

KARST ET RESSOURCES EN EAU AU MOYEN ATLAS NORD-ORIENTAL

Ali TAOUS¹, Abdellatif TRIBAK,¹ Khalid OBDA¹,
Raphael BAENA² Enrique LOPEZ LARA², José MIRANDA BONILLA²

¹ : LAGEA, Faculté des Lettres et Sciences Humaines Fès-Saïs

² : Département de Géographie, Université de Séville, Espagne.

Résumé

Le Moyen Atlas nord-oriental se caractérise par des paysages karstiques hérités et actuels très diversifiés. En fait, les roches carbonatées du Jurassique, bien représentées dans cette région montagneuse, ont subi une karstification ancienne, depuis la fin du Tertiaire et au cours du Quaternaire. Actuellement ; la karstogenèse est encore active en raison des conditions géologiques, morphostructurales et bioclimatiques favorables : couches de roches carbonatées inclinées et plissées, climat méditerranéen avec précipitations abondantes, etc. Pour toutes ces raisons, la région montre des systèmes karstiques diversifiés et étagés en fonction de l'altitude (Lapiez, dolines, poljés, vallées karstiques, grottes, cours d'eau souterrains, sources karstiques permanentes ou intermittentes...).

Après présentation des types karstiques et leurs caractéristiques, nous discutons dans cet article le rôle du karst dans les drainages souterrain et superficiel des eaux et la distribution spatiale de cette ressource à l'échelle de la région d'étude. L'article insiste aussi sur l'importance de l'étude et de la mise en valeur de cette ressource pour son exploitation dans tout projet de développement local et touristique de la région.

Mots clés : Moyen Atlas, karst, ressources en eau, Maroc.

Abstract

Karst and resources in water in the north-oriental Medium Atlas.

The north oriental medium Atlas is characterised by very manifold inherited and actual karstic landscapes. In fact, calcareous rocks of the Jurassic, well represented in this hilly region had been subjected to an ancient karstification, since the end of tertiary and during the Quaternary. Nowadays; the karstogenesis is still active owing to favourable geological conditions, morphostructurales and bioclimatic : life of carbonates rocks tipped up and pleated, climate quoted with abundant rainfall, etc. For all these reasons, the region shows manifold karstic systems and graduated according to altitude (Slurp, sinkholes, poljes, karstic valleys, caves, underground watercourses, permanent karstic sources or intermittences).

After presenting the karstic types and their characteristics, the article will aim at discussing the role of the karst in underground and superficial draining waters and the space distribution of this resource on the scale of the studied region. This article also stresses the importance of studying these resources and their exploitation for the benefit of local development in the region.

Key words: medium Atlas, Karst, means in water, Morocco.

ملخص

الكارست و الموارد المائية بالأطلس المتوسط الشمالي الشرقي.

يتميز الأطلس المتوسط في جزئه الشمالي - الشرقي بمظاهر كارستية موروثية و حالية متنوعة، فالصخور الجوراسية الكاربوناتيّة السائدة بهذه المنطقة الجبلية تعرضت للتشكيل الكارستي منذ أواخر الزمن الثالث و خلال الزمن الرابع، و لازالت الكرسطة نشيطة في الوقت الحاضر، وذلك نظرا للظروف الجيولوجية و المرفوبيوية و البيومناخية الملائمة : صخور كربوناتيّة في هيئة طبقات مائلة و ملتوية مع مناخ متوسطي معتدل و متميز بوفرة التساقطات ... و نتيجة لكل هذه الظروف تتميز المنطقة بانظمة كارستية متنوعة و متدرجة حسب الارتفاع (لابيز، دولينات، جوبات، أودية كارستية، كهوف جافة، مجاري مائية باطنية، ينابيع كارستية موسمية أو دائمة دائمة...).

بعد عرض الخصائص و الأنواع الكارستية المميزة للأطلس المتوسط الشمالي - الشرقي، ناقش في هذا المقال دور الكارست في التصريف المائي السطحي و الباطني و في تحديد الموارد المائية على مستوى المنطقة، كما يركز المقال على أهمية دراسة هذه الموارد قصد تدبير استغلالها من أجل التنمية المحلية بالمنطقة.

Introduction

Situé au sud de Taza, le secteur d'étude couvre une grande partie du Moyen Atlas septentrional (Fig.1). Il s'agit d'une zone montagneuse correspondant à la prolongation orientale du Moyen Atlas central. On y distingue deux domaines géomorphologiques formés principalement de terrains mésozoïques, séparés par un massif ancien paléozoïque : i) le domaine des Causses forme la frange nord-ouest de la chaîne et ii) le domaine plissé qui s'étend depuis la bordure sud-ouest du massif paléozoïque de Tazekka jusqu'aux sommets du Jbel Bou Iblane vers le sud-est.

La localisation géographique, l'altitude, l'orientation nord-ouest du relief et l'abondance de terrains carbonatés dans ces domaines, offrent des conditions naturelles favorables à l'abondance de la ressource en eau superficielle et souterraine. On y enregistre en effet une pluviométrie moyenne de plus de 600 mm, avec d'abondantes chutes de neiges sur les massifs montagneux en saison froide d'hiver. De plus, la grande étendue des terrains carbonatés jurassiques, souvent fracturés et karstifiés fait de la région un domaine hydrogéologique relativement riche en eau souterraine, avec d'abondantes sources karstiques.

L'objectif de cet article est de donner en premier temps une synthèse sur les potentialités karstiques du paysage du Moyen Atlas nord-oriental. L'étude discute ensuite le rôle de ces phénomènes dans la disponibilité en eau et sa répartition spatiale à l'échelle de la région étudiée.

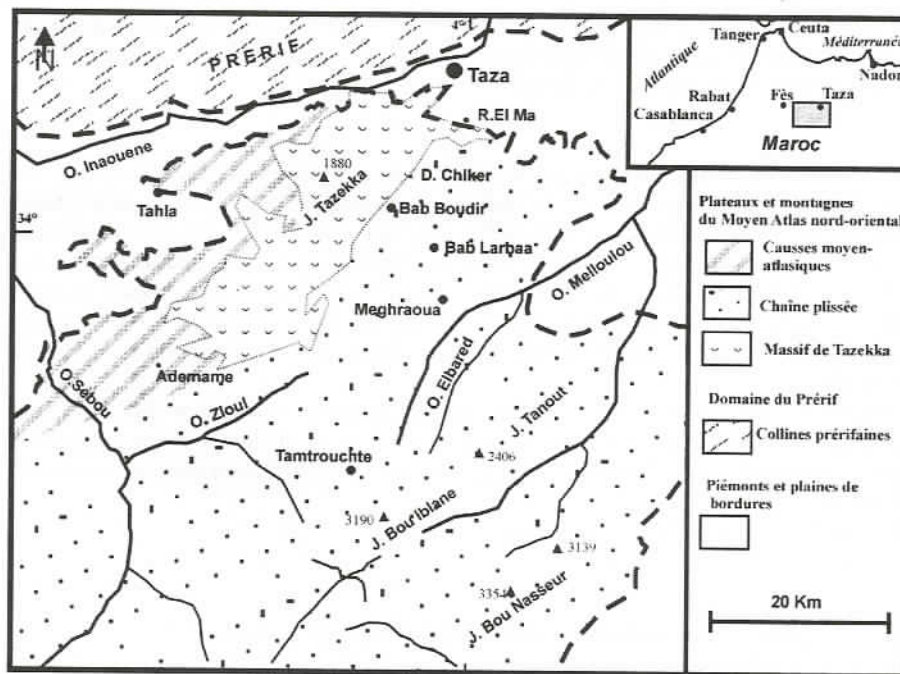


Figure 1. Localisation du secteur étudié.

1. Le contexte physique de la karstogénèse au Moyen Atlas nord-oriental

1.1. Les conditions lithologiques et morphostructurales

Le Moyen Atlas nord-oriental montre trois unités morphostructurales majeures d'extension inégale (Fig.2) :

1) Les causses se situent sur la frange nord-ouest de la chaîne montagneuse. Au sud-ouest de Taza, ils forment un plateau sub-tabulaire peu étendu et relativement peu élevé (1200 m au maximum), dominant le sillon sud-rifain vers le nord. Ce plateau est constitué essentiellement de puissantes séries calcaires du Lias inférieur qui sont globalement basculés vers le nord-ouest où elles plongent sous les dépôts marneux miocènes du couloir de Taza.

2) Le massif de Tazekka vient s'intercaler entre les Causses et la chaîne plissée. Il se présente en dôme élevé (J. Tazekka : 1986 m d'altitude) et constitué de roches paléozoïques métamorphisées (schistes, pélites, grès quartzitiques, etc.). Sa mise en relief est liée principalement à une surrection induite par un serrage tectonique avant le Miocène supérieur (Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998). Des cisaillements majeurs découpent ce massif en de nombreux compartiments structuraux.

