal contamination in the transitional Jurassic magmatic series of Central High Atlas (Morocco). The Middle Jurassic plutonism of the Central High Atlas (Morocco) was emplaced in N45° trending anticlinal ridges. It is characterised by various petrographic facies including mafic rocks (troctolites), intermediate rocks (diorites, monzodiorites), and evolved rocks (syenites), together with heterogeneous facies resulting from mixing between acidic and the intermediate magmas. Mineralogical and chemical data show (i) the transitional character of the Jurassic magmatic series of the Central High Atlas and (ii) the implication of continental crust as a contaminant during fractional crystallization. *To cite this article: R. Zayane et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 97–104.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

diorites / syenites / Jurassic / fractional crystallisation / crustal contamination / Atlas / Morocco

Résumé – Les plutons d'âge Jurassique moyen du Haut Atlas central, mis en place dans des rides anticlinales de direction N45°, sont caractérisés par des faciès pétrographiques très variés : roches basiques (troctolites), roches intermédiaires (diorites, monzodiorites), roches évoluées (syénites), et un faciès hétérogène issu du mélange entre les magmas évolués et les magmas intermédiaires. L'étude minéralogique et chimique montre le caractère transitionnel de cette série magmatique Jurassique et l'intervention d'un contaminant continental à un stade tardif de la cristallisation fractionnée. *Pour citer cet article : R. Zayane et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 97–104.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

diorites / syénites / cristallisation fractionnée / contamination crustale / Jurassique / Atlas / Maroc

Abridged version

1. Introduction

The High and the Middle Atlas (Morocco) correspond to an intracontinental fold belt where a significant magmatic activity occurred during the Mesozoic and the Tertiary. The first basaltic lavas were emitted at the end of the Trias; they were followed by numerous stratified intrusions emplaced during Middle Jurassic–Early Cretaceous

times and finally lamprophyres and related dykes were emitted during the Eocene. The Jurassic intrusions outcrop in the Central High Atlas (HAC), where they occupy NE–SW trending ridges (Fig. 1) controlled by sinistral east–west strike slip faults [16]. Their emplacement is globally contemporaneous with a moderate synschistous deformation, developed during a Post-Bathonian–ante-Early Cretaceous crustal shortening [17]. This intraplate magmatism has been described as alkaline and anorogenic [1, 5].

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : zayane@ucam.ac.ma (R. Zayane).

2. Petrographic data

The HAC intrusions include *homogeneous facies* that consist either of mafic rocks (troctolites, gabbros), intermediate rocks (diorites, monzodiorites) and felsic rocks (syenites), and *heterogeneous facies* that correspond to mixing products between intermediate and felsic magmas.

The troctolites and gabbros are orthocumulates involving plagioclase (An₇₀) and olivine (Fo_{55–81}) as the cumulus phase, augite (Wo_{40–45}En_{40–50}Fs_{8–15}) and biotite (titaniferous phlogopite, $X_{Mg} \cong 0.75$) \pm magnetite and/or ilmenite as the intercumulus phase. The diorites and monzodiorites are coarse-grained to pegmatitic rocks with plagioclase (An_{25–50}), augite (Wo_{41–48}En_{38–42}Fs_{9–17}), biotite ($X_{Fe} \cong 0.4–0.9$), hornblende ($X_{Mg} \cong 0.5–0.6$), magnetite and/or ilmenite. The syenites constitute the most evolved rocks of the HAC intrusions. They are fine- (millimetre) or coarse- (centimetre) grained, and contain albite, potassic feldspar (orthoclase or microcline), hornblende, quartz, magnetite and/or ilmenite and accessory minerals such as apatite.

The heterogeneous rocks are located at the contact between the syenitic and the dioritic or monzodioritic rocks. They generally consist of a monzodioritic matrix that includes patches (5–10 cm in diameter) and veins of syenitic composition (Fig. 2). The monzodioritic matrix contains relics of pyroxene, biotite, hornblende, opaque oxides, and some quartz and apatite. The syenitic pockets and veins are mainly made of albitic plagioclase, microcline, orthoclase, and some green hornblende and iron–titanium oxides. Similar associations have been considered as reflecting incomplete mixing between crustal and mantle-derived magmas [6].

Finally, a secondary paragenesis developed during hydrothermal alteration [18, 27]. It includes actinolite, chlorite, talc, albite, titanite, serpentine, epidote, prehnite, analcite, calcite and quartz.

3. Geochemistry

Representative chemical analyses of the various petrographic facies are presented in Table 1. From mafic to felsic rocks, enrichments in SiO₂, Na₂O and K₂O are accompanied by decreases in TiO₂, FeO and MgO while Al₂O₃, MnO and P₂O₅ remain almost constant.

