



Sédimentation détritique continentale synchrone d'un volcanisme explosif dans le Trias terminal à infra-Lias du domaine atlasique (Haute Moulouya, Maroc)
(Late Triassic to infra-Liassic continental detrital sedimentation synchronous with an explosive volcanic event in the Atlas area [High Moulouya, Morocco])

D. OUARHACHE^{1,*}, A. CHARRIERE², F. CHALOT-PRAT³ et M. EL-WARTITI⁴

¹Université Mohamed Ben Abdellah, Faculté des Sciences, Dhar El Mehraz Département des Sciences de la Terre, BP 1796, Atlas 30000, Fès, Maroc

²Laboratoire de Dynamique des bassins sédimentaires, Université Paul Sabatier, 39 Allées Jules Guesde, 31062 Toulouse, Cedex, France

³Université de Nancy I/CRPG, BP 20, 54501 Vandœuvre-les-Nancy, Cedex, France

⁴Département des Sciences de la Terre, Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Avenue Ibn Batouta, BP 1014, Rabat, Maroc

RÉSUMÉ—Une formation volcano-détritique (Formation de Tizi-n-Ghachou), constituée pour l'essentiel de matériaux basaltiques repris de séries sous-jacentes et de retombées aériennes ou subaquatiques de projections volcaniques, a été mise en évidence dans un bassin intracontinental, décakilométrique et allongé suivant une direction SW-NE. Ce bassin est situé dans le faisceau de l'Accident Sud Moyen Atlasique séparant le Moyen Atlas au Nord-Ouest de la Haute Moulouya au Sud-Est.

L'étude de la répartition verticale et spatiale des dépôts épi- et pyroclastiques permet de reconstituer la paléomorphologie et la dynamique du bassin. Dans l'axe subsident, correspondant à la partie méridionale du bassin, la sédimentation est globalement organisée en une mésoséquence hectométrique positive avec de bas en haut: un conglomérat grossier de base de cône de piedmont; des dépôts fluviaux relativement moins grossiers organisés en chenaux conglomératiques et dépôts de décantation de plaines d'inondation; une sédimentation silto-argileuse et carbonatée renfermant des fragments basaltiques d'origine pyroclastique. Ainsi la Formation de Tizi-n-Ghachou résulte du démantèlement des coulées de basaltes tholéitiques fini- à post-triasiques, démantèlement qui s'est accompagné de manifestations volcaniques explosives. Ce démantèlement et la répartition bien circonscrite de l'ensemble des dépôts suggèrent une mise en relief régionale du trapp basaltique après sa formation. Latéralement vers le Nord-Ouest, se dessine une forte dissymétrie témoignant d'un découpage du bassin en deux compartiments dont la mobilité était contrôlée par le jeu synsédimentaire d'accidents SW-NE. Ces structures furent scellées lors de l'installation de la plate-forme carbonatée du Lias inférieur. Les grandes lignes de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin au Trias terminal – infra-Lias sont retracées et replacées dans un cadre géodynamique extensif ou transtensif en contexte de soulèvement. © 2001 Elsevier Science Limited. All rights reserved.

ABSTRACT—A volcano-detrital formation (the Tizi-n-Ghachou Formation), essentially composed of reworked basaltic material and volcanic fallout deposits, has been discovered in a southwest-

*Corresponding author
ouarhache@caramail.com

northeast-trending intracontinental decakilometric sedimentary basin. This basin is located on the South Middle Atlas Fault, which separates the Middle Atlas in the northwest from the High Moulouya area to the southeast.

The study of the space and time distribution of these epi- and pyroclastic deposits enables the palaeomorphology and the dynamics of this basin to be deciphered. In the subsiding axis of the southern part of the basin, sedimentation was roughly organised in a positive mesosequence with, from bottom to top: coarse conglomerates with basement pebbles corresponding to a piedmont fan; relatively finer fluvial deposits found in conglomeratic channels and drainage deposits from floodplains; clayish siltstones and carbonate sediments (limestones and dolomites) including pyroclastic basaltic fragments. This formation was mainly derived from the erosion of Late Triassic tholeiitic continental flood basalts contemporaneous with aerial explosive volcanic events. Erosion, as well as limited distribution of the deposits, suggests regional uplift of the basaltic traps after their emplacement, synchronous with reactivation of magmatic activity on the uplifted margins of the intracontinental basin. Laterally, toward the northwest, an important asymmetry suggests two discrete blocks, whose mobility was controlled by southwest-northeast syn-sedimentary active faults. Lower Liassic carbonate platform deposits overlay these structures. A wide area analysis of these deposits shows structural trends superimposed on a major crustal suture zone, and suggests a tectono-sedimentary evolution in an uplift-related, extensional, or transtensional, geodynamic setting during the Late Triassic-infra-Liassic period. © 2001 Elsevier Science Limited. All rights reserved.

(Received 27/10/99: revised version received 10/6/00: accepted 14/6/00)

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction

The High Moulouya forms the western tip of the Orani Meseta at the junction between the Middle Atlas and the High Atlas Mountains (Fig. 1). After the Variscan orogenesis, High Moulouya constituted a shoal separating two large subsiding basins with the Middle Atlas Basin to the north and the High Atlas Basin to the south (Termier, 1936; Roch, 1950; Choubert and Faure-Muret, 1960–1962; Dubar, 1960–1962; du Dresnay, 1971).

In the Moroccan Atlas domain, the 'Triassic' series, represented by the 'classic trilogy' (Choubert and Faure-Muret, 1960–1962; Michard, 1976; El-Wartiti, 1981; Salvan, 1984; Et-Touhami, 1996; Oujidi, 1996), formed as follows from bottom to top:

i) a lower detrital formation composed of coarse deposits overlain by red clays (Beauchamp, 1985; Lorenz, 1988; Beauchamp *et al.*, 1995; Benaouiss *et al.*, 1996; Medina, 1996; Oujidi *et al.*, 2000);

ii) a middle volcanic formation, 100 m thick, composed of successive basaltic flows. Aerial or sub-aquatic lavas flowed from fissures and were synchronous with the early opening of the Atlantic Ocean (Bertrand and Prioton, 1975; Manspeizer, 1988; Piqué and Laville, 1993a, 1993b, 1995).

iii) an upper formation, variable in thickness, composed of red clays and siltites, overlaid by marine limestones and dolomites.

Detailed mapping of the transitional area between the Middle Atlas and the western part of the High Moulouya (Fig. 2) clearly shows the existence of a new formation (Tizi-n-Ghachou), interlayered between the basaltic flows and Liassic carbonates.

The aim of this study is to characterise this Tizi-n-Ghachou Formation from the sedimentological and petrographical points of view, then to discuss the genesis of the sedimentary basin in its structural and volcanic context.

The Tizi-n-Ghachou Formation outcrops about 5×10 km (Fig. 2) on both sides of the Assif El-Kiss and Assif Bou Tkhoubay Wadis in two blocks limited by southwest-northeast faults. The basin was likely to have extended at both the southwest and northeast ends underlying the Jurassic deposits. Its thickness varies from several metres to 100 m.

Lithostratigraphy

The Tizi-n-Ghachou Formation is formed of continental sedimentary deposits with clasts of mainly basaltic composition. These deposits are interlayered or mixed with ash- and lapilli-tuff layers. They are poorly or not at all consolidated and display numerous lateral and vertical lithological variations.

In the southern block, the sequence is 100 m thick (Fig. 3a). A typical Bou Tkhoubay section (Fig. 4A) shows three successive lithological groups:

i) Member *a*: Member *a* begins with a coarse 5–10 m thick conglomerate. Clasts have rounded to sub-rounded, sometimes angular, shapes, and are poorly sorted (up to 60–80 cm) (Fig. 3b). They are almost exclusively of basaltic composition, mixed sometimes with scarce angular blocks originating from a silicified sedimentary horizon interlayered within the basaltic sequence. The microconglomeratic matrix is composed of basaltic clasts in a dolomitic

or, sometimes, ferruginous cement. Sedimentary structures are rare and limited to faint, large-scale cross-bedding and to rare pebble imbrication especially towards the summit of this member. Rounding of the clasts, poor sorting, and the nature and scarcity of the matrix suggest limited transport and proximal sedimentation with strong energy as recorded by temporary flows at the base of a piedmont fan.

ii) Member b: Sedimentation is organised in positive 1–4 m thick elementary sequences. Conglomerates yield a gully base (Fig. 3c) and cross-bedding and are less coarse and better sorted than member *a*. They correspond to shallow (20–50 cm) channel systems merging with each other. Each elementary sequence includes from bottom to top:

a) conglomerate with well-sorted basaltic pebbles and litharenitic matrix with rather abundant basaltic elements;

b) litharenites with basaltic elements, interlayered or mixed with pyroclastic deposits, with horizontal laminations or cross-bedding; and

c) tuffaceous clays and siltites, black, red and green in colour, corresponding to decantation of basaltic mud and volcanic fallout in the floodplains.