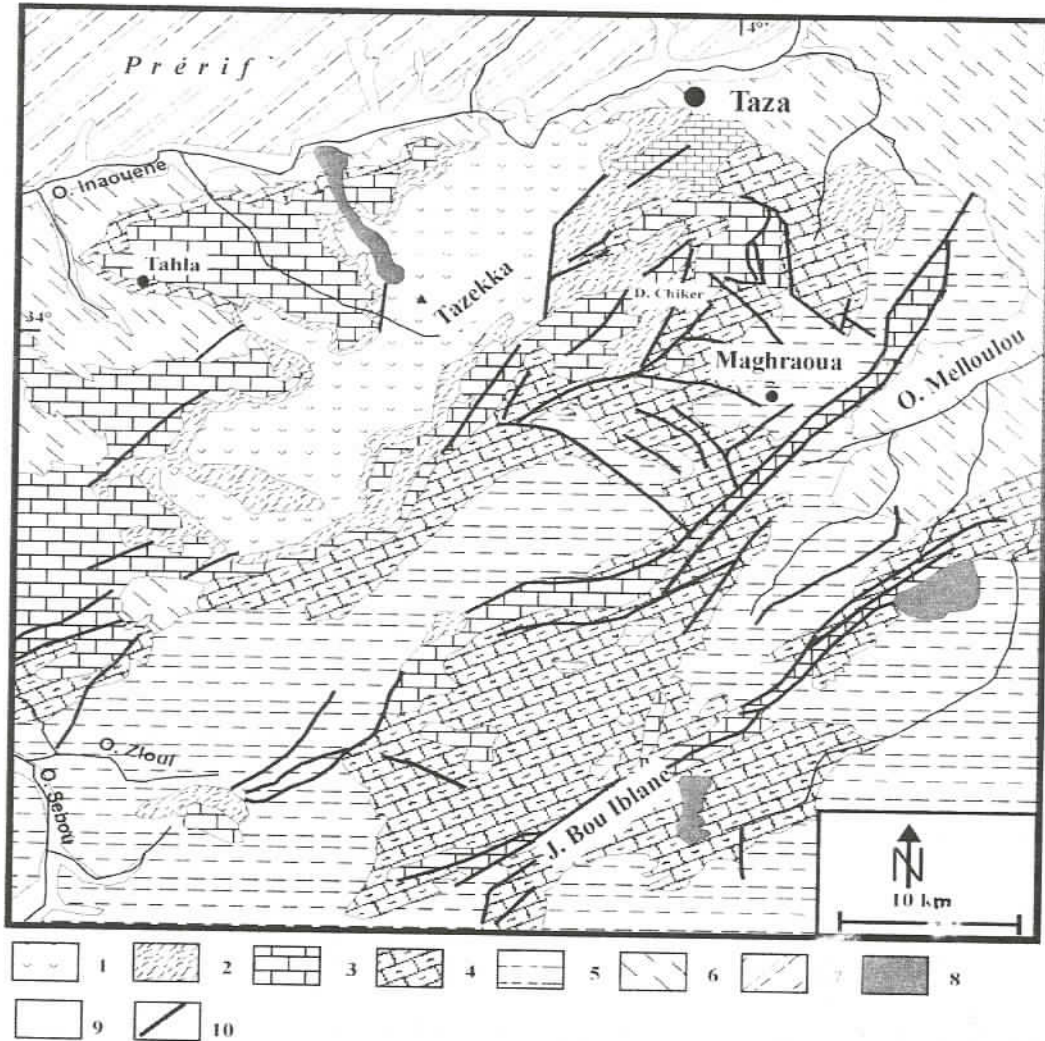


Figure 2. Carte géologique simplifiée du Moyen Atlas nord-oriental (inspirée de Robillard, 1978 : simplifiée). 1. Formations paléozoïques du massif de Tazekka. 2. Permo-Trias. 3. Lias inférieur. 4. Lias moyen-supérieur. 5. Dogger. 6. Miocène. 7. Formations tertiaires variées du Prérif. 8. Basaltes quaternaires. 9. Formations superficielles quaternaires et récentes. 10. Accidents tectoniques majeurs.

3) La partie de la chaîne plissée concernée par la présente étude s'étend depuis la bordure méridionale du massif de Tazekka jusqu'aux hauts sommets de Bou Iblane vers le sud-est. Elle est constituée essentiellement de puissantes séries calcaréo-dolométiques (Lias inférieur), marno-calcaires (Lias moyen-supérieur) et marneuses (Dogger). Ces séries reposent à leur tour sur des roches tendres permo-triasiques formées essentiellement d'argilites salifères à basaltes. Ces dernières formations jouent en effet un rôle important comme substratum imperméable de toute la série jurassique.

Cependant, l'armature principale de la chaîne plissée est donnée par des rides anticlinales où affleurent les formations calcaréo-dolomitiques du Lias inférieur. Ces rides forment des alignements de crêtes sub-parallèles et de direction générale NE-SW. Elles portent aujourd'hui les plus hauts sommets montagneux, avec des altitudes globalement décroissantes d'ouest en est et dont le point culminant est le Jbel Bou Iblane (3190 m). Ces alignements de crêtes séparent de larges cuvettes synclinales où affleurent des roches à dominante marneuse et marno-calcaire. C'est le cas par exemple des synclinaux de Zloul, de Tazarine, de Maghraoua et de Bechyine qui forment la zone synclinale septentrionale ; ou encore ceux de Tafferte, de Tamtrouchte et de Tamjout, correspondant à la zone synclinale médiane du Moyen Atlas plissé (Fig. 3).

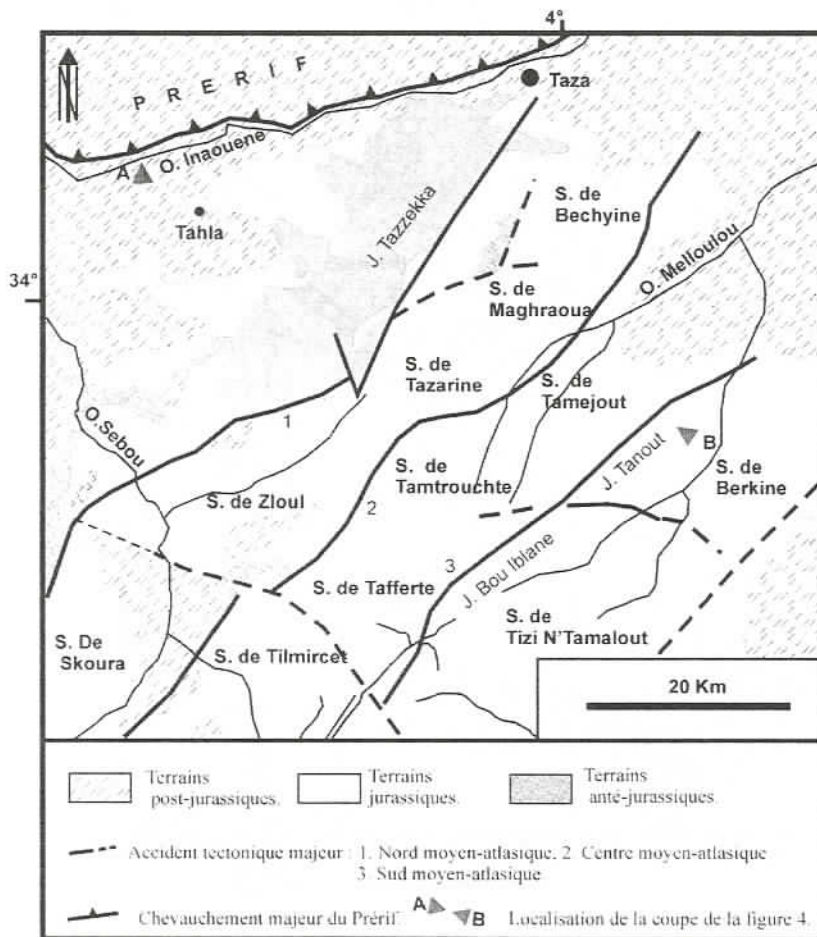


Figure 3. Structure générale du Moyen Atlas nord-oriental (inspiré de Colo, 1961 ; simplifié).

Sur le plan tectonique, rappelons que la chaîne montagneuse actuelle est le résultat de plissements alpins qui ont soulevé simultanément le socle hercynien et sa couverture secondaire (Charrière, 1990 ; Piqué, 1994). Globalement, les effets de l'orogénèse alpine ont été responsables à la fois de la surrection de la chaîne, de l'important dénivelé du relief et du cloisonnement intense des terrains de la chaîne montagneuse. Les phases tectoniques tardives du Miocène terminal, du Pliocène et du Quaternaire ont déterminé en effet la surrection définitive du relief montagneux. Elles ont favorisé une bréchification des roches et la réactivation de nombreux réseaux de failles. Les terrains des Causses ont été légèrement basculés, ondulés et fracturés, suite notamment à la surrection du massif primaire de Tazekka. Le domaine plissé est par contre une chaîne de plissement de style jurassien typique, avec des anticlinaux séparant des synclinaux (Fig. 3 et Fig. 4).

De grands accidents tectoniques, orientés SW-NE et chevauchants vers le nord, ont cependant affectés les rides anticlinales. Ils déterminent ainsi les principaux ensembles morpho-structuraux de la montagne (accident nord moyen-atlasique, accident centre moyen-atlasique et accident sud moyen-atlasique). Ces accidents correspondent à des lignes structurales majeures affectant à la fois le socle paléozoïque rigide et la couverture sédimentaire secondaire plissée sus-jacente. Ils sont accompagnés d'un réseau complexe de failles plus récentes (Sabaoui, 1998) et sont fréquemment injectés de formations argileuses salifères du Permo-Trias.

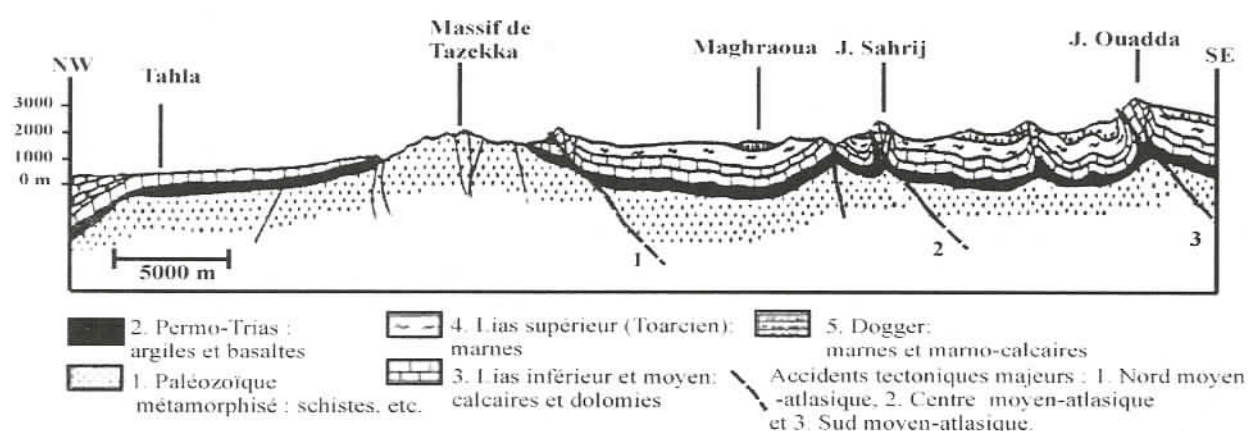


Figure 4. Coupe géologique est-ouest dans le Moyen Atlas nord-oriental (d'après Sabaoui, 1998 : simplifié).