In contrast with intraplate alkaline series that display high TiO₂, K₂O and P₂O₅ contents, the concentrations of these oxides in the majority of the mafic rocks are moderate to low (Table 1). The K₂O and Na₂O vs. SiO₂ variation diagrams [21] indicate their transitional character (Fig. 3), which is confirmed by primary clinopyroxene compositions [19]. The chondrite normalised multi-element dia-

grams [24] are moderately enriched ($2.5 \leq La/Yb \leq 7.5$) (Fig. 4) like those of some continental tholeiites [8]. Their geochemical features are similar to those of transitional lavas, e.g., those from the Afar region [25].

4. Discussion

The evolution of the HAC magmatic rocks is mainly controlled by a fractional crystallisation process, marked by early fractionation of olivine and plagioclase, followed by separation of pyroxene, biotite, amphibole, ilmenite and magnetite, and finally of potassic feldspar and quartz. This differentiation is also marked by an evolution of the chemical composition of the primary minerals. Element concentrations also show a regular evolution from troctolites to syenites, with a progressive decrease in MgO and Ni related to olivine and clinopyroxene fractionation, and an increase in Ba and Na related to Ca-rich plagioclase fractionation. The chemical changes observed within the mafic and intermediate magmas are consistent with the separation of ca 30–45 % of troctolitic cumulate similar to sample 87–25 from mafic magmas similar to sample 88–51 (Table 1).

In the Zr/Yb vs Zr diagram (Fig. 5), the ratio Zr/Yb does not show any important variation in the mafic and intermediate rocks, but increases in the syenites. This variation reflects an increase of Zr rather than a decrease of Yb, and cannot thus be ascribed to the involvement of garnet. It suggests contribution of a crustal contaminant during the magmatic evolution. This phenomenon, known as AFC [7], would have occurred at a late stage of the evolution of the studied series. It accounts for the occurrence of heterogeneous monzodiorites, the presence of syenitic veins in the chilled margins of the gabbros (Fig. 2), the compositional gap between the mafic and felsic rocks, and finally the slight negative Nb anomalies observed in some multi-element plots (Fig. 4), which are characteristic of the continental crust [8, 11].

The contribution of a crustal component to the genesis of the High Atlas magmatic rocks is not restricted to the transitional Jurassic magmatism; it has also been documented for the Triassic tholeiitic magmatism [2], and for the Eocene alkaline magmatism [9].

The emplacement of the Triassic tholeiitic magmatism occurred in an extensional tectonic regime, related to the opening of the Central Atlantic [3]. During the Middle Jurassic and the Early Cretaceous, the tectonic regime became compressional [17] and the associated magmatism transitional. During the Eocene, the principal strain was perpendicular to the fold belt [17], and the magmatism became alkaline [4]. This temporal geochemical evolution reflected the progressive uplift of the High Atlas fold belt.

1. Introduction

Le domaine atlasique marocain a connu une activité magmatique importante, matérialisée par la mise en

place de laves basaltiques à la fin du Trias inférieur, de nombreuses intrusions au Jurassique moyen–Crétacé inférieur et, enfin, par la mise en place de lamprophyres et de champs filoniens associés à l'Éocène. Les

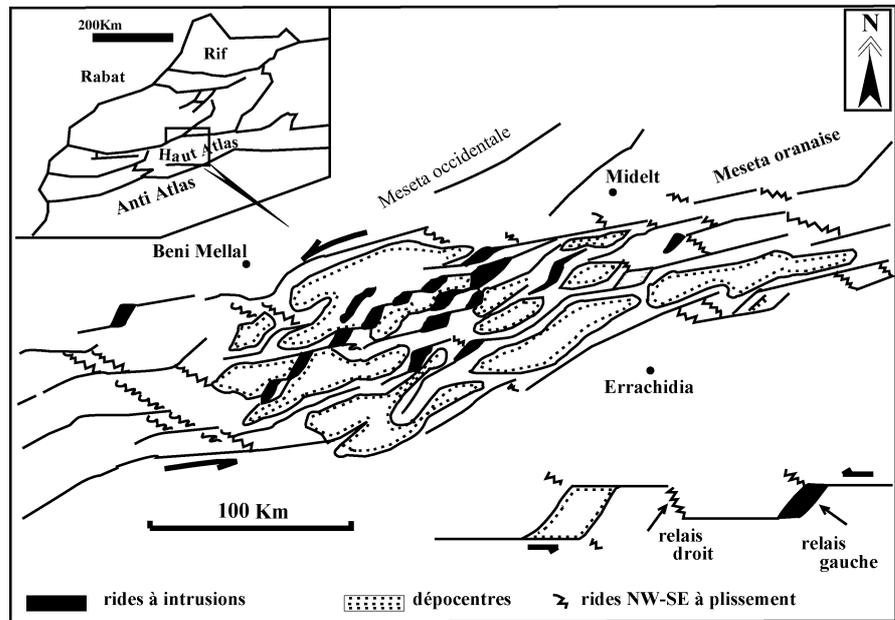


Figure 1. Localisation des rides NE–SW (avec intrusions) dans le Haut Atlas Central (HAC) (d’après [17]).

