

# Evolution tectono-sédimentaire et magmatique des bassins viséen supérieur d'Azrou-Khénifra et des Jebilet orientales (Meseta marocaine)

*Tectono-Sedimentary and magmatic evolution of the Upper Visean basins of Azrou-Khénifra and eastern Jebilet (Moroccan Meseta)*

H. Bamoumen<sup>1</sup>, El M. Aarab<sup>1</sup>, A. Soulaïmani<sup>1</sup>

## RÉSUMÉ

Au Viséen supérieur, les bassins mesetiens des Jebilet orientales et d'Azrou Khénifra montrent de grandes similitudes de leur évolution tectono-sédimentaire et magmatiques. Leurs dépôts enregistrent de grandes instabilités liées à une tectonique syn-sédimentaire responsable localement d'une intense désorganisation et de grandes variations de faciès et d'épaisseurs. Ces instabilités sont engendrées par une tectonique en blocs basculés qui affecte le substratum anté-Viséen, contrôlée par des accidents bordiers sub-verticaux à forte composante transcurrente. Des corps magmatiques, pour l'essentiel basiques, se mettent en place dans ces bassins. Ils présentent des caractères chimiques des séries magmatiques alcalines mise en place dans un contexte intracontinental et anorogénique.

Initiés le long de la zone de transition entre la Meseta orientale et occidentale, les bassins d'Azrou-Khénifra et des Jebilet orientales correspondent à des sillons intracontinentaux, initiés et contrôlés par des décrochements. Leur évolution est sans doute plus précoce et montre un faible taux d'ouverture que celui enregistré dans les bassins adjacents de la meseta occidentale.

**Mots clés:** *tectonique syn-sédimentaire, décrochements, magmatisme, Meseta, Maroc.*

## ABSTRACT

During Upper Visean times, the eastern mesetian basins of eastern Jebilet and Azrou Khenifra show great tectono-sedimentary and magmatic evolution similarities. Their deposits record large instabilities and disorganization with huge thickness and lithological variations, related to a synsedimentary tectonic context. At the same time, tilted block tectonics affect the basement of these basins, controlled by bordering transfer faults. Basic dominant magmatic bodies set up in these basins. Their continental alkaline chemical characteristics are consistent with the regional geodynamic context in this area.

Initiated along the transitional zone between eastern and western Meseta, the Azrou-Khenifra and Jebilet basins correspond to intracontinental throws, initiated on and controlled by major strike-slip faults. Their evolution is most likely earlier in time and of a weak opening rate than the neighboring western Meseta basins.

**Key words:** *synsedimentary tectonics, strike-slip faults, magmatism, Meseta, Morocco.*

## Introduction

Située à la bordure nord-ouest du craton ouest Africain, la chaîne varisque du Maroc constitue le prolongement méridional de la chaîne varisque européenne (Matte, 1986; Simancas *et al.*, 2005). Les terrains paléozoïques qui la constituent sont

subdivisés en trois grands domaines (Piqué, 1994) (fig. 1a): i) Le sud marocain ou domaine saharien comprenant la partie septentrionale de la chaîne des Mauritanides (Ouled Dlim et Zemmour), l'Anti-Atlas et le bassin de Tindouf; ii) Le Moyen Maroc comprenant la Meseta et les Atlas; et iii) les zones internes de la chaîne rifaine.

<sup>1</sup> Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia, Département de Géologie, Marrakech, Maroc. Email: bamoumen@ucam.ac.ma

Le domaine mesetien constitue la principale zone orogénique de la chaîne varisque du Maroc. Il est caractérisé par une déformation hétérogène associée à des événements magmatiques divers dans un climat métamorphique contrasté. Ses diverses séries paléozoïques ont ainsi enregistré différemment les effets de l'orogénèse varisque et sont, par conséquent, subdivisées en plusieurs zones structurales (Michard, 1976; Piqué & Michard, 1981, 1989; Piqué, 1994) (fig. 1b): i) Le bloc des Sehoul, plissé et granitisé à l'Ordovicien (El Hassani *et al.*, 1991); ii) Le Môle Côtier, où les terrains du Paléozoïque inférieur à moyen sont peu déformés; iii) La Meseta centrale, regroupant les boutonnières du Massif central, des Rehamna, des Jebilet, du massif ancien du Haut Atlas et des Aït Tamelil; iv) les boutonnières de la Meseta orientale caractérisées par une déformation plus précoce à partir du Dévonien supérieur, et enfin; v) les boutonnières méridionales atlasiques de Skoura, de Tameleit et de Tineghir, qui marquent la transition avec le domaine sud peu déformé de l'Anti-Atlas (Houari & Hoepffner, 2003; Michard *et al.*, 1982; Soulaïmani & Burkhard, 2008).

Dans son ensemble, le cycle varisque au Maroc débute par un épisode d'extension continentale durant lequel s'individualisent les bassins dévono-carbonifères, précisément au Viséen supérieur. A cette phase précoce succèdent une déformation et un métamorphisme régional d'intensité variable, accompagné de la mise en place de granitoïdes syn- à tardi-orogéniques. En effet, depuis Piqué (1979), les bassins dévono-carbonifères ont été mis en évidence, notamment celui de Sidi Bettache, bordé à l'ouest par le Môle côtier et la zone des Sehoul au nord. La ride anticlinale de Zaër-Oulmès le sépare du Bassin d'Azerou-Khénifra à l'est (fig. 1c). Le comblement de ces bassins, caractérisé par des faciès chaotiques le long de leurs marges, s'achève au Namurien et au Westphalien inférieur par le dépôt de faciès marins de plateforme peu profonde, précédant l'émersion de la Meseta centrale lors de la compression westphallo-permienne (Huon *et al.*, 1987).

Plusieurs reconstitutions du contexte géodynamique des bassins viséen supérieur de la Meseta marocaine ont été proposées. L'instabilité tectonique qui les caractérise est souvent soulignée par des séries chaotiques et par des intercalations d'olistostromes, où sont remaniés aussi bien des éléments de la plateforme carbonatée viséenne que de son substratum. La signification de ces dépôts

chaotiques reste encore largement débattu et se partage entre: i) une relation avec l'érosion de nappes gravitaires dont la mise en place est associée aux compressions varisques et au soulèvement des domaines orientaux (Huvelin, 1977; Allary *et al.*, 1976; Bouabdelli, 1989; Jenny & Le Marrec, 1980; Jenny *et al.*, 1989); ii) la dislocation des zones de plateforme par des jeux de failles extensives (Beauchamp & Izart, 1987; Izart *et al.*, 2001, Berkli *et al.*, 2000), et enfin; iii) comme dépôts au front d'un système de plis et chevauchements progradants, d'est en ouest, pendant la période viséo-Namurienne (Benabbou *et al.*, 2001). Reste aussi matière à débat l'origine et les modalités de mise en place des magmas associés, ainsi que leur contexte géodynamique.

Dans cette note, nous nous proposons d'étudier deux domaines clés de la marge orientale de ces bassins varisques, le bassin des Jebilet orientales au sud et celui d'Azrou-Khénifra au nord-est de la Meseta centrale. Après avoir présenté nos données relatives à l'analyse tectono-sédimentaire des dépôts et caractériser les vulcanites associées par le biais de nouvelles données géochimiques, les principaux caractères tectono-sédimentaires et magmatiques de cette époque seront dégagés et leur signification géodynamique discutée dans le cadre du cycle varisque au Maroc.

## Cadre géologique

Les bassins du Viséen supérieur des Jebilet orientales (J.O.) et d'Azrou-Khénifra (A.K.), font partie de la Meseta centre-orientale, zone charnière entre la Meseta orientale et la Meseta occidentale (Piqué & Michard, 1981, 1989; Piqué *et al.*, 1993).

### *Les Jebilet orientales*

Au sud de la Meseta marocaine, le massif des Jebilet correspond à des affleurements de terrains paléozoïques, dont la surrection récente, au nord de la chaîne du Haut Atlas (Missenard *et al.*, 2007), forme un chaînon allongé équatorialement en séparant la plaine du Haouz au sud de celle de la Bahira au nord (fig. 1c). Dans sa partie centrale sont juxtaposées deux formations attribuées au Viséen supérieur (Huvelin, 1977), séparées par le cisaillement ductile sénestre Sidi Bou Othmane (Lagarde & Choukroune, 1982): les Flyschs de