1.2. Les conditions bioclimatiques

La région s'inscrit dans un domaine climatique méditerranéen de montagne, humide à sub-humide et à hiver froid. Elle est relativement bien arrosée : l'orientation SW-NE de la chaîne explique le fait que la montagne reçoive sur sa façade occidentale les perturbations d'origine océanique, bien chargées d'humidité. C'est ainsi que l'obstacle que constitue le talus bordier des causses, ainsi que les crêtes de la chaîne plissée, permet des précipitations pluviales ou neigeuses importantes. Cependant, la diminution des précipitations est très rapide en direction de l'est et du sud-est où l'on atteint progressivement des zones semi-arides, marquées par l'influence continentale du Maroc oriental. D'autre part, le contraste climatique entre les versants méridionaux et septentrionaux de la chaîne vient souvent nuancer le schéma général du climat méditerranéen de montagne. Les versants septentrionaux, ouverts sur l'atlantique, sont plus tempérés, plus humides et toujours bien arrosés par rapport aux versants méridionaux, alors soumis à une forte insolation et une évaporation plus intense. La position d'abri des cuvettes synclinales, plus éloignées de la façade occidentale renforce d'ailleurs ce contraste climatique. Il en résulte ainsi de très grandes différences dans les totaux pluviométriques selon la localisation, l'altitude et l'exposition des reliefs. Ceux-ci peuvent varier, en effet, considérablement entre 500 et plus de 1000 mm (Tab.1).

	Taza	Tahla	Bab Boudir	Bab Larbaa	Maghraoua	Tamtrouche	Bou Iblane
Janvier	178	198	325	152	86	111	69
Février	-	-	-	-	-	-	-
Mars	22	25	15	36	19	27	20
Avril	79	102	135	141	64	121	121
Mai	62	70	53	49	30	47	57
Juin	6	17	13	-	3	8	16
Juillet	-	-	-	-	-	-	-
Août	-	8	3	3	19	10	3
Septembre	94.5	60	88	58	82	79	74
Octobre	15	16	40	46	28	30	23
Novembre	201.2	36	82	210	95	140	153
Décembre	153.3	291	276	132	75	116	89
Totaux	811	823	1030	827	501	689	625

Tableau 1. Distribution des pluies mensuelles (en mm) au Moyen Atlas nord-oriental : l'exemple de l'année 1997.

Retenons cependant que le régime pluviométrique annuelle se caractérise par deux maxima principaux: celui de novembre-décembre et celui de mars-avril. L'enneigement est important sur les hauts sommets, à partir de 1200 m ou 1800 m. Elle peut stationner sur les sommets durant plusieurs semaines. En saison normale, le massif élevé de Bou Iblane (3190m) connaît de fortes chutes de neiges qui peuvent s'étaler de la mi-novembre au début du mois de juin. Le minimum des précipitations apparaît en juillet -août. Quant aux températures, elles sont dans l'ensemble peu élevées, puisque les moyennes annuelles ne dépassent pas 12°C. De plus, la température peut descendre en dessous de 0°C durant la période s'étalant entre octobre et avril. Les températures moyennes maximales sont enregistrées en juillet – août.

C'est ainsi que malgré l'abondance des précipitations hivernales et printanières, les conditions climatiques restent globalement très rudes et l'été méditerranéen marque fortement la région. On note en fait une sécheresse ardente en été, avec des gels nocturnes fréquents sur les hauts sommets montagneux. Ces contrastes climatiques sont par ailleurs à l'origine d'un couvert végétal très diversifié, variant notamment avec l'altitude et l'exposition des versants. De manière générale, sur les versants bien arrosés du nord et de l'ouest, s'étendent des forêts de chênes, de pins d'Alep et même de cèdre. En revanche, vers l'est et le sud-est, les versants deviennent de plus en plus médiocrement boisés, avec tout d'abord des groupements de genévriers et thuyas et, ensuite, des formations steppiques d'Alfa et d'armoise. En outre, sur les sommets de plus de 2200m d'altitude, les forêts s'éclaircissent manifestement et cèdent place aux formations de steppes à coussinets et gazons. Les plus hauts sommets montagneux deviennent alors désertiques, en raison du froid et du gel nocturne qui les affectent.

2. Les phénomènes karstiques au Moyen Atlas nord-oriental

2.1. Des conditions physiques particulièrement favorables à la karstogénèse

Les conditions lithologiques, morphostructurales et bioclimatiques citées précédemment font du Moyen Atlas nord-oriental un domaine géomorphologique particulièrement favorable à la karstogénèse. Plusieurs raisons expliquent la prolifération des manifestations karstiques dans ce domaine, à savoir :

i) L'étendue des terrains jurassiques carbonatés karstifiables : les puissantes séries de calcaires et dolomies du Lias inférieur (plus de 100 m, en moyenne) qui affleurent largement au niveau des Causses et des rides anticlinales, constituent l'étage géologique le plus favorable au développement du karst.

ii) La juxtaposition des terrains carbonatés jurassiques sur des formations permo-triasiques imperméables facilite leur karstification (dissolution des poches de sel, effondrement, soutirage, etc.).

iii) Le plissement, le basculement et la fracturation des terrains par la tectonique : les activités karstiques superficielles et souterraines sont souvent facilitées et orientées par des réseaux de failles, des chevauchements et/ou des axes synclinaux qui se comportent alors comme des lieux de drainage. Dans de nombreux cas, la fracturation intense des terrains carbonatés fait augmenter leur perméabilité et leur taux d'infiltration, tout en favorisant le développement d'une importante circulation hydro-karstique souterraine.

iiii) Les conditions bioclimatiques méditerranéennes de montagne : en raison de son orientation sud-ouest - nord-est, le Moyen Atlas a constitué depuis toujours un domaine climatique méditerranéen relativement bien arrosé. Les terrains carbonatés, basculés vers le nord-ouest au niveau des Causses et en position de rides anticlinales dans le domaine plissé, sont alors exposés aux influences atlantiques humides. Ils sont soumis, en conséquence, aux phénomènes de dissolution et de karstogénèse. De plus, ces conditions climatiques sont favorables au développement d'un couvert végétal forestier et de la pédogenèse. Elles accentuent ainsi davantage les processus de dissolution des roches carbonatées, en raison notamment de la présence du CO₂ biogénique.

2.2. Des systèmes karstiques bien développés et diversifiés

Les formes karstiques sont très répandues et marquent bien le paysage géomorphologique du Moyen Atlas nord-oriental. Elles sont diversifiées et présentent des dimensions très variées, depuis les microformes d'ordre décimétrique jusqu'aux grandes dépressions hectométriques et kilométriques. Certaines de ces formes sont héritées des périodes anciennes anté-quatennaires et quaternaires ; d'autres sont par contre plus récentes et fonctionnelles actuellement.

2.2.1. Un énorme potentiel karstique hérité des périodes passées

La karstification des terrains au Moyen Atlas ne date pas de l'époque actuelle ; elle a accompagné l'évolution géomorphologique de la chaîne montagneuse depuis le Miocène à nos jours. Comme d'ailleurs l'avait bien précisé Martin (1981) pour le Moyen Atlas central, le développement du karst au Moyen Atlas nord-oriental aurait dû commencer dès la deuxième moitié du Miocène. Selon, l'auteur, l'exhaussement majeur fini-miocène de la montagne aurait créé les conditions orographiques et structurales nécessaires à l'activation des processus de la karstification. Néanmoins, l'auteur insiste sur le fait que l'essentiel du façonnement karstique s'est effectué au cours du Pliocène, période considérée alors plus humide et favorable à une intense érosion karstique des terrains carbonatés. Les calcaires lacustres et les travertins de bordure, qui affleurent aujourd'hui au niveau des Causses moyen-atlasiques, sont d'ailleurs corrélés à cette phase majeure de karstification. Ensuite, durant le Pléistocène, la dynamique karstique a été étroitement guidée à la fois par la succession de phases de surrection et de réajustement tecto-dynamiques et par l'alternance de conditions bioclimatiques favorables à la karstification des terrains (alternance d'épisodes pluviaux humides et d'inter-pluviaux arides). Des phases successives de creusement des vallées se sont échelonnées au cours du Quaternaire. Elles ont conduit à l'enfoncement saccadé du réseau hydrographique et, en conséquence, à l'abaissement des niveaux de base des systèmes aquifères au sein de la montagne moyenne-atlasique ; ce qui a favorisé l'entretien de la dynamique karstique. De plus, la surrection polyphasée de certains compartiments montagneux durant le Quaternaire a largement favorisé l'évolution des systèmes endo-karstiques, suite notamment à l'enfoncement des réseaux de circulation des eaux et à l'abaissement des niveaux de base du karst.

2.2.2. Les formes karstiques superficielles

Le modelé karstique superficiel au Moyen Atlas nord-oriental montre des formes extrêmement variées. Lorsque les calcaires et dolomies affleurent, des champs de lapiés montrent des aspects diversifiés, en rapport avec la nature et l'état de la roche, mais aussi avec l'étagement bioclimatique. Les dépressions fermées, dues aux phénomènes de dissolution et/ou d'effondrement (dolines, ouvalas, poljés) sont aussi nombreuses et de toutes les tailles. Leur densité et leur taille dépendent essentiellement de la nature, la structure et l'épaisseur des couches karstifiées. D'autres formes karstiques superficielles caractérisent le modelé du Moyen Atlas nord-oriental ; il s'agit notamment de vallées sèches, d'escarpements rocheux, de canyons, de gorges, de cavités karstiques variées, etc. Signalons, que les manifestations du karst n'apparaissent pas seulement au niveau des calcaires et dolomies du Lias inférieur ; en effet, celles-ci peuvent aussi affecter les marno-calcaires du Lias moyen-supérieur et du Dogger. Des formes pseudo-karstiques se développent parfois dans les argiles salifères permo-triasiques (Tennevin 1978).

Cependant, parmi toutes les formes citées précédemment, il faut dire que les plus spectaculaires d'entre elles sont souvent représentées par de grands poljés, localisés dans des structures en creux, correspondant à des dispositions synclinales et/ou à des zones effondrées et fortement fracturées (Robillard, 1978). Les formes et les dimensions de ces poljés sont surtout liées aux conditions litho-structurales locales ; mais elles sont aussi conditionnées par les conditions de drainage et les fluctuations des nappes phréatiques qui leur sont associées et qui contrôlent leur évolution par corrosion et dissolution. Certains de ces poljés, les plus anciens, sont complètement colmatés par des sédiments argileux et marneux. D'autres, sont toujours fonctionnels, et collectent actuellement les eaux des pluies. Ceux-ci peuvent même être occupés par des petits lacs temporaires (ou dayas) durant les périodes pluvieuses d'hiver.