Figure 1. Localisation of NE–SW trending ridges (with intrusions) in the Central High Atlas (adapted from [17]).

plutons d’âge Jurassique, de natures felsique et mafique et de plusieurs kilomètres de long affleurent dans le Haut Atlas central, où ils occupent des rides anticlinales orientées NE–SW [16]. Leur mise en place est globalement contemporaine d’une déformation synschisteuse modérée, développée au cours de la transpression postbathonienne et antécrotacée, qui aboutit à la fermeture de bassins subsidés triasico-liasiques [17]. Dans cette note, on propose de déterminer leur nature géochimique et d’étudier les processus qui ont régi leur évolution, depuis les termes les moins différenciés jusqu’aux termes les plus évolués.

2. Contexte géologique

Le Haut Atlas central (HAC) du Maroc est une chaîne intracontinentale [20] caractérisée par un matériel sédimentaire d’âge essentiellement Mésozoïque [16]. Le Trias y est représenté par des siltites, des évaporites et des laves tholéïtiques [2], recouvertes par des calcaires et des marnes d’âge Liasique à Bajocien, surmontés par des dépôts argilo-gréseux d’âge Bathonien à Crétacé inférieur. Au Jurassique, le HAC constitue un bassin subsident composé de sous-bassins sur décrochements senestres, séparés par des rides anticlinales synsédimentaires, orientées selon trois directions principales : N45, N70 et N120 [16].

Le cœur des rides anticlinales N45 (Fig. 1) est occupé par des plutons dont l’âge radiométrique s’échelonne du Jurassique moyen au Crétacé inférieur (170 à 120 Ma) [10]. Au niveau de certaines rides, ces roches magmatiques sont recouvertes par des

dépôts détritiques rouges discordants, attribués au Callovien [13] ou au Wealdien [23]. Ce magmatisme intraplaque, dont la mise en place est contrôlée par des décrochements est–ouest senestres, a jusqu’à présent été décrit comme alcalin et anorogénique [1, 5].

3. Description pétrographique

Les intrusions du HAC présentent des *faciès pétrographiques homogènes*, correspondant aux roches basiques (troctolites, gabbros), intermédiaires (diorites, monzodiorites) et évoluées (syénites) ainsi que, par ailleurs, des *faciès hétérogènes* issus d’un mélange de magmas felsiques et intermédiaires [26].

3.1. Les faciès homogènes

– Les troctolites et les gabbros présentent une texture d’orthocumulat. La phase cumulus est composée de plagioclase (An_{70}) et d’olivine (Fo_{55-81}), alors que la phase intercumulus est formée par l’augite ($Wo_{40-45}En_{40-50}Fs_{8-15}$), la biotite (phlogopite titani-fère, $X_{Mg} \cong 0,75$) et parfois la magnétite et/ou l’ilménite.

– Les diorites et les monzodiorites ont une structure microgrenue, grenue ou pegmatitique. Leur minéralogie, diversifiée, comprend du plagioclase (An_{25-50}), de l’augite ($Wo_{41-48}En_{38-42}Fs_{9-17}$), de la biotite ($X_{Fe} \cong 0,4$ à $0,9$), de la hornblende ($X_{Mg} \cong 0,5$ à $0,6$) et de la magnétite et/ou de l’ilménite.

– Les syénites constituent les termes les plus évolués des intrusions du HAC. Elles contiennent de l’albite, du feldspath potassique (orthose ou microcline), de la hornblende, de petites quantités de quartz, de

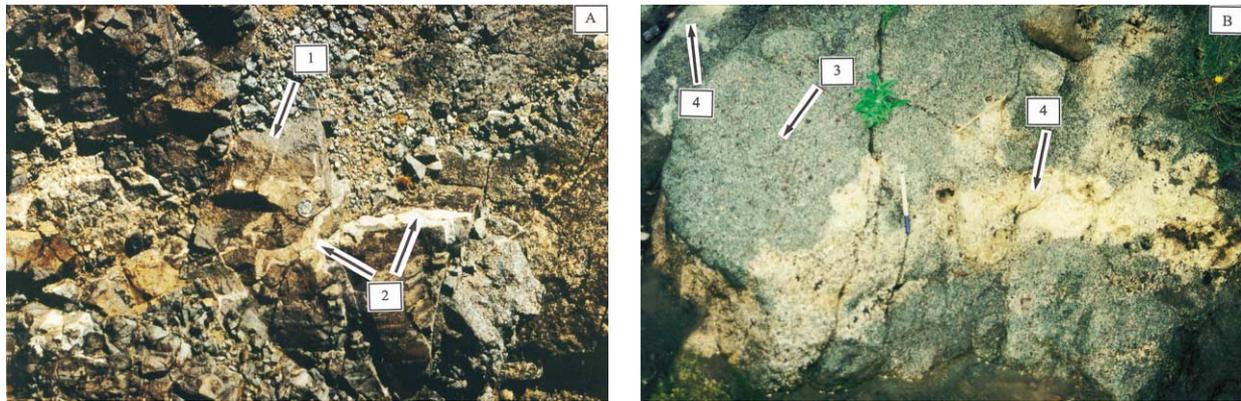


Figure 2. Relations entre le faciès felsique et le faciès mafique. **A.** Figures d’immiscibilité dessinées par des veinules de composition évoluée (2) dans une bordure figée gabbroïque (1). **B.** Poches de composition syénitique (4) dans une diorite (3).

