



HAL
open science

LE PASSAGE JURASSIQUE CRETACE AU LIBAN

Isabelle Veltz

► **To cite this version:**

Isabelle Veltz. LE PASSAGE JURASSIQUE CRETACE AU LIBAN. Stratigraphie. Université de Reims Champagne Ardenne URCA, 2008. Français. NNT: . tel-01309669

HAL Id: tel-01309669

<https://hal.science/tel-01309669>

Submitted on 30 Apr 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université de REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

U.F.R. DES SCIENCES EXACTES ET NATURELLES
Ecole Doctorale Sciences Technologie Santé

THÈSE

Pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Reims Champagne-Ardenne

Discipline : Géologie

par

Isabelle VELTZ

le 4 décembre 2008

LE PASSAGE JURASSIQUE CRETACE AU LIBAN.

**Directeur de thèse
Professeur BARBIN V.**

Jury :

- M. AZAR D., Professeur à l'Université Libanaise de Beyrouth, Liban.
- M. BARBIN, V., Professeur à l'Université de Reims Champagne-Ardenne, France.
- M. NEL A., Maître de conférence au Muséum d'Histoire Naturelle, Paris, France.
- M. NERAUDEAU D., Professeur à l'Université de Renne, France.
- M. DEROIN J.-P., Professeur à l'Université de Reims Champagne-Ardenne, France.
- M. PAICHELER J.-C., Maître de conférence, invité.
- M. GEZE R., Maître de Conférences à l'Université Libanaise de Beyrouth, Liban, invité.

A Salomé et Ariel.

« Du sommet, nous sommes capables de voir tout, petit. Nos gloires et nos chagrins perdent leur importance. Ce que nous avons gagné ou perdu est resté là en bas. Du haut de la montagne, tu peux voir comme le monde est vaste et comme l'horizon est loin.
L'enfant regarda autour. Du haut de la cinquième montagne il percevait l'odeur de la mer qui baignait les plages de Tyr, il entendait le vent du désert qui soufflait d'Égypte »

P. Coelho, *La Cinquième Montagne*.

A la mémoire du Professeur Laurentiaux
qui m'a fait aimer la Géologie.

Tous mes remerciements à

Jérôme.

John Marron.

« Chef oui chef » pour m'avoir embarqué dans cette aventure.

Raymond qui m'a appris son fabuleux pays.

Dany pour son aide, son amitié et ses conseils scientifiques.

Layo, les Veltz, les Torso, Phil, Caro, Katy et Virginie pour leur soutien inébranlable.

Didier pour ces si belles lames.

Vincent, Gilles, Françoise et tous les membres du GEGENA pour leur aide technique et leurs précieux conseils.

Elie et les TheOven boy's, M. et Mme « les Voleurs de Voitures », M. le Maire de Bikfaya, M. le gardien de la carrière de Tarchich Sud, M. le basketteur d'Ed Douar et sa fille, M. Elie du garage, Jaqueline et Lutfallah, les bonnes dames de l'Hôpital de Bahnes, St Charbel, les sociétés Almaza, Touma, Qsara et Kefraya et tous les autres merveilleux Libanais qu'il m'a été possible de rencontrer.

PLAN DE LA THESE.

Introduction		page	3
Chapitre 1	Présentation du domaine étudié et méthodologie.	page	5
Chapitre 2	Le Mont Liban	page	27
2A	Le Mont Liban Nord	page	29
2A1	La zone de Qartaba	page	30
2A1a	Le flanc Ouest de la zone de Qartaba	page	30
2A1b	Nord de la zone de Qartaba	page	43
2A1c	Le flanc Est de la zone de Qartaba	page	48
2A2	La zone de Sir Ed Danié	page	55
2A3	La zone des Qadaas Sud	page	67
2B	Le Mont Liban Sud	page	118
2B1	Le Jabal Sud	page	119
2B2	Les domaines de Jisr El Qâdi et Jezzine	page	141
2B2a	Jisr El Qâdi (El Chouf)	page	141
2B2b	Le domaine de Jezzine	page	149
Chapitre 3	L'Anti-Liban	page	163
Chapitre 4	Discussions et synthèses	page	195
	Mise en place et age des grès	page	197
	Age et formation des carbonates d'environnements instables	page	206
	Evolution géodynamique du territoire libanais	page	210
Conclusions		page	223
Bibliographie		page	227
Liste des figures		page	253
Documents annexes		page	263
	Annexe 1 - Liste des abréviations	page	265
	Annexe 2 - Relevé non exhaustif des données bibliographiques concernant les organismes retrouvés dans les lames de ce présent travail	page	268
	Annexe 3 - Organismes trouvés dans les ambres	page	273
	Annexe 4 - Comparaison des chartes du Mésozoïque	page	275
	Annexe 5 - Overview of Global Boundary Stratotype Section and Points for late Jurassic and basal cretaceous.	page	277
	Annexe 6 - Légendes des logs	page	278
	Annexe 7 - Liste des coupes, des échantillonnages et des lames minces réalisées dans ce travail	page	279

L'une des choses qui saute aux yeux lorsqu'on arrive au Liban est le contraste visuel entre d'imposantes falaises de calcaires immaculés et leurs couronnes gréseuses ocre. La première s'est déposée sur une plate-forme carbonatée marine pendant le Jurassique, la seconde sur le littoral émergé au début du Crétacé. Ces deux entités intimement liées dessinent une série de reliefs parallèles à la côte méditerranéenne. Hormis les nombreuses sources qui jaillissent hors de ces grès une richesse tout aussi fascinante se découvre entre deux lits de quartz : l'ambre. Cette résine végétale a piégé, il y a des millions d'années, des éléments d'un écosystème foisonnant d'insectes et de petits organismes quelle a conservé presque intacte pour nous les transmettre à présent.

Cette paléofaune figée passionne les paléontologues puisque l'ambre permet, même lorsqu'elle est opaque, d'observer les organismes bien préservés en trois dimensions et, parfois, dans des postures de vie. Malheureusement si les paléontologues tentent de décrire l'environnement ambri-fère à partir de ces éléments biocénotiques variés un problème crucial se pose à eux : les grès libanais sont présumés Néocomien. De plus, les tentatives de stratification au sein de ces dépôts ambri-fères aboutissent à des incohérences sédimentaires et stratigraphiques.

En effet, les anciens auteurs, dont le travail a permis de poser les fondements de la stratigraphie de la côte levantine de la plaque Arabe, ont été confrontés à la grande variabilité latérale des dépôts sédimentaires. Ces dépôts les ont contraints à proposer une stratigraphie un peu trop simpliste. Ainsi, les formations gréseuses ont été définies comme étant les « grès de base » coiffant des formations calcaires variées ; falaise de Bikfaya, formation de Salima, calcaire du Kesrouane ; formations superposées ou non.

Ne pouvant dater la faune ambri-fère avec suffisamment de précision nous avons donc tenté de reconstituer les événements ayant conduit à leurs dépôts. Une meilleure connaissance du substratum de ces dépôts détritiques était nécessaire. Pour cela, plusieurs campagnes d'échantillonnage ont été menées sur tout le territoire libanais. Un accent important a été mis sur les régions les plus éloignées de la capitale et extrêmement mal connues.

Ce travail présente l'analyse des données (sédimentaires, stratigraphiques, paléontologiques, magmatiques, ...) récoltées par notre équipe : Messieurs Géze, Paicheler, Azar et moi-même. De nouvelles interprétations concernant l'histoire géologique du Liban seront proposées.

Chapitre 1

Présentation du domaine étudié et méthodologie.

PRESENTATION DU DOMAINE ETUDIE.

Les terrains étudiés du Liban, correspondant au milieu du Secondaire, à la côte équatoriale d'un littoral péri-Téthysien du Gondwana, ont été structurés par les événements majeurs qui ont façonné la région du Jurassique supérieur au milieu du Crétacé. Ces événements ont conditionné la mise en place de dépôts sédimentaires dont l'organisation gouverne à présent la géomorphologie du pays et de la région.

En effet, pendant le Jurassique, l'Afrique, toujours connectée au Sud à l'Antarctique, l'Australie, l'Inde et la Nouvelle Zélande, et à l'Ouest à l'Amérique du Sud, offre sa façade Nord-Est - notamment constituée par l'actuel Moyen Orient- aux influences maritimes des eaux équatoriales Téthysiennes (fig.1).

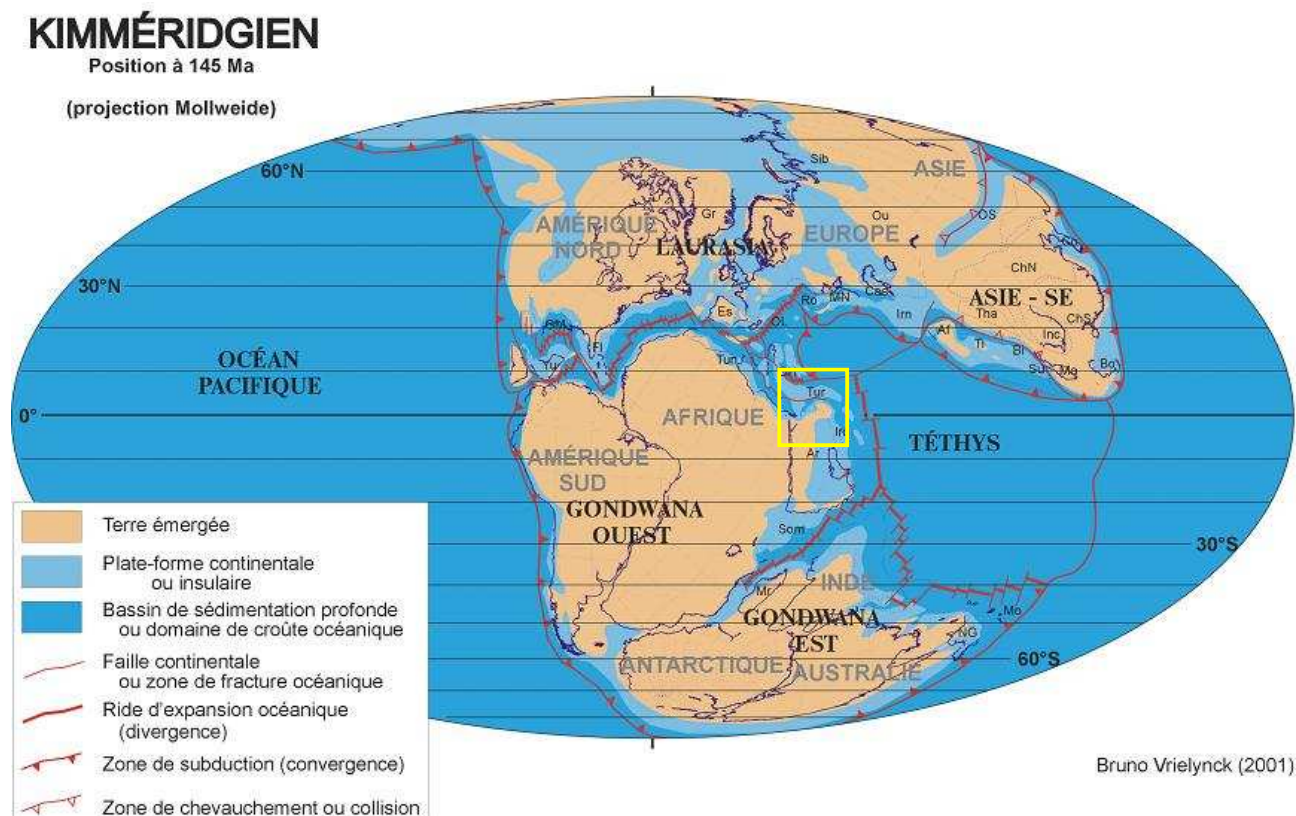


Figure 1 : Emplacement des continents pendant le Kimméridgien (cadre : Liban), d'après Vrielynck & Bouysse (2001).

La façade maritime actuelle du Liban est, au Jurassique, orientée vers le Nord-Ouest et se situe au-dessus de l'équateur, entre l'équateur et 10° de longitude Nord et entre 30 et 40° de latitude Est (Reynolds *et al.*, 1997 ; Schandelmeier *et al.*, 1997 ; Kuss & Bachmann, 1996). Le paléo-équateur passe, au Kimméridgien, à travers le bassin de Murzuk en Libye et le delta du Nil en Egypte, puis, pendant l'Aptien, à travers le Tchad, le sud de l'Egypte, de la Jordanie et l'Irak (Masse, 2000).

Dans cet environnement géographique et pendant cette période, ce littoral est soumis à un climat assez différent de ce que l'on connaît actuellement (Hallam, 1984 ; Heimhofer *et al.*, 2004 ; Schnyder *et al.*, 2005).

A l'ère secondaire, les paramètres orbitaux sont différents d'aujourd'hui. Le degré d'obliquité de la planète varie avec une périodicité de 36-37000 ans par rapport aux 41000 ans aujourd'hui, ce qui modifie plus rapidement la distribution latitudinale et saisonnière de l'énergie solaire. Ainsi, les fréquentes variations de l'inclinaison du globe ne favorisaient pas la mise en place

de glaciers et maintenaient donc un haut niveau marin. Par ailleurs, mais avec une importance moindre sur le climat, rappelons que la lune étant plus proche de la Terre qu'actuellement, la durée du mois est, au Mésozoïque, de l'ordre de 20 jours et l'influence de notre satellite, notamment sur les marées, devait être plus intense.

Au Jurassique, les continents émergés présentent une répartition majoritairement tropicale avec une Téthys centrale (fig. 1). Les échanges d'eau entre l'hydrosphère et l'atmosphère sont directement liés à la répartition des masses d'eau et à la localisation des continents émergés. L'absence conjointe d'une masse continentale au pôle Sud et d'une circulation circumpolaire, rend, là encore, improbable la mise en place et à la pérennité d'une calotte glaciaire.

Par ailleurs, une répartition tropicale des surfaces continentales diminue considérablement ces circulations d'eau. Les flux d'eau, de la surface des continents vers l'océan sont, pendant une répartition tropicale des continents, d'environ 13.10^{15} Kg d'eau par an, contre 36.10^{15} Kg.an⁻¹ pour une répartition actuelle. Par conséquent le taux de ruissellement à la surface des continents est, pendant une grande partie du Jurassique, assez faible. Ce qui ne favorisait pas un régime de dépôt de type détritique.

De plus, au début du Mésozoïque, la majorité de l'orogène Hercynien a disparu, les continents sont relativement plats. L'érosion est faible et le régime fluvial favorise l'installation de méandres géants comme ceux qui s'étendent des Vosges à la Pologne pendant le Trias. On peut supposer que seules de fortes précipitations peuvent remobiliser des sédiments détritiques déjà en place, et que la sédimentation est principalement de type bio-physico-chimique.

Enfin, l'absence d'un océan méridien Nord-Sud comme l'Atlantique devait induire un mouvement des masses d'eau fort différent de la circulation océanique actuelle avec cette répartition continentale. Le brassage des eaux au niveau de la Téthys étant principalement latitudinale son mélange avec des eaux froides est très lent. Les courants suivaient les marges de la Téthys (Broin *et al.*, 1991) Ainsi, les eaux étant chaudes et les apports détritiques faibles, les précipitations carbonatées étaient favorisées.

Le niveau de la mer au Jurassique est donc beaucoup plus haut que l'actuel.

Bien que les variations eustatiques, pendant le Mésozoïque, soient dix fois plus faibles que celles enregistrées au Plio-Quaternaire, on observe à l'échelle du globe une notable diminution du niveau de la mer à la limite Jurassique-Crétacé (Enay, 1980, Immenhauser, 2005, Ruf *et al.*, 2004, Thierry, 2000 a, b & c, Tribovillard *et al.*, 2004, Ziegler, 2001). Cette baisse eustatique quasi généralisée va induire un changement significatif dans la sédimentation (Ali-Jawad & Aziz, 1983 ; Mateer *et al.*, 1992, May, 1991 ; Bulot, 2000) avant un retour à des faciès marins francs pendant le Crétacé inférieur (Kuss *et al.*, 1988 ; Flexer & Reymont, 1989 ; Klitzsch & Squyres, 1990 ; Pittet *et al.*, 2002, Sattler *et al.*, 2005 ; Heimhofer *et al.*, 2004 ; Haq & Al-Qahtani, 2005 ; El-Azabi & El-Araby, 2005)

Cependant, depuis la fin du Permien, la Pangée se disloque et dans cette zone du Gondwana deux phases d'extension successives vont se produire. Ces deux phases majeures vont conduire la structuration tectonique de la région (Al-Husseini, 2000).

La première phase s'étend du Permien supérieur au Trias moyen. Elle contrôle la formation d'une série de bassins de rift à orientation Nord-Est/Sud-Ouest. Cette phase d'extension ne se limite pas au seul territoire Libanais puisque cette orientation des structures tectoniques morcelle la Syrie au niveau des Palmyrides, Israël et l'Égypte dans le Sinaï (Edwards, 1929 ; Chaimov & Barazangi 1990, Chaimov *et al.*, 1992, 1993 ; Al-Saad *et al.*, 1992 ; Barazangi *et al.*, 1992, 1993 ; Seber *et al.*, 1993 ; Al-Maleh & Mouty, 1994 ; Litak *et al.*, 1997, 1998 ; Mouty, 1997, 2000 ; Mouty *et al.*, 1992, 2003 ; Brew *et al.*, 1997 a & b, 1999, 2000, 2001, 2003 ; Caron *et al.*, 2000 ; Sawaf *et al.*, 2001 ; Al Abdalla *et al.*, 2007). Cette orientation des fracturations est généralisée à l'échelle du globe puisque, à cette époque, elle conditionne la structuration de l'océan alpin (Grand, T., *communication personnelle*).