The channel axis is generally southwest-northeast. Pebble imbrication and cross-bedding suggest a southwest to northeast flow direction.

iii) Member c: The sequences have the same organisation as other members, except that each elementary sequence ends with a carbonate layer, composed of dolomite and yellow dolomitised oolitic limestone, sometimes microbrecciated limestone with small siliceous or basaltic fragments. In thin section, complete and broken euhedral feldspar crystals, as well as devitrified glass shards, are scattered within the carbonate mud. Some organic fragments of organisms are also observed: bivalves and gastropods in carbonates, plants in clayish and tuffaceous silts. The lithological series of member *c* shows a transition from fluvial deposits towards sedimentation of coastal playa type or presumably an inshore sebkha. This evolution indicates a decrease of basaltic relief and coeval explosive volcanism. The carbonate layers correspond to the first marine incursion preceeding Liassic transgression.

In the northern block (Fig. 3d), important lithological variations can be noted. Silty-clayish tuffite sedimentation was largely dominant. In litharenites and tuffites, carbonated cement is frequent. Conglomerates are rarer and less coarse, and contain generally well-sorted basaltic fragments with an average size of several centimetres. The most important conglomerate deposits are located in the highest part of the sequence where they show large-scale cross-bedding (Fig. 4B₂). In this area, volcanic explosions and mechanical erosion of basaltic relief were more

severe, along with the onset of carbonate chemical sedimentation. The volcanoclastic formation of Tizi-n-Ghachou is overlain by dolomitic limestone. The first beds display oxidised surfaces and include a condensed layer with brachiopods and sea urchins sharing Hettangian and Sinemurian affinities (Dubar in Termier and Termier, 1948).

Petrography of pyroclastics

Fall deposits, mainly lapilli- and ash-tuffs, and tuffites are easily recognisable from the fine-grained deposits (litharenites and silts) of members *b* and *c*, and the carbonates of member *c*. They are less obvious in the coarse-grained lithologies since hydrodynamics had to destroyed their primary pyroclastic features during transportation. Pyroclasts often present a ferruginous matrix and are included in a, probably, secondary dolomitic cement.

Tuffs

Tuffs correspond to accumulations of vesicled and shredded basaltic fragments and devitrified or argilised glass shards (Fig. 3e, f). Pyroclasts form 30–40% of the whole rock, have sizes between 0.3 and 5.0 mm and are scattered 'pell mell', or are well sorted, in 1–2 mm thick horizontal laminae. The matrix is often completely dolomitised.

Tuffites

Pyroclasts form more than 25% of fragments and are mixed with 2–10% of detrital carbonated fragments. They are the same as in tuffs, except that entire or broken alkali feldspar and plagioclase crystals (Fig. 3e–g) are much more abundant and can predominate. A poorly developed green, fibrous and pleochroic mineral often associated with pyroclasts was identified as celadonite (Dagallier, *pers. comm.*). All clasts are scattered within a primary micritic mud or a secondary dolomitic cement. Preservation of pyroclastic features of volcanic clasts suggests they are fall deposits which were deposited in shallow and quiet water.

Tectogenesis of the Tizi-n-Ghachou Basin

The Tizi-n-Ghachou Basin is located in a zone of faults which are superimposed on the boundary between two major structural domains, the Middle Atlas to the north and the palæoshelf of the High Moulouya to the south. This basin was limited by Atlas southwest-northeast to west-southwest–east-northeast-trending major faults (Fig. 2), namely the Aït Oufella Fault (AOF) at its northern boundary and the Bou Tkhoubay Fault (BTF) at its southern boundary. A third median fault, sharing the same direction, separates the basin longitudinally into two blocks:

i) a southern block where the sequence is rather thick (100 m) and the sedimentation was coarse, especially at the bottom; and

ii) a northern block where the filling sequence was reduced (60 m).

The transgressive carbonates of the Lower Liassic could overlie either the Tizi-n-Ghachou Formation (Taourirt, Bou Tkhoubay, etc.), or directly onto the basaltic sequence, as at Aourir (Figs 2 and 5).

The opening of the Tizi-n-Ghachou Basin is reconstructed in Fig. 6a–e. It is suggested that initiation of this basin was related to uplift along its margins, giving plateau cliffs and inducing mechanical erosion. Tectonic instability is shown by thickness changes and pinching out of layers from the southeast to northwest, mainly in the southern block, which indicates an alluvial fan opening towards the southeast (Fig. 6c, d). Subaqueous breccia flows, slipped packs and decimetric to metric slumps appear locally between dolomitic intercalations. Lastly, hydroplastic synsedimentary faults cross-cut the deposits. The tectono-sedimentary history associated with explosive volcanism may be subdivided into five successive episodes:

i) outpouring of the last basaltic flows onto dry basement and in shallow water (Fig. 6a);

ii) regional uplift associated with the formation of a southern sub-basin, strong erosion of basin margins and coarse detritic sedimentation of member *a* (Fig. 6b);

iii) widening of the basin towards the northwest, always with erosion of the margins and subsidence of the basin, further development of the hydrographic network (member *c*), coeval crustal fracturing,

basaltic magma ascent and explosive eruptions (Fig. 6c);

iv) uplift and subsidence decreased with the onset of early chemical sedimentation towards the south in the basin axis, while erosion was increasing towards the northern margin (member *c*) and explosive eruptions were going on in an active uplift setting (Fig. 6d); and

v) end of both regional instability and volcanic activity, while the whole area was submerged by sea water (Fig. 6e).

In summary, the opening and evolution of the Tizi-n-Ghachou Basin resulted from extensional or transtensional tectonics, synchronous with the uplift of the basement, leading to the formation of a southwest-northeast 10 km long half-graben basin, along the south Middle Atlas major fault zone limiting the Middle Atlas from the High Moulouya. This tectonic setting was active after the outpouring of the last basaltic lava flows and was contemporaneous with a renewed volcanic activity marked by an explosive regime.

The discovery of volcanic explosive products in Late Triassic deposits, after the main basaltic trap outpourings, is the second example described in the Moroccan Atlas or Maghrebine domains after the original discovery of the Agourai Block by Chalot-Prat *et al.* (1986). In both cases, basin initiation and evolution were coeval with the last volcanic events and related to extensional or transtensional movements in an uplift setting along southwest-northeast major faults. Faults played persistently the same palaeogeographic and structural roles throughout the Mesozoic-Cenozoic periods.

INTRODUCTION

La Haute Moulouya constitue l'extrémité occidentale de la Meseta maroco-oranaise, dans la zone de jonction entre le Moyen Atlas et le Haut Atlas (Fig. 1). Au Mésozoïque, elle correspondait à un haut fond séparant deux grands bassins subsidés, celui du Moyen Atlas au Nord et celui du Haut Atlas au Sud (Termier, 1936; Roch, 1950; Choubert et Faure-Muret, 1960–1962; Dubar, 1960–1962; du Dresnay, 1971).

Dans la partie occidentale de la Haute Moulouya, les terrains triasiques reposent en discordance majeure sur un substratum hercynien formé de granites et de schistes métamorphiques affleurant dans les boutonnières de Zeïda-Ahouli à l'Est et celles de Bou Mia et de Kerrouchen à l'Ouest (Fig. 1).