Figure 2. Relationships between felsic and mafic rocks. **A.** Immiscibility figures involving felsic veins (2) into a gabbroic chilled margin (1). **B.** Patches of syenitic composition (4) within a diorite (3).

la magnétite et/ou de l’ilménite ainsi que des minéraux accessoires, comme l’apatite. On distingue quatre types de faciès syénitiques : le premier à hornblende, le deuxième dépourvu de hornblende, mais riche en oxydes opaques interstitiels, le troisième riche en quartz micropegmatitique et, enfin, le quatrième, constitué essentiellement de feldspaths potassiques et de rares plagioclases albitiques.

3.2. Les faciès hétérogènes

Ils sont localisés au contact des syénites et des diorites–monzodiorites. Leur matrice, verdâtre, de composition monzodioritique, contient des poches de 5 à 10 cm de diamètre, de composition syénitique et de petites veinules, évoquant des figures d’immiscibilité [6] (Fig. 2). La matrice monzodioritique contient des reliques de pyroxène, de biotite, de hornblende, des oxydes opaques ainsi que quelques cristaux de quartz et d’apatite. Les poches et les filonnets syénitiques sont formés essentiellement de plagioclase de composition albitique, de microcline et d’orthose, avec quelques hornblendes vertes et des oxydes ferrotitanés.

Suite à une altération hydrothermale accompagnant la mise en place de ces intrusions, les minéraux primaires de ces roches magmatiques ont subi des transformations post-magmatiques plus ou moins importantes et très hétérogènes, à la fois à l’échelle du minéral et à celle des différents faciès magmatiques [18, 27]. Ainsi, une paragenèse secondaire à actinote, chlorite, talc, albite, sphène, serpentine, épidote, prehnite, analcite, calcite et quartz s’est développée, aux dépens des minéraux primaires. La présence de rares amphiboles de type hornblende pargasitique riche en

chlorure et d’une scapolite proche du pôle marialite a été décelée [28].

4. Géochimie

Vingt-neuf échantillons, dont dix-sept troctolites et gabbros, cinq diorites et monzodiorites et sept syénites, ont été sélectionnés pour des analyses chimiques (éléments majeurs et en traces). Les analyses ont été effectuées au Centre de géochimie de la surface de Strasbourg et au Boston College. Leur perte au feu est faible à modérée ($PF \leq 4,5\%$). Quelques analyses, représentatives de l’ensemble des faciès sont présentées dans le Tableau 1. Des faciès basiques aux faciès évolués, les enrichissements en SiO_2 , Na_2O et K_2O , sont compensés par la décroissance de TiO_2 , FeO et MgO , alors que Al_2O_3 , MnO et P_2O_5 ne subissent pas de variations notables.

Ces données chimiques et minéralogiques permettent de déterminer l’affinité magmatique et de décrire les différents processus intervenant dans l’évolution de ces roches.

4.1. Affinité magmatique

Contrairement aux séries alcalines intraplaques, qui sont caractérisées par des teneurs en TiO_2 , K_2O et P_2O_5 assez élevées, la majorité des roches basiques du HAC ont des teneurs en TiO_2 , K_2O et P_2O_5 modérées, voire faibles (Tableau 1).

En effet, les diagrammes de variation de K_2O et Na_2O en fonction de la silice [21] (Fig. 3) ainsi que la composition des clinopyroxènes situés dans le domaine de recouvrement entre les champs des séries tholéiitique et alcaline [19] montrent le caractère transitionnel de ces roches. Bien que la dispersion

Tableau 1. Analyses représentatives des roches magmatiques du Haut Atlas central. (1) faciès basique ; (2) faciès intermédiaire ; (3) faciès évolué. * Analysées au Centre de géochimie de la surface de Strasbourg. ** Analysées au Boston College.

Table 1. Representative major and trace element analyses of Central High Atlas magmatic rocks; (1) mafic facies; (2) intermediate facies; (3) acidic facies. * Analysed in the 'Centre de géochimie de la surface de Strasbourg'. ** Analysed in the Boston College.