La seconde phase d'extension débute au Trias supérieur et s'achève au Lias (Fig. 2a). Elle conduit selon les auteurs (Walley, 1988, 2001 ; Cohen *et al.*, 1990 ; Al-Maleh *et al.*, 1992 ; Enay *et al.*, 1993 ; Mor, 1993 ; Hirsh *et al.*, 1998 ; Ben Avraham, 2000 ; Homberg, 2005 ; Bachman & Hirsh, 2006 ; Bachman & Kuss, 2007 ; Homberg *et al.* 2007 ; Ferry *et al.*, 2007 ; Hardy *et al.* , 2007 ; Abdel Aal & El Barkooky, 2001; Vidal *et al.*, 2000) à l'ouverture de « l'océan Levantin ».

Cette ouverture induit donc la mise en place d'une « marge levantine » d'orientation Nord Nord-Est/Sud Sud-Ouest (fig. 2a), limitée à l'Ouest par le Trans-Africain Linéament (T.A.L.) (Kuss & Bachmann, 1996; Reynolds *et al.*, 1997). A la fin du Jurassique le Liban est affecté par des évènements tectoniques induisant la surrection ou l'affaissement de blocs conditionnés par la géométrie et les rejeux des failles (fig. 2b). Cette tectonique cassante est associée à un magmatisme basaltique important à tendance alcaline (Mor, 1993 ; Moghazi *et al.* 1997 ; Walley, 1997, 2001 ; Law & Wilson, 1997).

L'évolution des structures de la région (notamment pendant le Valanginien ; fig. 2c) procure une exemple remarquable d'interactions entre la tectonique continentale et océanique, où seuls les grabens recevront la sédimentation (Reynolds *et al.*, 1997). Au début du Crétacé, à l'Est du T.A.L., de petits bassins se mettent en place, générés par des extensions d'orientation Est-Ouest (fig. 2d). Ces bassins bien que proches de la Téthys n'en reçoivent pas les eaux. On peut signaler que ces manifestations tectoniques ne touchent pas le reste de la plateforme Arabe.

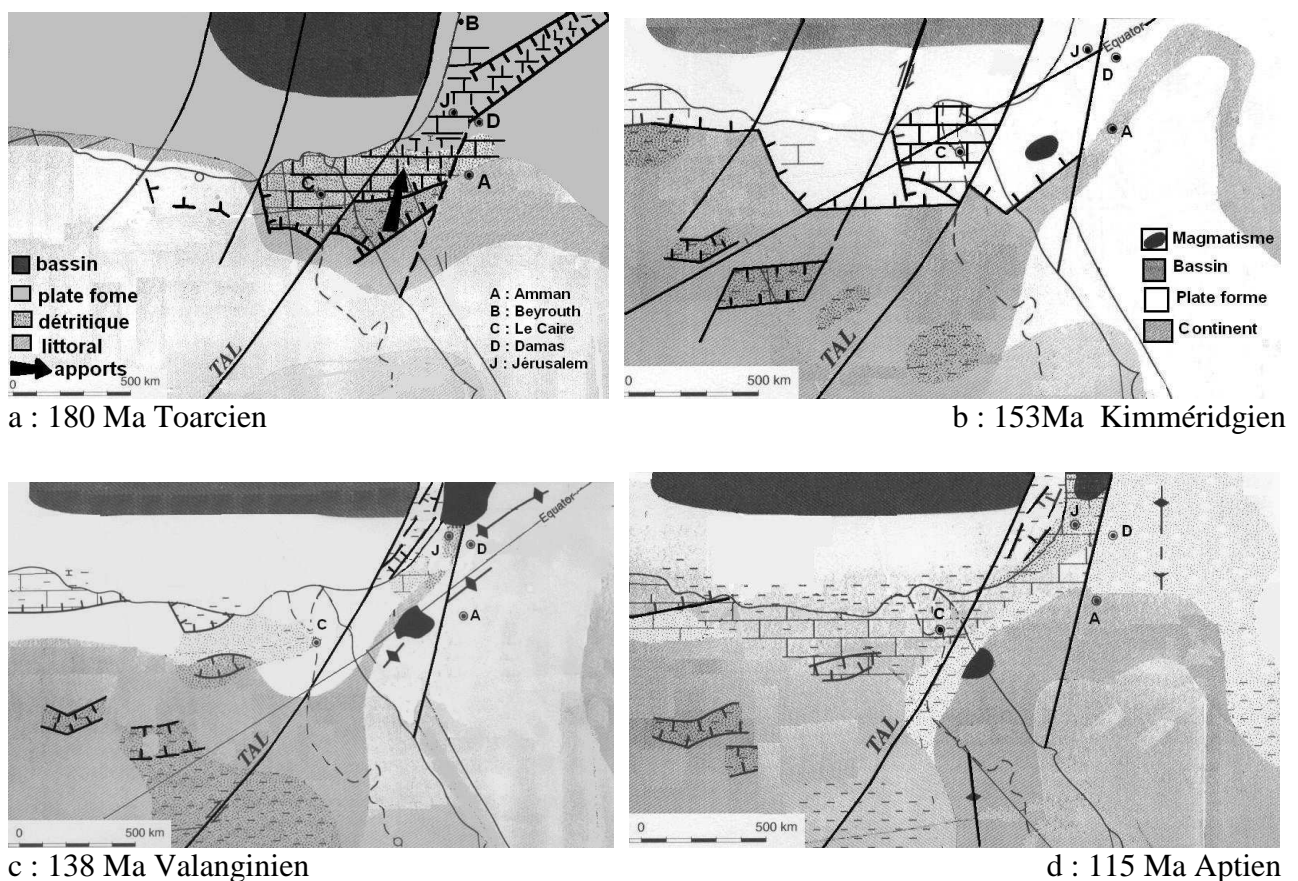


Figure 2 : Reconstitution paléogéographique du Nord du Gondwana au milieu du Secondaire.

Extraits de cartes d'après Reynolds *et al.* (1997).

D'un point de vue stratigraphique si le socle n'affleure pas sur le territoire libanais on peut en imaginer la nature en se fondant sur les rares données géophysiques notamment celles de De Cizancourts (1950), Tiberghien (1973) et de Khair *et al.* (1993 ; fig. 6) et les travaux effectués sur les terrains adjacents.

Ainsi, au Sud, le socle de la péninsule Arabe d'âge tardi-Précambrien est un complexe métamorphique constitué de séries volcano-sédimentaires (800-650 Ma) et de gneiss (650-600 Ma) à intrusions granitiques (600-580 Ma) liés à la consolidation pan-africaine (Hirsch, 1990 ; Sanlaville, 2000). Des volcanites post-orogéniques d'âge Précambrien supérieur-Cambrien et des mollasses cambriennes sont à l'affleurement notamment des côtes de la mer Rouge jusqu'à la mer Morte (Beydoun, 1988, Hirsch, 1990). De la pointe de la mer Morte jusqu'au Taurus ni les granites ni les formations métamorphiques ne réapparaissent. Une cartographie du toit du Précambrien (Bayer *et al.*, 1989) le situe entre -4000 à -5000 m de profondeur dans l'Anti-Liban.

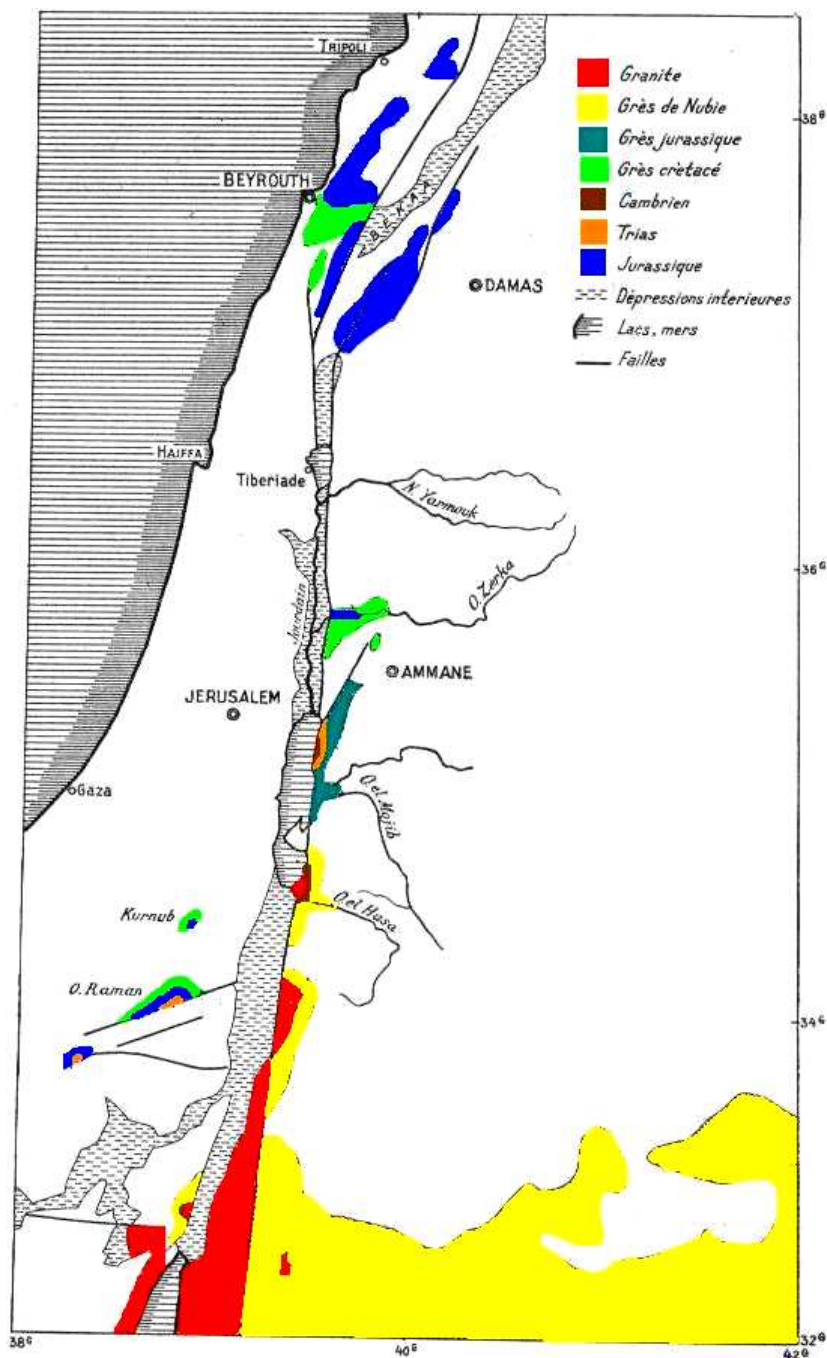


Figure 3. Localisation des affleurements des terrains anté Crétacé moyen entre Akaba et Tripoli (4 millionnièmes, d'après Dubertret, 1954).

En revanche, les formations précambriennes sont, en Jordanie (région d' Akaba) et au Sud-Est d' Israël (fig. 3), surmontés par près de 800 m de grès, autrefois définis par Russeger (1847) « grès de Nubie ». Cette ancienne dénomination englobe des formations silicoclasiques d'âge extrêmement variable s'étalant du Cambrien au Crétacé (Weissbrod *et al.*, 1987).

La base de ces grès peut être corrélée de part et d'autre de la dépression Mer Morte-Mer Rouge. En effet, la couche basale, directement en contact avec le socle correspondant aux formations d' Amudei Shlomo (Israël) et de Saleb-Burj (Jordanie) est constituée de sub-arkoses fluviatiles grossières et de conglomérats quartzitiques. Au-dessus des grès, argiles et dolomies de la formation de Timna (Israël) ont pu être datés par la présence d'une faune à trilobites qui par ailleurs a permis des corrélations avec des faunes du Néguev et du Maroc.

De nombreuses autres formations grésocalcaires sont ainsi superposées (sur plusieurs centaines à milliers de mètres) dans les régions méridionales au Liban (Massaad, 1976 ; Arad & Kafri, 1980 ; Abeb-Abdulkader, 1980 ; Hirsch, 1990 ; Shinaq & Bendel, 1992 ; Abdel-kireem *et al.*, 1996 ; Amireh & Abed, 1999 ; Amireh, 1991, 1994, 1997, 2000). De nombreuses études ont été menées sur ces formations phanérozoïques. La datation des zircons (Avigad *et al.*, 2003) a montré qu'ils provenaient à la fois des formations proches post-orogéniques (650-550 Ma) mais aussi de l'altération de roches beaucoup plus âgées (1,1 à 0,9 Ga) et beaucoup plus lointaines du métacraton du Sahara et des terranes d' Arabie Saoudite (situés à près de 1000 km).

Les minéraux ont été préservés des nombreuses variations climatiques ayant alterné sur le Gondwana pendant l'ère Primaire grâce à une cimentation carbonatée précoce ou à la richesse en argiles interstitiels de ces formations. Leur étude montre que ces grès « Nubiens » ont tous la même origine et que la poursuite du dépôt correspond à des réactivations périodiques du bouclier Arabo-nubien (Amireh, 1991).

Cependant, si aucune formation paléozoïque, n'apparaît à l'affleurement, au Liban, les données géophysiques (Beydoun, 1988) laissent supposer l'existence de dépôts marins (grès et argiles), datant probablement de la fin de l'Ordovicien ou du début du Silurien, recouvrant toute la façade levantine. En effet, bien que les mouvements épirogéniques fini-Dévonien et surtout Permien inférieur, sont à l'origine de la dénudation de la plus grande partie des dépôts paléozoïques, on en retrouve quelques témoins en Jordanie, Arabie, Sinaï et en profondeur sous Israël (Hirsch, 1990 ; Amireh, 1994)

L'histoire géologique au Liban ne peut guère être connue que depuis le Mésozoïque. Les premiers auteurs ayant étudié la région Levantine au sens large (Israël, Jordanie et Syrie inclus) ont publié leurs travaux au dix-neuvième siècle ; citons-en :

- 1877, L. Lartet qui dressa une carte géologique du bassin de la Mer Morte s'étendant jusqu'à Saida.
- 1885, C. Diener, qui dans sa carte géologique de la Syrie avait confondu Jurassique et Crétacé inférieur.
- 1919, G. Blanckenhorn avait dressé une carte géologique de la Palestine qui s'étendait jusqu'à Jounier.
- 1885, G. Zumoffen a déterminé les bases de la stratigraphie et ses coupes et échantillonnages ont permis de dater les formations calcaires du Jurassique supérieur et de définir les coupures du Crétacé, puis en 1926 il finalisa plus de 30 ans de terrain par sa « Carte géologique du Liban » Zumoffen (1926).

Mais ce sont les travaux cartographiques de Dubertret (et de ses coéquipiers Keller, Vautrin, Heybroek, Wetzel, Guerre, Saint-Marc et Besançon) qui ont permis de couvrir l'ensemble du territoire avec une grande précision. C'est classiquement à partir de ces travaux que les géologues travaillent actuellement sur le Liban. La figure 4 présente une synthèse de ces recherches réalisées à partir des publications de cet auteur (Dubertret, 1940, 1949 c & e, 1950 a, b, c, d, 1951 a & c, 1952, 1953, 1955 b, 1960 a à c, 1961, 1963, 1966, 1975 ; Dubertret & Vautrin, 1937 ; Dubertret & Wetzel, 1951).

C6	Crétacé	Supérieur	Sénonien	Marno-crayeux
C5		Moyen	Turonien	Marno-calcaire et calcaires récifaux
C4			Cénomaniens	Marnes et calcaires (500 m)
C3			Albien	Marnes vertes à Knemiceras Banc à Cardium (falaise de calcaires brechoïdes (15 m)
C2b		Inférieur	Aptien supérieur	Grès ou calcaires à oolithes ferrugineuses
C2a			Aptien inférieur à moyen	Muraille de Blanche calcaire récifal blanc
C1			Aptien basal Barrémien	Niveaux argilo-greux et calcaires
J7		Jurassique	Supérieur	Néocomien
J6	Portlandien			Calcaire de Salima oolithique ocre et bleu avec intercalations de marnes (< 150 m)
J6a	Kimméridgien terminal			Falaise de Bikfaya calcaire à silex (< 60 m <)
J6	Kimméridgien			Complexe volcanique de Bahannes (< 180 m)
J5	Kimméridgien			Calcaire de Kesrouane (>1000 m) avec un niveau marneux jaune à l'Est (marnes lusitaniennes)
J4	Lusitanien			
J4	Oxfordien			
J4	Moyen		Callovien	Dolomies et calcaires (>1000m) passant à des marnes sableuses et dolomitiques à l'Est
J2-3			Bathonien	
J1	Inférieur	Bajocien		
		Lias		

Figure 4 : Synthèse stratigraphique du Mésozoïque libanais d'après Dubertret.