La série 'triasique' marocaine est généralement formée par la 'trilogie classique' (Choubert et Faure-Muret, 1960–1962; Michard, 1976; El-Wartiti, 1981; Salvan, 1984; Et-Touhami, 1996; Oujidi, 1996) reconnue avec diverses variantes à travers tout le

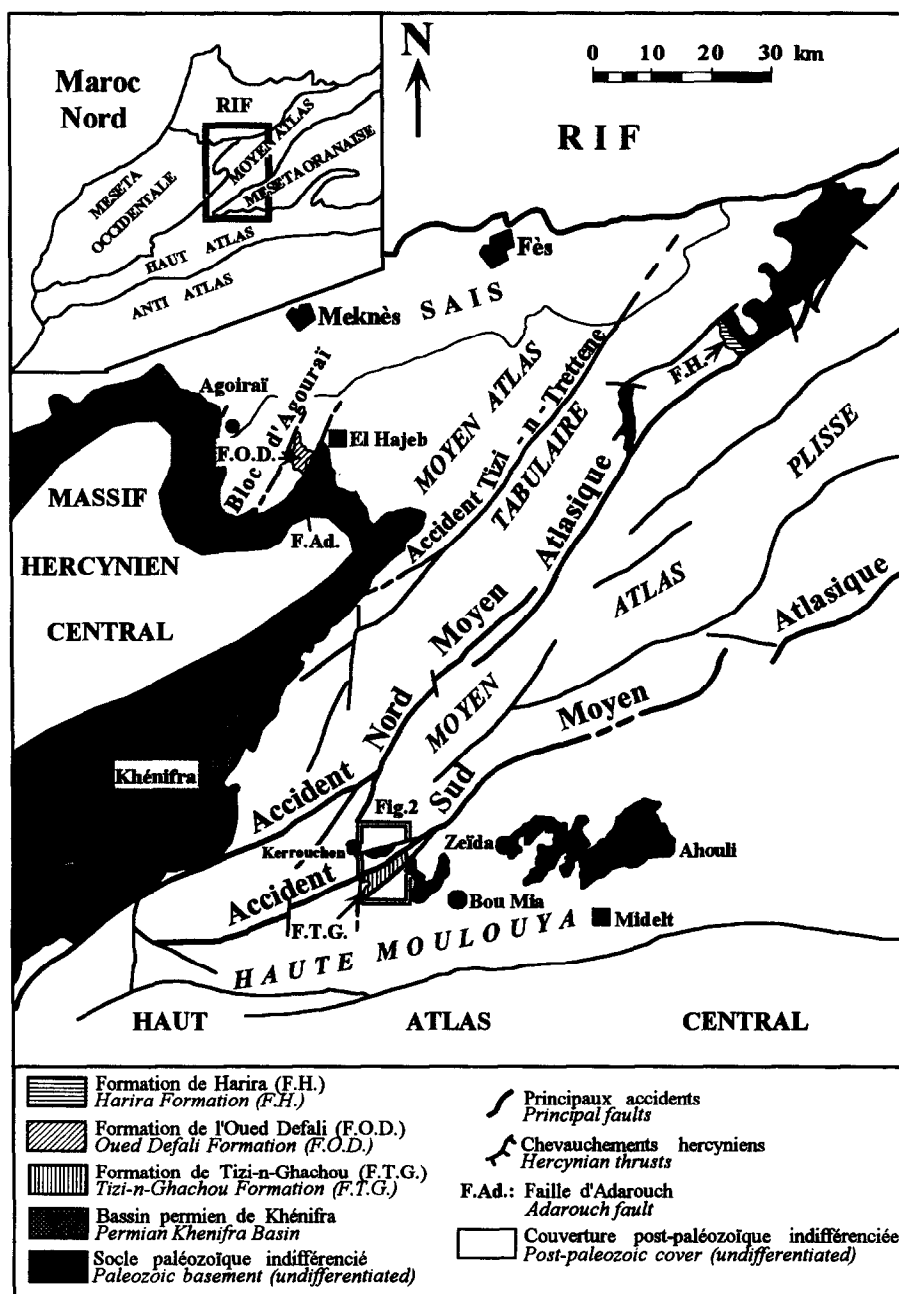
domaine des Atlas (Beauchamp, 1985; Lorenz, 1988; Beauchamp *et al.*, 1995; Benaouiss *et al.*, 1996; Medina, 1996; Oujidi *et al.*, 2000) à savoir:

i) un terme inférieur détritique formé de dépôts grossiers souvent suivis d'argilites rouges;

ii) un terme médian, d'une centaine de mètres de puissance en moyenne, formé d'un empilement de coulées basaltiques. Ces épanchements aériens ou subaquatiques, d'origine fissurale, sont contemporains d'une ouverture précoce de l'océan Atlantique (Bertrand et Prioton, 1975; Manspeizer, 1988; Piqué et Laville, 1993a, 1993b, 1995); et

iii) un terme supérieur, d'épaisseur variable, formé par des argilites et des siltites rouges, lesquelles sont surmontées par les dolomies et les calcaires marins du Lias inférieur.

Cette série présente des variantes dont certaines peuvent être précisées localement dans les Atlas. Ainsi:



i) dans le Haut Atlas, les mesures d'âge radiométrique par la méthode K/Ar situent la mise en place des basaltes du terme médian entre 180 et 190 Ma (Bertrand et Prioton, 1975);

ii) dans le Moyen Atlas septentrional en bordure du massif du Tazekka (Fig. 1), une série de marnes sombres à intercalations dolomitiques (Formation de Harira: Baudelot et Charrière, 1983)

assure la transition entre la série évaporitique triasique et les dépôts carbonatés du Lias inférieur;

iii) dans le Moyen Atlas méridional, notamment dans le bassin de Kerrouchen (Lorenz, 1976), les dépôts rouges infrabasaltiques, formés de conglomérats, d'arkoses, de grès et d'argilites évaporitiques, atteignent 400 m de puissance; et

iv) dans la Haute Moulouya, la formation rouge inférieure, formée de conglomérats et d'arkoses à la base et d'argilites parfois évaporitiques au sommet, est limitée à un maximum d'une trentaine de mètres. Le complexe basaltique, de quelques 200 m de puissance, est constitué d'une vingtaine de coulées épanchées à l'air libre et parfois en milieu aquatique comme l'atteste la présence d'horizons à coussins dans le tiers supérieur de la série. Il renferme une intercalation sédimentaire carbonatée, généralement silicifiée, de 40 cm à 1 m d'épaisseur. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ces basaltes sont compris entre $200,2 \pm 1,1$ et $210,4 \pm 2,1$ Ma (Fiechtner *et al.*, 1992), indiquant des éruptions entre le Trias terminal (Rhétien) et l'Hettangien (échelle des temps géologiques dans Odin, 1994).

La cartographie détaillée (1/25 000 et 1/50 000) du secteur de transition entre le Moyen Atlas méridional et la Haute Moulouya (Fig. 2) nous a conduit à mettre en évidence l'existence d'une nouvelle formation (Formation de Tizi-n-Ghachou), interstratifiée entre les épanchements basaltiques du Trias et les carbonates du Lias inférieur. Confondue initialement avec les basaltes (Amade, 1965; Schmitt, 1976; Martin, 1981), cette formation fut signalée de façon sommaire par Ouvarhache (1993) et ne ressemble à aucune formation triasique ou infraliasique décrite au Maroc.

L'objet de la présente note est de caractériser cette formation d'un point de vue sédimentologique et pétrographique, puis de retracer la genèse du bassin de sédimentation dans son contexte structural et volcanique.

LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA FORMATION DE TIZI-N-GHACHOU

Située dans un secteur à cheval sur les feuilles topographiques à 1/50 000 d'Itzer et de Kerrouchen (Fig. 2), la Formation de Tizi-n-Ghachou affleure sur environ 5×10 km, de part et d'autre des oueds Assif El Kiss et Assif Bou Tkhoubay, dans deux panneaux structuraux limités par des failles de direction SW-NE. Le bassin se prolonge à ses extrémités Nord-Est et Sud-Ouest sous la couverture jurassique.

La Formation de Tizi-n-Ghachou est constituée de dépôts continentaux provenant de l'accumulation de matériaux terrigènes de nature essentiellement basaltique et plus accessoirement de produits de projections volcaniques. Les sédiments sont peu ou pas consolidés et montrent de nombreuses variations de faciès aussi bien latérales que verticales.

Une première coupe-type (Bou Tkhoubay, affleurement 3A sur la Fig. 2) a été relevée dans l'axe subsidant du bassin au niveau du bloc méridional; les variations latérales relevées dans le compartiment septentrional seront ensuite précisées.

Coupe type de la Formation de Tizi-n-Ghachou (Bou Tkhoubay; compartiment SE)

La série dont la partie inférieure n'est visible que localement peut atteindre une centaine de mètres de puissance (Fig. 3a). Trois ensembles lithologiques (membres *a*, *b* et *c*) ont été caractérisés (Fig. 4A):

i) Membre *a*: Ce membre est représenté par un conglomérat très grossier de 5 à 10 m d'épaisseur. Les éléments de forme arrondie à subarrondie, parfois anguleux, sont presque exclusivement de nature basaltique, auxquels se mêlent quelques blocs anguleux provenant du niveau sédimentaire carbonaté et silicifié, interstratifié dans les coulées. Les éléments, dont le tri est toujours médiocre, ont des tailles variables (de 4–5 cm jusqu'à 60–80 cm) (Fig. 3b). La matrice est microconglomératique, voire litharénitique grossière, composée d'éléments basaltiques mêlés à quelques rares grains de quartz parfaitement émoussés. Ces éléments sont liés par un ciment dolomitique, parfois ferrugineux. Les structures sédimentaires sont rares et se limitent à de frustes stratifications obliques de grande taille et à de rares imbrications de galets surtout vers le sommet. Ces caractères soulignent un faible transport et une sédimentation proximale. Ils correspondent à la partie basale d'un cône de piedmont alimenté par des écoulements temporaires, au pied de reliefs basaltiques constituant la zone nourricière.