	**87-25 ¹	**87-55 ¹	*88-134 ¹	*88-44 ¹	*88-100 ¹	*88-50 ²	*87-65 ²	*88-51 ²	*88-53 ²	*88-55 ²	*87-45 ³	*88-137 ³	*86-8 ³	*88-139 ³
SiO₂	44,83	46,41	49,00	49,30	50,70	48,3	49,01	49,60	50,10	51,00	62,40	66,50	68,20	68,60
TiO₂	0,97	1,15	1,77	1,66	1,95	1,15	1,64	1,06	1,31	1,23	0,62	0,74	0,72	0,37
Al₂O₃	11,00	14,05	15,90	17,70	16,00	13,6	16,30	13,80	14,20	14,20	16,60	14,90	15,50	14,40
Fe₂O₃	14,64	12,61	12,00	10,50	5,70	11,5	9,77	10,60	10,10	10,00	5,70	7,40	4,40	7,50
MnO	0,19	0,17	0,12	0,15	0,14	0,12	0,14	0,14	0,14	0,06	0,13	0,05	0,04	0,02
MgO	17,49	12,13	4,53	4,81	8,04	10,2	5,73	10,70	10,00	10,90	0,37	0,15	0,47	0,08
CaO	6,13	7,39	9,80	7,60	6,30	5,50	9,76	7,30	6,00	2,30	0,90	1,00	1,00	0,30
Na₂O	2,20	2,87	3,85	4,33	2,71	2,90	3,45	3,01	2,85	3,99	6,96	6,76	7,89	6,73
K₂O	0,59	0,56	0,80	1,32	3,62	1,41	1,32	0,92	1,55	0,10	3,53	2,69	1,12	2,03
P₂O₅	0,16	0,16	0,31	0,30	0,39	0,18	0,22	0,19	0,24	0,25	0,22	0,19	0,20	–
P.F.	0,90	1,80	2,41	2,78	3,26	3,58	2,80	3,33	4,45	4,58	1,30	0,36	0,70	0,38
Total	99,10	99,30	100,49	100,45	98,81	98,44	100,14	100,65	100,94	98,61	98,73	100,74	100,24	100,41
Sr	300	354	583	1045	1261	108	644	173	140	35	114	264	126	71
Ba	95	102	75	100	991	81	153	50	145	8	317	675	203	183
V	109	127	262	208	193	253	22	243	265	275	5	7	13	6
Ni	535	398	58	69	158	188	58	206	162	130	20	8	7	4
Co	–	–	44	32	30	50	–	50	51	36	7	11	17	8
Cr	808	455	143	116	218	594	291	529	333	327	7	8	2	11
Zn	107	100	56	42	88	1406	71	53	265	59	173	23	36	54
Cu	87	46	94	16	7	7	64	56	4	33	6	4	23	16
Sc	–	–	26	20	24	32	–	30	31	33	5	8	7	2
La	–	–	9	5	18	5	–	6	12	–	33	41	41	26
Nb	10	12	4	13	18	7	16	7	10	10	53	75	35	35
Ce	–	–	12	20	52	–	–	16	40	–	78	99	60	81
Zr	80	89	72	122	150	99	120	100	129	129	330	340	434	739
Y	12	13	18	20	22	18	19	18	22	21	41	70	46	53
Yb	–	–	1	2	2	1	–	2	2	2	4	6	5	5
Lu	–	–	–	–	0,1	–	–	–	–	–	0,2	0,7	0,3	0,3

To cite this article: R. Zayane et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 97–104

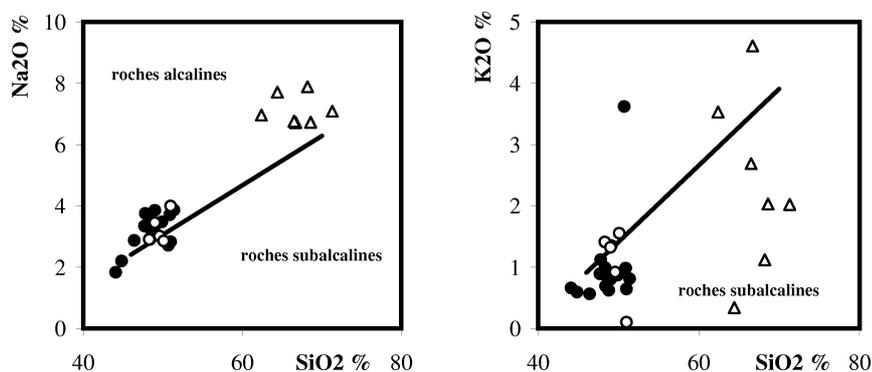


Figure 3. Diagramme de variation de Na_2O et K_2O en fonction de la silice, montrant le caractère transitionnel de la série magmatique jurassique du HAC. Cercle plein : faciès basique ; cercle vide : faciès intermédiaire ; triangle : faciès évolué.

Figure 3. Na_2O and K_2O versus SiO_2 diagram showing the transitional affinity of the Jurassic magmatic series of the HAC. Filled circle: mafic facies; empty circle: intermediate facies; triangle: felsic facies.