Les auteurs plus récents comme Noujaim Clark & Boudagher-Fadel (2001, 2002, 2004), Walley (1988), Colin *et al.* (2007), Collin *et al.* (2005, 2008), Ferry *et al.* (2007), Hardy *et al.* (2007), Hirsh *et al.* (1998), Homberg (2005), Homberg *et al.* (2007), Abdel-Rahman & Nader, 2002, Nader & Swennen (2004 a & b), Saint-Marc (1980), Smirnova & Mroueh (1984), Toland (2000) utilisent toujours ces niveaux repères mais y ont apportés des précisions, notamment en ce qui concerne l'âge et la composition des couches. Walley (2001) a proposé une stratigraphie plus moderne, où, contrairement à ses prédécesseurs dont les repères étaient souvent calqués sur la géologie européenne, a découpé la stratigraphie libanaise en sous unités ou « formations » qui se succèdent et que l'on retrouve un peu partout sur le territoire (fig. 5).

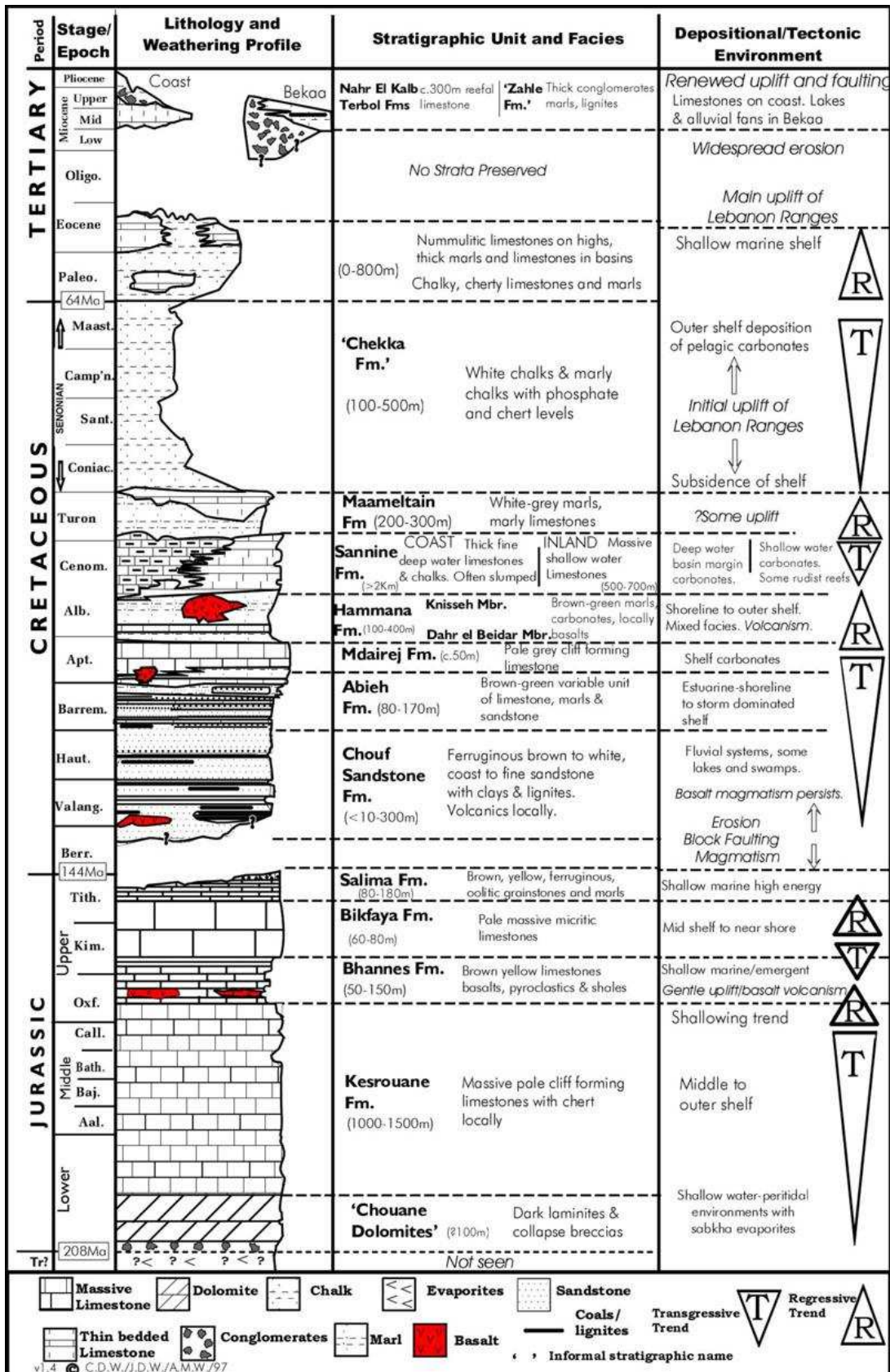


Figure 5 : Synthèse de la stratigraphie du Liban par Walley (2001)

Nous avons dans un premier temps recherché ces différentes formations afin de nous familiariser avec la géologie du Liban.

Le Trias n'est pas « reconnu » par les auteurs. Ces formations sont profondément enfouies sous les imposantes séries jurassiques. Difficiles d'accès, passablement azoïques et fortement dolomitisées, peu d'attention leur ont été prêtés jusqu'à présent. Cependant, une campagne d'échantillonnage menée dans les gorges du Nahr Ibrahim (fig. 6 a & b) par Géze et Paicheler (*communication personnelle*), révèle sous ces dolomies, des mudstones parfois laminés passant à des wackestones à pellets et fragments d'organismes dont l'étude est en cours et à des grainstones à graincoateds (fig. 6c). Par ailleurs, certains niveaux ont été échantillonnés aux abords d'un événement volcanique très ancien qui rappelle ceux d'Israël datés -190-210 Ma (Hirsch, 1990) ce qui peut être mis en relation avec la fracturation tectonique majeure qui remplace par endroit le Lias inférieur (Laws & Wilson, 1995 ; Walley, 2001).

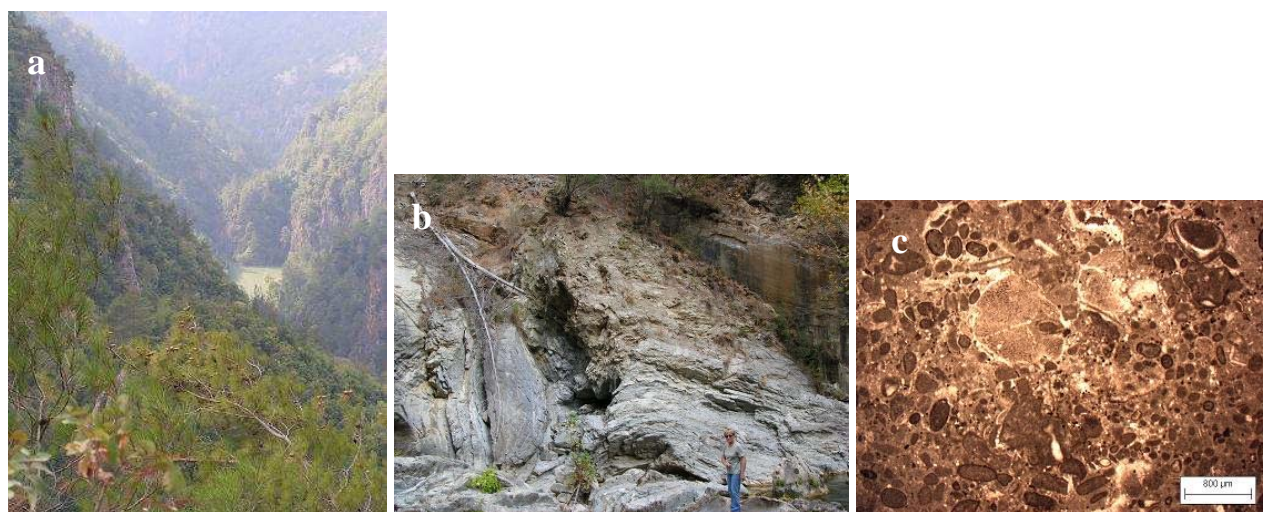


Figure 6 : Affleurement probablement triasique des gorges du Nahr Ibrahim (a & b) et lame mince d'un grainstone (c)

Au Nord du Liban des études sismiques révèlent des niveaux évaporitiques que les auteurs ont associé au Trias (Beydoun & Habib, 1995 cités par Walley, 2001). Le Jurassique inférieur est dolomitisé et correspond aux « Chouane dolomites ». Selon Dubertret (1954), ce sont des niveaux monotones de calcaires gris et de dolomies sur une épaisseur de 150 à 200 m. Walley (2001) mentionne la présence de niveaux de lamines microbiennes riches en matière organique et localement fétides, associées à des brèches en tipi, que Géze et Paicheler ont retrouvé dans les gorges du Nahr Ibrahim (fig. 7 a & b).

Le Jurassique se poursuit par l'imposante « Kesrouane Formation » d'une épaisseur dix fois plus importante que la précédente (fig. 7c). Elle correspond à des calcaires massifs, localement entrecoupés par des épisodes siliceux.

Les interruptions sédimentaires y sont anecdotiques ce qui souligne la stabilité de l'environnement et la régularité de la subsidence. Ainsi, cette formation s'étalerait approximativement du Pliensbachien à la fin de l'Oxfordien inférieur. Le sommet de cette formation a été bien étudié par Noujaim Clark & Boudagher-Fadel (2004) qui ont pu établir des corrélations entre quelques affleurements libanais, syriens et israéliens et en se fondant sur les grands foraminifères benthiques et des algues calcaires. Les niveaux étudiés par ces auteurs, indiquent un âge s'étalant du Bathonien au Kimméridgien inférieur.

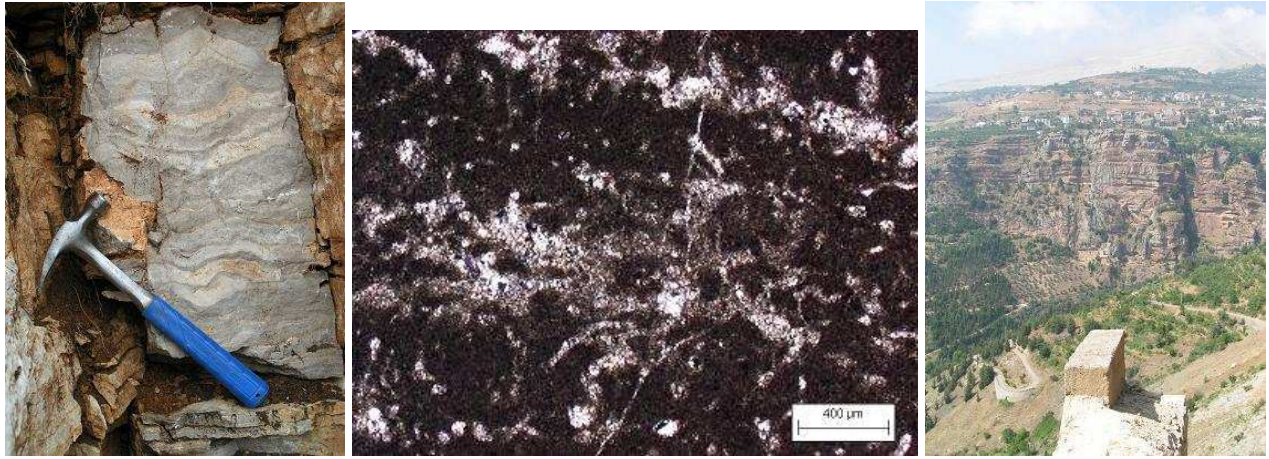


Figure 7 : Afleurement (a) et lame mince (b) des lamines du Jurassique inférieur ; Vue sur la Kesrouane Formation dans les gorges du Nahr Abou Ali (c).

Cette formation correspond à des périodes de hauts niveaux marins généralisés à l'ensemble de la Téthys et débute par une transgression au Bathonien supérieur qui se poursuit jusqu'à l'Oxfordien (Cecca *et al.*, 2005 ; Enay 1980 ; Enay *et al.*, 1993). La température élevée de l'eau permet la mise en place de plate-formes carbonatées récifales qui vont pomper les carbonates dissous. Cette diminution des apports carbonatés dans les eaux de haute mer induit la mise en place de faciès marneux, de séries condensées de haut fonds et favorise la formation de radiolarites. Soulignons que la nature et la dynamique des eaux profondes permet la préservation de la matière carbonée. Le Liban pendant cette période est recouvert par une plate-forme carbonatée où aucun fleuve aboutit.

Soulignons enfin que la « Kesrouane Formation » est assez différente à l'Est de la plaine de la Bekaa puisqu'elle est entrecoupée de niveaux marneux (marnes jaunes de Ouadi El Qarn ; Chatta, 1980 ; Géze, 1951-1954 ; Dubertret, 1949 c, 1950 a & b, 1951 d, 1957, 1960 b & c, 1963).

Cette formation est recouverte par celle du « Bhannes complex formation » datée par Dubertret (1963) de l'Oxfordien (J5), Walley (2001) et par Noujaim Clark & Boudagher-Fadel (2002) dans la seconde moitié de l'Oxfordien et la première moitié du Kimméridgien. Ce complexe d'en moyenne une soixantaine de mètres d'épaisseur est constitué de carbonates alternants avec passées volcaniques (fig. 8 a). Dubertret (1975) l'a décrit comme un ensemble de basaltes, cinérites, marnes chocolat marines entrecoupées de bancs calcaires riches en ostracodes (Colin *et al.*, 2008). Il correspond à une époque d'intense activité magmatique sur cette bordure de plate-forme levantine.



Figure 8 : « Bhannes complex formation » (a), sommet de « Bikfaya formation » (b) et « Salima formation » (c).

Recouvrant cet épisode de tectonique intense, la « Bikfaya formation » correspond à un calcaire massif gris de type récifal (fig. 8b), riche en Stromatoporidés et en nodules de silices. Cette formation a été parfaitement étudiée dans la commune de Bikfaya par plusieurs auteurs Dubertret (défini comme J6, 1954), Noujaim Clark & Boudagher-Fadel (2001) et Toland (2000), peut atteindre une épaisseur de 80 mètres par endroit, ce qui souligne une tendance subsidente plus ou moins forte selon les secteurs.

Une seconde transgression s'étend au Kimméridgien (Cecca *et al.*, 1993 ; Thierry, 2000 a & b ; Al-Thour, 2000) sur le Liban ; les plate-formes sont peu profondes et voient un développement récifal de la Judée au Negev Nord et au Sinai. En Galilée se développent surtout des calcaires oolithiques interstratifiées avec des shales et des sables (Thierry, 2000b).

La « Salima formation » poursuit la sédimentation de la fin du Jurassique (Thitonien) par des calcaires souvent oolithiques de couleur ocre qui tranchent dans le paysage au-dessus des micrites gris-clair et par sa structuration en petits bancs décimétriques (fig. 8 c).

Cette formation et parfois d'autres plus profondes sont érodées et karstifiées (fig. 9 a). Ceci souligne une régression importante à la fin du Jurassique qui semble durer assez longtemps. Vautrin (1934, cité par Dubertret, 1975) précise que dans l'Anti-Liban, aux alentours de Chebaa, l'érosion atteint les couches du Bathonien, il semble néanmoins que dans le massif du Liban cette érosion a été moins intense.



Figure 9 : Karstification des calcaires jurassiques et grès de base de la région de Qartaba.

Sur cette surface de calcaires cariées, repose la formation des « grès de base » aussi appelés « grès du Liban » ou « Chouf Sandstones » par les anglo-saxons. Cette formation gréseuse ocre (fig. 9 b & 11 a) atteindrait à certains endroits l'épaisseur de 300 m, notamment dans la région du Chouf (jusqu'à 600 m selon Dietrich, 1976). Définie comme la formation transgressive au-dessus des calcaires jurassiques en référence aux grès triasiques vosgiens, elle couvre 1/20^{ème} du territoire Libanais (Massaad, 1976, fig. 10). Ces grès de base sont généralement datés du Néocomien (Douvillier, 1910, cité par Dubertret, 1975), sans autres précisions en raison de leur carence en fossile notamment dans les niveaux inférieurs.

Dans la partie supérieure de la formation gréseuse, des niveaux argileux, ligniteux et ambrifères apparaissent sous forme lenticulaire. Une partie du contenu faunistique semble pouvoir être rattaché à l'Aptien (Dietrich, 1976 ; Massaad, 1975, 1976 ; Dejaj *et al.*, 1996, 1997 ; Azar, 2000a). Néanmoins les fossiles sont très rares et confinés dans les niveaux marneux du haut de la formation ; quelques dents de poissons, fragments de gastéropodes et d'ostracodes se rencontrent par endroit. Plus fréquemment des restes végétaux sont présents dans les niveaux ligniteux (bois pétrifié, traces de feuilles). *Weichselia sp.*, *Credneria sp.* et *Pleurophoris sp.* ont pu être déterminés par Blankerhorn (1927, cité par Massaad, 1976).