ii) Membre *b*: La sédimentation s'y organise en séquences élémentaires positives de 1 à 4 mètres d'épaisseur. Les conglomérats, à base toujours ravinante (Fig. 3c), y sont moins grossiers et à éléments mieux classés que ceux du membre *a*. Ils correspondent à un système de chenaux peu profonds (20–50 cm), généralement emboîtés et dont les litages obliques s'entrecroisent. Chaque séquence élémentaire comprend de bas en haut:

a) un conglomérat à galets basaltiques bien triés et une matrice litharénitique à éléments basaltiques relativement abondante;

b) des litharénites alternant avec des tufs et tuffites à lapillis (description dans le chapitre suivant); les litharénites présentent des laminations horizontales ou des litages obliques et renferment un matériel basaltique; et

c) des argilites et siltites tufacées de couleur noire ou verte, à restes de végétaux, correspondant à la décantation de boues basaltiques mêlées à des retombées de projections volcaniques à sec ou sous faible tranche d'eau, dans des plaines d'inondation. Les axes des chenaux sont généralement orientés SW-NE. Les imbrications des galets et les litages obliques semblent indiquer un sens d'écoulement du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

Kerrouchen au 1/50 000 ———>|<———— Itzer au 1/50 000

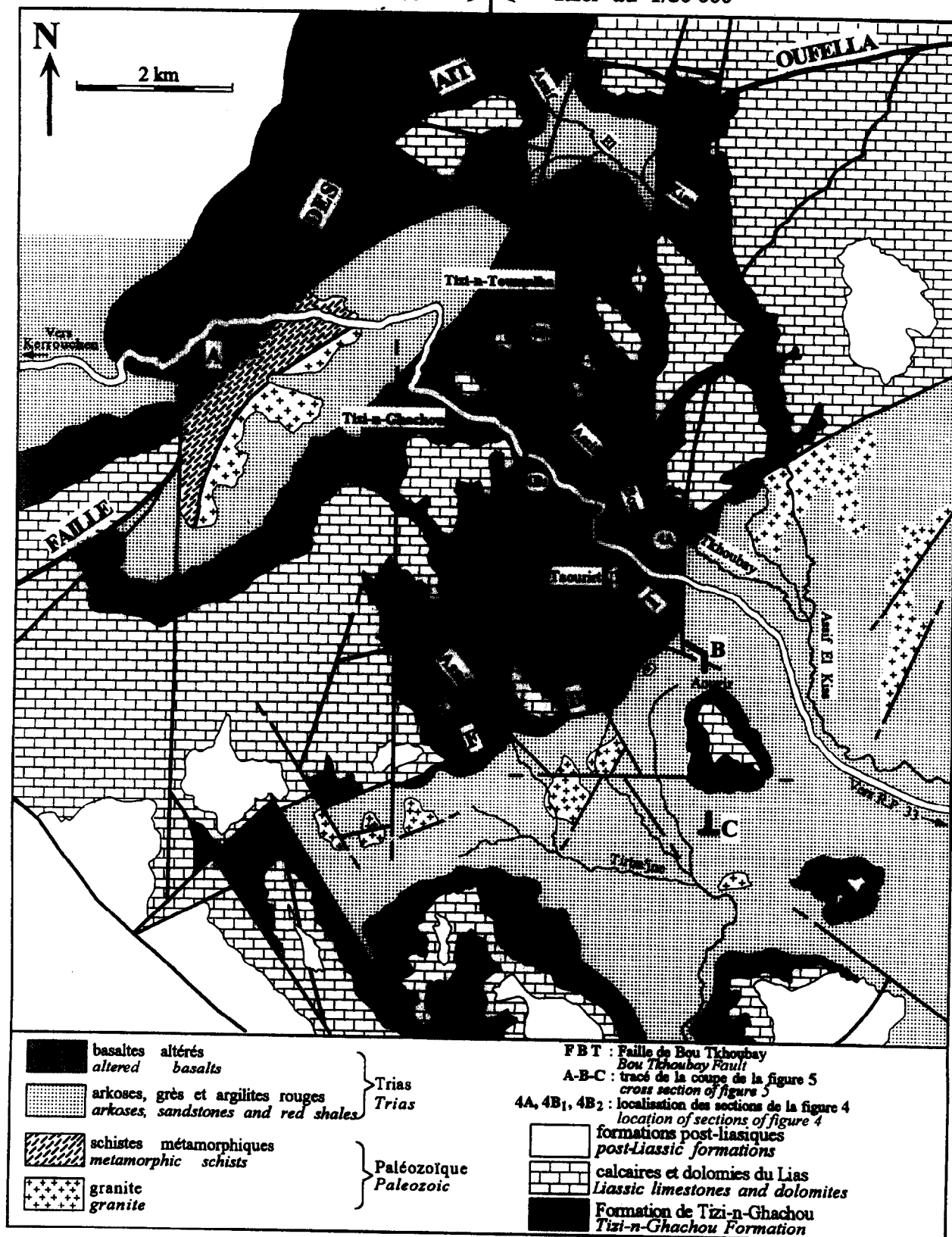


Figure 2. Carte géologique du secteur étudié et les localisations des coupes.
Figure 2. Geological map of the studied area and the location of cross-sections.

a)



c)



b)



e)



d)



f)



g)



iii) Membre c: Les séquences suivantes conservent cette organisation, mais chaque séquence élémentaire se termine par un terme carbonaté. Il s'agit principalement de dolomies ou de calcaires oolithiques dolomités jaunâtres, parfois de calcaires microbréchiques au lieu de siliceux ou basaltiques. En lame mince, la boue carbonatée apparaît parsemée de cristaux entiers ou en éclats de feldspath automorphe et d'échardes de verre dévitrifié. On peut qualifier ces roches carbonatées de biomicrodolosparite tufacée ou de biomicrosparite tufacée. Parallèlement apparaissent des restes d'organismes: Lamelli-branches et Gastéropodes dans les carbonates, restes de végétaux dans les argilites et siltites tufacées.

Latéralement, au niveau de Taourirt (Fig. 2), un niveau de litharénites bioturbées a livré une faune de Lamelli-branches et de Gastéropodes (en cours d'étude) ainsi que des restes de végétaux mal conservés, sous forme de charbon ou de bois fossile.

L'enchaînement des faciès de ce membre c montre le passage de dépôts fluviaux à une sédimentation de type playa littorale ou de sebkha côtière. Cette évolution traduit un amenuisement des reliefs basaltiques de la zone nourricière et la poursuite concomitante du volcanisme explosif.

Les niveaux carbonatés correspondent aux premières incursions marines précédant la transgression liasique.

Variations latérales enregistrées dans le compartiment NW

Dans le compartiment Nord (affleurements 4B₁ et 4B₂; Fig. 2), la Formation de Tizi-n-Ghachou montre d'importantes variations de faciès et d'épaisseur par rapport au compartiment Sud (Fig. 3d).

Coupe du col Tizi-n-Ghachou

Elle correspond à la base de la série qui peut être détaillée au bord de la route de Kerrouchen, à 1,5 km au Sud-Est du col Tizi-n-Ghachou (affleurement 4B₁; Fig. 2). Surmontant les basaltes, un niveau clair

d'environ 1 m de puissance montre, de bas en haut, la succession suivante (Fig. 4B₁):

i) microconglomérat à éléments basaltiques;

ii) argilites vertes;

iii) argilites ocre à lentilles dolomitiques jaunes; et

iv) horizon silicifié gris sombre bien lité.

Au-dessus, se développent une vingtaine de mètres de tuffites silto-argileuses de couleur rouge-brun à nodules de Mg puis des chenaux conglomératiques à galets basaltiques.