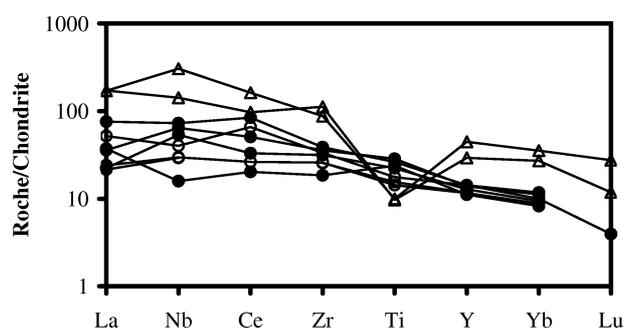


Figure 4. Spectres multiélémentaires de roches magmatiques du Haut Atlas central (normalisation d'après [24]). Mêmes symboles que sur la Fig. 3.

Figure 4. Spider diagrams of the Central High Atlas magmatic rocks (normalising values from [24]). Symbols as in Fig. 3.

observée pour K_2O soit en partie due à l'altération hydrothermale, cet oxyde présente une corrélation positive avec TiO_2 , réputé peu mobile lors de ce processus.

Les spectres multi-élémentaires normalisés aux chondrites [24] sont dans l'ensemble faiblement enrichis ($2,5 \leq \text{La}/\text{Yb} \leq 7,5$) (Fig. 4). De tels spectres sont assez similaires à ceux des tholéiites continentales [8]; ils sont nettement moins enrichis que ceux des séries alcalines [15].

L'ensemble des caractéristiques géochimiques des roches basiques du HAC plaide en faveur du caractère transitionnel de ces dernières et permet de les comparer à d'autres séries transitionnelles, comme celles décrites par exemple dans les Afars [25].

4.2. Évolution magmatique

Bien que l'intervention de processus de mélange magmatique soit attestée par l'existence de faciès hétérogènes, les données pétrographiques, minéralogiques et chimiques indiquent que l'évolution des roches magmatiques du Haut Atlas central est essentiellement régie par un processus de type cristallisation fractionnée. En effet, l'étude pétrographique montre une régularité dans l'évolution minéralogique,

conduisant des troctolites jusqu'aux syénites à quartz. Ce processus est marqué par le fractionnement précoce de l'olivine et des plagioclases (qui constituent les primocristaux des orthocumulats troctolitiques), suivi par la cristallisation des pyroxènes, des biotites, des amphiboles, de l'ilménite, de la magnétite et, enfin, des feldspaths potassiques et du quartz. De plus, l'évolution de la composition des minéraux primaires montre que le plagioclase devient de plus en plus sodique, alors que les olivines, les clinopyroxènes, les biotites et les amphiboles deviennent de plus en plus ferrifères. Cette cristallisation fractionnée semble s'être produite sous des pressions relativement faibles (environ 0,3 GPa d'après le géobaromètre à amphibole [12]). La plupart des éléments majeurs et en traces montrent une évolution régulière en fonction de la silice, avec une décroissance des teneurs en MgO et en Ni , en relation avec le fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène. Les diagrammes multiélémentaires normalisés aux chondrites présentent un parallélisme approximatif des spectres des différents faciès, qui suggère un caractère cogénétique (Fig. 4). L'évolution régulière depuis les roches mafiques jusqu'aux roches felsiques est cependant marquée par la présence d'une lacune de compositions pour des teneurs en SiO_2 comprises entre 51 et 62,4%. Des calculs simples, basés sur les teneurs en éléments peu mobiles, compatibles (Mg , Ni) et incompatibles (Ti , Nb , Zr), montrent que le passage de l'échantillon basique 88–51 ($\text{MgO} = 10,7\%$) à 88–134 ($\text{MgO} = 4,5\%$) est compatible avec le fractionnement de 30 à 45% de la troctolite cumulative 87–25 ($\text{MgO} = 17,5\%$).

4.3. Contamination crustale

Plusieurs auteurs ont décrit des complexes magmatiques appartenant à des sites anorogéniques, où coexistent des gabbros et des syénites et où le magma syénitique est interprété comme d'origine mantellique, avec une contribution crustale modérée [22]. De même, pour le magmatisme jurassique du HAC, en plus de la cristallisation fractionnée, plusieurs

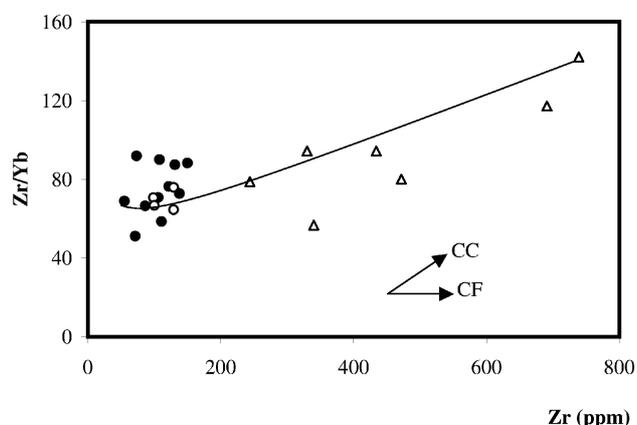


Figure 5. Diagrammes de variation des rapports Zr/Yb en fonction de Zr. CC : contamination crustale ; CF : cristallisation fractionnée. Mêmes symboles que sur la Fig. 3.