Citons à ce propos l'exemple du grand poljé de la dépression de Chiker (Fig. 5 et photo 1). Situé en bordure méridionale du massif de Tazekka, à l'est du village de Bab Boudir. Ce poljé s'étend sur plus de 10 km de long et plus de 2 km de large. Sa position coïncide avec une cuvette synclinale tapissée de calcaires marneux (Domérien) et de marno-calcaires (Toarcien) et effondrée entre les calcaires et dolomies du Lias qui forment le Jbel Bou Massaoud à l'ouest et le Jbel Mers Hammad à l'est. Durant les périodes pluvieuses, cette dépression collecte les eaux de ruissellement qui se perdent naturellement en plusieurs points par le biais de plusieurs ponors et dolines, criblant le fond du poljé. Toutefois, malgré les pertes, le poljé peut être inondé en hiver durant les années plus humides, au moins partiellement et de manière temporaire. Mais, en été, les traces d'eau y sont souvent rares et seuls quelques étangs peuvent y persister. En effet, comme nous le

verrons par la suite, les pertes du poljé de Chiker alimentent une rivière souterraine et un réservoir karstique profond contenu dans le Lias ; elles sont à l'origine des apports de la grande source de Ras El Ma, située plus au nord-est de Daya Chiker.

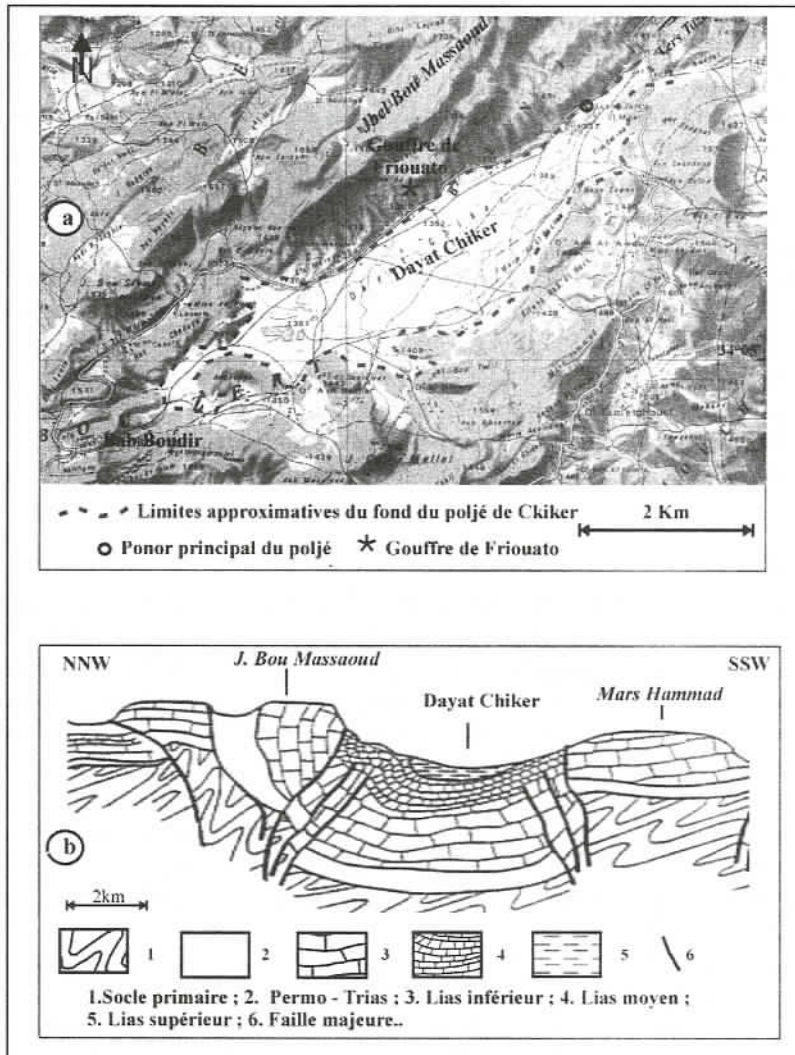


Figure 5. Le poljé de Daya Cher : a. Aspect topographique (carte topographique de Taza, 1/50000) ; b. Coupe géologique transversale (inspirée de Robillard, 1978).

2.2.3. Les formes karstiques souterraines

Contrairement au Moyen Atlas central (Martin, 1981), les formes endoparasitismes sont manifestement bien développées au Moyen Atlas nord-oriental. Les actions dissolvantes et mécaniques des eaux souterraines ont conduit à la formation de gouffres, de grottes et même des réseaux de galeries parfois complètement indépendants de la topographie actuelle ; mais par contre tributaires des conditions géologiques (failles, pendage, discontinuités lithologiques, etc.). Dans certains cas, ces réseaux se comportent comme un endokarst sec, ou tout simplement comme un véritable passoire évacuant les eaux au moment des périodes pluvieuses. Dans d'autres cas, au contraire, les galeries karstiques sont occupées par des rivières souterraines pérennes de fort débit même en état d'étéage. De plus, ces cavités souterraines montrent des dépôts extrêmement variés : stalactites et draperies aux plafonds des grottes, stalagmites de planchers, concrétions calcitiques variées, pierres et blocs issus de l'effondrement des parois, argiles et limons de décantation, etc.

Aujourd'hui, plus d'une centaine de cavités souterraines de forme variée ont en effet inventoriées et relativement bien connues par les spéléologues dans la région d'étude. Parmi les plus importantes et les plus connues de ces cavités, citons deux exemples :

i) Le célèbre gouffre de Friouato est sans doute le plus impressionnant de toute la région ; c'est le seul ayant été aménagé pour les touristes. Façonné dans les calcaires du Lias ; il s'ouvre dans le flanc sud du massif de Bou Massaoud sous forme d'un grand aven sub-circulaire d'environ 40 m de diamètre et plus de 160 m de profondeur (Fig. 6 ; photos 2 et 3). Après une large enceinte appelée « salle Lixi », la galerie se prolongent par des passages tantôt étroits, tantôt plus larges et qui mènent vers un siphon. La profondeur totale de la galerie de Friouato atteint plus de 270 m, sa longueur prospectée est estimée à environ 3000m.

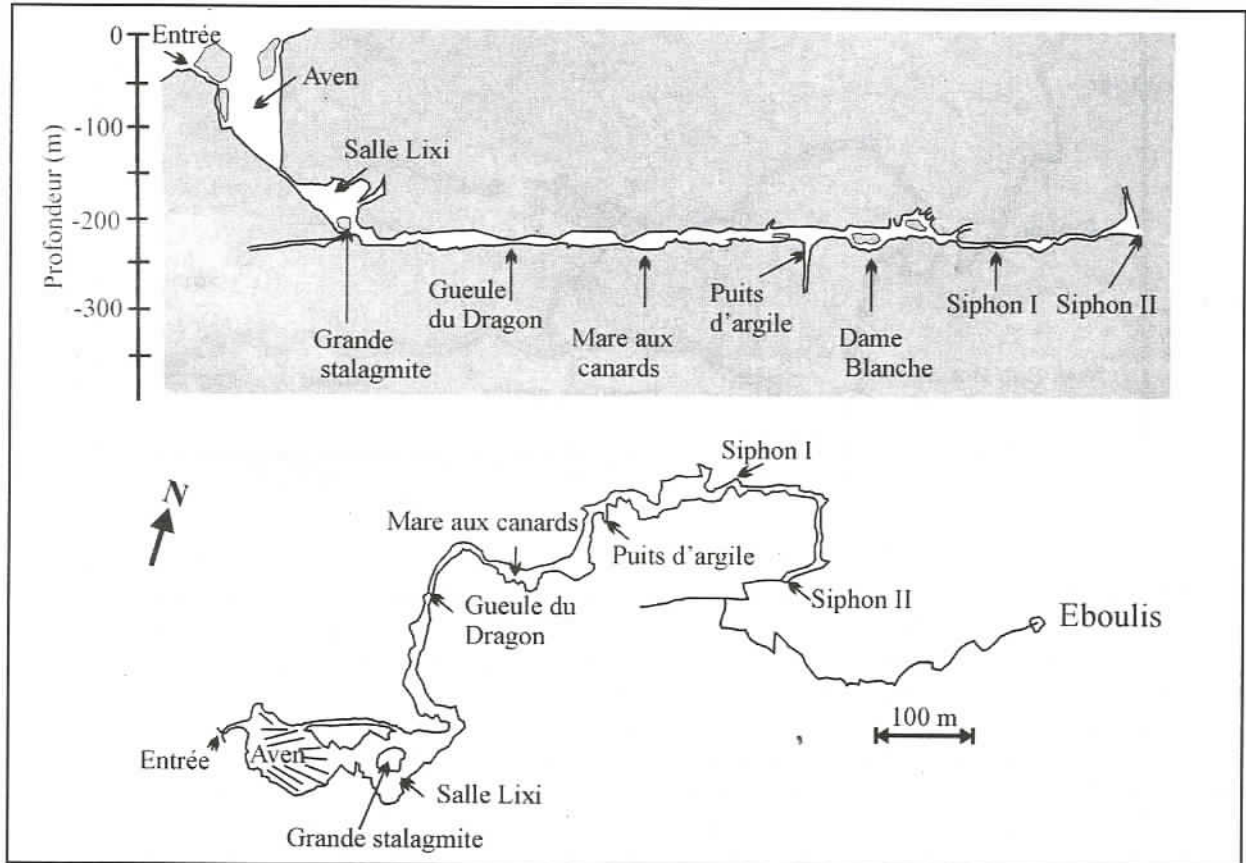


Figure 6. Le gouffre et la galerie de Friouato (vues en coupe et en plan).

ii) Le réseau karstique souterrain de Chiker est également bien connu par les spéléologues (Harmouche, 2004). Avec plus de 140 m de profondeur et plus de 3700 m de longueur, il est façonné dans les calcaires et dolomies du Lias et prend une direction nord-est le long du poljé de Chiker (Fig. 7). Ce réseau reçoit les eaux collectées par la dépression de Dayat Chiker. Il présente deux entrées qui se localisent en bordure nord-ouest de la Daya, près de la route secondaire qui mène vers Bab Boudir. Son entrée principale commence par une cavité d'environ 2 m de diamètre. Ensuite, après la descente dans un conduit souterrain sur près de 70 m de profondeur, on passe dans une galerie qui fonctionne en conduite forcée en période de pluie et qui mesure environ 700 m. Cette galerie mène vers le lit d'une rivière souterraine dont la branche aval dirige ses eaux vers la résurgence karstique de Ras El Ma, située alors plus au nord-est.

D'autres grottes et conduits karstiques souterrains majeurs sont connues dans la région. C'est le cas par exemple de la rivière souterraine de Chaâra, avec plus de 7500 m de progression sous terre (Photos 4 et 5), ou encore le réseau souterrain complexe de l'exsurgence de Oued Elbared. Ce type de galeries engendre

en fait d'importants écoulements souterrains favorisant d'énormes émergences karstiques. C'est le cas par exemple des sources de Ras El Ma, de Chaâra, de Kaouane, d'Ademane et celles de l'Oued Elbared. Nous reviendrons plus loin sur les caractéristiques hydrologiques de certaines de ces sources.