Figure 10 : Localisation des affleurements de grès libanais
(d'après Tixier, 1965, in Dietrich, 1976)

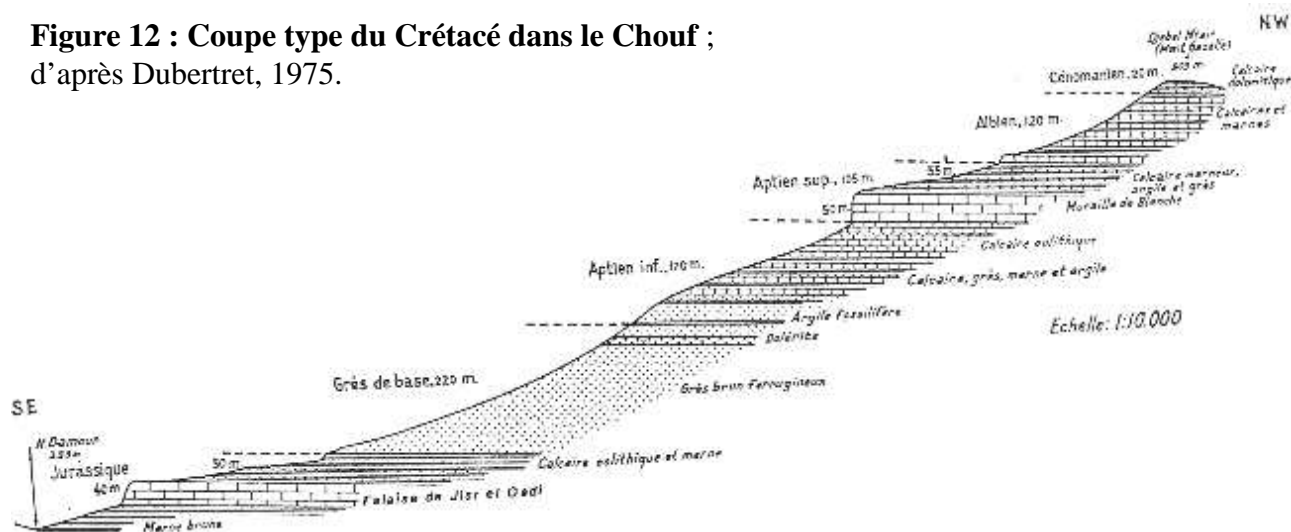


Figure 11 : Affleurement des grès du Crétacé inférieur :

a : « grès de base » et de leur intercalations magmatiques à Jouar El Haouz, b : « Abeih formation » à Hammana, c : « Muraille de Blanche » à Jezzine.

La présence d'un magmatisme fréquent dans le « grès de base » (fig. 11 a) est signalée par les auteurs (Dubertret, 1950 b & d, 1951 a, 1952, 1953, 1975 ; Massaad, 1975, 1976 ; St Marc, 1980 ; Lang & Ya'cov, 1985 ; Azar, 2000a). Cependant l'âge de ces grès reste très controversé et ils sont datés ; par défaut, entre le Jurassique et la couche qui les recouvre « Abeih formation » datée de l'Aptien inférieur (C2a de Dubertret, 1963). Cette nouvelle formation est constituée de niveaux marins. Ce sont des grès, des marnes et des calcaires jaunâtres (fig. 11 b), très fossilifères (*Orbitolina lenticularis* BLUM, *Orbitolina conoidea-discoidea* GRAS, *Heteraster oblongus* BRONGNIART, *Actaeonina syriaca*, *Actaeonina grandis*, *Cardium*, *Millioles* ; Dubertret, 1970 ; Arslan *et al.*, 1995). Leur épaisseur cumulée peut atteindre 170 mètres à Abeih où ils ont été décrits par Heybroek (1942, cité par Dubertret, 1975 ; fig. 12). Ils peuvent aussi contenir des évènements volcaniques interstratifiés.

**Figure 12 : Coupe type du Crétacé dans le Chouf ;
d'après Dubertret, 1975.**



Coupe du versant N du Nahé Damour, passant par Jisr el-Qadi, montrant la succession stratigraphique depuis le sommet du Jurassique jusqu'à la base du Cénomannien, par F. ИВУВРОЕК (1942, p. 281, fig. 5).
La « falaise de Jisr el-Qadi », à la base, est l'équivalent de la « falaise de Bikfaya ».

Ces alternances calcaréo-marne-gréseuses marines font finalement place à un calcaire marin franc qui dessine une corniche imposante que l'on peut suivre dans tout le Liban. Cette formation décrite par Blanche porte son nom « Muraille de Blanche » (Azar, 2000b) et correspond à la « Mdairej formation » des anglo-saxons ou à la « Falaise de Jezzine ». Elle est constituée de calcaires à Orbitolines et à Hétérogasters et peut atteindre 70 m d'épaisseur, notamment à Jezzine (fig. 11 c). L'Aptien s'achève par endroit par des niveaux oolithico - gréseux (Rohrlich *et al.*, 1980).

Les transgressions du Crétacé moyen puis du Crétacé supérieur (fig. 13 a & b), déposeront des formations plus marneuses « Hammâna, Sannine, Maameltian et Chekka Formations » soulignant les faciès de haut niveau marin (+ 90 m en domaine téthysien : Robin *et al.*, 2006) de la fin du Secondaire (Noujaim, 1977).



Figure 13 : Dépôts marneux du Crétacé moyen Albien et Cénomannien ;

a : entre Tarchîch et Jouar El Haouz, b : au-dessus de Bcharré (au premier plan : calcaires kimméridgiens et argiles volcaniques ; au dernier plan : vallée glaciaire).

Ce résumé de la stratigraphie générale du Liban ne correspond cependant pas à la réalité de terrain. Elle a été mise au point par le remarquable travail de Dubertret et ses collaborateurs (Dubertret, 1940, 1949 c & e, 1950 a, b, c, d, 1951 a & c, 1952, 1953, 1955 b, 1960 a à c, 1961, 1963, 1966, 1975 ; Dubertret & Vautrin, 1937 ; Dubertret & Wetzels, 1951) qui, sillonnant en tout sens le Liban mais aussi les pays limitrophes, se sont à maintes reprises rendus compte des désordres spatio-temporels d'un découpage si rigide de la géologie du Liban. En ce sens, la synthèse mise au point par les anglo-saxons et Walley (1988, 1997, 2001) notamment, élude, par l'utilisation du terme de « Formation », les incohérences observées par les géologues de terrain. Cependant, un changement lexical ne résout pas les problèmes récurrents de diachronies observées particulièrement autour de la limite Jurassique-Crétacé et cela quelle que soit la région du Liban étudiée.

Ainsi les tentatives de corrélation entreprises par l'équipe de Dubertret (1970), ne font qu'amplifier les problèmes de terrain en imposant une vision stratotypique à base de niveaux repères. Les auteurs modernes (St Marc, 1980 ; Toland, 2000) s'engouffrent dans cette dérive et la géologie de ce pays extrêmement complexe devient incompréhensible.

De plus, même si de nombreuses équipes travaillent sur les pays adjacents (avec les financements des pétroliers), les données publiées s'arrêtent malencontreusement à la frontière libanaise. L'extrapolation est certes possible mais elle reste une extrapolation.

Nous avons donc voulu dans ce travail apporter notre contribution, non pas en imposant une « vérité géologique » à nouveau sclérosante mais en revisitant les « vieilles » idées reçues, afin de moderniser l'appréhension des événements géologiques ayant conduit à la mise en place des dépôts Jurassiques et Crétacés qui structure le Liban.

Dans un premier temps, nous avons décidé de suivre le schéma caractéristique des mésostructures du Liban. Ainsi, on observe sur l'image satellitale (fig. 14) deux longs massifs séparés par un sillon médian : les massifs du Mont Liban à l'Ouest et de l'Anti-Liban (qui correspond dans sa partie Sud au Mont Hermon) à l'Est séparés par le fossé de la Bekaa.

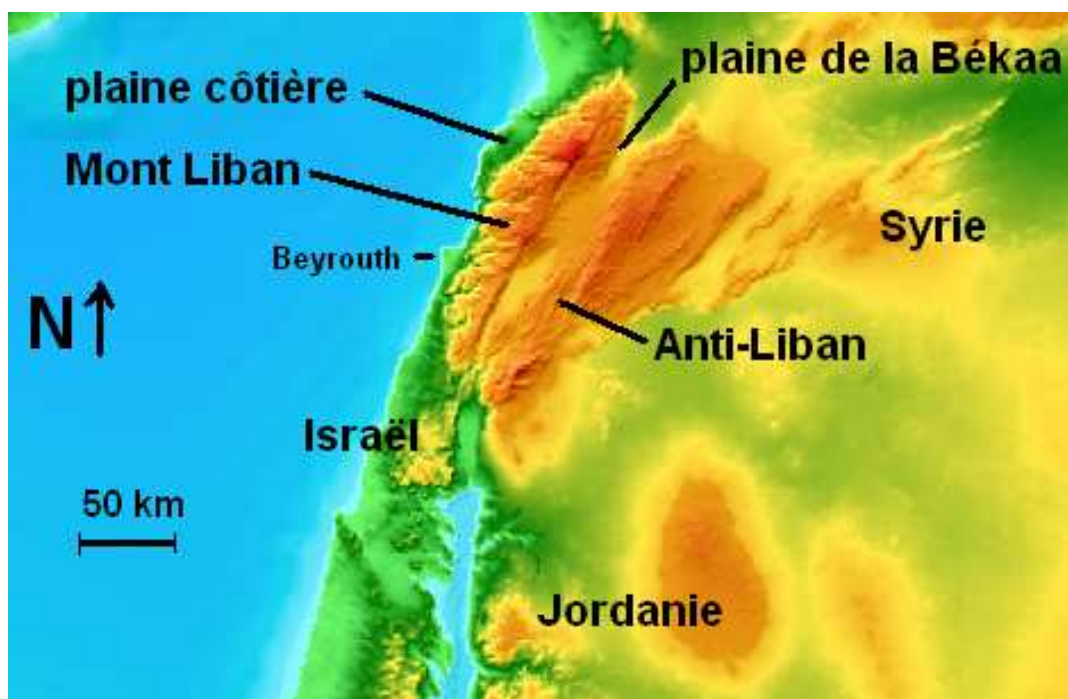


Figure 14 : Représentation simplifiée de la vue satellitale de la côte levantine (Sismolog).

Ce complexe orographique, bordé par une plaine côtière, est orienté Sud Sud-Ouest/ Nord Nord-Est, sa longueur est de l'ordre de 170 km et sa largeur de 50 km environ.

La plaine de la Bekaa est le prolongement de la dépression de la Mer Morte qui s'élève jusqu'au lac Houlé puis culmine à une altitude de 900 m en moyenne. Elle est recouverte par des sédiments plio-quadernaires. La bordure Ouest de cette plaine correspond à la faille de Yammouneh qui est la prolongation de l'accident crustal qui court de la Mer Morte jusqu'au Taurus (fig. 15 & 17 a). Les travaux de Khair (Khair *et al.*, 1993) montrent que cette dépression est le résultat d'une transtension suivie d'une transpression sur une croûte préalablement fracturée (fig. 16). La Bekaa s'est donc mise en place le long de la faille de Yammouneh lors de la remontée vers le Nord de la plaque Arabe le long de la plaque « Levantine » (prolongement de la plaque africaine). Les récentes études menées sur cette faille (Daëron *et al.*, 2004 ; Daëron, 2005) montrent qu'elle n'a pas produit de séismes notables depuis celui de 1202.



Figure 15 : Vue sur la Bekaa.

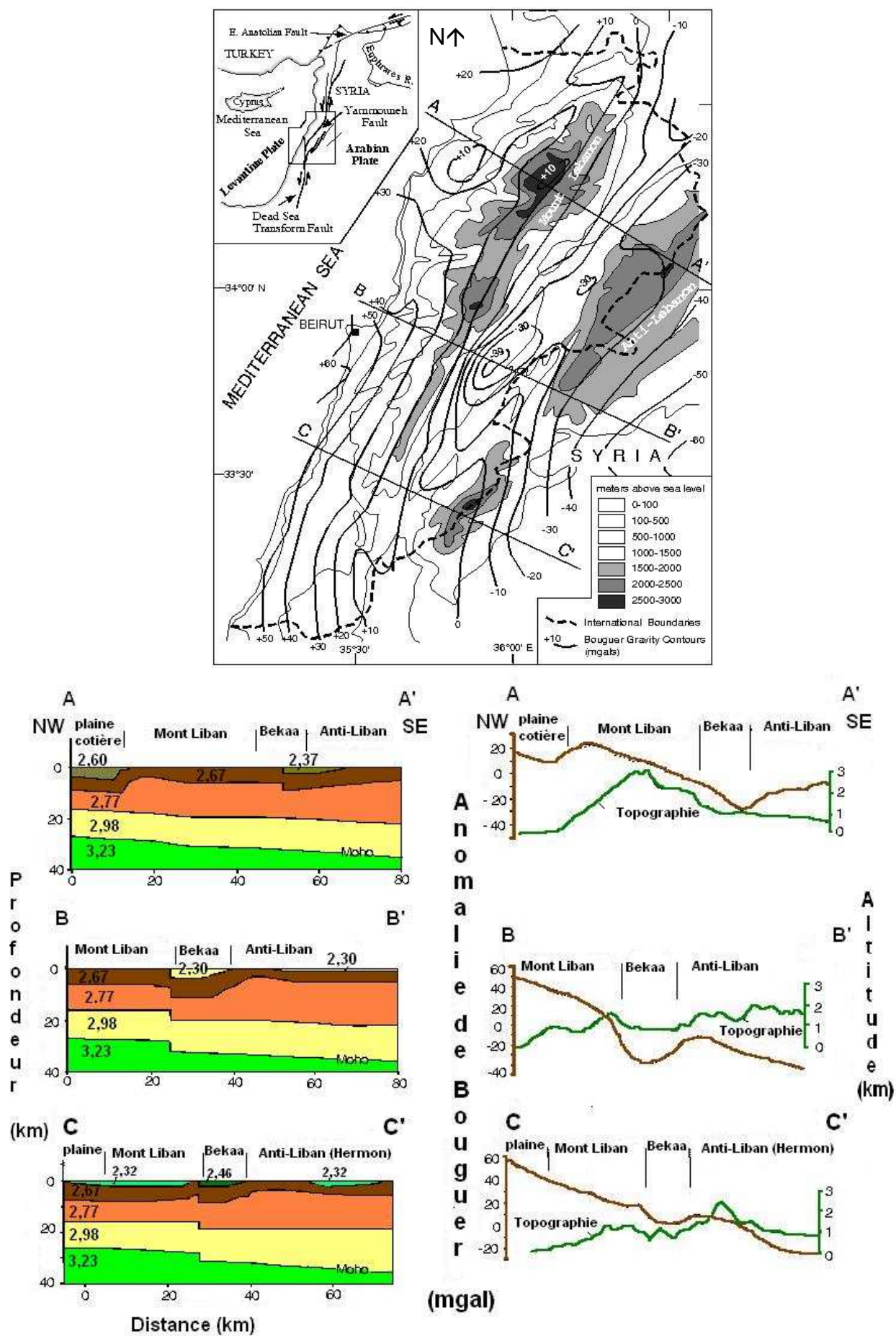


Figure 16 : Structure crustale du Liban (d'après Khair *et al.*, 1993)

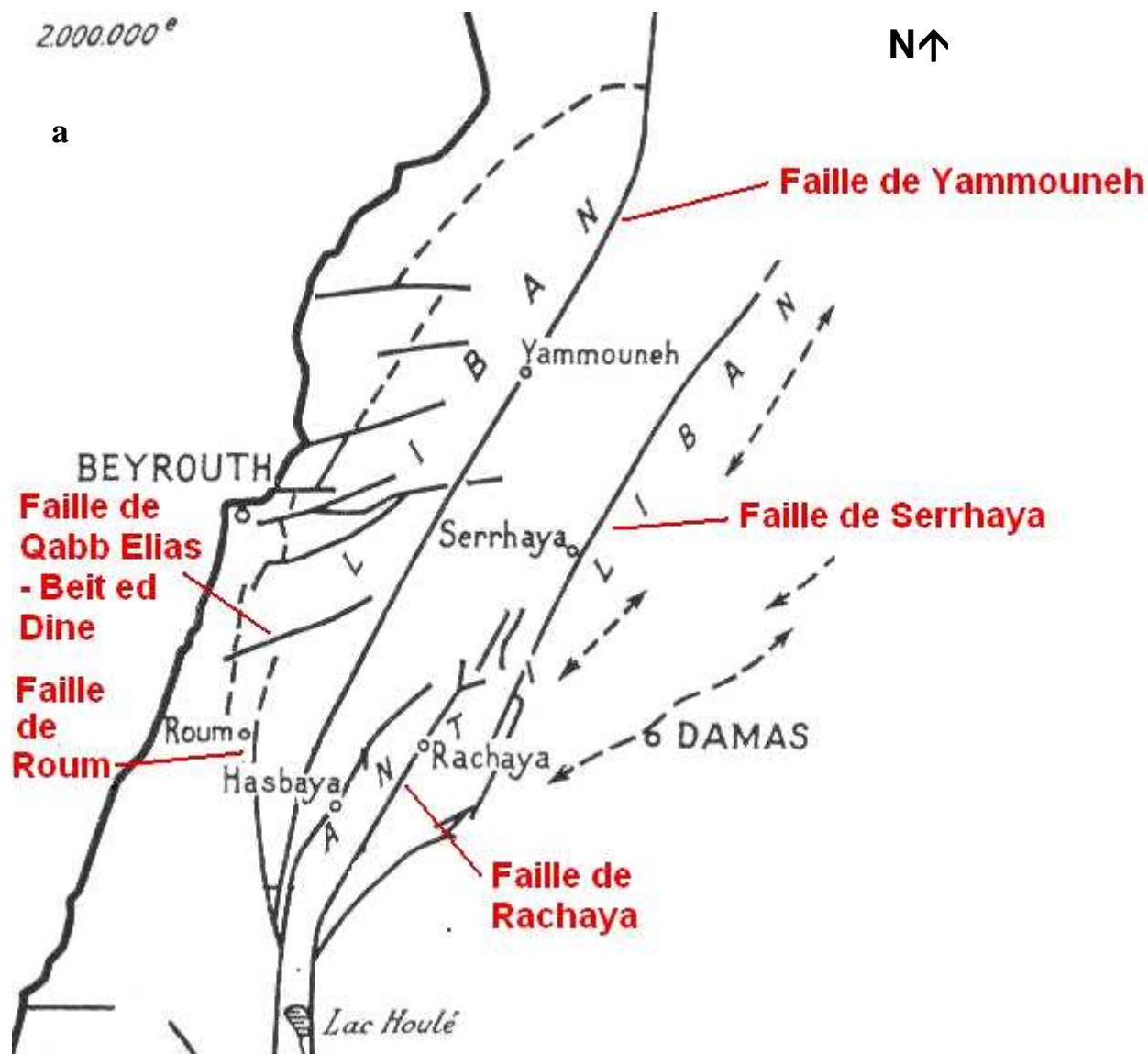


Figure 17 : Localisation des failles majeures (a) et du réseau complexe de fractures du Liban central (b) (D'après Dubertret, 1951a & 1952)