Figure 5. Zr/Yb versus Zr variation diagram. CC: crustal contamination; CF: fractional crystallisation. Symbols as in Fig. 3.

critères plaident en faveur de l'intervention de la croûte continentale dans la genèse des termes intermédiaires et évolués. Ce phénomène, connu sous le nom d'AFC [7] (assimilation couplée avec la cristallisation fractionnée), permet d'expliquer la présence des monzodiorites hétérogènes et des filonets felsiques au sein des bordures figées des gabbros (Fig. 2), la lacune de composition observée entre les roches basiques/intermédiaires et évoluées et, enfin, les occasionnelles légères anomalies négatives en Nb (Fig. 4), marqueurs caractéristiques de l'influence de la croûte continentale en contexte intraplaque [8, 11, 14]. Dans les roches magmatiques jurassiques du HAC, les teneurs en éléments incompatibles Zr, Y et Yb sont probablement peu modifiées par l'altération hydrothermale. Dans le diagramme $Zr/Yb = f(Zr)$ (Fig. 5), le rapport Zr/Yb varie peu dans les roches basiques à intermédiaires, mais augmente, en revanche, dans les roches évoluées. Si la cristallisation fractionnée peut préserver le rapport initial Zr/Yb au cours de l'évolution depuis les roches basiques jusqu'aux roches intermédiaires, l'intervention d'un autre processus est nécessaire pour expliquer l'augmentation de ce rapport dans les roches felsiques. Comme les teneurs en Yb (Tableau 1) ne montrent pas de diminutions typiques de l'intervention de grenat, c'est la contribution continentale qui paraît la plus à même de rendre compte des variations observées.

Remerciements. Nous remercions les ingénieurs du laboratoire d'analyses chimiques du Centre de géochimie de la surface (ULP/CNRS) à Strasbourg ainsi que ceux du laboratoire de géochimie de Boston College. Nous tenons également à remercier José Honnorez qui a aidé à la reconnaissance au microscope optique de certains minéraux d'hydrothermalisme et Éric Humler, dont les commentaires ont permis d'améliorer le contenu de cette note.

5. Conclusions

L'ensemble des faciès étudiés, allant depuis des termes mafiques (troctolites–gabbros) jusqu'aux termes felsiques (syénites), en passant par des faciès intermédiaires (diorites, monzodiorites), forment une suite transitionnelle, caractérisée par des teneurs modérées en TiO_2 et en P_2O_5 , des spectres d'éléments incompatibles légèrement enrichis et des clinopyroxènes peu titanifères. Le contact entre roches intermédiaires et évoluées est souvent marqué par un faciès hétérogène, composé de matériaux de nature syénitique, inclus dans une matrice mélanocrate de nature monzodioritique. On peut envisager, pour le magmatisme du HAC, un processus de cristallisation fractionnée d'un magma basaltique transitionnel, qui produirait la série basique à intermédiaire, couplé avec une assimilation de croûte continentale, qui interviendrait surtout à un stade tardif de la différenciation magmatique et serait responsable des particularités chimiques observées, à savoir la lacune de certaines compositions intermédiaires, les légères anomalies négatives en Nb et l'augmentation de certains rapports entre éléments incompatibles, tels le rapport Zr/Yb dans les syénites. L'interaction des magmas contaminés avec les liquides intermédiaires serait à l'origine des faciès hétérogènes et des figures d'immiscibilité. Dans le Haut Atlas, la participation d'un composant crustal à la genèse de ces roches magmatiques n'est pas restreinte au magmatisme jurassique transitionnel, car elle a aussi été démontrée pour les magmatismes tholéiitiques d'âge Triasique [2] et alcalin d'âge Éocène [9].

La mise en place du magmatisme tholéiitique dans le domaine atlasique (Moyen Atlas et Haut Atlas) s'est effectuée lors de l'extension triasique, en relation avec l'ouverture de l'Atlantique central [3]. Au Jurassique moyen–Crétacé inférieur, le régime tectonique devient transpressif [17], le magmatisme devient transitionnel et la mise en place des intrusions s'effectue le long de rides contrôlées par une tectonique en décrochement [16]. À l'Éocène, en régime de compression perpendiculaire à la future chaîne [17], le magmatisme devient alcalin [4]. Cette évolution temporelle du magmatisme est à considérer comme étant liée à l'édification de la future chaîne atlasique.