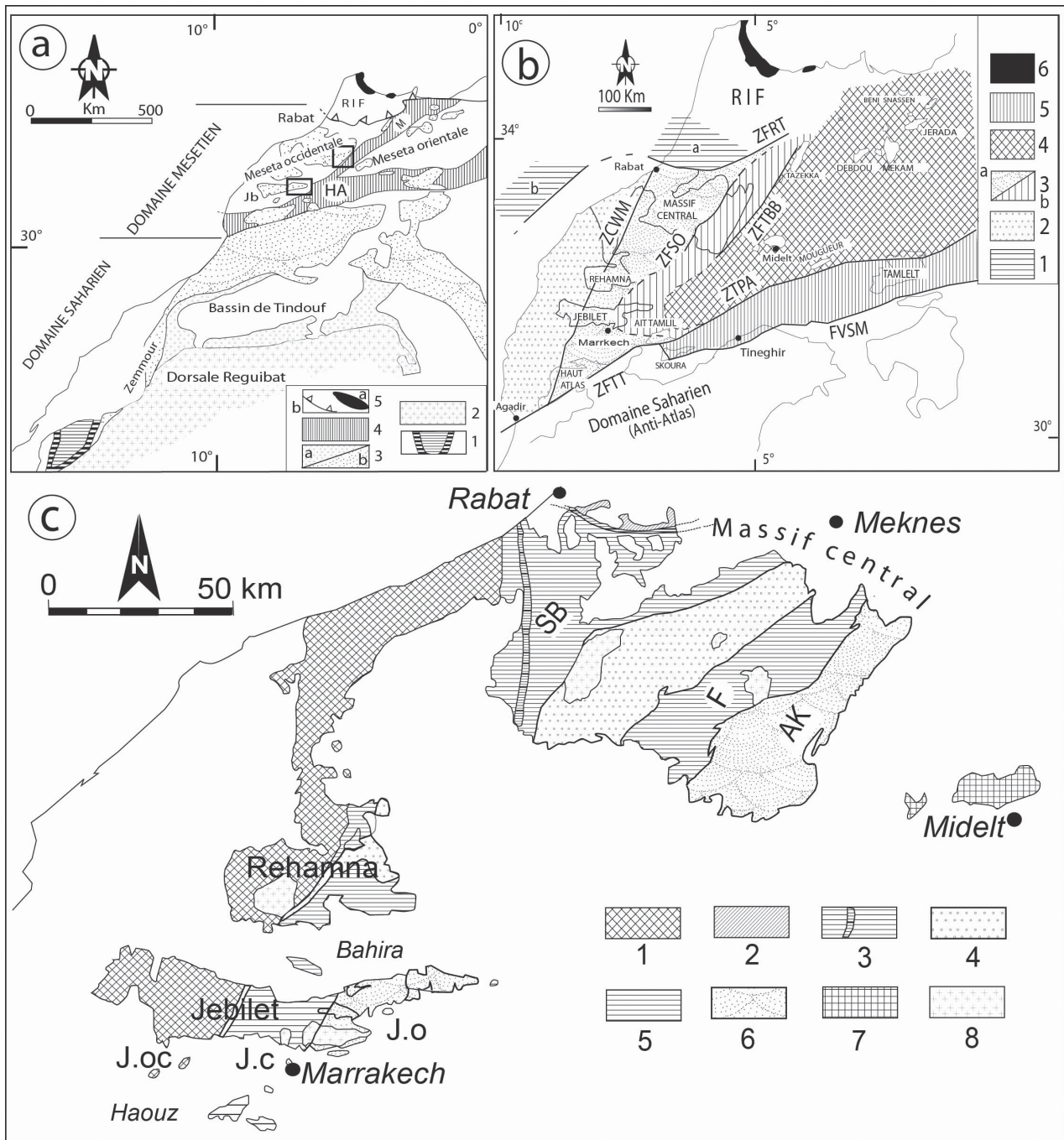


Fig. 1.—(a) localisation du massif des Jebilet et d'Azrou-Khénifra dans le cadre des domaines varisques du Maroc (d'après Hoepffner *et al.*, 2005), 1: unités allochtones des Mauritanides, 2: Craton ouest Africain, 3: Terrains paléozoïques, a: déformés par l'orogénèse varisque, b: non déformés, 4: chaîne atlasique (AH: Haut Atlas, AM: Moyen Atlas), 5: Chaîne Rif-Tellienne (Maghrébides), a: front sud de la chaîne, b: terrains paléozoïques allochtones des zones internes. (b) les zones structurales de la chaîne varisque du Maroc (d'après, Hoepffner *et al.*, 2005), 1: a: zone des Sehoul, b: son prolongement probable vers l'ouest, 2: Bloc côtier, 3: Zone centrale avec a: sous-zone occidentale et b: sous-zone orientale, 5: zone sud, 6: zones internes du Rif. Principales limites structurales: ZRTF: zone de failles Rabat-Tifelt, ZWMS: zone de cisaillement de la Meseta occidentale, ZFSO: zone de faille Smaala-Oulmès, ZFTBB: zone de failles Tazekka-Bsabis-Bekrit, ZTPA: zone transformante paléozoïque de l'Atlas, FVSM: front varisque sud-marocain, ZFTT: zone de failles de Tizi n'Test; et (c) situation des Jebilet et du massif central dans le cadre de la Meseta marocaine (d'après Piqué, 1994; modifiée), 1: bloc côtier, J. oc: Jebilet occidentale, 2: zone de Sehoul, 3: synclinorium oriental, SB: bassin de Sidi Bettache, 4: anticlinorium médian, 5: synclinorium oriental, J. C: Jebilet centrale, 6: anticlinorium oriental et zone de transition, J.O: bassin des Jebilet orientale, AK: bassin d'Azrou-Khénifra, 7: zone de Midelt, 8: granites varisques.

Kharrouba à l'est, datés par *Posidomya becheri* Bronn et par *Goniatites crenistria* Phillips et les Schistes de Sarhlef à l'ouest, considérés de même âge (Huvelin, 1977). Ces derniers correspondent à des séries argileuses de plateforme anoxique (Aarab & Beauchamp, 1987). Une grande zone décro-chevauchante dextre fait la transition entre les Jebilet centrales et le Môle côtier à l'ouest (Le Corre & Boulouton, 1987). L'ensemble des Jebilet centrales est affecté par une déformation ductile qui s'est opérée entre le Viséen supérieur et le Westphallo-Permien (Huvelin, 1977). Cette déformation est matérialisée par le développement d'une schistosité sub-verticale dans un climat métamorphique de bas degré, dont l'intensité s'accroît à l'approche des accidents majeurs où se mettent en place des intrusions magmatiques au Carbonifère terminal (Le Corre & Saquaque, 1987; Lagarde *et al.*, 1990).

L'une des principales caractéristiques des J.O. est l'existence de terrains allochtones à matériel ordovicien à dévonien, reposant directement sur les dépôts grésopélicite viséen de Kharrouba. (Huvelin, 1977; Hollard *et al.*, 1977; Bamoumen, 1988; Essemani, 1989; Beauchamp *et al.*, 1989). La genèse du bassin des J.O. au Viséen supérieur a été associée à un contexte d'extension continentale (Beauchamp *et al.*, 1989; Bamoumen, 1988, Lagarde, 1989). Ses dépôts enregistrent plusieurs indices d'instabilités tectoniques, soulignés notamment par des formations d'olistostromes, où sont remaniés des éléments issus des plates-formes carbonatées viséennes (Bordonaro *et al.*, 1979; Beauchamp & Izard, 1987). Ces dépôts chaotiques sont particulièrement développés dans les Flyschs de Kharrouba à l'est des Jebilet. En revanche, les Jebilet centrales se distinguent par une plus grande abondance de l'activité magmatique, dont l'origine et les modalités de mode en place ont fait l'objet d'interprétations diverses. Il s'agirait d'un magmatisme bimodal associé à une activité magmatique pré-orogénique (Bordonaro *et al.*, 1979; Aarab, 1984, 1995, Jadid, 1989). Selon ces auteurs, les magmas acides sont co-génétiques des magmas basiques, et résultent de la différenciation d'une suite tholéitique d'affinité océanique dans un contexte distensif de type rift continental. L'analyse structurale de la mise en place de ces diverses intrusions est plutôt en faveur d'une mise en place synchrone de la déformation majeure (Essaifi *et al.*, 1995, 2001, 2004). Il s'agirait d'une suite tholéitique et calco-alcaline mise en place dans un contexte décrochant.

Les termes acides de ce plutonisme sont datés par la méthode U-Pb sur zircons à 330,5 (+0,68 - 0,83) Ma (Essaifi *et al.*, 2003).

### *Le bassin d'Azrou-Khénifra*

Le bassin d'A.K. est situé à l'est du Massif central (fig. 1c). On y distingue deux types de terrains dévoniens (Allary *et al.* 1976; Bouabdelli 1989); i) des séries autochtones de plate-forme interne ou externe puis, au Dévonien supérieur, des zones de talus à plusieurs indices d'instabilité; ii) des séries dévoniennes allochtones provenant de zones plus orientales, correspondant à d'épaisses accumulations de turbidites calcaires ou gréseuses. Le Viséen inférieur est représenté ici par des dépôts détritiques de plateforme subsidente (Bouabdelli, 1989). Le Viséen supérieur, largement transgressif à l'échelle de toute la Méseta marocaine, correspond à des dépocentres allongés selon une direction NE-SW et remplis par d'épaisses séries détritiques turbiditiques.

Le bassin d'A.K. dont la genèse puis le remplissage sont contemporains de mouvements compressifs hercyniens, est considéré comme un bassin d'avant pays (Bouabdelli & Piqué, 1996; Ben Abbou *et al.* 2001; Ben Abbou, 2001). Sa bordure orientale coïncide avec le front des chevauchements hercyniens de la Meseta orientale (Piqué, 1979; Piqué & Michard, 1981, 1989; Hoepffner, 1987; Bouabdelli, 1989, Hoepffner *et al.*, 2005).

Quelques coulées et filons de laves intermédiaires à basiques sont associés à ces dépôts. Leurs caractères géochimiques les rangent dans les séries transitionnelles à alcalines intraplaques (Kharbouch *et al.*, 1985). Dans les zones les plus orientales de ce bassin, des dépôts silico-clastiques attribués au Carbonifère terminal sont recoupés par des corps magmatiques basiques. La mise en place de ce magmatisme, déjà décrit par Agard *et al.*, (1958), est associée à un contexte de bassins compressifs d'avant-pays (N'tarmouchant *et al.*, 2002; Aït El Amiri, 1996; Roddaz *et al.*, 2002).

### **Analyse tectono-sédimentaire**

Les déformations intraviséennes enregistrées dans les deux domaines étudiés sont complexes, globalement comparables et s'expriment différemment selon les niveaux considérés, au niveau

du substratum des bassins, au niveau de leur marge orientale ou au sein des dépôts du Viséen supérieur.

### *Les Jebilet orientales*

Dans les J.O., la formation de Kharrouba est en grande partie composée d'une série de type flysch gréseux de plateforme littorale, localement turbiditique d'âge V3yb (Essemani, 1989; Beauchamp *et al.*, 1989). La base de la série de Kharrouba n'est pas connue et ses limites avec le substratum anté-Viséen sont considérées comme des contacts tectoniques (Huvelin, 1977) (fig. 2c).