Le Mont Liban se présente comme un massif monolithique « brisé » à la latitude de Beyrouth en deux éléments dont le méridional serait légèrement décalé vers l'Est. Il est subdivisé ainsi en deux entités : le Mont Liban Nord et le Mont Liban Sud, séparés par une zone centrale (Zone des Qadaas Sud) très fracturée (fig. 17 b). Le Mont Liban débute au Sud de Merdjaroun près du coude que fait le Litani puis s'élargit (30 km) vers le Nord Est jusqu'à Beyrouth avec deux versants l'un longeant la côte de direction Nord-Sud, l'autre parallèle à la Békaa. Au-delà de Beyrouth les deux versants sont parallèles à la Békaa et sa largeur est d'une trentaine de kilomètres.

Le Mont Liban plonge et réapparaît ensuite à deux reprises, au niveau de la zone de Sir Ed Danié, puis au niveau du Nahr El Kébir à la frontière syrienne (Dubertret, 1951 b, 1955 a ; Guerre, 1975). Ces deux éléments peuvent cependant être considérés comme la même entité qui se poursuit au Nord dans la région d'Alep par le Jebel Alaouite (Mouty, 1976 ; Mouty & St Marc, 1982).

Ce massif, présente une altitude moyenne de 2200 m sur ces 170 km de long, mais sa ligne de crête oscille entre 1800 et 3088 m au Qornet Es Saouda. Il est découpé sur sa façade maritime par une série de vallées transversales qui permettent d'observer les structures géologiques plus profondes de ce massif (Dubertret, 1945 a, b, d, 1950, a,d, 1951 a à d, 1952, 1953, 1954, 1955 a, b, 1960 a, 1961, 1963 ; Dubertret & Westzel, 1945).

Le Mont Liban est constitué d'une ossature de calcaires jurassiques et, comme nous l'avons envisagé, probablement triasiques, qui apparaît sous forme d'un vaste bombement anticlinal. Ce cœur triaso-jurassique est bordé par les dépôts Crétacés (fig. 18).

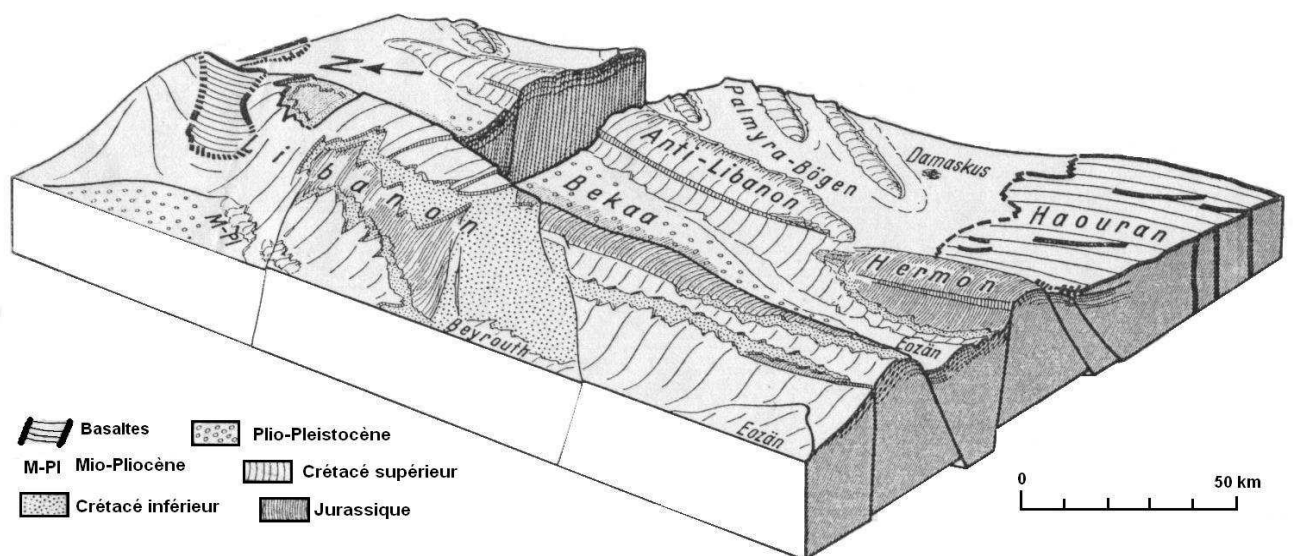
Le Mont Liban Sud est découpé par de nombreuses failles notamment celle de Roum (de direction Sud Sud-Est/Nord Nord-Ouest, fig. 17 a) qui rejoint au Sud celle de Yammouneh au niveau de la frontière Israélo-Libanaise au sud de Marjayoun et semble se terminer dans le Chouf au contact de la faille de Qabb Elias-Beit ed Dine (de direction Nord-Est/ Sud-Ouest, fig. 17 a).

Enfin, les examens structuraux et géomorphologiques révèlent l'existence de failles inverses et d'anticlinaux toujours actifs qui se développent sur des rampes de chevauchement comme on l'observe dans la portion Sud à Niha (fig. 110) ou dans la portion nord du massif à Qartaba (fig. 18), mais aussi sur les relevés géophysiques (fig. 16). Ces manifestations, qui induisent la formation du Mont Liban, sont liées au coude transpressif que dessine le système de Yammouneh dans le Liban. Elles se prolongent en mer, de Tripoli (au Nord) à Beyrouth avec certitude et avec de fortes probabilités vers le Sud jusqu'à Saida (Daëron, 2005). Ainsi, selon la définition de Daëron (2005) le Mont Liban est à concevoir comme un « petit prisme crustal entièrement bordé de failles actives, entre la plaque Arabe et le bassin levantin ».



Figure 18 : Redressement des couches (↓) du Jurassique et du Crétacé inférieur au-dessus de la ville de Qartaba

L'Anti-Liban est un massif montagneux long de 170 km, d'une vingtaine de kilomètres de large et d'une altitude moyenne 2200 m (Dubertret, 1949 b à e, 1950 b, 1951 d, 1952, 1955 a & b, 1960 c & b, fig. 19) dont seule une partie est en territoire Libanais. Orienté Sud-Ouest/Nord-Est, cette chaîne est globalement parallèle au Mont Liban. Sa terminaison Sud-Ouest (dont l'extrémité Sud correspond au Mont Hermon, fig. 19 & 20) est tronquée par un système de failles grossièrement orientées Est-Ouest ayant induit l'effondrement du Nord de la plaine du Jourdain en Israël et les épanchements volcaniques plio-quadernaires du Nord de la Jordanie. Son extrémité septentrionale se prolonge vers le Nord-Est par deux anticlinaux séparés l'un de l'autre par la faille de Serrhaya de direction Nord-Est Sud-Ouest (fig. 17 a). Ces deux structures présentent un décalage sénestre d'une vingtaine de kilomètres. L'Anti-Liban est constitué d'un cœur de calcaire jurassique (d'âges couvrant quasiment toute cette période), bordé par des sédiments crétacés et cénozoïques. Un second accident : la faille de Rachaiya, découpe ce massif selon la même direction que Serrhaya (fig. 17 a). Ces deux failles ont montré une activité sismique importante, elles sont notamment responsables du séisme de 1759 (Daëron, 2005).



Das Libanon-Grabengebiet nach Knetsch (1957)

Figure 19 : Représentation simplifiée de l'Anti-Liban (in : Chatta, 1980).



Figure 20 : Vue sur le cœur Jurassique de l'Hermon (2300 m).

METHODES D'ETUDES.

Plusieurs campagnes de terrains ont été menées par l'équipe dans le cadre d'un projet franco-libanais (Projet Cèdre) dans les premières campagnes le travail avait été axé sur les grès et leur contenu ambrifère. Ainsi, de nombreux échantillons de grès ont été collectés et une partie des coupes des niveaux ambrifères réalisées. Les deux dernières campagnes ont davantage porté sur le passage Jurassique Crétacé. C'est dans ces campagnes de juillet 2005 et avril 2006 que les échantillons de calcaires et des grès basaux ont été collectés en vue de tenter de comprendre les événements liés à ce passage. Une ultime campagne avait été programmée en juillet 2006 mais elle n'a pu avoir lieu à cause de la seconde guerre du Liban.

Cependant, une soixantaine de coupes ont été levées et une trentaine de sites de prélèvement associés aux coupes ont été échantillonnés (Annexe 7).

La surface des différents échantillons récoltés a subi un examen macroscopique préliminaire permettant une première approche du faciès lithologique et pétrographique de la roche. Cette étude a aussi permis d'observer d'éventuelles transformations diagénétiques.

Plus de sept cents lames minces ont été réalisées à partir des échantillons de calcaires et de grès. Les sables et les grès friables ont été préalablement inclus dans de la résine afin de permettre la réalisation des lames minces, ces mêmes échantillons ont aussi été étudiés à la loupe sans fixation préalable. Les lames minces ont été réalisées au laboratoire des Sciences de la Terre de l'URCA, par Monsieur Delor.

L'étude des microfaciès en lame mince des carbonates a été effectuée avec un microscope Olympus BX60, les photographies numériques ont été prises à l'aide d'une caméra CCD Sony modèle DXC 930P et traitées grâce aux logiciels de traitement d'image *Archimed*. Cette étude s'est révélée être un élément essentiel dans notre travail. Nous-nous sommes en effet rendus compte qu'elle permettait d'invalider de nombreuses déterminations, effectuées antérieurement et sans doute réalisées uniquement de manière macroscopique. Ces erreurs concernaient notamment les niveaux réputés oolithiques.

Par ailleurs, les éléments figurés d'origine organique ou non (foraminifères, algues, tests d'échinodermes, de bryozoaires, fragments de coquilles de gastéropodes, pellets, endoclastes ...) ont été relevés. La nature du ciment et de la matrice ainsi que les modifications diagénétiques ont été étudiées. La nomenclature utilisée correspond aux classifications traditionnelles des carbonates (Folk, 1959 et Dunham's, 1962 cités par Tucker & Wright, 1990).

L'étude des grès : analyse de la taille, de la forme, de la structuration et de répartition statistique des grains de quartz a été effectuée grâce aux logiciels *Granix* et *Aréna* après acquisition d'images sous la loupe binoculaire pour les grès non cimentés, ou grâce au logiciel *Grain Sizer* sur les grès cimentés ou fixés dans de la résine colorée. Ce travail laborieux s'est révélé infructueux tant la répartition granulométrique des quartz est aléatoire. L'étude en lame mince de ces sédiments détritiques s'est révélée plus enrichissante et les résultats seront présentés dans ce travail.

Nous étudierons successivement le Mont Liban Nord, le Mont Liban Sud puis l'Anti-Liban, mais pour faciliter la lecture nous avons subdivisé chaque entité en zones plus petites comme nous l'avons représenté sur la figure 21.

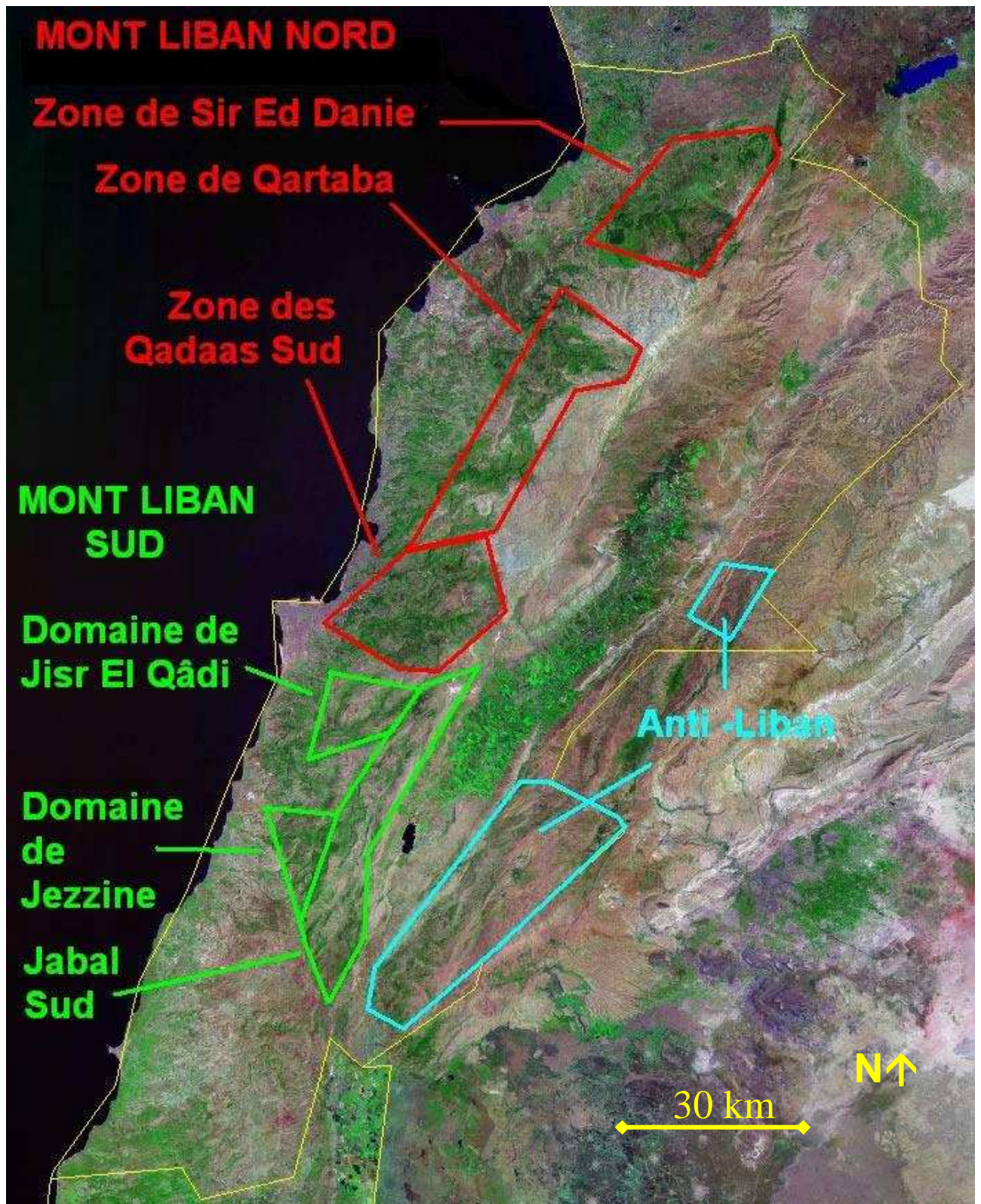


Figure 21 : Découpage géographique de notre étude sur une photo satellitaire du Liban (Google Earth).

Chapitre 2

Le Mont Liban

2A. LE MONT LIBAN NORD.

Pour des raisons de commodité, nous avons découpé cette région en trois zones géographiques distinctes ; la zone de Sir Ed Danié au Nord-Est, celle de Qartaba au centre et celle des Qadaas Sud à l'Est de Beyrouth (fig. 22).