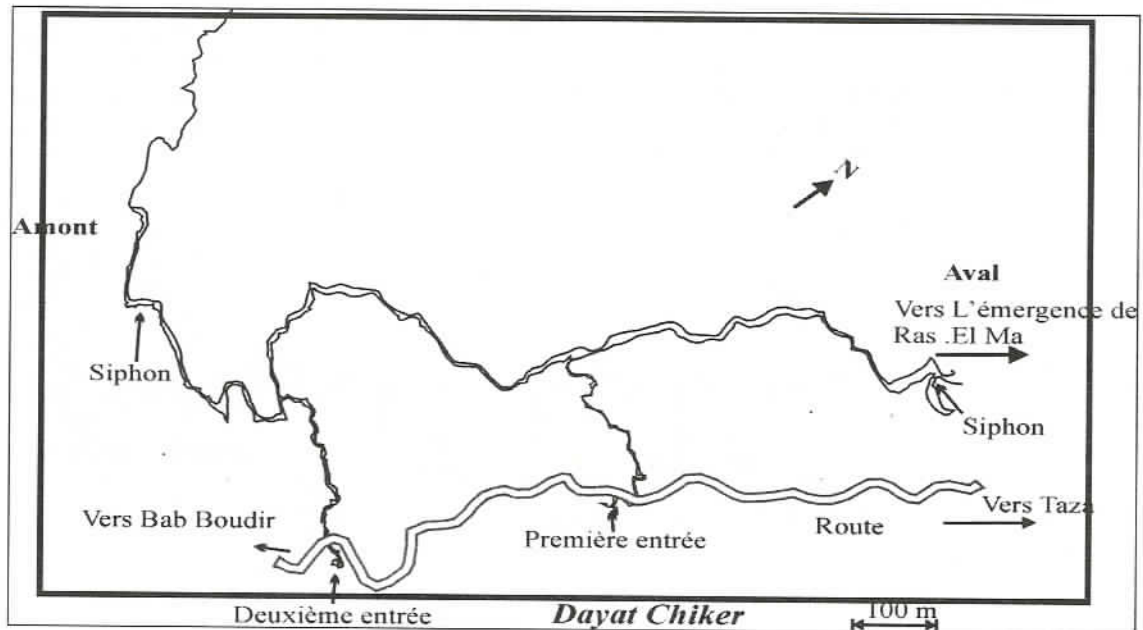


Figure 7. Les grottes et galeries de Dayat Chiker.

2.2.4. Différenciation des aspects karstiques selon l'étagement altitudinal et bio-climatique

Cependant, les aspects karstiques dépendent étroitement de la localisation des terrains carbonatés au sein de la chaîne montagneuse. C'est ainsi qu'en fonction de l'étagement altitudinal et bioclimatique, on y distingue classiquement trois grands domaines karstiques (Tennevin, 1978) :

i) L'étage inférieur (500-1000m), qui correspond aux Causses, présente un karst peu actif. Cet étage est considéré comme étant relativement peu karstifié, étant donné la structure sub-tabulaire des terrains et les conditions moyennes de pluviosité (environ 800 mm sur le plateau de Tahla, par exemple). Ce domaine se caractérise en effet par des formes karstiques surtout superficielles, comme par exemple les vallées asséchées par capture, les gorges, les lapiés peu développés, les abris sous roche et les grottes de falaises. De plus, il est probable que le découpage des causses par de multiples gorges, a empêché le développement de réseau de drainage karstique souterrain conséquent. Les sources karstiques situées à ce niveau sont par conséquent peu importantes.

ii) L'étage moyen (1000-2000 m), situé au sud du massif de Tazekka, est marqué par un karst bien développé. Il se caractérise par l'abondance de poljés, de dolines, de grottes et surtout par des réseaux de galeries et rivières souterraines bien hiérarchisées ; c'est le cas par exemple du karst des régions de Chiker, de Chaâra et d'Ademane. Les importantes sources karstiques apparaissent au niveau de cet étage. L'abondance des précipitations et des neiges, ainsi que la structure plissée et la forte fracturation des terrains carbonatés expliquent le développement et la vitalité des phénomènes endo-karstiques dans ce domaine.

iii) L'étage supérieur correspond au flanc septentrional du Jbel Bou Iblane (2000-3000m). Ici, en raison du froid, la karstification se trouve concurrencée par les phénomènes de gélifraction. On y observe des versants uniformément réglés, avec peu ou pas de lapiés. Les calcaires massifs du Lias inférieur, qui affleurent sur les hauteurs du versant nord du Jbel Bou Iblane, alimentent des cônes rocheux dont les plus anciens sont entaillés de vallons secs. Des dolines de toutes les tailles y sont également présentes. Elles correspondent soit à des cuvettes à fonds colmatés de terra-rossa, soit à des entonnoirs envahis par des

fragments rocheux gélifracrés. Les dolines anciennes sont géantes et souvent sans rapport avec la topographie actuelle : elles engendrent des entonnoirs de 40 à 100 m de profondeur. D'autre part, malgré le caractère gélif du calcaire, les gouffres y sont nombreux et encore actifs actuellement.

3. Des ressources en eau largement dépendantes des dynamiques karstiques

La région du Moyen Atlas nord-oriental doit ses importantes ressources en eau à deux facteurs essentiels : i) l'altitude et l'orientation SW-NW du relief, alors favorables à des précipitations relativement abondantes avec des chutes de neiges et ii) la karstification des terrains carbonatés, favorable aux phénomènes de stockage et de déstockage des eaux.

3.1. Un écoulement superficiel soutenu par les réserves karstiques en périodes d'étiage

Etant donné l'abondance des pluies et les chutes de neiges, la région dispose de nombreux cours d'eau intermittents et pérennes. Ceux-ci appartiennent à trois grands bassins versants (Fig. 8) :

i) Vers l'est, le bassin du Melloulou (sous-bassin de la moyenne Moulouya) draine les versants de Bou Iblane, les versants ouest du Bou Nacer ainsi que les dépressions synclinales de la région de Maghraoua (Mouhdi, 1993).

ii) La partie sud-ouest de la région est drainée par le bassin du Haut Sebou, essentiellement par le biais de son affluent l'Oued Zloul.

iii) Le bassin de l'Oued Inaouène (affluent du Moyen Sebou) draine la partie septentrionale de la région, par l'intermédiaire de nombreux petits affluents qui le rejoignent vers le nord, au niveau du couloir de Taza.

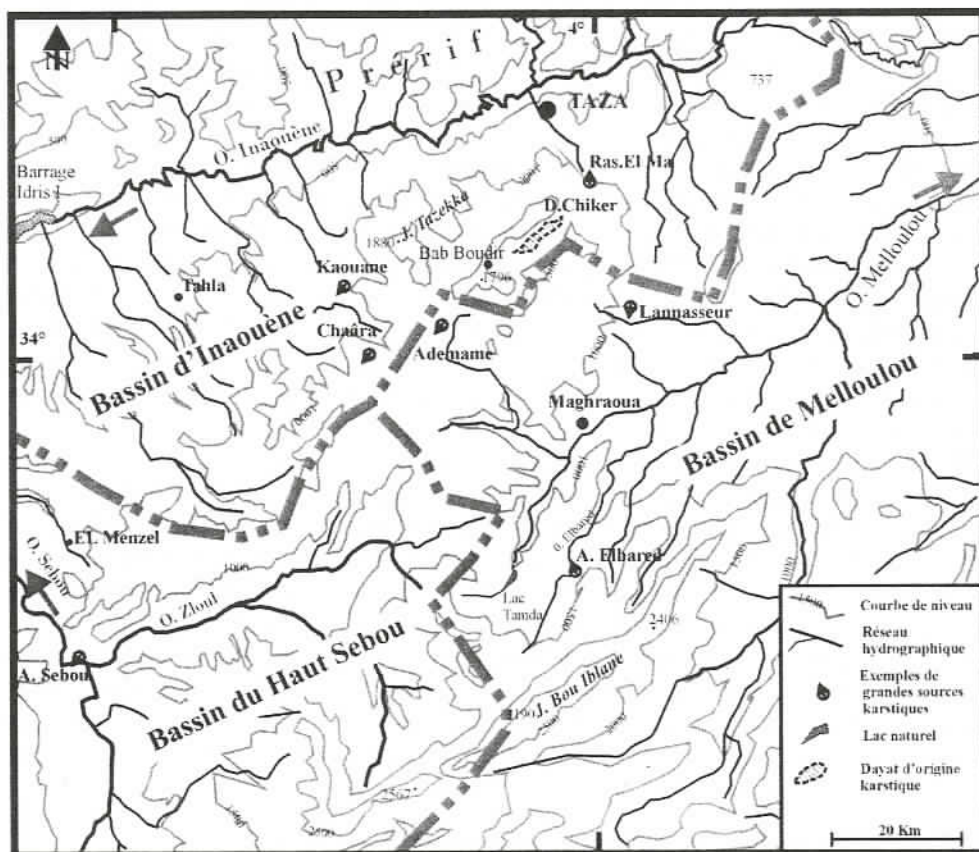


Figure 8. Carte hydrographique simplifiée du Moyen Atlas nord-oriental.

De manière générale, les régimes d'écoulement dans ces trois bassins sont tributaires des pluies génératrices et souvent concentrées en quelques mois. Mais, en montagne, les cours d'eau ont un régime pluvio-nival, car influencé par la fonte des neiges au printemps (mars-avril). Cette influence est frappante dans le cas de l'Oued Melloulou (Tab. 2).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moy.
Melloulou (Guercif)	1.5	2.3	4.1	7.2	15.6	15.4	18.2	20.6	16.5	7.4	2.8	1.3	9.41

Tableau 2. Apports moyens mensuels interannuels (m^3/s) du Melloulou à Guercif (Annuaire hydrologique du Maroc, DGH).

Cependant le régime de l'écoulement superficiel reste très variable selon les bassins versants et selon les saisons :

- Pendant les saisons humides et de fonte des neiges, les réseaux hydrographiques se caractérisent par une activité hydrologique importante. Malgré l'influence du karst au niveau des terrains calcaires (pertes et infiltration), les fortes pluies réussissent à générer un ruissellement rapide sur les terrains marneux de fortes pentes et imperméables (zones synclinales). Elles engendrent ainsi de fortes crues au niveau des artères hydrographiques principales. Par exemple, l'Oued Melloulou (module annuel d'environ $9 m^3/s$) connaît en moyenne une dizaine de crues chaque année. Pour ce cours d'eau, les volumes écoulés en hiver et au printemps, principalement à l'occasion des crues, représentent plus de 80 % des apports annuels.