Les Flyschs de Kharrouba sont affectés, antérieurement au raccourcissement synschisteux post-Viséen, par un plissement précoce synsédimentaire d'importance cartographique. Ceci explique la position en séries inverses observée dans un grand nombre de localités. Il s'agit de plis d'échelle et de géométrie variable qui présentent dans la plupart des cas des plans axiaux parallèles à la stratification. Leur style souple atteste d'une certaine plasticité des dépôts, encore peu indurés, lors de la déformation synsédimentaire. Celle-ci est par ailleurs accompagnée par le fonctionnement de plusieurs niveaux de décollements.

Ce contexte tectonique est aussi marqué par des failles sub-verticales d'échelle variable (centimétrique, métrique à cartographique) (fig. 2). Ces failles de direction N40° à N70° présentent souvent une composante normale associée à de forts mouvements transcurrents. Elles sont par ailleurs responsables du découpage du substratum anté-Viséen en blocs basculés à effondrements SE. Cette configuration est à l'origine de grandes variations d'épaisseurs des niveaux gréseux. Leurs miroirs sont souvent courbes à patine lustrée et à striations molles et onduleuses, ce qui atteste de leur fonctionnement au sein d'un matériel peu induré. Les niveaux gréseux sont en outre localement boudinés et/ou affectés de fentes d'extension perpendiculaires aux bancs gréseux.

Dans la région de Bou Marhara, ces failles synsédimentaires à composante normale s'enracinent dans le substratum anté-Viséen qu'elles découpent selon un réseau de failles de même direction avec une nette composante décrochante dextre. Le substratum lui-même est affecté par des fentes d'extension et par des filons de dimension et de remplissage variables (argiles d'âge silurien et dévonien,

argiles, laves et brèches volcaniques d'âge viséens, carbonates, quartz) (fig. 3).

Par ailleurs, dans les J.O., les dépôts viséens présentent fréquemment un aspect «chaotiques», notamment au niveau des bordures (fig. 2d), ou encore comme niveaux intercalés dans le flysch le long de couloirs désorganisés. Décrites aussi sous l'appellation de «Formations à blocs» (Huvelin, 1977; Bamoumen, 1988; Essemani, 1989; Beauchamp *et al.*, 1989), ces formations chaotiques sont considérées comme un olistostrome lié au remaniement des termes sommitaux du flysch lors de la mise en place des nappes gravitaires. Cette interprétation s'appuie notamment sur la mise en place de «blocs exotiques» d'âge ordovicien à carbonifère.

Notons qu'au long des zones bordières, au voisinage immédiat du substratum anté-Viséen, cette formation est constituée d'une matrice pour l'essentiel pélitique dans laquelle sont emballés: i) des blocs de nature et de taille variables, dont l'âge s'échelonne entre l'Ordovicien et le Viséen supérieur; ii) des bancs gréseux plus ou moins désorganisés, plissés, boudinés, voire même réduits à l'état de galets, et; iii) la mise en place de laves en coussins ou en filons.

Les blocs exotiques sont composés de: i) de grès, de grès micacé et de quartzites, de taille variable, vraisemblablement d'âge ordovicien; ii) de calcaire beige à tentaculites attribués au Dévonien; iii) de blocs métriques à décamétriques de flysch à petits bancs gréseux probablement d'âge dévonien et; iv) de calcaire bleu noir à gros crinoïdes, riche en microfaunes d'âge viséen supérieur.

Il convient cependant de distinguer les dépôts chaotiques riches en olistholites, spatialement liés aux zones bordières, et qui présentent les caractéristiques d'un olistostrome, des niveaux désorganisés intercalés par tout ailleurs dans les autres dépôts. Ces derniers sont généralement dépourvus de blocs exotiques et montrent plutôt les caractères de brèches tectoniques synsédimentaires interstratifiés, souvent associées au fonctionnement de niveaux de décollements.

Enfin, signalons que dans les J.O., des niveaux conglomératiques, identifiés pour la première fois à la limite nord de koudiat Guertita et au SE de Koudiat Bou-Marhara, sont localisés le long des bordures du bassin. Ils sont constitués de galets anguleux et mal triés originaires du soubassement (psammite de l'Ordovicien ou calcaire à tentaculites du Dévonien), mais aussi de calcaires à crinoïdes

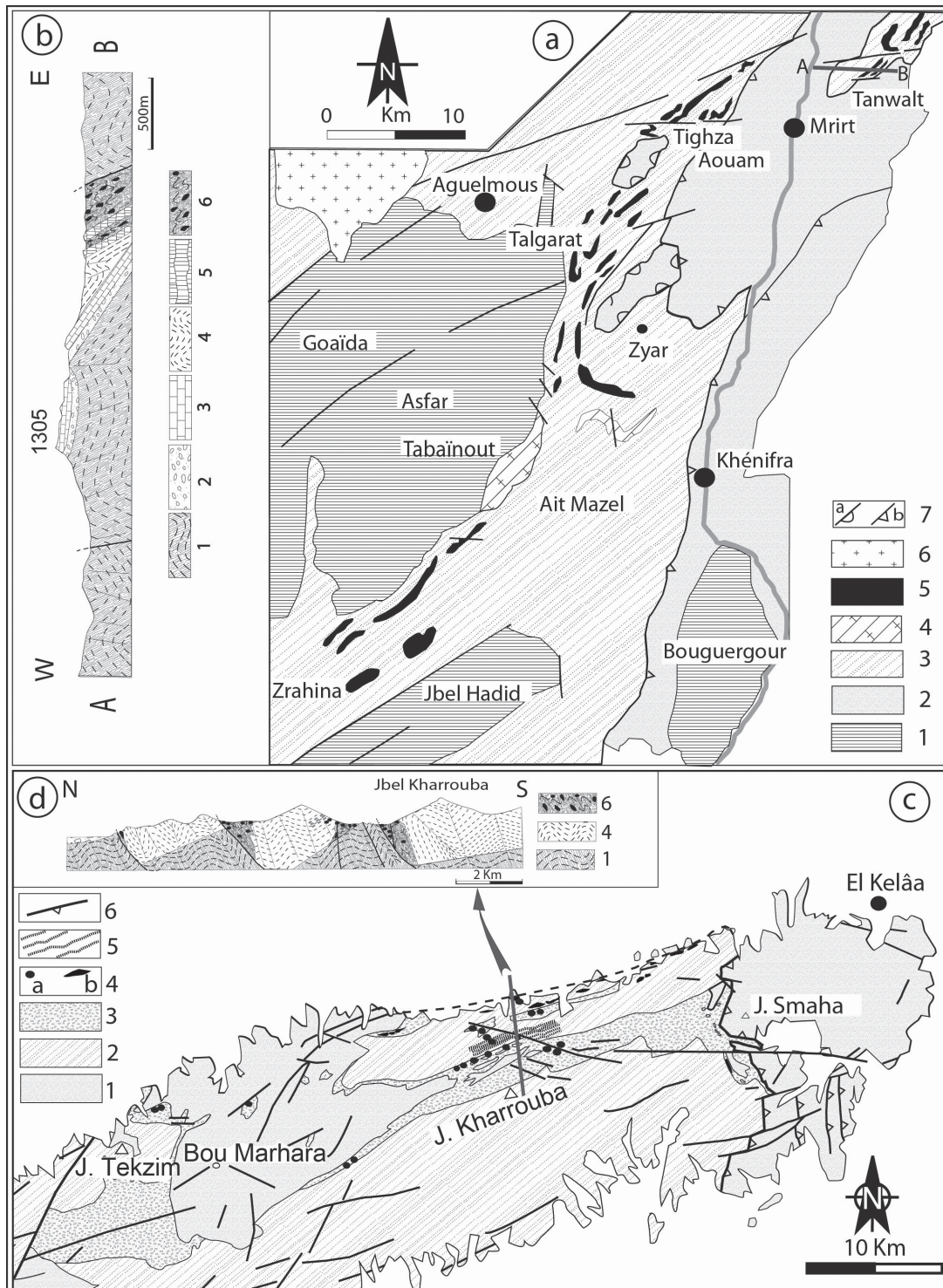


Fig. 2.—(a) carte géologique simplifiée de l'est du massif central, 1: socle cambro-ordovicien, 2: socle anté-carbonifère (Ordovicien-Dévonien), 3: dépôts silico-clastiques Viséen supérieur-Namurien, 4: calcaires Viséen supérieur, 5: sills et laves basiques, 6: granites, 7: a: contact de base des nappes synsédimentaires, b: chevauchements, (b) coupe géologique dans la série de Tanwalt, 1: psammites et schistes psammitiques Ordoviens, 2: conglomérats Tournaisien, 3: calcaire bioclastique Viséen, 4: flysch Viséen, 5: sills de Gabbro, 6: dépôts chaotiques Viséen supérieur, (c): carte géologique simplifiée des Jebilet orientales, 1: socle Anté-Carbonifère, 2: flysch de Kharrouba viséen supérieur, 3: dépôts chaotiques viséen supérieur, 4: laves basiques en coussins (a) et en filon (b), 5: dépôts pyroclastiques, 6: chevauchements et (d): coupe géologique dans la série de Kharrouba légende voir figure 2 b.