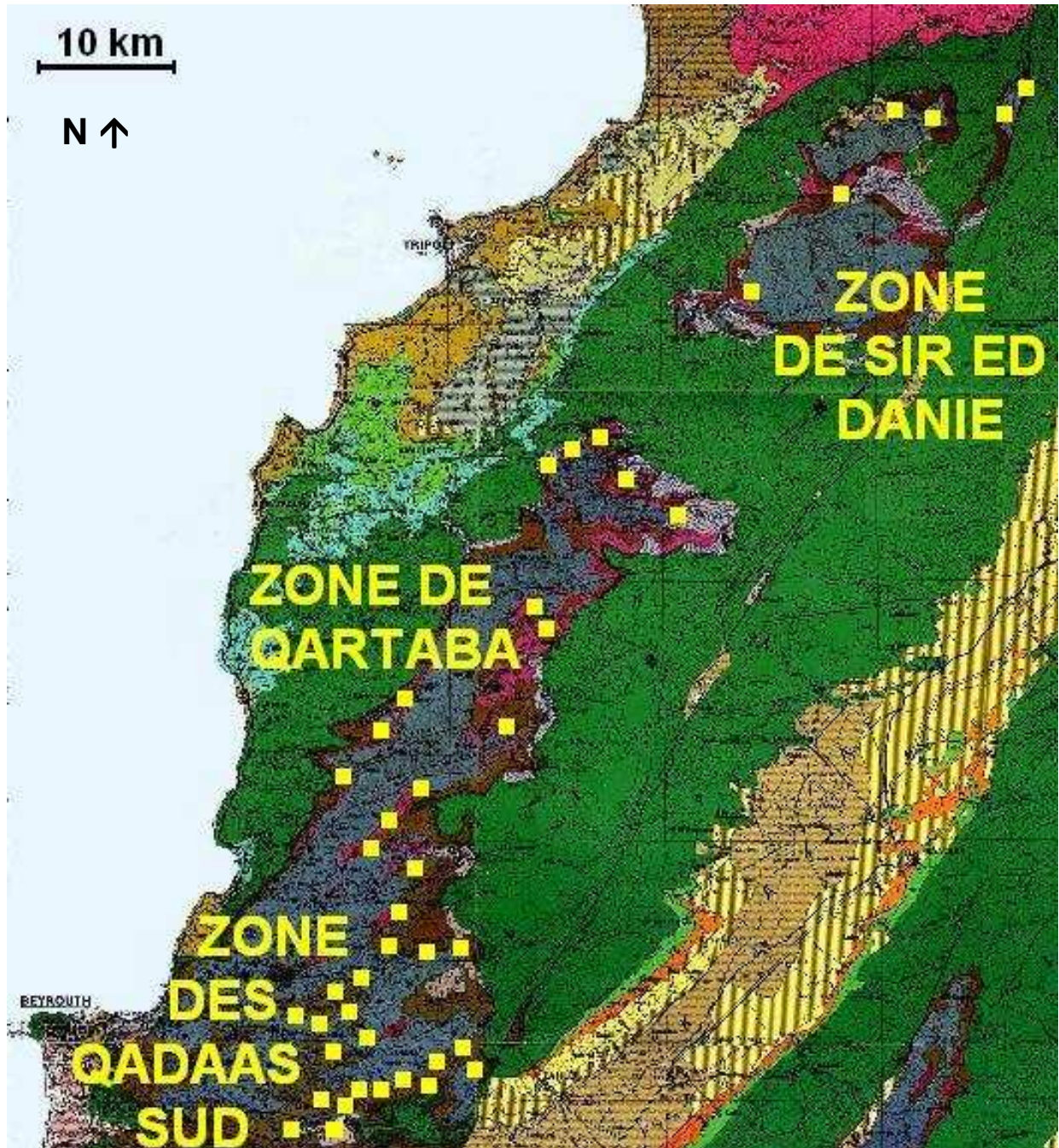


Figure 22 : Localisation des principaux sites étudiés dans le Mont Liban Nord.
(extrait de la carte géologique du Liban, Dubertret, 1955a)

2A1. LA ZONE DE QARTABA

2A1a. LE FLANC OUEST DE LA ZONE DE QARTABA.

A l'Ouest, trois sites situés de part et d'autre du Nahr Ibrahim ont été étudiés. Par ailleurs, dans cette région, Saint-Marc (1980) a levé plusieurs coupes que nous tenterons de corréler avec nos observations (fig. 23).

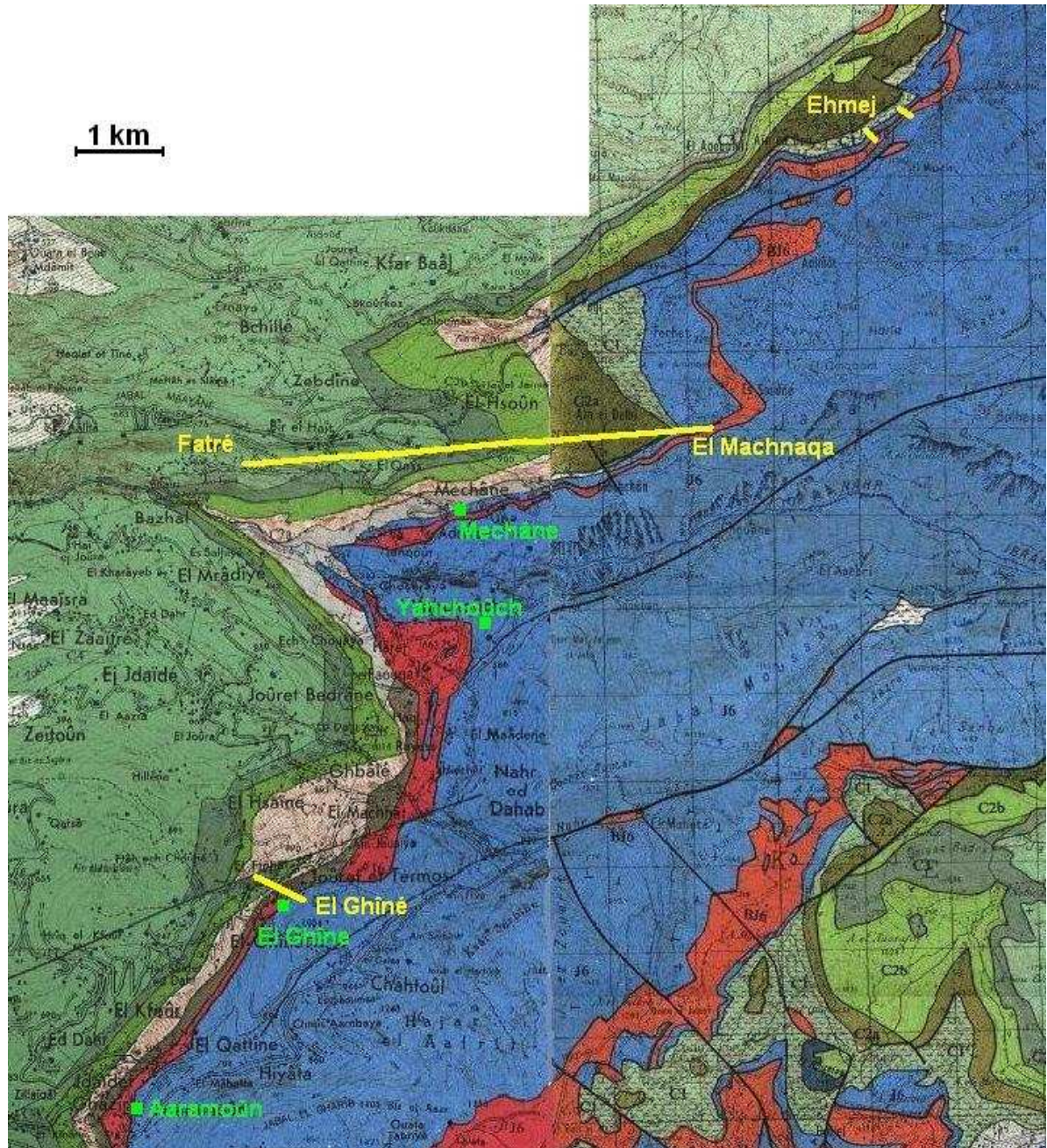


Figure 23 : Localisation de nos levés (jaune) et de ceux effectués par Saint-Marc (vert).

(extraits de la carte géologique de Jbail (Dubertret, 1945b) et de la carte géologique de Qartaba (Dubertret et Wetzel, 1945))

La première coupe a été levée au Nord de la commune d'El Ghiné (34°02'41,59''N, 35°43'45,11''E, entre 1062 et 1082 m d'altitude, fig. 24 & 25). Elle débute par un épais niveau (6 m) d'argiles volcaniques contenant des intrusions de basaltes plio-quaternaires, des inclusions de pyrite et de boules de calcaires, des traces de lignite et des restes de troncs d'arbre (fig. 26 a) .

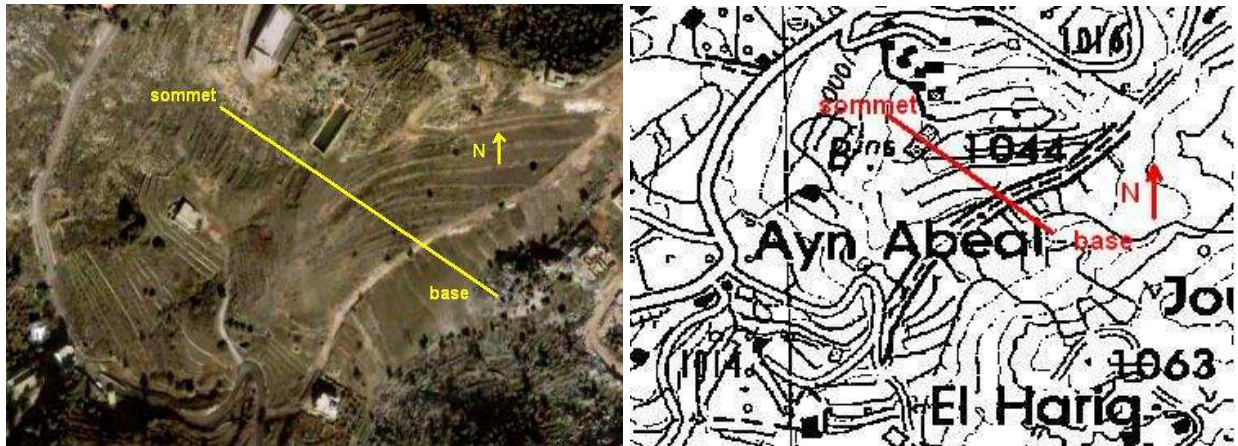


Figure 24 : Coupe d'El Ghiné

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique (extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)
(distance base-sommets : 350m)

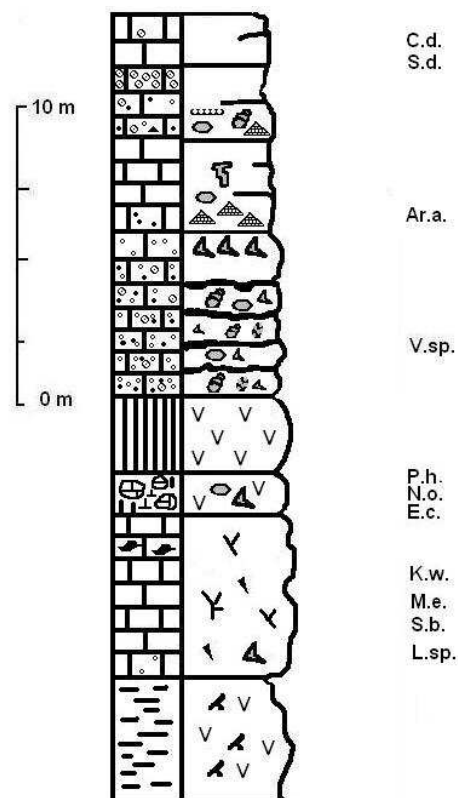


Figure 25 : Log de la coupe d'El Ghiné.

Au-dessus et latéralement repose un calcaire à stromatoporiés, nodules de fer et de silex (fig. 26 b). Ce mudstone contient des spicules d'éponges, des fragments de lamellibranches et de polypiers. La microfaune comporte *Kurnubia wellingsi* (*K. wellingsi* HENSON 1948), *Mangashtia egyptinesis* (*M. egyptiensis* FOURCADE 1984; fig. 26 c), *Siphovalvulina beydouni* (*S. beydouni* BOUDAGHER-FADEL & NOUJAIN-CLARK 2004).

Une brèche volcano-détritique recouvre le mudstone et signe un passage volcanique interstratifié dans la coupe (fig. 26 d). Les éléments volcaniques sont altérés mais présentent un faciès mandelstein (fig. 26 e). Cette mise en place en milieu aquatique est confirmée par les éléments micritiques associés à ce dépôt. Ce sont des mudstones à radioles d'oursins, fragments de lamellibranches associés à *Pseudocyclammina hedbergi* (*P. hedbergi*; HENSON), *Everticyclammina contorta* (*E. contorta*; REDMOND 1964; fig. 26 f) et *Nautiloculina oolithica* (*N. oolithica*; MOHLER 1938).

Ce niveau marin est recouvert d'un nouveau niveau volcanique doléritique (2 m). Les échantillons montrent que c'est un volcanisme plus récent interstratifié.

Puis, une série de bancs se succèdent sur 5 m d'épaisseur, chacun d'entre eux se termine par un hardground (fig. 26 g). Microscopiquement, ce sont des packstones à graincoateds, où l'on distingue quelques oolithes à nucléus de quartz anguleux (fig. 26 h), des fragments de gastéropodes (notamment des Nérinés), de rhynchonelles, de lamellibranches, d'échinodermes et d'éponges recristallisées. Les foraminifères (valvulinés) sont peu fréquents.

Surmontant ces niveaux marins, un banc à orbitolines d'une cinquantaine de centimètres, prolonge la série (fig. 26 i); c'est un packstone à *Palorbitolina lenticularis* (*Po. lenticularis*; BLUMENBACH), rhodophycées, quelques petits gastéropodes, échinodermes et petits quartz (fig. 26 j).

Un banc franchement micritique à terriers, mais pauvre en organismes, recouvre l'environnement précédent. Il se poursuit par un packstone à éléments divers : oolithes, quartz, fragments de lamellibranches, de bryozoaires, orbitolines et *Arabicodium aegagrapiloïdes* (*Ar. aegagrapiloïdes*; fig. 26 k). Les éléments sont fortement ferrugineux et montrent des signes de remaniements. Ce banc, de nature gravitaire est, vers le sommet, constitué d'éléments qui ne semblent pas être remaniés ; les oolithes sont bien conservées et la sidérose qui piquetait les éléments de la base disparaît.

Une nouvelle succession de mudstones à *Salpingoporella dinarica* (*S. dinarica*; RADOICIC; fig. 26 l) et échinodermes puis de packstone graveleux à *Choffatella decipiens* (*C. decipiens*; SCHLUMBERGER) termine la coupe. La présence de *Po. lenticularis* sous le banc à *C. decipiens* permet de proposer un âge Barrémien supérieur Aptien inférieur pour ces niveaux à orbitolines (Bachman & Hirsch, 2006)

La coupe d'El Ghiné se singularise de la « coupe type » (fig. 5) par l'absence de dépôt de grès. Ce dernier est stratigraphiquement remplacé ici par une brèche volcano-détritique qui n'est pas signalée sur la carte ni dans la littérature (Dubertret & Wetzel, 1945). Les seuls grains de quartz observés sont éparpillés dans les calcaires plus ou moins bréchiques et remobilisés, sédimentés dans un environnement assez instable. Ainsi, même s'ils ont été déposés puis ravinés, ces grès ne devaient pas être très épais. Il est également envisageable que le grès ne se soit jamais déposé, piégé en aval sur un littoral ou dans un fossé proche. De plus, cet endroit est apparemment toujours resté sous faciès marin : mudstones entrecoupés de dépôts gravitaires qui ne montrent aucun signe d'émersion. La présence de hardgrounds prouve l'absence de sédimentation entre des successions de dépôts gravitaires, qui témoignent de bouleversements notables de la bathymétrie et de la courantologie à cet endroit.