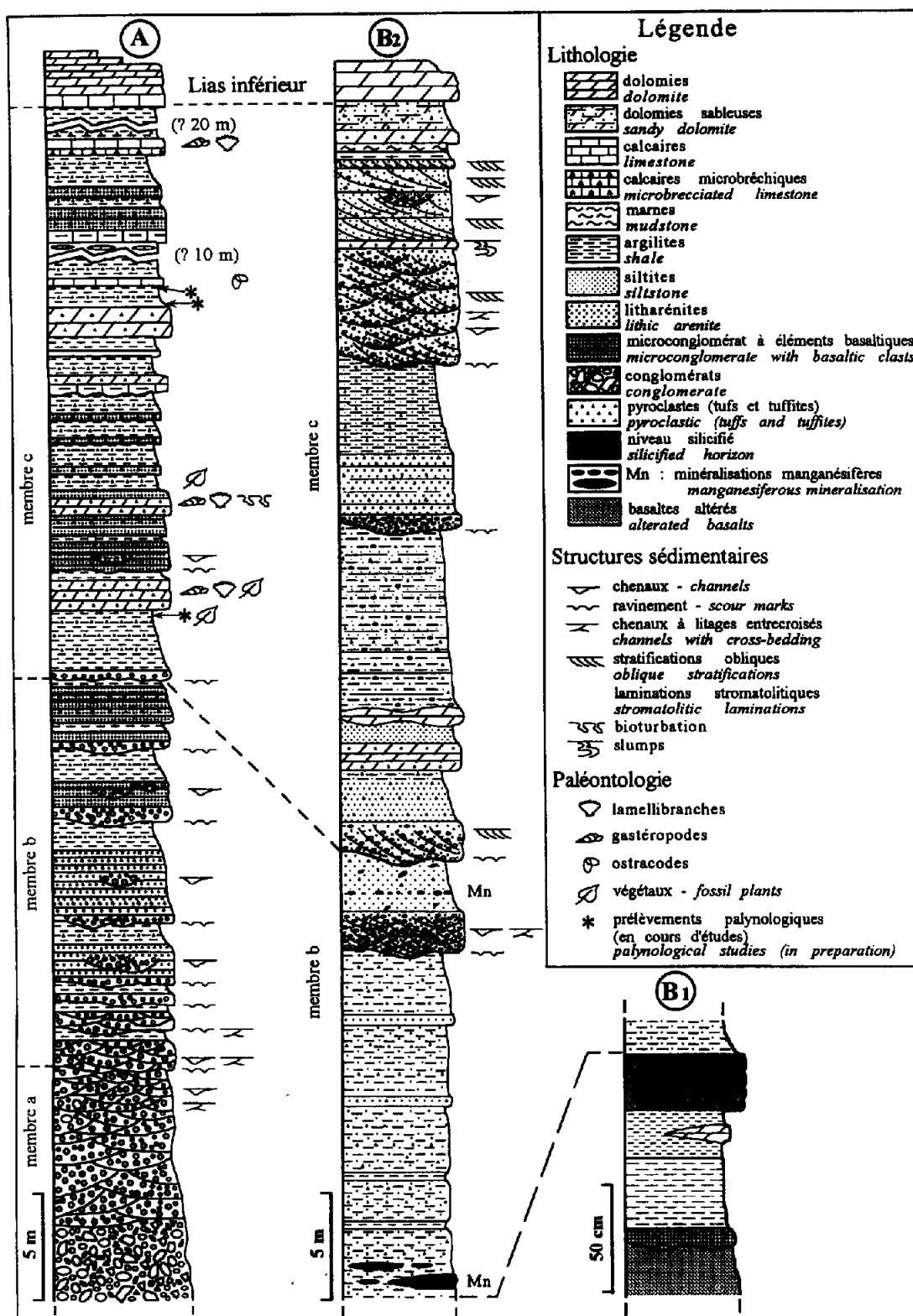
Coupe de Tizi-n-Toumalba

Cette coupe représente la partie supérieure de la formation. Les tuffites silto-argileuses sont largement dominantes (Fig. 4B₂). Dans les litharénites et les tuffites, le ciment carbonaté est fréquent. Les conglomérats sont plus rares, moins grossiers et contiennent des fragments basaltiques de taille moyenne (quelques cms), généralement bien classés. Dans la partie inférieure, on note une minéralisation de Mg, lenticulaire ou stratiforme, atteignant une cinquantaine de centimètres d'épaisseur. Les décharges conglomératiques les plus importantes se situent dans la partie supérieure de la série où elles peuvent présenter de grandes stratifications obliques arquées (Fig. 4B₂). Ainsi, dans ce secteur, le dépôt de projections volcaniques et de conglomérats liés à l'érosion mécanique des reliefs basaltiques se poursuit concurremment à l'apparition de la sédimentation chimique carbonatée dans le bassin.

La formation volcano-détritique de Tizi-n-Ghachou est coiffée par des calcaires dolomitiques. Les premiers bancs montrent à leur toit des surfaces oxydées et un niveau condensé à accumulation de Brachiopodes et d'Oursins, qui annonce la transgression liasique. Dubar (Termier et Termier, 1948) y avait reconnu une association faunique d'affinité à la fois hettangienne et sinémurienne. Saadi *et al.* (1993) attribuent au Lias inférieur et moyen les premiers dépôts jurassiques dénommés 'les carbonates anté-Itzer'.

Figure 3. (a) Vue d'ensemble sur la Formation de Tizi-n-Ghachou dans le compartiment méridional au niveau de Bou Tkhoubay (voir coupe de la Fig. 4A). (b) Hétérométrie des dépôts proximaux (bloc de calcaire silicifié) dans le membre a de la coupe de Bou Tkhoubay (Fig. 4A). (c) Chenaux à bases ravinantes et sommets plats dans le membre b de la coupe de Bou Tkhoubay (Fig. 4A). (d) Vue d'ensemble sur la Formation de Tizi-n-Ghachou dans le compartiment septentrional (coupe au niveau du col Tizi-n-Ghachou). (e) et (f) Photos microscopiques de tuffites de lapilli montrant un éclat de verre dévitrifié et des cristaux de plagioclase automorphe entiers ou cassés. Le fond de la roche correspond à une microdolosparite; LPNA (e), LPA (f). (g) Photo microscopique de tuffites de cendres montrant des cristaux de feldspath alcalin (minéral blanc au centre de la photo) et de plagioclase à cassures franches; LPA.

Figure 3. (a) General view of the Tizi-n-Ghachou Formation in the southern block (Bou Tkhoubay section; Fig. 4A). (b) Heterometric proximal deposits with a silicified limestone block in member a (Bou Tkhoubay section; Fig. 4A). (c) Gully bottom and flat tops for the channels in member b (Bou Tkhoubay section; Fig. 4A). (d) General view of the Tizi-n-Ghachou Formation in the northern block (Tizi-n-Ghachou Col). (e) and (f) Microphotographs of lapilli tuffites showing devitrified glass shards with complete or broken euhedral plagioclase crystals. The bottom of the picture corresponds to a microdolosparite; plain light (e), crossed nicols (f). (g) Microphotograph of ash tuffites showing crystals of alkali feldspar (white mineral near the centre of the picture) and plagioclase with sharp fractures; crossed nicols.



PETROGRAPHIE DES PYROCLASTITES ASSOCIEES

Les produits de projections sont aisément reconnaissables dans les dépôts fins (litharénites et siltites) des membres *b* et *c* et les carbonates du membre *c*, ce qui n'exclut pas leur présence dans les faciès grossiers où l'hydrodynamisme élevé aurait effacé leurs caractères de reconnaissance durant le transport.

L'analyse microscopique montre qu'il s'agit essentiellement de tufs et tuffites de lapilli et cendres. La facture des pyroclastes atteste d'une retombée soit sur sol sec, soit sous faible tranche d'eau sans remobilisation par les courants. Les pyroclastes présentent souvent une gangue ferrugineuse et sont noyés dans un ciment chloriteux ou dolomitique.

Les tufs

Ils correspondent à des accumulations de fragments de basalte vésiculé, à contours déchiquetés et d'échardes de verre argilisé ou microcristallin (fig. 3e, f). Les pyroclastes constituent 30–40% du volume total de la roche. Ce sont des lapilli et des cendres (0.3–5.0 mm) disposés pêle-mêle, ou bien triés et granoclassés. Les dépôts de cendres (0.3–0.5 mm) présentent une structure à lamines horizontales de 1 à 2 mm d'épaisseur. Le fond de la roche est souvent dolomitisé, parfois chloritisé. La nature monogénique des fragments, leur facture pyroclastique et la présence de nombreuses échardes de verre en font des dépôts de projections aériennes. La matrice initialement cendreuse a été soit argilisée, soit dolomitisée secondairement.

Les tuffites

Dans ces roches, les pyroclastes constituent plus de 25% des fragments et sont mêlés à un pourcentage variable (2–10%) de fragments détritiques de roches carbonatées et de siltites rouges, remaniés sur place à partir des niveaux sous-jacents. Les pyroclastes sont de même nature que dans les tufs. S'y ajoutent une proportion importante de cristaux automorphes, entiers ou en éclats, de plagioclase et/ou feldspath alcalin (Fig. 3e–g). Un minéral vert fibreux et pléochroïque, en faible proportion, souvent associé aux pyroclastes, a été identifié comme de la céladonite (Dagallier, *comm. pers.*). Pyroclastes et fragments détritiques sont dispersés dans une boue micritique primaire ou un ciment dolomitique secondaire. La conservation de la facture pyroclastique des éléments volcaniques suggèrent une retombée sous faible tranche d'eau sans remaniement significatif par les courants.