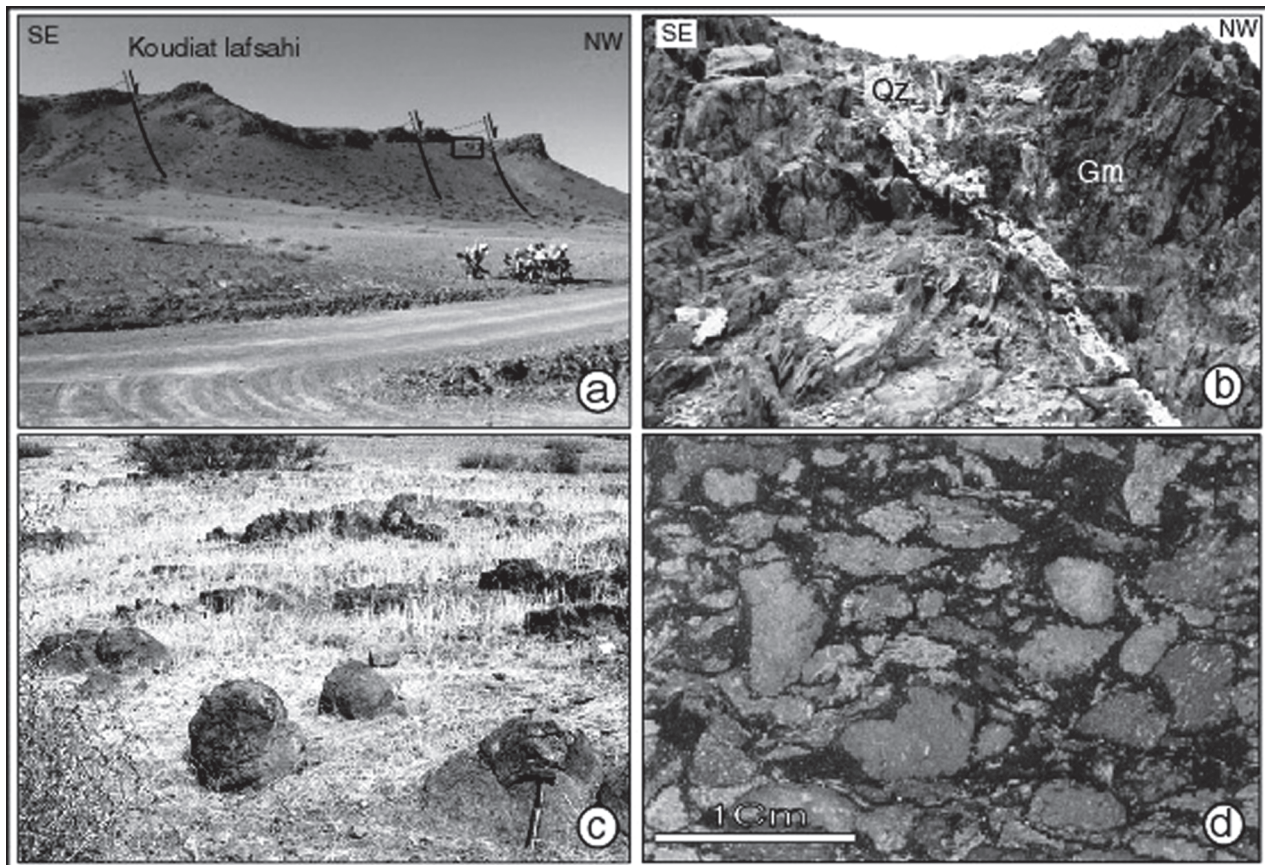


Fig. 3.—(a) Photographie de failles normales affectant la série ordovicienne de l'unité de Bou Marhara, encadré: localisation de la fig. 3b, (b) veine à remplissage de quartz (Qz), Gm: grès micacé ordovicien, (c) laves en coussins dans les dépôts chaotiques viséens du couloir d'eschchidmia et (d) aspect des brèches pyroclastiques.

datés du Viséen supérieur, cimentés par une matrice pélitique et souvent mêlés à des brèches volcaniques. Ces décharges conglomératiques correspondent à des dépôts de pentes au pied de reliefs issus de la tectonique active qui affecte ce domaine (fig. 3c).

### Le bassin d'Azrou-Khénifra

Dans le bassin d'A.K., les séries datées du Viséen supérieur correspondent à des dépôts silico-clastiques et carbonatés. Leur base est soulignée par les conglomérats attribués au Tournaisien et qui sont nettement discordants sur le substrat anté-Viséen. A l'inverse des J.O., les dépôts conglomératiques attribués au Viséen supérieur sont largement représentés dans le bassin d'A.K. (Piqué, 1979; Bouabdelli, 1989, Bouabdelli & Piqué, 1996;

Huvelin & Mamet, 1997). La formation de type flysch est localement très désorganisée et riche en olistolites, parfois de taille cartographique, que l'on peut assimiler à de véritables nappes (fig. 2a). Citons en particulier la formation de Tanwalt (fig. 2b), l'équivalent des Flyschs de Kharrouba des J.O., qui a été datée au Viséen supérieur - V3γb (Faik, 1988). Des dépôts chaotiques comparables à ceux des J.O. ont été décrits ici sous le terme de «wildflysch» (Piqué, 1979; 1994; Bouabdelli, 1989; Bouabdelli & Piqué, 1996).

Signalons qu'ici, la déformation intra-viséenne est plus complexe et manifestement plus intense. Le long de la bordure orientale, elle s'exprime notamment par des chevauchements imbriqués associés à un plissement synschisteux sub-méridien.

Le soubassement du bassin d'A.K., qui affleure le long des rides constituées de terrains anté-Viséens, est également affecté par des plis N-S

déversés vers l'ouest, voire couchés, avec une schistosité généralement sub-horizontale. Il est aussi découpé par des failles normales N40° à N70° contrôlant un basculement de blocs vers le NE.

Les dépôts silico-clastiques montrent des déformations synsédimentaires plus prononcées, dans la mesure où les processus de resédimentation et de glissements synsédimentaires y sont importants. Ils sont à l'origine d'une intense désorganisation et de la mise en place d'olistolites de taille et de nature variable, voire même de nappes synsédimentaires. Ces dépôts sont fréquemment affectés par des plis synsédimentaires et par de failles normales d'échelle variable globalement de direction N70° à N110°.

### **Pétrologie et géochimie du magmatisme viséen supérieur**

Les bassins du Viséen supérieur des J.O. et d'A.K. sont caractérisés par la mise en place d'une importante activité magmatique. Il s'agit de sills, de filons et de coulées interstratifiées qui sont spatialement liés aux limites entre les bassins et leur substratum. Ces corps magmatiques sont affectés postérieurement, tout comme leur encaissant, par les événements tectono-métamorphiques hercyniens post-Viséens. Ci-dessous, nous présentons la description pétrographique et la caractérisation géochimique de ces magmas.

#### *Pétrographie et minéralogie*

##### **Magmatisme des Jebilet orientales**

A l'inverse du magmatisme associé aux Schistes de Sarhlef dans les Jebilet centrales, le magmatisme des les J.O., certes nettement moins abondant, n'a fait objet d'aucune étude pétrographique ou géochimique. Nous y avons localisé plusieurs manifestations volcaniques et volcano-sédimentaires (fig. 2c). Il s'agit de roches basaltiques qui se présentent en pillow-lavas, en sills ou en encore en veines, jalonnant les divers plans de failles. Les coulées basaltiques présentent un aspect bréchique, caractéristique des hyaloclastites, formées de verre volcanique fragmenté, mêlé à des cendres et des sédiments qui témoignent d'une auto-bréchification sous aquatique. Les coulées basiques montrant des structures en coussins plus ou moins sphériques, de

0,2 à 1m de diamètre. Ces structures présentent un cortex vitreux oxydé très riche en vacuoles en bordure et une fissuration radiaire caractéristique des laves en coussins.

Les dépôts volcano-sédimentaires se présentent en une dizaine de niveaux de brèches pyroclastiques interstratifiées ne dépassant pas les deux mètres d'épaisseur. Leurs fragments volcaniques clairs et de taille centimétriques et des formes xénomorphes variées témoignent de leur caractère pyroclastique (fig. 2d).

Au microscope, les coulées basiques ont une composition basaltique à texture microlitique porphyrique formée de microlites de plagioclase albitisé et de pyroxène, souvent transformé en chlorite ainsi que de nombreux microcristaux d'ilménite. Les phénocristaux millimétriques sont des olivines complètement chloritisées et des pyroxènes en partie conservés. Les pyroxènes non transformés sont des augites qui montrent un enrichissement en fer vers la bordure (analyses à la microsonde électronique CAMEBAX de l'université de Brest, France).

Les fragments pyroclastiques, de compositions minéralogiques peu variées, sont de nature trachytique ou trachybasaltique. Les textures sont de type hyalines microlithique ou microlithique fluidale. Les phénocristaux de plagioclase forment la majorité des fragments. Ils sont associés à des oxydes de fer et quelques cristaux corrodés de sanidine qui présentent parfois des textures de cumulats.

##### **Magmatisme d'Azrou-Khénifra**

Dans la série de Tanwalt (NE de Mrirt), des gabbros et de dolérites forment des filons et des sills intrusifs aussi bien dans la formation chaotique que dans le substratum anté-Viséen. Ils présentent une direction moyenne N40° et une épaisseur variable de 3 à 10m. Les dolérites associées, en filons ou en veines, n'ont pas fait l'objet d'étude dans ce travail vu leur altération très prononcée. Les sills de gabbros sont plissés et au voisinage immédiat de leurs épontes, le matériel encaissant montre des transformations métamorphiques en cornéennes tachetées. Les gabbros ont, en général, une texture grenue ophitique, et se composent de plagioclase, de clinopyroxène (diopside) et accessoirement d'oxydes ferro-titanés. Les intrusions les plus épaisses montrent une nette évolution minéralogique et texturale des bordures vers le centre. La texture fine en bordure devient grenue



au centre avec individualisation de poches à texture pegmatitique.