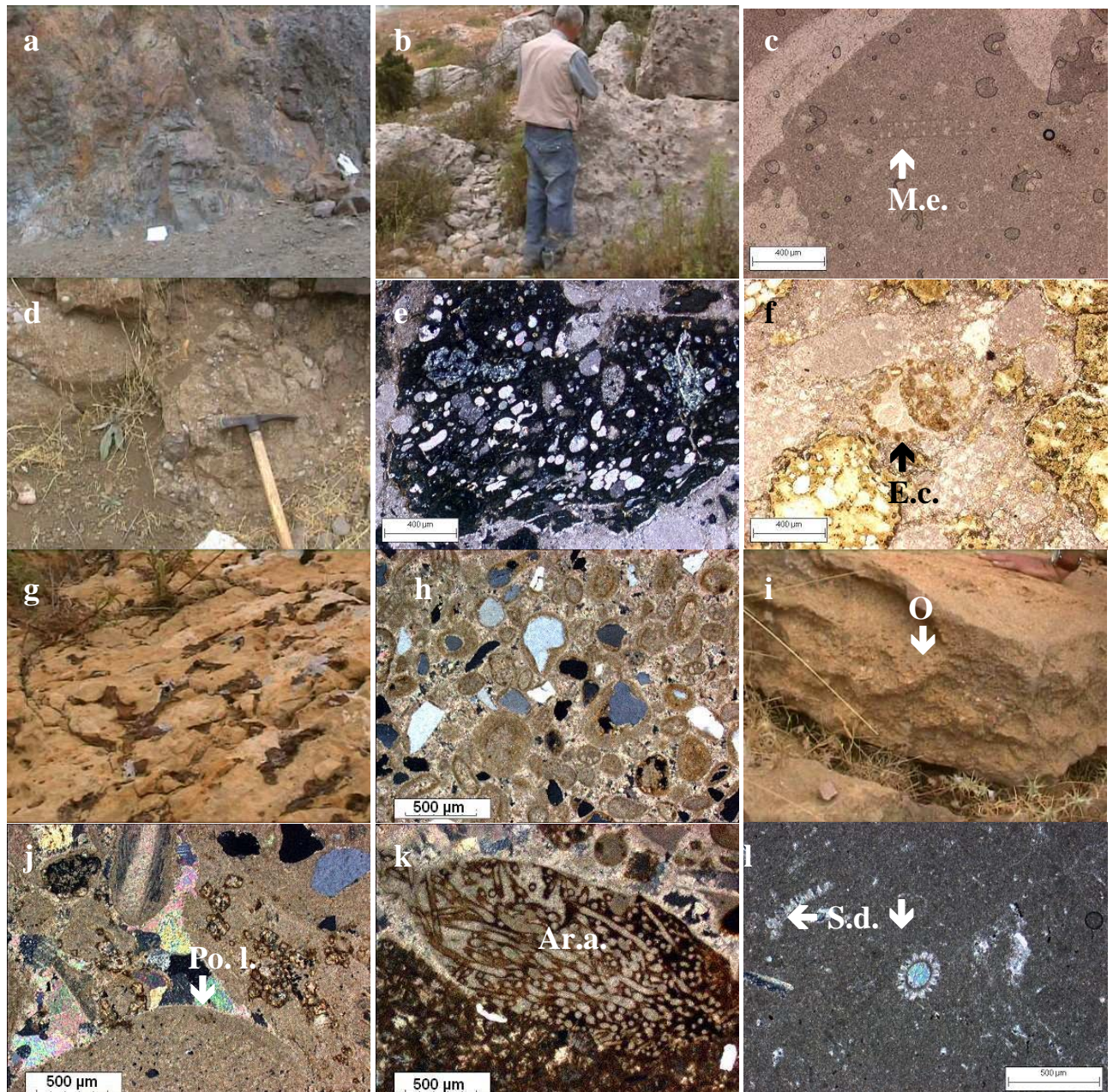


Figure 26. Affleurement et lames minces de la coupe d'El Ghiné.

a : argiles volcaniques et intrusion de laves plus récentes ; b & c : affleurement et lame mince du mudstone à silex, nodules de fer et *M. egyptiensis* (M.e.) , d à f : affleurement et lames minces de la brèche volcano-détritique à *E. contorta* (E.c.) ; g & h : affleurement et lame mince du packstone à surface indurée ; i & j : affleurement et lame mince du banc à orbitoline (O) : *Po. lenticularis* (Po. L.) ; k : lame mince du banc gravitaire à *A. aegagrapiloides* (Ar. a.) ; l : mudstone à *S. dinarica* (S.d.).

Au nord du Nahr Ibrahim, entre les communes de Fatré et d'El Machnaqa (34°05'23,20 N, 35°46'12,04''E ; fig. 27) nous avons procédé au levé de la coupe de Machnaqa entre 1000 et 1060 m d'altitude (fig. 29a). Elle débute par des argiles volcaniques d'âge jurassique interstratifiées. Ces argiles contiennent des fragments de lave basaltiques à faciès mandelstein (fig. 28 a), donc émis en milieu aquatique. Elles sont par ailleurs traversées par des basaltes probablement plio-quadernaires (fig. 28 b).

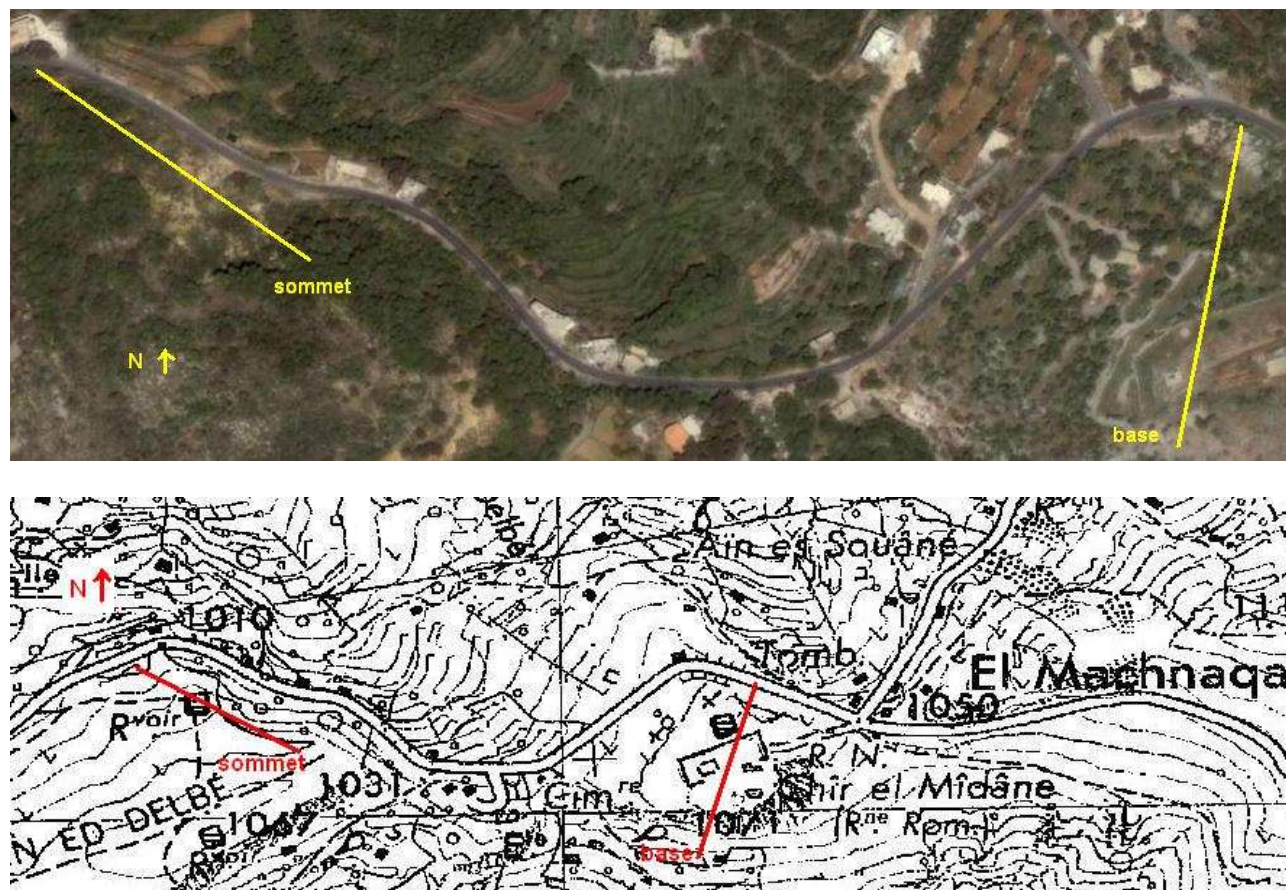


Figure 27 : Coupe de Fatré-El Machnaqa.

Vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique (extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c) (distance base-sommets : 530 m)

Au-dessus, 2 m de grainstones assez pauvres en foraminifères (valvulinés, miliolés, fig. 28 c) sont interrompus par une nouvelle passée peu épaisse (40 cm) d'argiles volcaniques. La sédimentation carbonatée reprend avec trente mètres de packstones à pellets, graincoateds et oolithes ferrugineux (fig. 28 d). Le niveau basal est riche en nérinés, alors que le sommet est plus graveleux (fig. 28 f) et riche en organismes car on distingue de nombreux terriers silicifiés (fig. 28 g) et la présence de *N. oolithica*, *Clypenia jurassica* (*C. jurassica* ; FAVRE 1927 ; fig. 28 h) *Kilianina blancheti* (*K. blancheti* ; PFENDER 1933) et de valvulinés.

A quelques dizaines de mètres de cet affleurement, une carrière permet d'échantillonner le niveau suivant qui est un grès à ciment dolomitisé, les grains de quartz sont en majorité anguleux et de taille comprise entre 75 et 500 μm (fig. 28 i & j).

Sept mètres de grès sableux à passées d'argiles et de lignites (fig. 28 k) recouvrent le contact. Ils sont coiffés par des carbonates marins à mollusques (fig. 28 l) surplombés par un platier à fleur d'eau, creusé de terriers de lithophages (fig. 28 m). Cet environnement intertidal est recouvert par des alternances gréseuses, argileuses, oolithiques ou par un niveau riche en orbitolines (fig. 28 n & o).

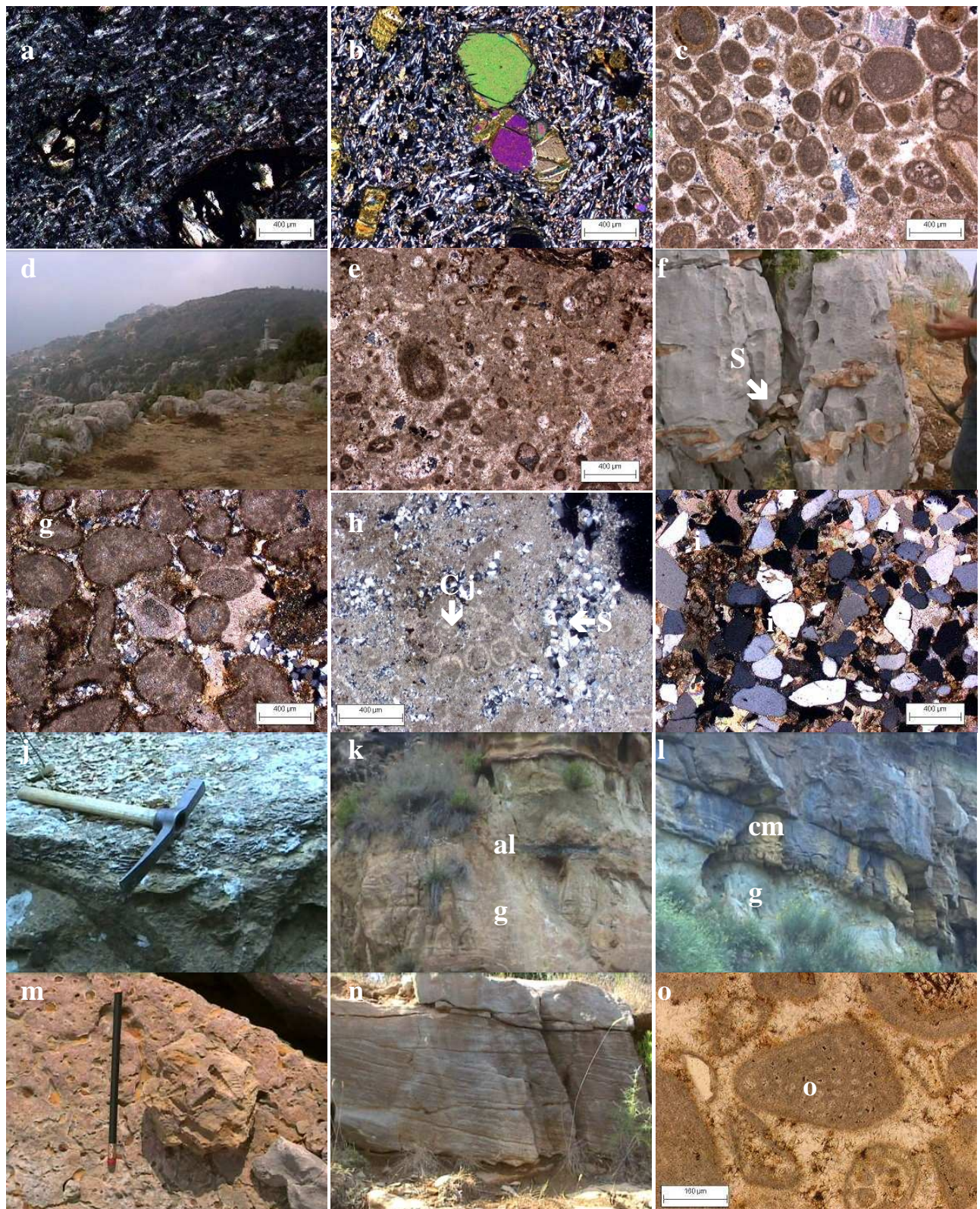


Figure 28. Affleurement et lames minces de la coupe de Machnaqa

a & b : lames minces de basalte a : faciès mandelstein ; b : plio-quadernaire ; c : lame mince du grainstone basal ; d : vue sur les calcaires recouvrant des formations magmatiques ; e : packstone à pellets, graincoateds et oolithes ferrugineux ; f : affleurement des calcaires sommitaux à terriers silicifiés (S) ; g & h : lames minces de ces calcaires graveleux à *C. jurassica* (C.j.) ; i & j : lame mince et affleurement de grès à ciment dolomitisé ; k & l : affleurement des grès (g) à lentilles argilo-ligniteuses (al) coiffés par calcaires marins (cm) ; m : surface creusée par les lithophages ; n & o : affleurement et lame mince du « banc à orbitolines ».

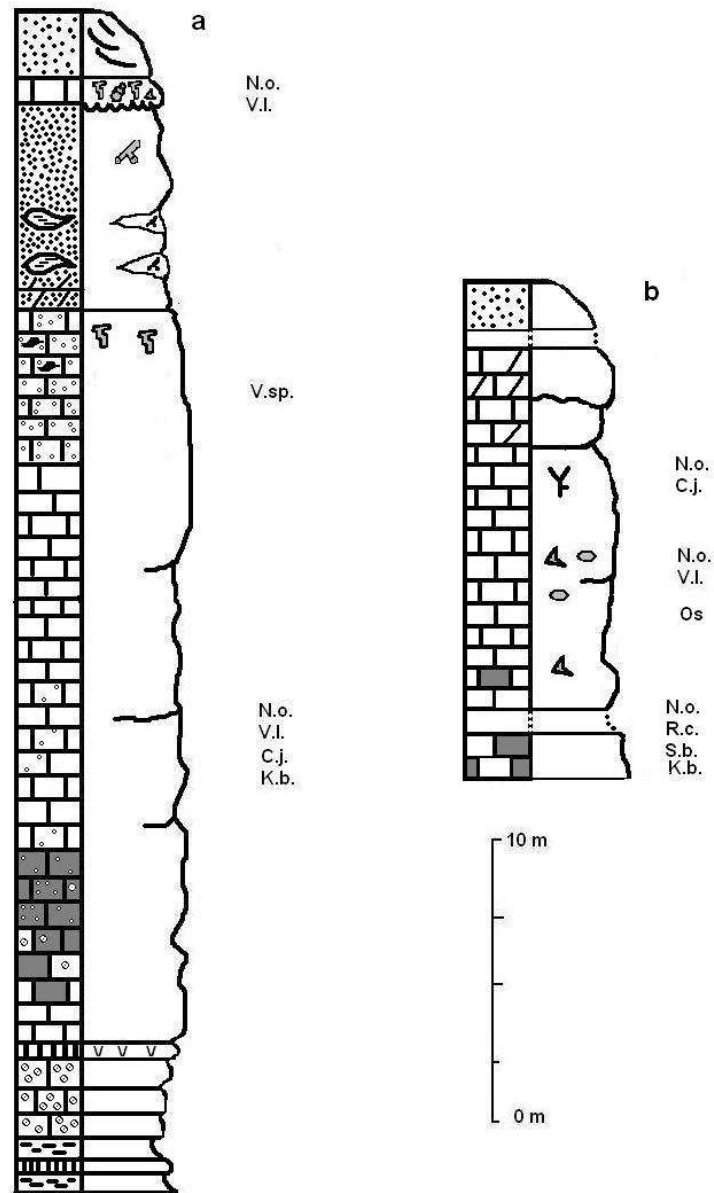


Figure 29. Logs des coupes de Machnaqa (a) et de Ehmej (b)

Cette coupe montre donc un continuum entre les carbonates et les niveaux calcaréo-gréseux. Malgré les deux passées volcaniques observées vers la base, on ne relève aucune modification brutale de l'environnement, la subsidence est régulière. L'environnement montre une tendance littorale avec de très faibles modifications bathymétriques et des apports divers en provenance du continent (détritique, siliceux, ferrugineux ...).

Plus au Nord, à la sortie de la commune d'Ehmej en direction d'El Hrazminé (34°07'43,08'' N, 35°47'56,37'' E ; fig. 30), une coupe a été levée entre les altitudes 1210 et 1224 m (fig. 29 b) ; par ailleurs, plusieurs autres prélèvements ont été effectués aux alentours .