BILAN

Localisée dans un bassin intracontinental, la Formation de Tizi-n-Ghachou représente un dépôt terrigène et volcanoclastique. Le matériel provient d'une érosion importante des coulées basaltiques et accessoirement du niveau carbonaté silicifié qui leur est associé, ainsi que de projections volcaniques aériennes de lapillis et de cendres sur sol sec ou sous faible tranche d'eau. Cette formation surmonte par l'intermédiaire d'une surface érosive les terrains basaltiques. Elle est recouverte par la dalle carbonatée liasique qui repose latéralement directement sur les basaltes constituant les bordures du bassin (Figs 2 et 5). L'épaisseur de la formation varie de quelques dizaines de mètres à une centaine de mètres.

Le remaniement du niveau carbonaté silicifié qui constitue un repère régional permet d'estimer que l'érosion a affecté au minimum le tiers supérieur de l'empilement basaltique.

L'évolution d'ensemble de la formation apparaît comme une succession de séquences élémentaires positives, déterminant une mésoséquence positive, avec: des dépôts continentaux détritiques proximaux (membre *a*), des dépôts fluviaux organisés (membre *b*) et une sédimentation terrigène fine, associée à des carbonates supralittoraux (membre *c*). D'importantes manifestations d'un volcanisme explosif sont associées au dépôt des membres *b* et *c*. Au cours de cette évolution globalement progressive, apparaissent des reprises érosives plus ou moins importantes selon les secteurs, en rapport avec une mise en relief et donc un soulèvement sporadique des bordures du bassin.

RECONSTITUTION DE LA DYNAMIQUE DU BASSIN

Structuration actuelle

Le bassin de Tizi-n-Ghachou se situe dans une zone de fractures qui constitue la limite entre deux domaines structuraux, le Moyen Atlas plissé au Nord et le paléoseuil de la Haute Moulouya au Sud. Il est limité par des accidents de direction atlasique, SW-NE à WSW-ENE (Fig. 2). La faille des Aït Oufella (FAO), accident majeur à jeux multiples, constitue la limite septentrionale du bassin le séparant du Moyen Atlas. La faille de Bou Tkhoubay (FBT) constitue sa limite méridionale. Cette dernière est souvent jalonnée de brèches tectoniques à remplissage de minéralisations ferrifères. Au Nord de Taourirt, une troisième faille médiane de même direction sépare le bassin longitudinalement en deux compartiments:

i) un compartiment méridional où la série est épaisse (100 m) et où la sédimentation est assez grossière, surtout à la base; et

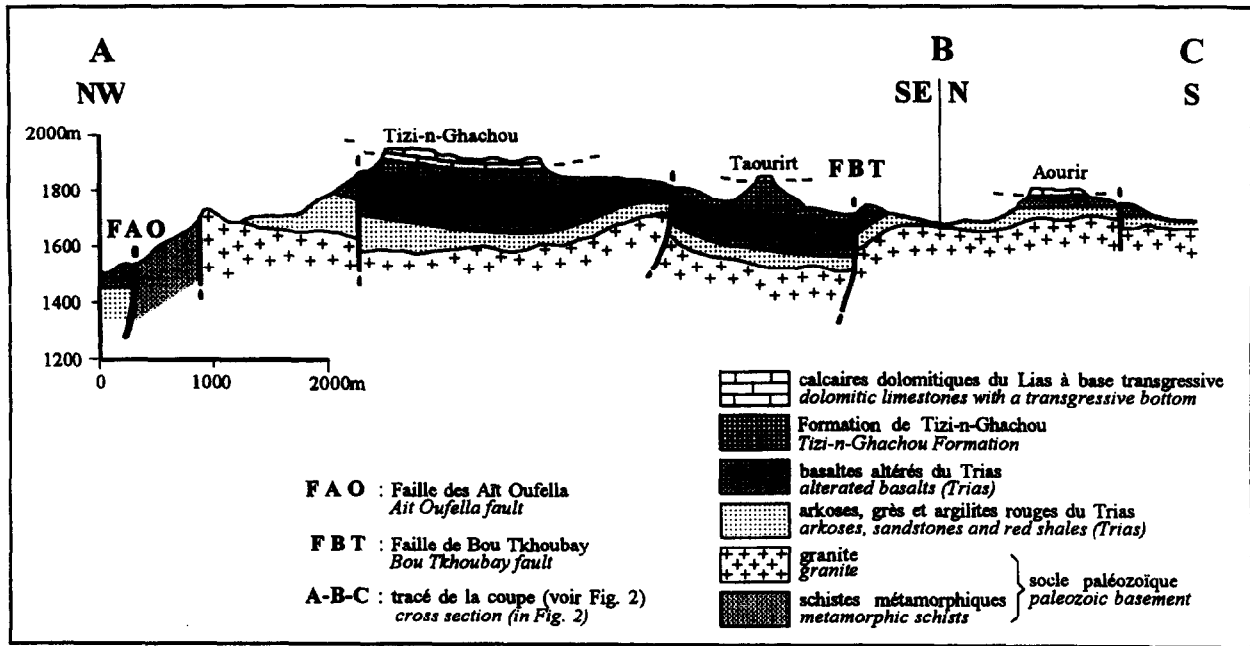


Figure 5. Coupe actuelle à travers le bassin de Tizi-n-Ghachou.
Figure 5. Structural section through the Tizi-n-Ghachou Basin.

ii) un compartiment septentrional où la série de comblement est relativement réduite (60 m).

La structuration actuelle est représentée sur la coupe de la Fig. 5. Les carbonates du Lias inférieur reposent tantôt sur la Formation de Tizi-n-Ghachou (Taourirt; Bou Tkhoubay, etc.), tantôt directement sur les coulées basaltiques comme au niveau d'Aourir (Figs 2 et 5).

Reconstitution de la tectogenèse

La structuration infra-liasique du bassin de Tizi-n-Ghachou est reconstituée sur une série de coupes (Fig. 6a–e), depuis le Trias supérieur jusqu'à la base de la dalle carbonatée du Lias inférieur. Les derniers niveaux déposés sur une coupe étant chaque fois ramenés à l'horizontale.

L'individualisation du bassin d'accumulation de Tizi-n-Ghachou implique une mise en relief des coulées basaltiques avoisinantes sur les bordures du bassin. Les indices d'une instabilité tectonique associée à l'édification de ce nouveau bassin sont enregistrés dans la sédimentation. Il s'agit notamment de brusques changements d'épaisseur, de biseautage des couches du Sud-Est vers le Nord-Ouest, en particulier dans le bloc méridional, déterminant un éventail de sédimentation ouvert vers le Sud-Est (Fig. 6c, d). Par ailleurs, des brèches d'écoulement subaquatique, des paquets glissés et des slumps décimétriques à métriques apparaissent localement dans des intercalations dolomitiques. Enfin des failles synsédimentaires hydroplastiques à rejet métrique tronquent les dépôts par places. Ces failles synsédimentaires,

les structures de glissement et, d'une façon générale, la géométrie des corps sédimentaires témoignent de l'instabilité du substratum et du contrôle étroit de la sédimentation par la tectonique.

Cette histoire tectono-sédimentaire associée au volcanisme peut se décomposer en plusieurs épisodes (Fig. 6):

i) épanchement, en milieu aérien ou aquatique peu profond, des dernières coulées basaltiques du Trias supérieur-Lias inférieur (Fig. 6a);

ii) soulèvement régional associé à la différenciation d'un sous-bassin méridional, érosion intense des bordures et sédimentation détritique très grossière de cône de piedmont (membre a) (Fig. 6b);

iii) élargissement du bassin vers le Nord-Ouest, poursuite de l'érosion des bordures et de la subsidence et apparition d'un réseau hydrographique assurant un drainage des matériaux (membre b); fracturation crustale et remontées magmatiques basaltiques se manifestant par un volcanisme explosif (Fig. 6c);

iv) poursuite de la subsidence du bassin mais tendance au comblement et à l'apparition d'une première sédimentation chimique marine dans la partie Sud du bassin, alors que des reprises érosives se manifestent plus particulièrement sur la bordure Nord (membre c) et que les éruptions explosives se poursuivent dans un contexte de soulèvement actif (Fig. 6d);

v) arrêt de l'instabilité relative régionale et des manifestations volcaniques, ennoiment du bassin de Tizi-n-Ghachou et de ses bordures et extension de la mer liasique (Fig. 6e).