Minéralogiquement, les faciès de bordures à plagioclase et diopside évoluent progressivement en ferro-gabbros avec un enrichissement notable en amphibole brune, en oxydes ferro-titanés et en biotite. Le diopside et le plagioclase montrent parfois des transformations respectivement en calcite, chlorite et calcite, épidote.

### Affinité magmatique et contexte géodynamique

Des études chimiques préliminaires ont été effectuées sur sept échantillons représentatifs des roches magmatiques et volcano-sédimentaires des deux sites étudiés. Les analyses sont obtenues conformément aux normes internationales par spectrométrie à émission plasma atomique (ICP-AES). Les tech-

niques analytiques sont décrites en détail par Cotten *et al.*, (1995). Les analyses chimiques en éléments majeurs, éléments traces et terres rares correspondants aux échantillons analysés sont reportés dans le tableau 1.

Les roches basiques des J.O. sont des basaltes qui montrent des teneurs en fer et en titanes de l'ordre de 10,5 et 2 %. Les teneurs respectives en MgO et Na<sub>2</sub>O sont de 6,5% et 3,85%. Les trachytes se distinguent par leurs faibles compositions en TiO<sub>2</sub> (0,42%), en MgO (0,12%) et valeurs plus élevées en SiO<sub>2</sub>, CaO et Na<sub>2</sub>O (56,7%, 8% et 9,5%). Les teneurs élevées en CaO et Na<sub>2</sub>O attestent leur richesse en plagioclases.

Les roches basiques du bassin d'A.K. montrent une plus grande diversité de faciès évoluant progressivement par différenciation entre des gabbros en bordure vers des ferro-gabbros au centre. Elles montrent des compositions en Titane de l'ordre de

Tableau 1.—Analyses chimiques sélectionnées des gabbros de Tanwalt et des laves des Jebilet orientales réalisées à l'université de Bretagne occidentale (Brest, France) par la méthode ICP-AES (Cotten *et al.* 1995)

N° Ech	Gabbro et ferro-gabbro de Tanwalt MC					Basalte et trachyte des JO	
	Gs2a/b	Gs2e	Gs2d	Gs1a/b	Gs1c	Jb1	Jp2
SiO <sub>2</sub>	44,20	41,00	42,00	43,20	49,70	50,00	56,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,70	14,90	13,10	15,10	16,30	14,60	15,95
TiO <sub>2</sub>	2,35	2,68	3,40	2,70	1,64	2,05	0,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,45	13,37	14,20	12,52	8,45	10,45	2,08
MnO	0,14	0,16	0,14	0,16	0,13	0,15	0,09
MgO	6,90	6,20	8,05	4,90	2,56	6,40	0,12
CaO	6,11	9,15	10,55	7,36	6,08	5,13	7,95
Na <sub>2</sub> O	3,92	3,06	1,82	4,39	6,32	3,85	9,5
K <sub>2</sub> O	0,27	1,08	1,06	0,31	0,61	1,12	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,31	0,29	0,48	0,66	0,41	0,37
P.F.	10,05	7,37	4,90	8,18	7,36	5,06	6,63
TOTAL	99,50	99,28	99,51	99,30	99,81	99,22	99,87
Rb	6	18,5	16	11,5	14	4,5	2
Sr	635	600	700	685	510	285	405
Ba	565	2.500	1.700	915	338	368	38
Sc	26	34,5	18,5	14,5	3,5	17,5	4,8
V	276	550	364	324	92	182	5
Cr	265	59	4	8	0	132	1
Co	39	59	51	39	20	35	1
Ni	89	108	44	37	3	125	2
Y	17	14,5	13,6	18	20	24	41,5
Zr	146	124	123	145	212	139	330
Nb	40	29,5	30,5	43,5	67	33	8,5
La	25	18,5	19,7	27	35	24	24,5
Ce	49	37	39	55	73	48	62
Nd	26	22	21	28,5	32	26	40
Eu	1,82	1,72	1,48	1,92	1,93	1,85	2,42
Dy	3,5	3,1	2,85	3,7	4	4,7	6,6
Er	1,7	1,4	1,35	1,6	1,9	2,2	4,6
Yb	1,11	0,97	0,93	1,14	1,45	1,7	4,8

2,5%. Celles du fer s'étalent entre 13% dans les gabbros de bordures et 16% dans les ferro-gabbros différenciés. Les concentrations en MgO passent de 7% dans les gabbros isotropes à 2,5% dans les ferro-gabbros. Les teneurs de Na<sub>2</sub>O augmentent de 3% dans les gabbros à 6% dans les ferro-gabbros. La composition en K<sub>2</sub>O reste faible (inférieure à 1%).

On retient de cette première comparaison que l'ensemble des roches des deux sites se caractérisent par des teneurs relativement élevées en alcalins et en titane. Il faut aussi souligner que les roches étudiées montrent globalement des transformations secondaires assez prononcées attestées par des valeurs de la perte au feu anormalement élevées. Pour caractériser celles-ci, nous avons fait appel à la géochimie des éléments en traces, en particulier les éléments incompatibles (Zr, Y, Nb, Zr) et les terres rares qui sont réputés peu mobiles au cours des phénomènes d'altérations hydrothermales et métamorphiques (Winchester & Floyd, 1976; 1977). Ces éléments sont également utilisés pour cerner les processus de différenciation et de contamination.

Concernant les roches du bassin d'A.K., les teneurs en Y passent progressivement de 14 ppm dans les gabbros de bordures à 20 ppm dans les ferro-gabbros. Les valeurs du Nb évoluent de 30 ppm dans les gabbros à 67 ppm dans les ferro-gabbros, alors que celles de Zr varient respectivement de 123 à 212 ppm.

Les basaltes du bassin des J.O. montrent des teneurs respectives en Y, Nb et Zr de l'ordre de 24, 33 et 139 ppm. Les trachytes sont relativement enrichis en Y (41,5 ppm) et Zr (330 ppm). Leurs teneurs en Nb chutent à 8,5 ppm.

Les rapports Zr/Y et Nb/Y de l'ordre de 9 et 2,5 dans les gabbros d'A.K., et sont relativement plus faibles (5,8 et 1,4) dans les basaltes des J.O. Ces rapports élevés sont comparables à ceux des basaltes anorogéniques intraplaques. Les valeurs de Y/Nb de l'ordre de 0,65 dans les gabbros du bassin d'A.K. et de 0,9 dans les basaltes des J.O. attestent un caractère alcalin.

Les rapports La/Nb (0,5 à 0,73) et Y/Nb (0,63 à 0,92) suggèrent une contamination magmatique très faible, voire absente, suite à une montée rapide du magma dans un environnement de croûte amincie (Abdel-Rahman, 2002).

L'affinité magmatique et les relations génétiques entre les roches de chacun des sites ont été approchées par l'étude des spectres des terres rares et à

l'aide de diagrammes multi-éléments normalisés au manteau supérieur et aux MORB.

Les roches des J.O. sont enrichies en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Les profils normalisés aux chondrites sont parallèles et inclinés. Cette allure leur confère une affinité magmatique alcaline et une origine co-magmatique par cristallisation fractionnée. De même, les gabbros du site d'A.K. ont des profils inclinés et parallèles, ce qui atteste de leur affinité alcaline et d'une origine commune par cristallisation fractionnée (fig. 4a). Les profils des terres rares des deux sites sont analogues à ceux des basaltes alcalins intraplaques (Sun & McDonough, 1989). Ils se distinguent nettement de ceux des magmas tholéïtiques en générale et des dolérites tholéïtiques des Jebilet centrales en particulier (Aarab, 1995).

Les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau supérieur montrent que les roches des J.O. et celles d'A.K. ont des affinités similaires qui les apparentent aux roches alcalines (fig. 4b). La superposition des profils confirme l'existence de liens génétiques entre les roches de chacun des sites par différenciation. Les spectres de normalisation par rapport aux MORB les différencient des basaltes orogéniques (absence d'anomalie négative en Nb), en particulier des tholéïtes d'arc et des basaltes calcoalcalins (Dupuy & Dostal, 1984; Pearce *et al.*, 1984). En revanche, ils ont des similitudes avec les basales alcalins anorogéniques (Lemarchand *et al.*, 1987) et se distinguent bien des tholéïtes types N-MORB et E-MORB (Bougault *et al.*, 1979; Wood *et al.*, 1979).

Il faut cependant noter que si la géochimie des roches totale certifie un net caractère alcalin pour les deux sites, il n'en est pas de même pour celle des clinopyroxènes. En effet, sur les diagrammes de Mollard *et al.*, (1983) et Letterier *et al.*, (1982), les clinopyroxènes des roches des deux sites ont des caractères de basaltes anorogéniques. Les clinopyroxènes des basaltes des J.O. occupent les champs des clinopyroxènes originaires de magmas tholéïtiques océaniques des zones en distension. En revanche, sur les mêmes diagrammes, les clinopyroxènes des gabbros d'A.K. affichent une affinité nettement alcaline anorogénique (fig. 4c).

Les roches des J.O. qui montrent à la fois une signature alcaline à tholéïtique peuvent être rattachées aux basaltes des séries alcalines transitionnelles.