Les mêmes remarques sont valables pour l'Oued Zloul (module annuel d'environ $2 m^3/s$) qui draine de grandes superficies de terrains marneux imperméables. Au moment des fortes précipitations, les apports du Zloul modifient sensiblement le régime du Haut Sebou. Ce dernier se caractérise en fait par une remarquable régularité, en raison notamment de la nature karstique des terrains liasiques qui favorisent l'amortissement de ses crues (Zeryouhi, 1977 ; Obda, 2004).

- En été, mis à part quelques cours d'eau permanents, la plupart des artères hydrographiques sont pratiquement sans eaux, en raison de la sécheresse prolongée qui peut durer plus de 3 mois. Pendant cette saison, les principaux cours d'eau permanents de la région sont alimentés par des émergences karstiques. Les calcaires et dolomies liasiques karstifiés jouent un rôle régulateur important, assurant le soutien des étiages. C'est le cas par exemple de l'Oued Bared (affluent du Haut Melloulou) qui est alimenté par la grande exsurgence qui porte le même nom. C'est le cas également de l'Oued El Haddar (affluent de l'Inaouène), alimenté par la source de Ras El Ma. De même, vers le sud-ouest, plusieurs petites sources alimentent l'étiage de l'Oued Zloul. Quant au Haut Sebou, il est soutenu principalement par les grandes sources de Ain Sebou et de Timedrine – Oumender.

En définitive, il faut retenir que l'hydrologie des bassins versants est directement conditionnée par les phénomènes karstiques. D'une part, les terrains calcaires karstifiés accroissent largement les infiltrations au moment des pluies. C'est ainsi que certains bassins versants sont complètement endoréiques. En fait, dans les zones fracturées et fortement karstifiées, les écoulements superficiels sont presque nuls, puisque la grande part des précipitations s'infiltrerait rapidement, par suite des pertes karstiques (dolines, ponors, poljés, gouffres, etc.), pour alimenter des conduits souterrains et les aquifères profonds. Une partie de ces eaux ressortent parfois à plusieurs dizaines de kilomètres dans de grandes émergences qui soutiennent l'écoulement d'étiage des cours d'eau. D'autre part, il faut noter aussi la non conformité entre les bassins hydrographiques et les bassins d'alimentation karstique souterraine. En fait, en l'état actuel de nos connaissances, la ligne réelle de partage des eaux entre différents bassins versants reste dans beaucoup de secteurs très difficile à préciser.

3.2. Guelta Tamda : un lac naturel influencé par les pertes karstiques

Le lac de Guelta Tamda est un réservoir d'eau superficiel occupant le fond de vallée de l'Oued Souf Ighane qui appartient au bassin du Haut Melloulou (Fig. 9 et photo 6). Il s'agit d'un lac naturel formé à l'occasion d'un grand éboulement ancien ayant barré la vallée encaissée de l'Oued (El Fellah : 1994).

L'éboulement a affecté le versant du J. Ich Nerkitab qui domine le lac du côté ouest et qui est formé de roches fracturées et fragilisées par la karstification et la gélifraction.

La zone inondable du lac s'allonge sur près de 3 km ; elle présente une largeur moyenne de 220 m et une superficie d'environ 45 ha. Le lac se remplit pendant les mois pluvieux et de fonte des neiges, généralement de novembre à mai, avant de se vider totalement vers le début du mois de juin. L'assèchement estival n'est pas dû uniquement à l'évaporation : des pertes karstiques participent en effet à la vidange du lac. Elles contribuent vraisemblablement, en partie, à l'alimentation d'un système endo - karstique complexe pour réapparaître plus loin vers l'est, au niveau de la grande émergence de l'Oued Elbared.

3.3. Des sources karstiques variées et de forts débits

Les petites sources de faibles débits (généralement moins de 10 l/s) sont très fréquentes au Moyen Atlas nord-oriental et leur inventaire systématique n'a pas été fait pour toute la région. Elles constituent généralement des exutoires de petites nappes perchées liées principalement à des fracturations ou à des petites nappes alluviales le long des fonds de vallée. De façon générale, ces sources sont soumises à de grandes variations de débits et beaucoup d'entre elles subissent un étiage sévère en fin de la saison sèche.

À côté de ces petites sources, la région dispose de grandes émergences karstiques (Fig. 8). Celles-ci présentent des fonctionnements variés, mais elles se caractérisent toutes par de forts débits et ne se tarissent jamais même durant les périodes de sécheresse prolongée.

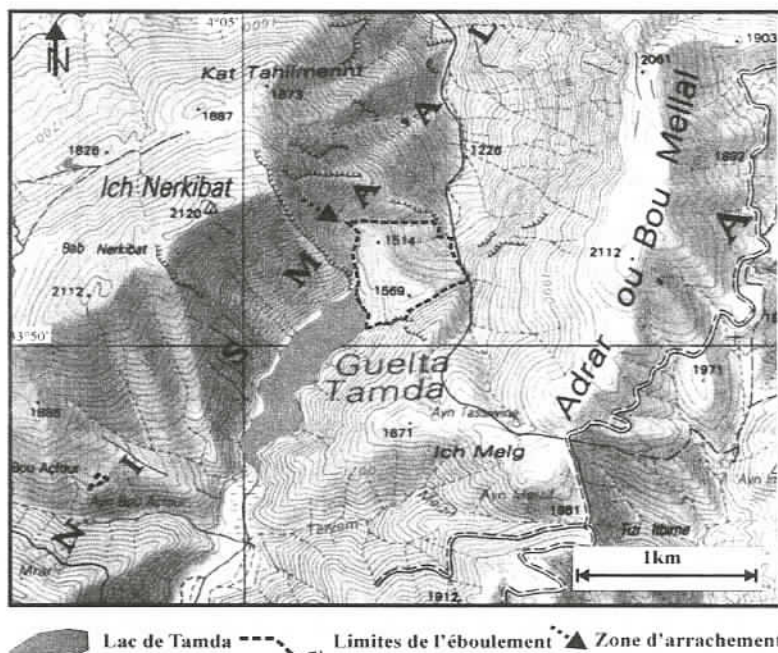


Figure 9. Le lac naturel de Guelta Tamda.

C'est le cas par exemple des sources de Oued Elbared (plus de 5 m³/s à l'étiage), de Ain Sebou (plus de 6 m³/s en moyenne), de Ademame (0,01 à plus de 15 m³/s), de Chaâra (0,3 à 3 m³/s), de Kaouane (0,1 à 3 m³/s), de Ras El Ma (quelques dizaines de l/s à plus de 2 m³/s), etc.

Toutes ces sources sont karstiques du type vaclusien. A titre d'exemples, nous donnons ci-après, un aperçu sur le fonctionnement hydro karstique de trois grandes émergences, celles de Ras El Ma, de Ain Sebou et de l'Oued Elbared.

3.3.1. La source de Ras El Ma

Située à l'entrée du Parc naturel de Tazzeka, la source de Ras El Ma sourde au pied d'un escarpement rocheux à 1000 m d'altitude, au contact des formations permio-triasiques imperméables (Photo 7). Cette source alimente l'Oued El Haddar qui montre plusieurs cascades dans son cours supérieur (photo 8). Ses apports proviennent en grande partie des pertes par la dépression de Chiker. Comme nous l'avons déjà montré auparavant, les eaux drainées par cette dépression sont d'abord absorbées par des ponors ; elles convergent ensuite en profondeur au niveau des grottes de Chiker pour rejoindre un cours d'eau souterrain

assez important qui coule en direction du nord-est pour alimenter l'exsurgence de Ras El Ma (Fig. 7). Cependant, à côté de l'alimentation par les pertes et infiltrations opérées au niveau de la dépression de Chiker, la source de Ras El Ma reçoit probablement les eaux provenant d'un aquifère profond, développé dans les calcaires et dolomies du Lias. En effet, même durant les périodes de forte sécheresse, lorsque le poljé de Chiker est complètement sec, la source ne tarie jamais.

Le fonctionnement hydrologique de l'émergence de Ras El Ma est relativement bien connu aujourd'hui. Par exemple, si l'on considère les données recueillies pour la période 1984/2002 (tab. 2), on constate que son débit présente des variations interannuelles importantes. En moyenne, il oscille entre 69 l/s (1994) et 582 l/s (1995). Le débit de la source présente également de fortes variations à l'échelle annuelle, puisqu'il varie entre des valeurs minimales inférieures à 40 l/s (38 l/s, en août 1988) et des valeurs maximales dépassant 2000 l/s (2241 l/s, en mars 1995). Ces variations sont largement dépendantes des précipitations (pluies et neiges) reçues par le bassin versant drainant la dépression de Chiker et ses abords.

Notons enfin que la grande sensibilité du débit de l'exsurgence de Ras El Ma aux conditions météorologiques, reflète sans doute la forte karstification des terrains drainés en amont. Comme nous l'avons déjà précisé auparavant, la dépression de Chiker présente un réseau karstique souterrain très évolué, avec des conduits bien différenciés, ce qui favorise une rapide réponse de la source aux fluctuations pluviométriques.

année	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août	Sept	Oct.	Nov	Dec	Moy.
1984	633	381	182	313	351	149	91	65	59	123	846	370	296
1985	1139	-	1001	625	313	191	102	79	60	63	64	723	396
1986	317	1168	1260	374	181	151	81	65	68	70	60	57	321
1987	1050	385	414	307	354	167	90	63	59	104	181	551	310
1988	63.5	52	380	1046	265	160	150	38	55	66	45	89	193
1989	-	394	117	377	309	121	65	53	37	52	61	531	192
1990	267	1679	-	684	272	143	98	78	-	35	245	521	402
1991	58	63	60	213	147	178	120	61	64	65	88	61	98
1992	50	48	851	110	216	-	-	-	29	130	65	-	187
1993	731	-	347	195	144	82	61	40	63	71	1308	327	306
1994	60	54.5	197	65	50	45	39	-	57	71	70	52	69
1995	381	1867	2241	-	1365	199	115	86	32	30	25	65	582
1996	-	588	241	172	164	115	77	66	89	78	64	739	218
1997	-	-	677	184	107	90	-	-	50	87	128	-	189
1998	198	131	360	107	69	70	-	54	51	52	52	51	109
1999	136	75	55	647	255	100	74	48	50	-	57	153	150
2000	561	1334	405	228	136	102	79	72	41	969	238	219	365
2001	206	113	96	380	485	162	100	88	62	57	58	974	232
2002	1212	620	365	885	330	172	136	00	70	1004	85	222	425

Tableau 2. Variabilité du débit de la source de Ras El Ma en l/s (Agence du Bassin de Sebou).