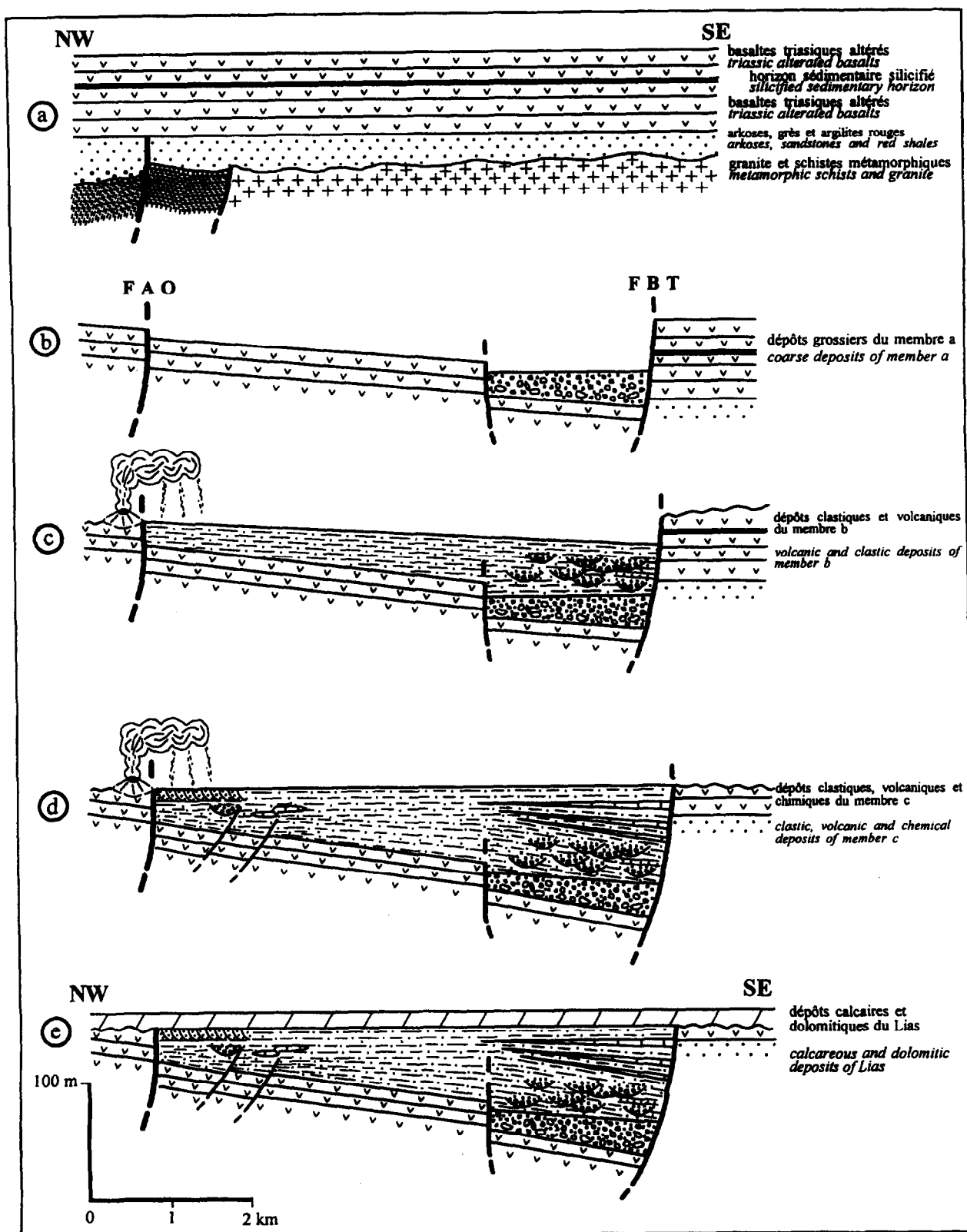


Figure 6. Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Tizi-n-Ghachou (les étapes a-e sont décrites dans le texte). FAO: Faille des Ait Oufella (Fig. 2); FBT: Faille de Bou Tkhoubay.

Figure 6. Schematic tectono-sedimentary evolution of the Tizi-n-Ghachou Basin (see text for stages a-e). FAO: Ait Oufella Fault (Fig. 2); FBT: Bou Tkhoubay Fault.

L'individualisation et l'évolution du bassin de Tizi-n-Ghachou résultent d'une tectonique infra-liasique distensive ou transtensive, contemporaine de la surrection du substratum, et déterminant un bassin en héli-graben SW-NE sur une dizaine de kilomètres, dans le faisceau de l'Accident Sud Moyen Atlasique limitant le Moyen Atlas et la Haute Moulouya. Cette tectonique s'est manifestée postérieurement à l'épanchement des dernières coulées de laves basaltiques et antérieurement à la transgression liasique. La période d'instabilité est contemporaine du regain de l'activité volcanique avec modification du dynamisme éruptif et apparition du régime explosif.

DISCUSSION

A l'échelle régionale

Au Nord-Ouest du secteur d'étude, se situe le bassin triasique de Kerrouchen (Lorenz, 1976). Sa structuration, récemment analysée, a été interprétée par une migration centripète vers le Nord-Ouest de blocs basculés (Laville *et al.*, 1995), résultant de la reprise en extension des plans de charriages hercyniens reconnus au Nord-Ouest dans la région de Khénifra (Allary *et al.*, 1972). Les blocs basculés sont fossilisés par les premières coulées basaltiques d'âge triasique ou triasico-liasique. Il s'agit donc de déformations synsédimentaires antérieures aux émissions fissurales. Au contraire, le bassin de Tizi-n-Ghachou représente un événement tectono-sédimentaire postérieur à la mise en place des trapps basaltiques. Autre originalité, il se localise au sein même du faisceau faillé des Aït Oufella, qui correspond au prolongement vers le Sud-Ouest de l'Accident Sud Moyen Atlasique. Ceci suggère que la différenciation du bassin a été directement liée au jeu extensif ou transtensif du faisceau qui représente un accident majeur séparant le substratum du Moyen Atlas du socle paléozoïque de la Haute Moulouya. L'activité éruptive explosive synchrone de la formation du bassin constitue un argument important pour associer l'ouverture du bassin à la formation ou à la réactivation de fractures crustales profondes.

A l'échelle du Moyen Atlas

Sur la bordure Nord-Ouest du Moyen Atlas tabulaire (Fig. 1), une formation volcano-sédimentaire ('Formation de l'Oued Defali'; Chalot-Prat *et al.*, 1986) s'est formée dans un contexte structural analogue, postérieurement à la mise en place du trapp comme dans le bassin de Tizi-n-Ghachou. La sédimentation y est également associée à un volcanisme explosif aérien à subaquatique en liaison avec le jeu d'un accident N40, la faille d'Adarouch (Ouarhache, 1987).

Celle-ci a conduit à l'individualisation d'un bassin subsident basculant vers le Nord-Ouest, dénommé 'bloc d'Agourai' (Charrière, 1990). Dans les deux cas, les caractéristiques aériennes des éruptions suggèrent des appareils éruptifs en marge des bassins subsidents.

La formation synchrone des deux bassins et de volcans explosifs, d'une part à la bordure Nord-Ouest du Moyen Atlas tabulaire (bloc d'Agourai) et d'autre part à sa limite Sud-Est (bassin de Tizi-n-Ghachou) postérieurement aux éruptions basaltiques fissurales, traduit en surface la réactivation tectonique en contexte de soulèvement d'une zone d'accidents crustaux majeurs SW-NE, et en profondeur la reprise du processus de fusion partielle du manteau nécessairement associée à la fracturation crustale majeure permettant les éruptions.

CONCLUSIONS

Après les derniers épanchements basaltiques au cours du Trias terminal ou au début du Lias, un bassin intracontinental s'est individualisé dans le linéament structural (Accident Sud Moyen Atlasique) séparant le Moyen Atlas et la Haute Moulouya. Ce bassin a été le siège d'une ultime sédimentation continentale (décharges de piedmont puis dépôts fluviaux) et de projections volcaniques, antérieurement à l'apparition des premières influences margino-littorales dolo-mitiques du Lias inférieur.

Ces différents dépôts constituent la Formation de Tizi-n-Ghachou dont l'originalité réside dans sa composition quasi-monogénique à partir de matériaux basaltiques. Cette accumulation sédimentaire dénote le démantèlement important des coulées basaltiques (au moins le tiers supérieur de la séquence) périodiquement mises en relief sur les bordures du bassin. Dans cette partie occidentale de la Haute Moulouya, se trouve ainsi démontrée l'existence d'une phase érosive postérieure aux derniers épanchements basaltiques et antérieure à la transgression liasique.