Sur le plan géodynamique, on peut retenir que, les roches des deux sites se placent dans le champ

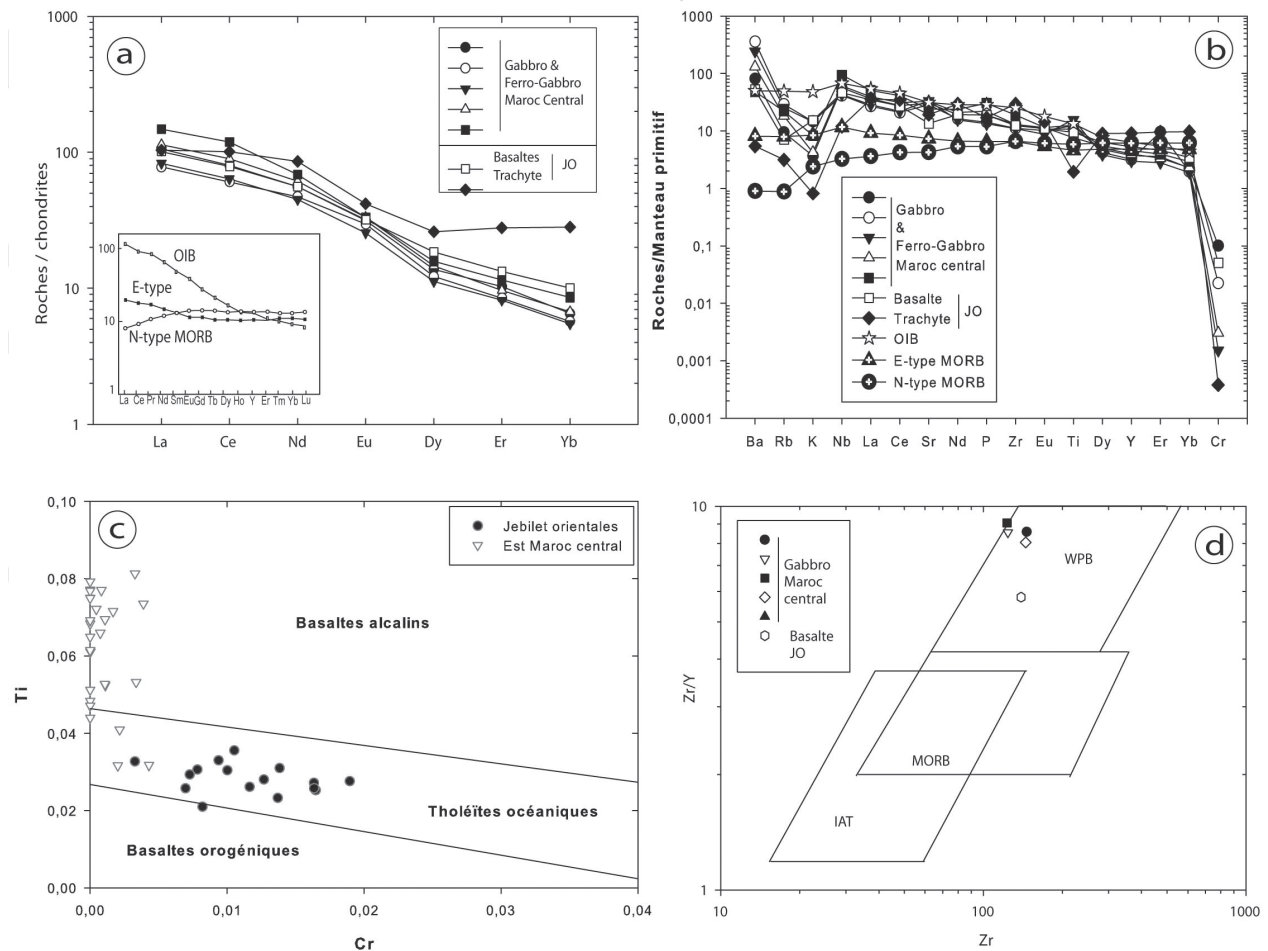


Fig. 4.—(a) spectres de terres rares normalisés aux chondrites  $C1$  des gabbros de Tanwalt et des laves des Jebilet orientales; (b) spectres normalisés des gabbros de Tanwalt et des laves des Jebilet orientales. L'arrangement des éléments et leur normalisation au manteau primitif adoptés sont ceux de Sun & McDonough (1989), (c) affinités magmatiques selon la composition chimique des clinopyroxènes, d'après (Mollard *et al.* 1983) et (d) diagramme Zr/Y-Zr de Pearce & Norry (1979), IAB: Island Arc Tholeïte, MORB: Mid-Ocean Ridge Basalt, WPB: Within Plate Basalt.

des basaltes intraplaques d'après les teneurs en Zr et en Zr/Y selon le diagramme de Pearce & Cann (1973), Pearce & Norry (1979) (fig. 4d).

## Discussion et conclusions

Les résultats présentés dans le cadre de ce travail montrent que les bassins du Viséen supérieur des J.O. et d'A.K. présentent, de part leurs positions similaires le long des domaines orientaux de la Meseta occidentale du Maroc, de grandes similitudes de leurs évolutions tectono-sédimentaire et magmatique. Dans les deux cas, la sédimentation s'opère dans un contexte tectono-magmatique comparable.

A l'échelle de la Meseta marocaine, la transgression viséenne a envahi un domaine où subsistent des reliefs préfigurés de terrains dévonien à ordovicien et dépose, dans un premier temps, des sédiments tournaisiens, notamment dans le bassin d'A.K., puis des dépôts du Viséen supérieur, discordants sur le substratum anté-Viséen (Huvelin, 1973; Bouabdelli, 1989; Huvelin & Mamet, 1997). Cette discordance générale, bien documentée dans le bassin d'A.K., est aussi mise en évidence dans les J.O. (Huvelin, 1977; Bamoumen, travaux en cours).

Dans les bassins viséens, les dépôts chaotiques sont très répandus et constituent les marqueurs d'une importante activité tectonique synsédimentaire. Ce sont, soit des dépôts riches en olistholites,

spatialement liés aux limites avec le substratum, soit des niveaux désorganisés interstratifiés de brèches tectoniques synsédimentaires (ou pseudo-conglomérats), souvent associés à des niveaux de décollements.

Le soubassement des bassins est également affecté par des failles normales à composante transcurrente, d'échelle variable, cartographique à méso-scopique, responsables de son découpage en blocs basculés et effondrés. Cette disposition engendre de grandes variations d'épaisseurs et de faciès dans les dépôts viséens, et une importante instabilité sédimentaire (slumps, plis synsédimentaires,...). Cette déformation affecte des matériaux encore peu indurés et s'accompagne de grands niveaux de décollements qui contrôlent la mise en place d'olistholites et de nappes gravitaires.

L'étude cartographique des corps magmatiques mis en place dans les deux bassins montre que ce volcanisme est acheminé le long d'accidents bordiers. La présence de niveaux de pyroclastites et d'hyaloclastites témoigne d'une activité volcanique explosive sous aquatique, contemporaine des dépôts chaotiques du Viséen supérieur. Ce lien spatial et temporel caractérise d'autres régions de la Meseta occidentale et orientale (Kharbouch *et al.*, 1985; Piqué *et al.*, 1993) et centrale (Aït El amiri, 1996; N'tarmouchant *et al.*, 2002 et Roddaz *et al.*, 2002), où des coulées volcaniques de même type sont associées à des dépôts de même nature.

Le magmatisme associé aux deux bassins, présente des caractères pétrologiques et géochimiques comparables. Il s'agit d'un magmatisme à affinités géochimique alcalines dans un contexte anorogéniques intraplaques, avec une tendance transitionnelle pour les magmas des J.O. Ce magmatisme serait mis en places dans des bassins en ouverture peu évolués. Un tel contexte est en accord avec l'environnement tectono-sédimentaire décrit ici pour les deux bassins.

Les légères différences d'affinité géochimique rapportées ici sont à mettre en relation avec les taux différentiel de la fusion du manteau et avec le degré d'évolution des bassins. Selon ce point de vue, nous considérons le bassin des J.O. est relativement plus évolué que celui d'A.K.

Dans la région de M'rtit, N'tarmouchent *et al.* (2002), a distingué deux ensembles magmatiques dans deux formations qui se succèdent dans le temps: la formation de Tanwalt datée V3b (Viséen supérieur) et la formation de Talgarat d'âge V3c-Namurien. Le premier ensemble, comparable à

celui qui fait l'objet de cette étude, est composé de roches basiques à affinité alcaline à transitionnelle, alors que le second présente un caractère calco-alcalin. Plus à l'ouest, au sein les dépôts turbitiques d'âge namurien du bassin de Fourhal, Roddaz *et al.*, (2002) ont décrit un cortège de roches basiques englobant des laves en pillow, des sills de gabbros et de dolérites à caractères calco-alcalins des zones de subduction. Ces auteurs associent le bassin de Fourhal et la mise en place de ses corps magmatique à un bassin d'avant pays marqué par la propagation de séquences de chevauchements vers le NW. Le débat reste toujours d'actualité sur l'implication d'une hypothétique zone de subduction qui, bien qu'appuyée par les données géochimiques (Roddaz *et al.*, 2002; Roddaz *et al.*, 2006), reste peu contraintes par les données de terrain (Hoepffner *et al.*, 2005; Hoepffner *et al.*, 2006).

Dans le Massif des Jebilet, plusieurs contrastes lithologiques et magmatiques caractérisent les Flyschs des J.O. des Schistes de Sarhlef plus à l'ouest. Dans ces derniers, l'activité magmatique bimodale, dont la signification pétrogénitique reste controversées (Aarab, 1995, Essaifi *et al.*, 2006; El Harti *et al.*, 2004), montre une nette abondance et une grande évolution magmatique, comparée à celle que nous avons relevé dans les J.O. Ceci est en faveur d'un taux d'ouverture plus évolué du bassin de Sarhlef. En l'absence de datations précises, nous considérons le bassin de Sarhlef comme relativement plus jeune que celui des J.O. et serait probablement, au moins pour ses termes sommitaux, d'âge Namurien.

Ainsi, selon les différents critères géologiques énumérés ci-dessus, nous proposons le schéma corrélatif entre les deux bassins mesetiens (fig. 5). Aux domaines orientaux plus déformés de la Meseta orientale (Hoepffner, 1987; Piqué, 1994; Hoepffner, *et al.*, 2005), nous rattachons le domaine des Dzouz, à l'est des J.O., bien que ce dernier soit moins métamorphique. Le prolongement sud-ouest de la bordure ouest de la Meseta orientale devrait inclure l'extrême est des J.O.