Références

- [1] E.H. Beraôuz, *Épisodes magmatiques associés au rift atlantique et ouverture de l'Atlantique central*, thèse d'État, université de Casablanca, 1995.
- [2] H. Bertrand, The Mesozoic province of Northwest Africa: a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic, in: A.B. Kampunzu, R.T. Lubala (Eds.), *Magmatism in extensional structural setting*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1991, pp. 147–188.
- [3] H. Bertrand, J. Dostal, C. Dupuy, Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco, *Earth Planet. Sci. Lett.* 58 (1982) 225–239.
- [4] A. Bouabdeli, *Étude pétrologique et géochimique des lamprophyres et roches associées de la région de Tamazert (Haut Atlas de Midelt, Maroc)*, thèse, université de Montpellier, 1987.
- [5] B. Bougadir, *Évolutions magmatiques, métamorphiques et hydrothermales anté-phase compressive dans la région d'Imilchil (Haut Atlas central, Maroc). Implications géodynamiques*, thèse d'État, université de Marrakech, 1998.
- [6] C. Cocirta, J.B. Orsini, C. Coulon, Exemples de mélange de magmas en contexte plutonique : les enclaves des tonalites–granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale), *Can. J. Earth Sci.* 26 (6) (1989) 1264–1281.
- [7] D.J. DePaolo, Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallisation, *Earth Planet. Sci. Lett.* 84 (1981) 59–68.
- [8] C. Dupuy, J. Dostal, Trace element geochemistry of some continental tholeiites, *Earth Planet. Sci. Lett.* 67 (1984) 61–69.
- [9] J.B. Griffiths, S. Fourcade, C. Dupuy, Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Morocco): crustal contamination processes and source characteristics, *Earth Planet. Sci. Lett.* 103 (1991) 190–199.
- [10] E.A. Hailwood, J.G. Mitchell, Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 24 (1971) 351–364.
- [11] A.W. Hofmann, Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90 (1988) 297–314.
- [12] L.S. Hollister, G.C. Grissom, E.K. Peters, H.H. Stowell, V.B. Sisson, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *Am. Mineral.* 72 (1987) 231–239.
- [13] J. Jenny, A. Le Marrec, M. Monbaron, Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc) : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire, *Bull. Soc. géol. France* (6) XXIII (1981) 627–639.
- [14] J.-L. Joron, H. Bougault, M. Treuil, C.J. Allègre, Étude géochimique des roches magmatiques de la zone Famous et de l'archipel des Açores, *Bull. Soc. géol. France* (4) XVIII (1976) 811–818.
- [15] R.W. Kay, P.W. Gast, The rare earth content and origin of alkali-rich basalts, *J. Geol.* 81 (1973) 653–682.
- [16] E. Laville, *Évolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut-Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochements*, thèse d'État, université de Montpellier, 1985.
- [17] E. Laville, A. Piqué, Jurassic penetrative deformation and cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonic model. Structural and Orogenic inversions, *Geol. Rundsch.* 81 (1992) 157–170.
- [18] E. Laville, R. Zayane, J. Honnorez, A. Piqué, Le métamorphisme jurassique du Haut Atlas central (Maroc) ; épisodes synschisteux et hydrothermaux, *C. R. Acad. Sci. Paris, série II* 318 (1994) 1349–1356.
- [19] J. Leterrier, R.C. Maury, P. Thonon, D. Girard, M. Marchal, Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series, *Earth Planet. Sci. Lett.* 59 (1982) 139–154.
- [20] M. Mattauer, P. Tapponnier, F. Proust, Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc, *Bull. Soc. géol. France* (3) XIX (1977) 521–526.
- [21] E.A.K. Middlemost, The Basalt Clan, *Earth. Sci. Rev.* 11 (1975) 337–364.
- [22] B. Mingram, R.B. Trumbull, S. Littman, H. Gerstenberger, A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components, *Lithos* 54 (2000) 1–22.
- [23] A. Souhel, J. Canerot, B. Andrew, Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur le Jurassique moyen–supérieur et le crétaé inférieur–moyen du synclinal d'Aït Attab (Haut Atlas central, Maroc), *Bull. Fac. Sci. Marrakech* 183 (2) (1985) 463–477.
- [24] S.S. Sun, W.F. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes, in: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, Vol. 42, 1989, pp. 313–345.
- [25] M. Treuil, J. Varet, Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar, *Bull. Soc. géol. France* (5–6) XV (1973) 506–540.
- [26] R. Zayane, La série plutonique du Haut Atlas central marocain (région d'Imichil) : pétrographie et géochimie ; aspects métamorphiques et structuraux de sa mise en place, thèse, université de Bretagne occidentale, 1992.
- [27] R. Zayane, A. Saïdi, A. Essaïfi, M. Bouabdelli, Minéralogie des altérations hydrothermales des intrusions jurassiques du Haut Atlas central (Maroc), *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc* 408 (sous presse).
- [28] R. Zayane, J. Honnorez, A. Essaïfi, M. Bouabdelli, Occurrence and origin of Cl-rich amphibole and marialitic scapolite in the Central High Atlas (Morocco), *EUG XI*, 8–12 avril 2001.