3.3.2. La source de Ain Sebou

C'est la plus grosse source du bassin du Haut Sebou. Son débit moyen est estimé à plus de 6 m³/s. Cette source vaclusienne émerge sur le bord immédiat du lit de l'Oued Sebou, à son entrée dans le Causse d'El Menzel (Fig. 8). Ses eaux sortent d'un gouffre de plus de 35 m de profondeur et alimentent directement l'écoulement de l'Oued Sebou (Latati, 1986 ; El Khalki et Hafid, 2001).

Le régime de la source de Ain Sebou se caractérise en fait par un régime particulier puisque son fonctionnement est marqué par le phénomène d'inversion de l'écoulement, ou siphonnage : dans certaines conditions, elle se comporte comme une perte et absorbe une partie de l'écoulement de l'Oued Sebou ; dans d'autres, elle se comporte comme une émergence. L'inversion du sens de l'écoulement normal (ou siphonnage) apparaît surtout lors d'un étiage prolongé, si une crue de l'Oued Sebou parvient à mettre en charge le vasque de la source (Latati, *Ibid.*) ; c'est-à-dire lorsque le niveau de l'oued est supérieur à la cote du radier de la source. Ensuite, dans les cas simples, la source reprend son fonctionnement normal et se remet à débiter au bout de quelques jours (Fig.10 et photo 9).

Notons enfin que la source de Ain Sebou joue un rôle essentiel dans le soutien de l'écoulement d'étiage de l'Oued Sebou. Quant à la question de l'origine de ses apports, elle n'est pas encore résolue avec précision.

Certains auteurs pensent qu'ils pourraient être tributaires d'un réseau karstique profond, noyé et probablement situé au niveau des formations liasiques, sous le synclinal de Tazarine (Tennevin, 1978).

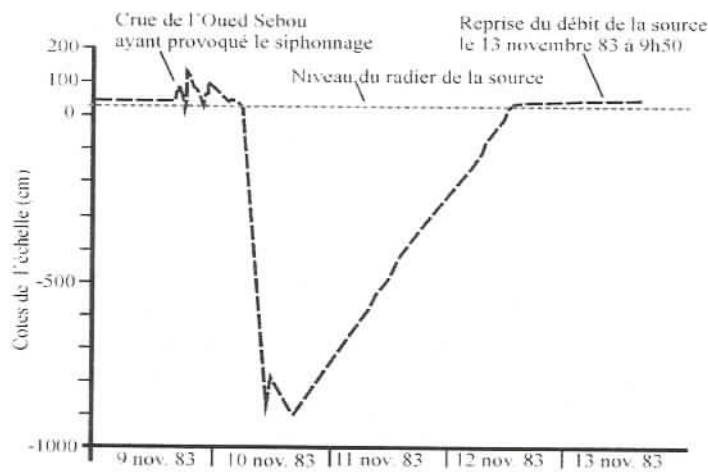


Figure 10. Exemple de limnigramme de la source de Aïn Sebou : cas du siphonnage de novembre 1983 (d'après Latati, 1986).

3.3.3. La source de l'Oued Elbared

L'émergence de l'Oued El Bared est située à 920 m d'altitude, au sud-est de la commune de Maghraoua (Photos 10 et 11). Elle sourde au fond de l'oued Marko, artère principale de l'Oued Elbared qui est un affluent pérenne de l'Oued Mellolou. Cette grande source débite $5 \text{ m}^3/\text{s}$ au minimum en état d'étiage, mais son débit peut dépasser $15 \text{ m}^3/\text{s}$ lors des grandes pluies de printemps, combinées à la fonte des neiges. Les eaux sortent légèrement troubles en hiver et au printemps : elles sont laiteuses au début de l'été pour devenir très claires ensuite. C'est en effet toute une rivière karstique qui sort d'un grand porche de 30 m de haut, aménagé dans une reculée de l'Oued Marko. L'eau sort au milieu d'un important système de grottes et galeries, creusées dans une couche du Lias inférieur. En outre, faute d'étude précise, le fonctionnement hydro-karstique de cette grande source est encore mal connu et la question concernant l'origine de ses eaux n'est pas encore résolue. Toutefois, certains indices (turbidité, température de l'eau, temps de réaction aux pluies et fonte de neiges) ont permis d'envisager plusieurs modes d'alimentation pour cette source (Tennevin, 1978) :

- i) au moment des pluies et de fonte des neiges, la source serait alimentée en partie par les pertes du bassin de l'oued Marko et les infiltrations des massifs calcaires proches :
- ii) elle recevrait probablement une partie des eaux issues des pertes du lac Tamda :
- iii) l'essentiel de son alimentation, notamment en étiage, pourrait résulter d'apports lointains par une lente circulation karstique, provenant probablement des aquifères profonds logés dans les calcaires du synclinal de Tamtrouchte, eux-mêmes alimentés par les versants karstifiés du Jbel Bou Iblane.

3.4. Des réservoirs karstiques souterrains complexes et peu connus

En revanche, dans le domaine plissé, les études hydrogéologiques sont encore fragmentaires et peu nombreuses. Par conséquent, à nos jours, plusieurs questions restent encore en suspens quant à l'importance des réserves d'eau associées aux formations carbonatées du Jurassique. En effet, la complexité géologique des terrains dans ce domaine, leur cloisonnement par une tectonique polyphasée et leur forte karstification rendent leur étude précise souvent délicate. Cependant, étant donné l'importance des émergences karstiques et surtout leurs forts débits même en période de sécheresse, le domaine plissé est susceptible de disposer d'importantes ressources en eau souterraines. De plus, des études hydrogéologiques réalisées dans le domaine plissé (Zeryouhi, 1977), plus précisément au sud du massif du Jbel Bou Iblane, montrent que les séries jurassiques sont susceptibles de présenter un intérêt capital en tant que réservoirs souterrains.

En effet, la structure générale des terrains jurassiques en multiples cuvettes synclinales est susceptible de favoriser autant de bassins hydrogéologiques. Les aquifères seraient développés surtout dans les

formations liasiques dont le mur profond est déterminé par les séries permo-triasiques imperméables. Ainsi, dans ces conditions, bien que la circulation des eaux souterraines dans le domine plissé et fracturé serait sans doute complexe dans le détail, elle devrait se faire globalement de façon longitudinale, le long des dépressions synclinales : alors que les communications transversales d'une cuvette synclinale à l'autre seraient possibles à la faveur des relais anticlinaux.

Deux grands ensembles de réseaux aquifères sont à distinguer dans le domaine plissé :

i) Le système aquifère du Lias et plus particulièrement celui du Lias inférieur calcaréo-dolomitique : l'intérêt hydrogéologique de ce système est bien reconnu à l'échelle régionale, puisqu'il correspond aux niveaux les plus aquifères de la couverture secondaire du Moyen Atlas, en raison notamment de sa forte perméabilité (forte fracturation et karstification). L'alimentation de ce système se fait principalement par les pluies et les neiges au niveau des rides anticlinales.

ii) Les réservoirs aquifères associés aux marno-calcaires du Jurassique moyen (Aalénien-Dogger) doivent présenter aussi des potentialités en eau non négligeables. Leur intérêt hydrogéologique réside dans les bancs calcaires diaclasés et fissurés qui alternent avec les marnes. Ces formations affleurent largement au coeur des synclinaux où elles donnent naissance à des sources karstiques de forts débits. Elles doivent former de cette façon un ensemble hétérogène avec plusieurs niveaux aquifères discontinus.

L'alimentation de ce deux systèmes aquifères se fait de différentes manières : les précipitations constituent l'apport essentiel, en particulier l'enneigement qui intéresse surtout les rides anticlinales. Les pertes d'oueds et d'under-flows participent également à leur alimentation. Enfin, des abouchements par failles entre le Lias et le Dogger, ainsi que des circulations hydro-karstiques profondes, sont toujours possibles : ils peuvent ainsi participer à l'alimentation des systèmes aquifères dans les deux sens.

Quant aux exutoires, ils sont constitués par les nombreuses sources qui émergent au sein de la chaîne montagneuse et sur ses bordures. A cela il faut ajouter le drainage par les oueds, les under-flows, ainsi que l'abouchement par faille et/ou réseaux karstiques entre niveaux aquifères différents. L'écoulement souterrain vers les niveaux aquifères des bassins et plateaux situés en bordure de la chaîne, constitue l'essentiel des exutoires.

Conclusion

Au terme de cette étude de synthèse sur les connaissances actuelles concernant le karst et ses relations avec les ressources en eau au Moyen Atlas nord-oriental, nous retenons les idées essentielles suivantes :

i) La diversité des paysages karstiques est déterminée principalement par l'étagement des niveaux d'altitude, par l'exposition des versants et les conditions climatiques locales (pluies, neiges). Par comparaison à la portion centrale du Moyen Atlas (Martin, 1981), la partie nord-orientale se caractérise par des réseaux endo-karstiques bien développés et profonds (nombreuses grottes, galeries souterraines), plus particulièrement dans le domaine plissé. Ceci est à mettre en rapport avec la structure basculée et plissée des terrains carbonatés du Jurassique, avec leur forte fracturation et leur grande puissance.

ii) Dans la région étudiée, l'hydrologie et l'hydrogéologie des bassins versants sont très influencées par les phénomènes karstiques. Une forte interdépendance existe en fait entre les ressources en eau superficielles et souterraines. Des pertes et résurgences de forts débits se combinent à de multiples petites sources pour donner à certains oueds de la région des écoulements permanents. La circulation des eaux karstiques souterraines est importante et favorise l'émergence de grandes sources, dont certaines ont des apports bien soutenus, même en périodes de sécheresse les plus sévères. Mais, actuellement, nous ne possédons que des connaissances fragmentaires et insuffisantes pour bien comprendre le fonctionnement réel des systèmes hydro-karstiques du Moyen Atlas nord-oriental. De nombreuses questions restent en suspens, notamment celles qui concernent la délimitation des bassins d'alimentation des grandes émergences karstiques, le phénomène d'intermittence de la source de Ain Sebou, ou encore l'évaluation des volumes d'eau réellement régularisés par les massifs karstiques. La réponse à toutes ces questions nécessite la mise en route de nouvelles études, plus précises. Celles-ci devraient s'appuyer notamment, en plus des approches géologiques et géomorphologiques classiques, sur des méthodes diverses et plus précises, telles que l'analyse des débits aux exutoires des sous-bassins et des sources, l'hydrochimie, les traçages, les bilans hydrologiques, la spéléologie, etc.

iii) Enfin, en matière d'aménagement et de développement, en plus des autres potentialités naturelles (montagnes, fraîcheur du climat, neige abondantes, vallées et cours d'eau, forêts variées, etc.), le secteur étudié possède des paysages karstiques diversifiés et de grandes qualités environnementale et éco-touristique. De plus, à côté de cette remarquable richesse du paysage karstique, la zone dispose d'importantes ressources en eau et de bonne qualité. L'ensemble de ces potentialités naturelles constituera certainement, à notre avis, le facteur capital pour le développement du tourisme de montagne dans la région. Des efforts restent donc à déployer par les pouvoirs publics en vue de protéger, valoriser et gérer ces richesses environnementales.