Au Viséen supérieur, les stades précoces synsédimentaires de l'activité magmatique s'expriment au voisinage des marges est des bassins d'A.K. et des J.O. Cette activité, pour l'essentiel basique, à affinité alcaline transitionnelle, est contemporaine de l'individualisation puis du comblement de ces bassins. Cette évolution est contrôlée par une cinématique décro-chevauchante des accidents bordiers. Au Viséen supérieur-Namurien, les dépo-

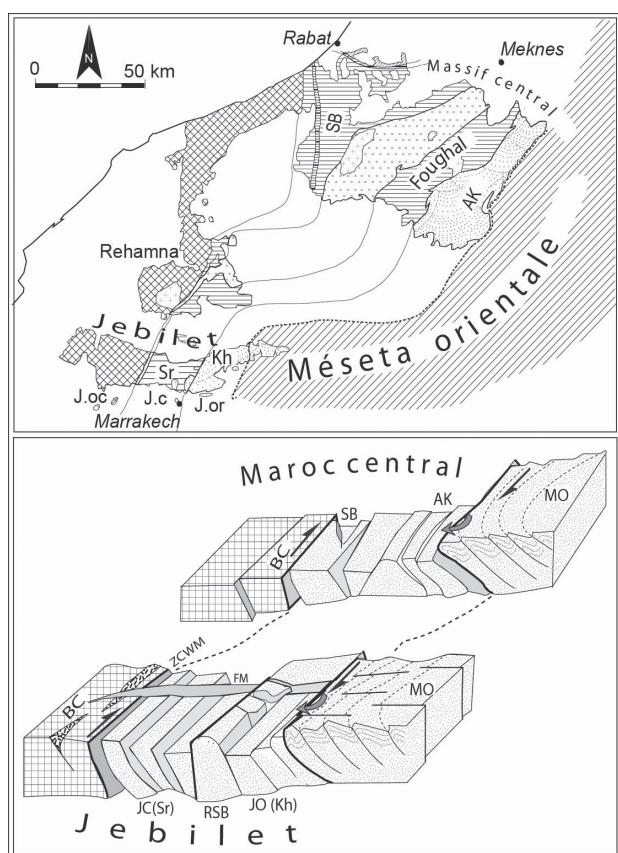


Fig. 5.—Corrélation et modélisation géodynamique de l'initiation des bassins viséens du Maroc central et des Jebilet, légende: voir fig. 1, Kh: bassin de Kharrouba, Sr: bassin du Sarhlef; BC: bloc côtier; ZCWM: zone de cisaillement ouest mesetien, FM: faille de Mesret, RSB: ride de Sidi Bou-Othmane, MO: Meseta orientale.

auraient migrés vers l'ouest, vers les bassins du Foughal et de Sidi Bettache dans le Maroc central et vraisemblablement celui du Sarhlef dans les Jebilet. Parallèlement, la composition chimique du magmatisme associé évolue vers des termes basiques, intermédiaires et acides. La composante calco-alcaline signalée dans ces domaines serait plus tardive et pourrait être associée aux ultimes stades de la fermeture de ces bassins.

#### REMERCIEMENTS

Le présent travail a bénéficié des moyens de la coopération franco-marocaine (A.I. Brest-Marrakech 162/STU/98) sous la direction d'Alain Piqué qui est vivement remercié. Nous remercions également Jean-Paul Liégeois pour ses remarques et critiques constructives.

#### Références

- Aarab, El E.M. (1984). *Mise en évidence du caractère co-génétique des roches magmatiques basiques et acides dans la série volcano-sédimentaire de Sarhlef (Jebilet, Maroc Hercynien)*. Thèse 3ème cycle, Université Nancy I, France, 145 pp.
- Aarab, El E.M. (1995). *Genèse et différenciation d'un magma tholéitique en domaine extensif intracontinental: Exemple du magmatisme pré-orogénique des Jebilet (Maroc hercynien)*. Thèse ès Sciences, Université Cadi Ayad, Marrakech, 253 pp.
- Aarab, El E.M. & Beauchamp, J. (1987). Le magmatisme carbonifère pré-orogénique des Jebilet centrales (Maroc). Précisions pétrographiques et sédimentologiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, Série II, 304: 109-114.
- Abdel-Rahman, A.M. (2002). Mesozoic volcanism in middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related basalts from central Lebanon. *Geological Magazine*, 139: 612-640. doi:10.1017/S0016756802006829
- Agard, J.; Balcon, J. & Mori, Ph. (1958). Etude géologique et métallogénique de la région minéralisée de l'Aouam (Maroc Central). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 125: 15-18.
- Aït El Amiri, A. (1996). *Le complexe magmatique de Zaer (Maroc Central Oriental): cartographie, pétrographie, géochimie et signification géodynamique*. Thèse 3ème cycle, Université Mohamed V, Rabat, 187 pp.
- Allary, A.; Lavenu, A. & Ribeyrolles, M. (1976). Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 261: 1-169.
- Bamoumen, H. (1988). *Géométrie et cinématique de la déformation dans les nappes des Jebilet centre-orientales, Maroc*. Thèse 3ème cycle, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 189 pp.
- Beauchamp, J. & Izart, A. (1987). Early Carboniferous basins of the Atlas-Meseta domain (Morocco): sedimentary model and geodynamic evolution. *Geology*, 15: 787-800. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<797:ECBOTA>2.0.CO;2
- Beauchamp, J.; Essemani, M. & Nouidar, M. (1989). Mouvements gravitaires et remplissage d'un bassin marin: Le Viséen supérieur des Jebilet (Maroc). *Sciences Géologiques, Mémoires*, 83: 57-76.
- Ben Abbou, M.; Soula J.C.; Brusset, S.; Roddaz, M.; N'tarmouchant, A.; Driouch, Y.; Christophoul, F.; Bouabdelli, M.; Majeste-Menjoulas, C.; Beziat, D.; Debat, P. & Deramond, J. (2001). Contrôle tectonique de la sédimentation dans le système de bassin d'avant-pays de la Meseta marocaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 332: 703-709.
- Berkhli, M.; Vachard, D.; Paicheler, J.C.; Tahiri, A.; Saidi, M. (2000). Le Carbonifère inférieur de la région d'Agourai (Nord du Maroc central): faciès, biostratigraphie et paléogéographie. *Revue Géologie Méditerranéenne*, 27: 71-79.

- Bouabdelli, M. (1989). *Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique: le sillon d'Azrou-Khénifra (Est du massif Hercynien central du Maroc)*. Thèse ès Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 262 pp.
- Bouabdelli, M. & Piqué, A. (1996). Du bassin sur décrochement au bassin d'avant-pays: Dynamique du bassin d'Azrou-Khénifra (Maroc Hercynien Central). *Journal of African Earth Sciences*, 23: 213-223. doi:10.1016/S0899-5362(96)00063-2
- Bordonaro, M.; Gailliet, J.L. & Michard, A. (1979). Le géosynclinal carbonifère sud mésetien dans les Jebilet (Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 288: 1371-1374.
- Bougault H.; Treuil M. & Joron J.L. (1979) Trace Elements in Basalts from 23°N and 36°N in the Atlantic Ocean: Fractional Crystallization, Partial Melting, and Heterogeneity of the Upper Mantle. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 45: 493-506. doi:10.2973/dsdp.proc.45.122.1979
- Cotten, J.; Le Dez, A.; Bau, M.; Caroff, M.; Maury, R.C.; Dulski, P.; Fourcade, S.; Bohn, M. & Brousse, R. (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119: 115-138. doi:10.1016/0009-2541(94)00102-E
- Dupuy, C. & Dostal, J. (1984). Trace elements of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 67: 61-69. doi:10.1016/0012-821X(84)90038-4
- El Harti, A.; Bannari, A.; El Bachaoui, E.; Aarab, E.; Girouard, G. & El Ghmari, A. (2004). Synergie entre la télédétection multispectrale et les données de terrain pour la conception d'un nouveau modèle géodynamique d'ouverture du bassin paléozoïque des Jebilet centrales (Maroc). *Comptes Rendus Géoscience*, 336: 1311-1320. doi:10.1016/j.crte.2004.07.003
- El Hassani, A.; Huon, S.; Hoepffner, C.; Whitechurch, H. & Piqué, A. (1991). Une déformation d'âge ordovicien moyen dans la zone des Sehoul (Meseta marocaine septentrionale). Regard sur les segments «calédoniens» au NW de l'Afrique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312: 1027-1032.
- Essaifi, A.; Capdevila, R. & Lagarde, J.L. (1995). Transformation de leucogabbros en chloritoschistes sous l'effet de l'altération hydrothermale et de la déformation dans l'intrusion de Kettara (Jebilet, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 333: 381-388.
- Essaifi, A.; Lagarde, J.L. & Capdevilla, R. (2001). Deformation and displacement from shear zone patterns in the Variscan upper crust (Jebilet, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 32: 335-350. doi:10.1016/S0899-5362(01)90101-0
- Essaifi, A.; Potrel, A.; Capdevila, R. & Lagarde, J. L. (2003). Datation U-Pb: âge de mise en place du magmatisme bimodal des Jebilet centrales (Chaîne varisque, Maroc). Implications géodynamiques. *Comptes Rendus Géoscience*, 335: 193-203. doi:10.1016/S1631-0713(03)00030-0
- Essaifi, A.; Capdevila, R. & Lagarde, J. L. (2004). Metasomatic trondhjemites and tonalites: exemples in Central Jebilet (Hercynian, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 39: 369-374. doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.07.031
- Essaifi, A.; Lagarde, J. L. & Capdevila, R. (2006). Commentaire à la note intitulée Synergie entre la télédétection multispectrale et les données de terrain pour la conception d'un nouveau modèle géodynamique d'ouverture du bassin paléozoïque des Jebilet centrales (Maroc), de A. El Harti *et al.* [C. R. Geoscience 336 (2004) 1311-1320] *Comptes Rendus Geoscience*, 338: 386-388. doi:10.1016/j.crte.2006.03.005
- Essemani, M. (1989). *Etude sédimentologique de la série carbonifère des Jebilet orientales (Maroc)*. Thèse 3ème cycle, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 121 pp.
- Faik, F., (1988). *Le paléozoïque de la région de M'irt (Est du Maroc Central)*. *Evolution stratigraphique et structurale*. Thèse de 3ème cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 233 pp.
- Hoepffner, C. (1987). *La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc*. Thèse ès Science, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 276 pp.
- Hoepffner, C.; Soulaïmani, A. & Piqué, A. (2005). The Moroccan hercynides. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 144-165. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.09.002
- Hoepffner, C.; Soulaïmani, A. & Piqué, A. (2006). Reply to the Comment on «The Moroccan Hercynides» by Roddaz M.; Soula J.C.; Benabbou M.; Brusset S.; Debat P.; Ntarmouchant A.; Driouch Y.; & Béziat D. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 144-165. doi:10.1016/j.jafrearsci.2006.04.002
- Hollard, H.; Huvelin, P. & Mamet, B. (1977). Stratigraphie du Viséen supérieur et âge de la mise en place de la nappe des Jebilet orientales, *Notes du Service Géologique du Maroc*, 37: 7-22.
- Houari, M.R. & Hoepffner, C. (2003). Late Carboniferous dextral wrench-dominated transpression along the North African craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 37: 11- 24. doi:10.1016/S0899-5362(03)00085-X
- Huon, S.; Piqué, A. & Clauer, N. (1987). Etude de l'orogénèse hercynienne au Maroc par la datation K-Ar de l'évolution métamorphique des schistes ardoisiers. *Sciences Géologiques. Bulletin*, 40: 273-284.
- Huvelin, P. (1973). Carte géologique et des minéralisations des Jebilet centrales à 1/100000. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 232.
- Huvelin, P. (1977). Etude géologique et pétrologique du Massif hercynien des Jebilet (Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 232b, 307 pp.
- Huvelin, P. & Mamet, B. (1997). Transgressions, faulting and redeposition phenomenon during the Viséan in the Khenifra area, western Moroccan Meseta. *Journal of African Earth Sciences*, 25: 383-388. doi:10.1016/S0899-5362(97)00111-5
- Izart, A.; Tahiri, A.; El Boursoumi, A.; Vachard, D.; Saidi, M.; Chèvremont, P. & Berkhlhi, M. (2001). Nouvelles données biostratigraphiques et sédimentologiques des formations carbonifères de la région de Bouqachmir (Maroc central). Implications sur la paléo-