Par ailleurs, la sédimentation volcano-détritique a été perturbée par des retombées volcaniques sur sol sec ou sous faible tranche d'eau en provenance d'événements situés sur les reliefs en marge du bassin. La mise en évidence d'un volcanisme explosif finitriasique, postérieur à l'activité fissurale, constitue le deuxième exemple décrit dans la littérature consacrée au domaine atlasique marocain ou maghrébin après celui de la bordure Nord du Moyen Atlas (Chalot-Prat *et al.*, 1986). Dans les deux cas, l'individualisation des bassins et leur mobilité associée aux dernières manifestations volcaniques ont été conditionnées par le jeu distensif ou transtensif, dans un contexte de soulèvement, d'accidents SW-NE dont l'importance

paléogéographique et structurale continuera à se manifester au cours de l'histoire méso-cénozoïque.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient sincèrement Louis Courel et un second rapporteur anonyme pour leurs critiques et suggestions constructives lors de l'examen du premier manuscrit, Bahanou Akabouch (Faculté des Lettres de Fès) pour la traduction initiale en anglais de la version abrégée, Bernard Bonin et Peter Bowden (Editeurs) pour toute l'attention qu'ils ont portée au manuscrit.

Editorial handling – B. Bonin et P. Bowden

REFERENCES

- Allary, A., Andrieux, J., Lavenue, A., Ribeyrolles, M., 1972. Les nappes hercyniennes de la Méséta sud-orientale (Maroc central). *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris* 274, 2284–2287.
- Amade, E., 1965. Les gisements de plomb de Zeïda et de Bou Mia. In: *Colloque sur des gisements stratiformes de plomb et manganèse du Maroc* (2–14 Mai 1962). Notes Mémoires Service Géologique Maroc 181, 175–184.
- Baudelot, S., Charrière, A., 1983. Définition et datation palynologique (Hettangien inférieur) de la Formation de Harira, niveau de décollement sous les formations dolomitiques du Causse moyen-atlasique (Maroc). *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris* 296, 1807–1812.
- Beauchamp, J., 1985. Modalités de la transgression triasique au Maroc. In: 110^e Congrès National des Sociétés Savantes VI, Montpellier, pp. 247–256.
- Beauchamp, J., Benaouiss, N., Courel, L., 1995. Où était donc le domaine marin dans le Maroc africain au Trias supérieur? *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris* 321, 1033–1040.
- Benaouiss, N., Courel, L., Beauchamp, J., 1996. Rift-controlled fluvial/tidal transitional series in the Oukaimeden Sandstones, High Atlas of Marrakech (Morocco). *Sedimentary Geology* 107, 21–36.
- Bertrand, H., Prioton, J.M., 1975. Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique. Etude pétrographique et géochimique. Thèse 3^{ème} cycle, Université Claude Bernard, Lyon, France, 321p.
- Chalot-Prat, F., Charrière, A., Ouahrache, D., 1986. Découverte d'un volcanisme explosif fini-triasique sur la bordure occidentale du Moyen Atlas (Maroc). In: PICG-UNESCO 183, Marrakech, 1985, *Revue de la Faculté des Sciences de Marrakech, Section Sciences de la Terre* 2, pp. 127–141. **Editors ?**
- Charrière, A., 1990. Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale: le Moyen-Atlas au SE de Fès (Maroc). Thèse Doctorat Sciences, Université Paul Sabatier, Toulouse III, France, 589p.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., 1960–1962. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In: *Livre jubilaire à la mémoire du Pr. P. Fallot, Mémoire hors série, Société géologique de France* I, pp. 447–527.
- Dubar, G., 1960–1962. Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (Domaine atlasique). In: *Livre jubilaire à la mémoire du Pr. P. Fallot, Mémoire hors série, Société géologique de France* I, pp. 529–544.
- Du Dresnay, R., 1971. Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bulletin Société Géologique France* 13, 46–56.
- El-Wartiti, M., 1981. Les terrains permo-carbonifères et leur couverture dans la zone de Tiddas-Souk-Es-Sebt (Bordure nord-ouest de la Meseta marocaine nord: Maroc Central). Thèse de 3^{ème} cycle, Université Mohammed V, Rabat, Maroc, 193p.
- Et-Touhami, M., 1996. Le Trias évaporitique du bassin de Khémisset (Maroc central): géométrie des corps sédimentaires et environnements de dépôt. In: Medina, F. (Ed.), *Le Permien et le Trias du Maroc: État des Connaissances*. Pumag, pp. 181–199.
- Fiechtner, L., Friddrichsen, H., Hammerschmidt, K., 1992. Geochemistry and geochronology of early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. *Geologische Rundschau* 81, 45–62.
- Laville, E., Charroud, A., Fedan, B., Charroud, M., Piqué, A., 1995. Inversion négative et rifting atlasique: l'exemple du bassin triasique de Kerrouchen (Maroc). *Bulletin Société Géologique France* 166 (4), 365–374.
- Lorenz, J.-C., 1976. Triassic sediments and basin structure of the Kerrouchen basin, central Morocco. *Journal Sedimentary Petrology* 46, 897–905.
- Lorenz, J.-C., 1988. Synthesis of Late Paleozoic and Triassic redbed sedimentation in Morocco. In: Jacobs-hagen, V.H. (Ed.), *The Atlas System of Morocco: Studies on Its Geodynamic Evolution*. Springer-Verlag, 15, pp. 139–168.
- Manspeizer, W., 1988. Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic: an overview. In: Manspeizer, W. (Ed.), *Triassic-Jurassic Rifting. Continental Breakup and Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins*. Elsevier, Amsterdam, vol. 22, pp. 41–79.
- Martin, J., 1981. Le Moyen-Atlas central, étude géomorphologique. Notes Mémoires Service Géologique Maroc 258, 445p.
- Medina, F., 1996. Le Trias du Maroc: introduction. In: Medina, F. (Ed.), *Le Permien et le Trias du Maroc: État des Connaissances*. Pumag, pp. 139–153.
- Michard, A., 1976. Éléments de géologie marocaine. Notes Mémoires Service Géologique Maroc 252, 420p.
- Odin, G.S., 1994. Geological time scale. *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris* 318 (III), 59–71.
- Ouahrache, D., 1987. Etude géologique dans le Paléozoïque et le Trias de la bordure NW du Causse moyen-atlasique (S et SW de Fès, Maroc). Thèse 3^{ème} cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse III, France, 130p.
- Ouahrache, D., 1993. La série volcano-sédimentaire de l'Oued Kiss: Moyen Atlas plissé (Maroc). In: Abstract 14th regional Meeting of the IAS, Marrakech, 250p.
- Oujidi, M., 1996. Evolution tectono-sédimentaire des Monts d'Oujda (Maroc oriental) au cours du Trias et du Lias basal. In: Medina, F. (Ed.), *Le Permien et le Trias du Maroc: État des Connaissances*. Pumag, pp. 201–212.
- Oujidi, M., Courel, L., Benaouiss, N., El-Mostaine, M., El-Youssi, M., Et-Touhami, M., Ouahrache, D., Sababou, A., Tourani, A., 2000. Triassic series of Morocco: stratigraphy, palaeogeography and structuring of the Southwestern Peri-Tethyan Platform. An overview. In: Crasquin-Soleau, S., Barrier, E. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 5: New Data on Peri-Tethyan Sedimentary Basins*. Mémoires Muséum National Histoire Naturelle 182, pp. 23–37.
- Piqué, A., Laville, E., 1993a. Les séries triasiques du Maroc, marqueurs du rifting atlantique. *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris* 317 (II), 1215–1220.

- Piqué, A., Laville, E., 1993b. L'ouverture de l'Atlantique central: un jeu en extension des structures paléo-zoïques? *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris* 317 (II), 1325–1332.
- Piqué, A., Laville, E., 1995. L'ouverture initiale de l'Atlantique central. *Bulletin Société Géologique France* 166 (6), 725–738.
- Roch, E., 1950. Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes Mémoires Service Géologique Maroc* 80, 440p.
- Saadi, Z., Fedan, B., Charroud, M., Souhel, A., 1993. L'évolution jurassique du paléoseuil de la Haute Moulouya (Maroc): un exemple d'enregistrement sédimentaire de la tectonique et des variations eustatiques. In: *Abstract 14th regional Meeting of the IAS. Marrakech*, pp. 291–292.
- Salvan, H.M., 1984. Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléoclimatologiques. Quelques réflexions. *Revue Géologie Dynamique Géographie Physique* 25 (3), 187–203.
- Schmitt, J.M., 1976. Sédimentation, paléaltération, géochimie et minéralisation en plomb de la série triasique de Zeïda (Haute Moulouya-Maroc). Thèse de Docteur Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, France, 97p.
- Termier, H., 1936. Etudes géologiques sur le Maroc Central et le Moyen-Atlas septentrional. *Notes Mémoires Service Géologique Maroc* 33, 1566p.
- Termier, H., Termier, G., 1948. Observations nouvelles sur le Permo-Trias et la base du Lias dans le Maroc Central et le Moyen-Atlas septentrional. *Bulletin Société Géologique France* 18 (5), 395–405.