Remerciement :

Ce travail présente des résultats des projets de recherche menés par les équipes de la FLSH Saïs, USNB, Fès et de l'Université de Séville (Espagne), dans le cadre de plusieurs actions intégrées (67/04/P, A/3443/05, A/5865/06, A/9760/07) du comité mixte interuniversitaire maroco-espagnole.

Références

- Charriere A.**, 1990. Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen Atlas au SE de Fès (Maroc). Thèse Sci. Université de Toulouse, 589p.
- El Fellah B.**, 1994. Guelta Tamda (Moyen Atlas Plissé, Maroc) : un exemple de lac de barrage naturel. RGM, 16, pp. 115-125.
- El khalki A. et Hafid**, 2001. Sources Karstiques du Moyen Atlas. Actes du colloque franco-marocain « eaux et sociétés dans les montagnes du Maroc et des pays voisins », Fès, 21-26 septembre 1999. Mosella, XXV., 3-4, p.153-164.
- Harmouche A.**, 2004. La karstification au Sud de Taza : Daya de Chiker et ses abords (Moyen Atlas septentrional, Maroc). Mémoire de DESA. FSDEM, Fès. 95p.
- Latati A.**, 1988. Ressources en eau karstiques du Moyen Atlas. Eau et développement, 1, p. 16-27.
- Martin J.**, 1981. Le Moyen Atlas central : Etude géomorphologique. Notes et mémoires du Serv. géol., Maroc, 258. 445 p.
- Mouhdi A.**, 1993. Contribution à l'étude pluvio- hydrologique du bassin versant de l'oued Melloulou (Maroc oriental). Thèse de Doctorat, Univ. des Sciences et Technologie de Lille, France.
- Obda Kh.**, 2004 : indigences extrêmes des écoulements des oueds méditerranéens : cas des oueds Nekor au Rif et du Haut sebou au Moyen Atlas. Thèse de Doctorat d'Etat Univ. Sidi Mohamed ben Abdellah, Fès 422p.
- Pique A.**, 1994. Géologie du Maroc : domaines régionaux et leur évolution structurale. Pumag, Rabat, 284p.
- Robillard D.**, 1978. Etude structurale du Moyen Atlas septentrional (région de Taza, Maroc). Thèse 3° cycle, Lille, 178 p.
- Sabaoui. A.**, 1998. Rôles des inversions dans l'évolution méso-cénozoïque du Moyen Atlas septentrional (Maroc), l'exemple de la transversale : El Menzel-Ribat - Khair- Bou Iblane. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ Mohamed V, Rabat, 432p.
- Tennevin M.**, 1978. Paysages karstiques du Moyen Atlas septentrional. Méditerranée, 1-2, p. 23-32.
- Zeryouhi I.**, 1977. Le Moyen Atlas plissé. Ressources en Eau du Maroc, T3. Notes et Mém. du Serv. géol. du Maroc. , 231, p. 67-84.

Planche photos I

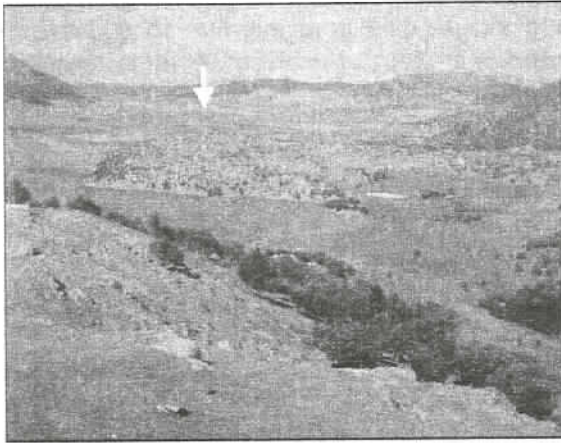


Photo 1. Le poljé de Chiker : vue générale, prise du sud-ouest.

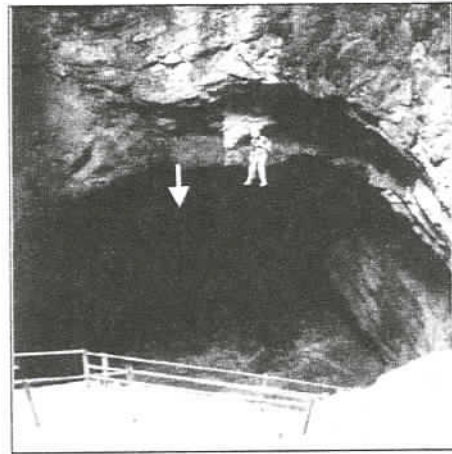


Photo 2. Le gouffre de Friouato : l'entrée principale (Photo E I Mansouri).

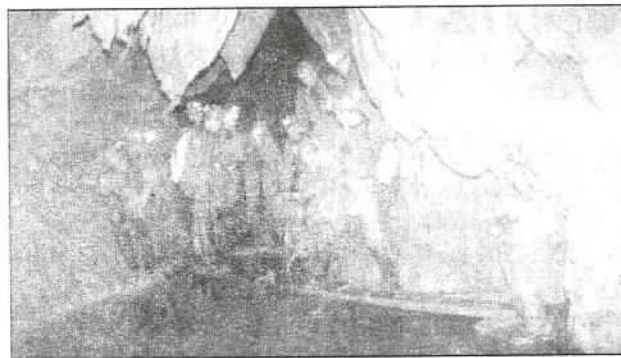


Photo 3. Galerie souterraine de Friouato : un groupe de spéléologues en expédition (Photo E I Mansouri).



Photo 4. L'entrée du gouffre menant à la rivière souterraine de Chaâra (Photo E I Mansouri).

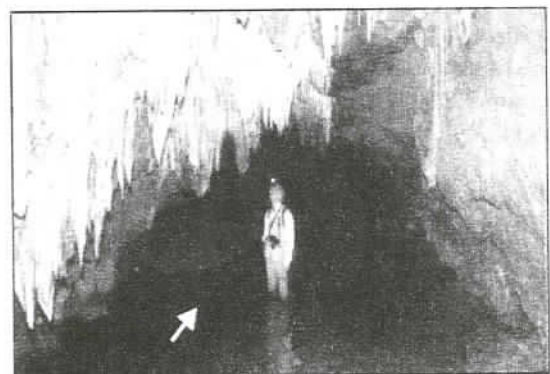


Photo 4. La rivière souterraine de Chaâra (Photo E I Mansouri).

Planche photos II

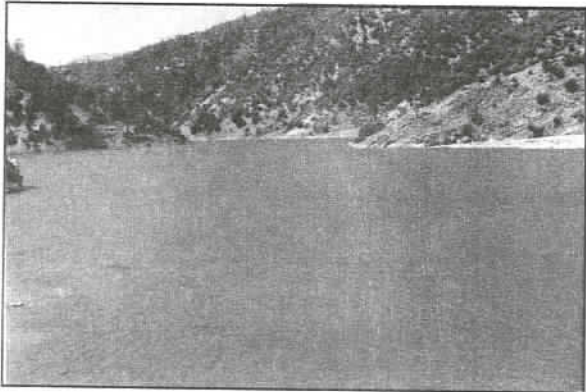


Photo 6. Le lac de Guelta Tamda.

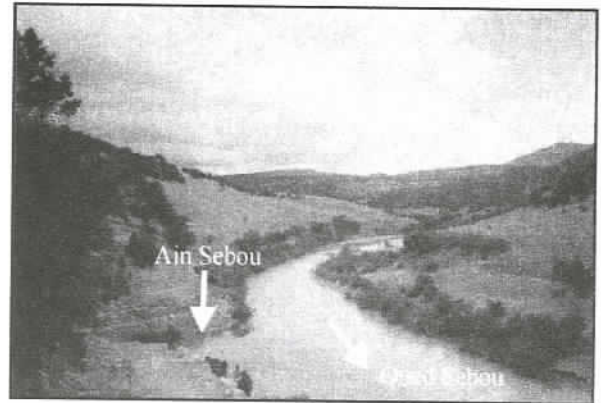


Photo 9. La source de Ain Sebou

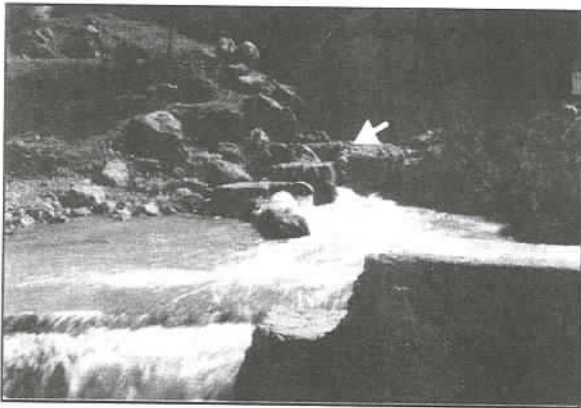


Photo 7. La source de Ras E l Ma.

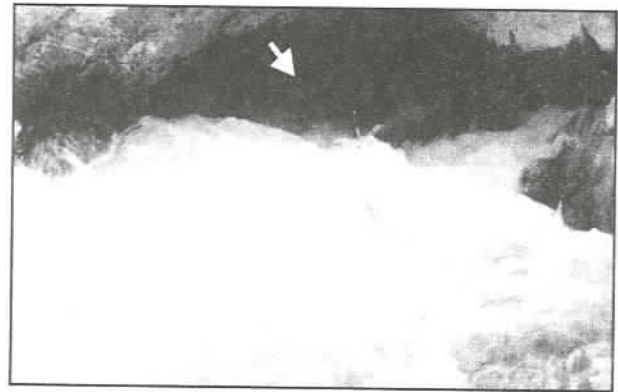


Photo 10. La source de l'Oued Elbared..



Photo 8. Les cascades de l'Oued E l Haddar, en aval de la source de Ras E l Ma.



Photo 11. L'Oued Elbared.