- géographie des bassins carbonifères nord-mésétiens, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 332: 169-175.
- Jadid, M. (1989). *Etudes des processus de différenciation des roches magmatiques pré-orogéniques des Jebilet centrales sur l'exemple du massif stratiforme de Koudiat Kettara (Maroc Hercynien)*. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université Cadi Ayyad, 215 pp.
- Jenny, J. & Le Marrec, A. (1980). Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït Tamlil (Haut Atlas central, Maroc). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 73: 681-696.
- Jenny, J.; Izart, A. & Lesage, J.L. (1989). La boutonnière d'Aït Tamelil, évolution tectono-sédimentaire durant le Viséen et structuration du segment hercynien du Haut Atlas central (Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 335: 239-250.
- Kharbouch, F.; Juteau, T.; Treuil, M.; Joron, J.L.; Piqué, A. & Hoepffner, C. (1985). Le volcanisme dinantien de la Meseta marocaine nord-occidentale et orientale. Caractères pétro-graphiques et géochimiques et implications géodynamiques. *Sciences Géologiques. Bulletin*, 38: 155-163.
- Lagarde, J.L. (1989). *Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation crustale. L'exemple de la Meseta*. Thèse d'Etat es Sci. Université de Rennes, France, 371 pp.
- Lagarde, J.L. & Choukroune, P. (1982) Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24: 299-307.
- Lagarde, J.L.; Aït Omar, S. & Roddaz, B. (1990). Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *Journal of Structural Geology*, 12: 805-821. doi:10.1016/0191-8141(90)90056-5
- Le Corre, Cl. & Bouloton J. (1987). Un modèle de «structures en fleur» associant décrochement et convergence: Les Jebilet centro-occidentales (Maroc hercynien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 304, série II: 751-755.
- Le Corre, Cl. & Saquaque, A. (1987). Comportement d'un système pluton-encaissant dans un champ de déformation régional: le granite de Bramram (Jebilet, Maroc hercynien). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3: 665-673.
- Lemarchand, F.; Villemant, B. & Calas, G. (1987). Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 1071-1081. doi:10.1016/0016-7037(87)90201-8
- Matte, P. (1986). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 9-24.
- Michard, A. (1976). Eléments de géologie marocaine, *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 252: 408 pp.
- Michard, A.; Yazidi, A.; Benziane, F.; Hollard, H. & Willefert, S. (1982). Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Saharan margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology*, 10: 253-256. doi:10.1130/0091-7613(1982)10<253:FTAOOT>2.0.CO;2
- Missenard, Y.; Taki, Z.; Frizon de Lamotte, D.; Benammi, M.; Hafid, M.; Leturmy, P.; Sébrier, M. (2007). Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): The role of heritage and mechanical stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, 48: 247-266. doi:10.1016/j.jafrearsci.2007.03.007
- Mollard, J.P.; Maury, R.C.; Letterier, J. & Bourjois, J. (1983). Teneurs en chrome et titane des clinopyroxènes calciques des basaltes; application à l'identification des affinités magmatiques de roches paléo-volcaniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 296: 903-908.
- N'tarmouchant, A.; Ribeiro, M.L.; Dahire, M.; Ben Abbou, M.; Driouch, Y.; Boushaba, A.; Moreira, M.E. & Ramos, J.M.F. (2002). Le magmatisme terminal de la chaîne hercynienne: signification géodynamique d'une association magmatique identifiée dans le carbonifère terminal du Massif hercynien Central Marocain. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89: 239-248.
- Pearce, J.A. & Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks investigated using traces element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300. doi:10.1016/0012-821X(73)90129-5
- Pearce, J.A. & Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 32: 33-47. doi:10.1007/BF00375192
- Pearce, J.A. Lippard, S.J.; & Roberts, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone (SSZ) ophiolites. In: *Marginal basin geology; volcanic and associated sedimentary tectonic processes in modern and ancient marginal basins* (Kokelaar, B.P. & Howells, M.F., eds.). Geological Society of London, Special Publication, 16: 77-94.
- Piqué, A. (1979). Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: La Meseta marocaine Nord-occidentale. *Sciences Géologiques. Mémoires*, 56: 243 pp.
- Piqué, A. (1994). *Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale*. Editions PUMAG, Marrakech, 284 pp.
- Piqué, A. & Michard, A. (1981). Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sciences Géologiques. Bulletin*, 34: 135-146.
- Piqué, A. & Michard, A. (1989). Moroccan Hercynides: a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the Northern margin of West Africa. *American Journal of Science*, 289: 286-330.
- Piqué, A.; Bossière, G.; Boulon, J.P.; Chalouan, A. & Hoepffner, C. (1993). Southern margin of the variscan belt: the north-western Gondwana mobile zone (eastern Morocco and northern Algeria). *Geologische Rundschau*, 82: 432-439. doi:10.1007/BF00212407
- Roddaz, M.; Brusset, S.; Soula, J.-C.; Debat, P.; Ben Abbou, M.; Beziat, D.; Driouch, Y.; Christophoul, F.;

- N'Tarmouchant, A. & Deramond J. (2002). Foreland basin magmatism in the Western Moroccan Meseta and geodynamic inferences. *Tectonics*, 21: 181-198.
- Roddaz, M.; Soula, J.C.; Ben Abbou, M.; Brusset, S.; Debat, P.; N'tarmouchant, A.; Driouch, Y.; & Béziat D. (2006). Reply to the Comment on «The Moroccan Hercynides» by Hoepffner, C.; Soulaïmani, A. & Piqué, A., *Journal of African Earth Sciences*, 45: 518-520. doi:10.1016/j.jafrearsci.2006.04.002
- Simancas, J.F.; Tahiri, A.; Azor, A.; Lodeiro, F.G.; Martínez Poyatos, D.J.; El Hadi, H. (2005). The tectonic frame of the Variscan-Alleghanian orogen in Southern Europe and Northern Africa, *Tectonophysics*, 398: 181-198. doi:10.1016/j.tecto.2005.02.006
- Soulaïmani, A. & Burkhard, M. (2008). The Anti-Atlas chain (Morocco): the southern margin of the Variscan belt along the edge of the West African Craton. In: *The boundaries of the West African craton* (Ennih, N. & Liégeois, J.P., eds.). Geological Society of London, Special Publication, 297: 433-452. doi:10.1144/SP297.20.
- Sun, S.S. & Mc Dounough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D. & Norry, M.J., eds.) Geological Society of London, Special Publication, 42: 313-345.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1976). Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Scientific Letters*, 28: 459-469. doi:10.1016/0012-821X(76)90207-7
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343. doi:10.1016/0009-2541(77)90057-2
- Wood, D.A.; Joron, J.L.; Treuil, M. Norry, M. & Tarney, J. (1979). Element and Sr isotope variations in lavas of iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70: 319-339. doi:10.1007/BF00375360

Recibido el 16 de marzo de 2007

Aceptado el 4 de abril de 2008

Publicado online el 14 de noviembre de 2008