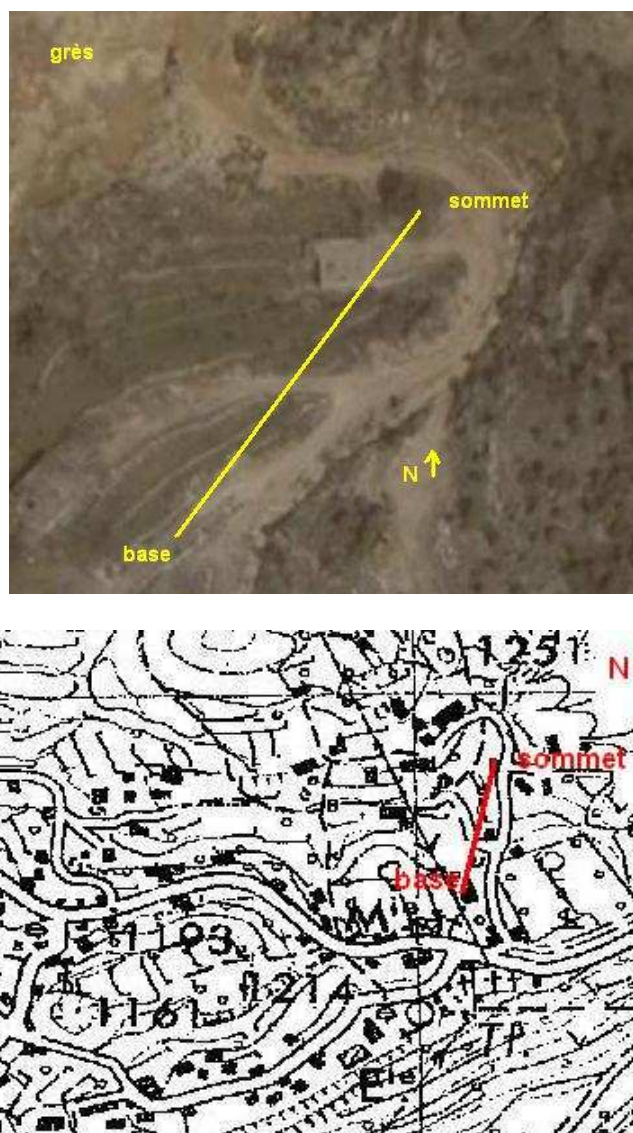


Figure 30 : Coupe d'Ehmej.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique.

(distance base-sommets : 39 m)

(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

La base du levé débute par deux mètres d'un packstone à intraclastes (fig. 31 a), riche en pellets, en fragments d'échinodermes, de lamellibranches, de dasycladales où l'on a pu observer quelques foraminifères : *S. bedouni*, *K. blancheti*, *N. oolithica*, *Retrocyclamina chouberti* (*R. chouberti* ; HOTTINGER 1967). Après un hiatus de 50 cm, la coupe se poursuit par plus de 7 m de mudstone (fig. 31 b) passant à nouveau à un packstone à intraclastes riches en pellets (fig. 31 c & d). Cet ensemble monotone contient quelques mollusques, échinodermes, valvulinés et *N. oolithica*.

A son sommet on note la présence de stromatoporiés et un retour au mudstone (fig. 31 e) à algues et ostracodes.

Les derniers bancs de la coupe se dolomitisent légèrement (fig. 31 f (ld), on reconnaît dans la micrite parfois fenestrée des fragments de gastéropodes, *S. bedouni* et *C. jurassica* (fig. 31 g). Le tout dernier banc avant les grès est ravinant à la base et jaunâtre, est un mudstone partiellement dolomitisé (fig. 31 f (fd) & h).

Le grès présente, comme à Machnaqa, une matrice micritique et des grains de quartz très hétérométriques (fig. 31 i).

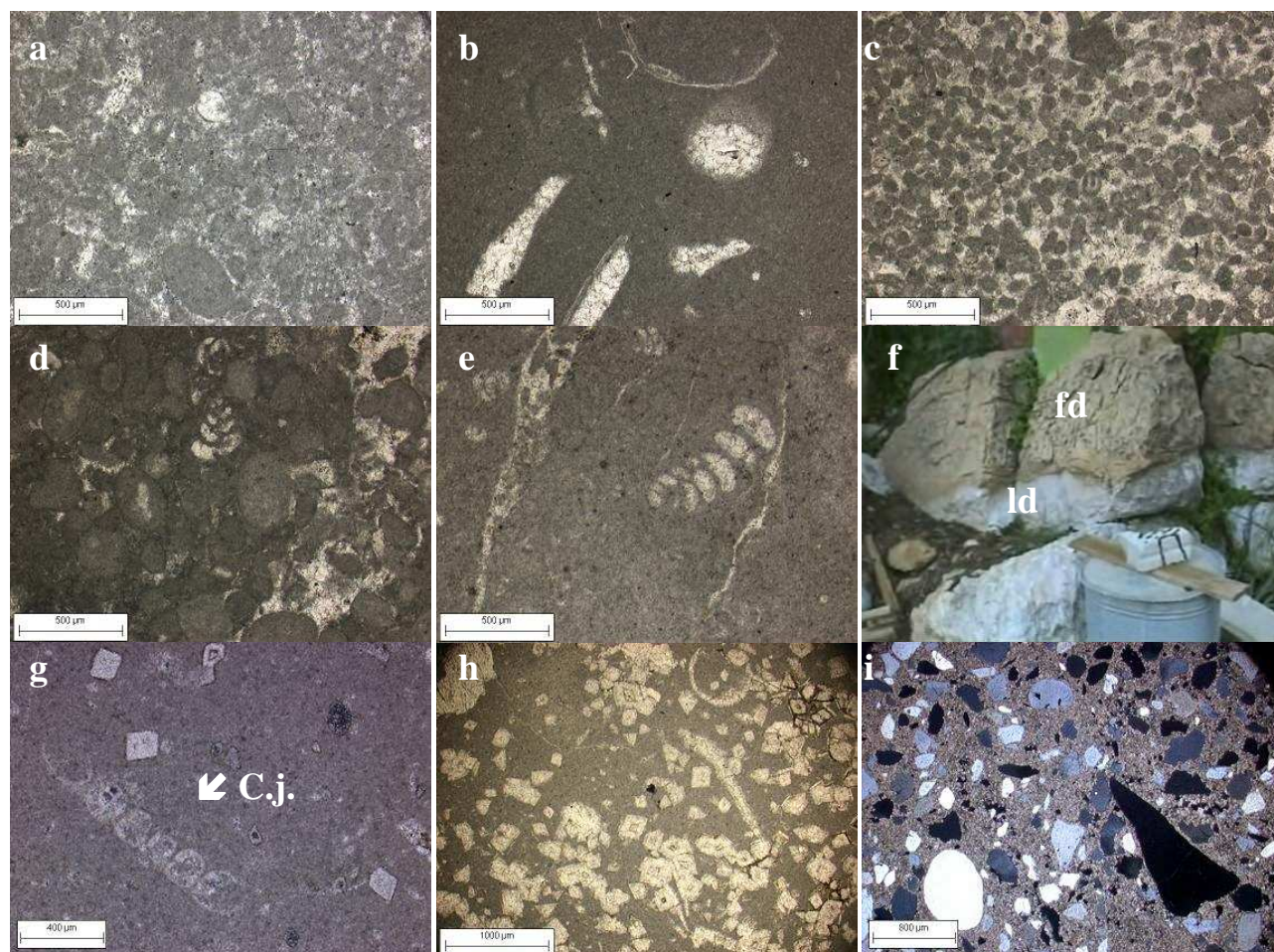


Figure 31 : Affleurement et lames minces de la coupe d'Ehmej.

a : lame mince du packstone à intraclastes de la base de la coupe ; b : lame mince du mudstone ; c & d : lames minces des packstones à intraclastes et pellets ; e : lame mince du mudstone à algues et ostracodes ; f à h : affleurement et lames minces des deux derniers bancs calcaires légèrement (ld) et fortement dolomitisés (fd) à *C. jurassica* (C.j.) ; i : lame mince du grès à quartz hétérométriques et à matrice micritique.

A quelques centaines de mètres plus au nord, le jeu d'une faille de direction Nord Est-Sud Ouest redresse les derniers niveaux carbonatés sous un grès peu épais (fig. 32 a) qui présentent des traces de séismites (galets mous, fig. 32 b). Ceci souligne que cette faille est ancienne, elle a par ailleurs permis l'intrusion de basaltes au moins à deux reprises, une ancienne et une probablement plio-quaternaire. Nous avons échantillonné le dernier banc de micrite et le banc gréseux à son contact.

Le calcaire est un grainstone à graincoateds, fragments d'échinodermes, de stromatoporidés et de lamellibranches, à *N. oolithica*, *Valvulina longeni* (*V. longeni* ; SEPTFONTAINE 1977) et *Pseudocyclammina sphaeroïdalis* (*P. sphaeroïdalis* ; HOTTINGER 1967 ; fig. 32 c). Soulignons que ce grainstone présente des traces de silicification. Au-dessusaffleure un calcaire oolithique assez ferrugineux, à grains de quartz (corrodés) et à *Nautiloculina circularis* (*N. circularis* ; SAID & BARAKAT 1958) et *C. decipiens* (fig. 32 d).

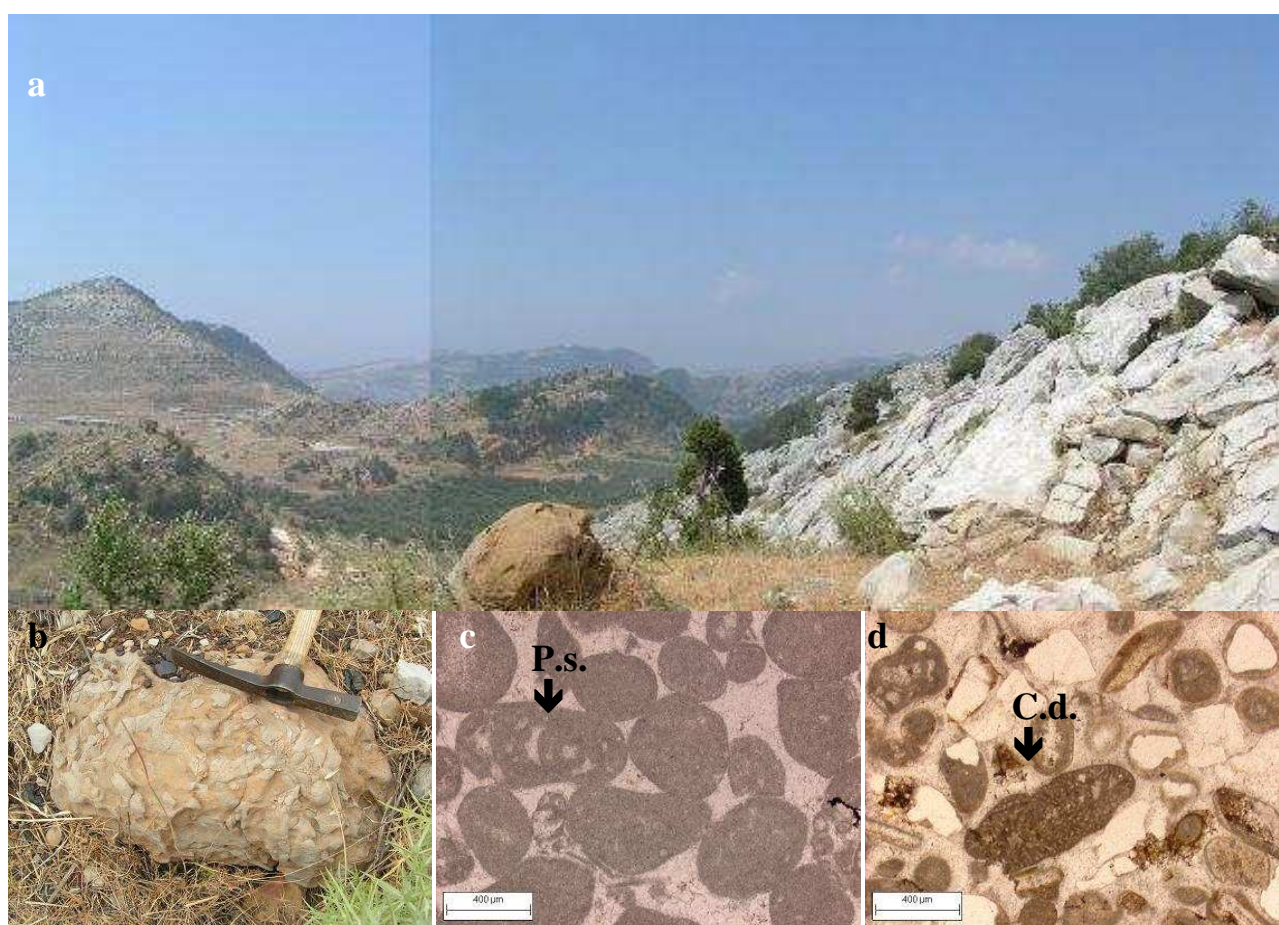


Figure 32 : Affleurements et lames minces des échantillons récoltés au Nord d'Ehmej.

a : vue sur le contact entre les calcaires et les formations gréseuses, b : séismite ; c : lame mince de grainstone à *P. sphaeroïdalis* (P.s.) ; d : grainstone gréseux à *C. decipiens* (C.d.).

Ainsi, au nord de la commune d'Ehmej (et probablement aussi à Machnaqa) on ne note pas de signe d'émersion ni de karstification et les grès apparaissent directement et sans transition dans l'environnement de plate forme carbonatée.

Saint Marc (1980) a levé cinq coupes dans cette zone. Leur position alterne avec les nôtres (fig. 34), si bien qu'au Sud du Nahr Ibrahim, trois d'entre-elles se situent de part et d'autre de la coupe d'El Ghiné et qu'au Nord du Nahr Ibrahim, deux de ses coupes ont été levées avant celles de Machnaqa et d'Ehmej (fig. 23).

Bien que géographiquement proches, elles montrent de notables différences, d'une part entre-elles et d'autre part avec les nôtres. Ces différences portent sur la succession des faciès et sur leurs épaisseurs respectives.

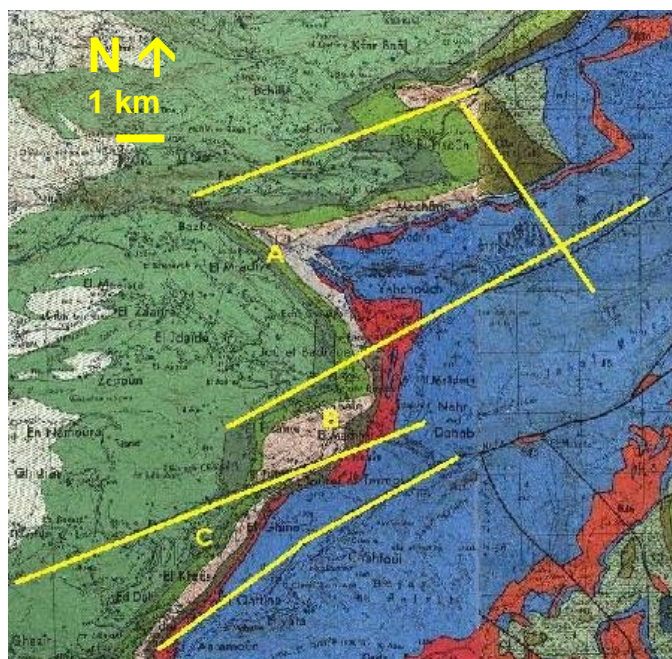
Le travail de Saint Marc était axé sur la corrélation de ses coupes par le biais de deux formations volcaniques qu'il a caractérisées comme étant, pour la plus basale : une brèche volcanique à tufs contenant *Kurnubia palastiniensis* (*K. palestinensis* ; HENSON 1948); et pour la sommitale : une dolérite. Cette dernière coiffe toutes ses coupes sauf celle de Ghazir (au Sud) où elle n'a pas été observée ; la brèche se retrouve dans toutes ses coupes sauf à Yahchouch Nord-Est.

Entre ces deux niveaux, apparaît sur les trois coupes au Nord de Jouret Et-Termos, une formation calcaro-marneuse à calcaire oolithique et graveleux, plus ou moins ocre, riche en silex, Stromatoporiés, *Alveosepta jaccardi* (*A. jaccardi* ; SCHRODT 1894), *Everticyclammina virculina* (*E. virculina* ; REDMOND 1964), *Pseudocyclammina lituus* (*P. lituus* ; YOKOYAMA 1890), *N. circularis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (*Th. parvovesiculifera* ; RAINER 1922), *Cayeuxa piae* (*C. piae* ; FROLLO 1938) et à la base *C. jurassica*. Chacun de ces organismes est associé au Jurassique supérieur (annexe 2) , cependant aucun à lui seul ne permet de fixer un âge précis (Benest *et al.*, 1975). L'absence de cette formation Jurassique au Sud pourrait être liée au jeu de la faille séparant Yahchouch de Jouret Et-Termos qui aurait permis le dépôt de ces calcaires graveleux de Yahchouch à Ehmej.

La présence de marnes intercalées au sein des niveaux graveleux dans les coupes de Yahchouch et Mechane, non observées à Machnaqa, suggère des variations bathymétriques saccadées (subsidence tectonique).

Nous proposons, pour l'origine de cette formation calcaro-marneuse, la présence d'un fossé (zone A, fig. 33) limité par les failles de direction Est Nord-Est/Ouest Sud-Ouest au Sud de Yahchouch et Ouest Nord-Ouest/Est Sud-Est à l'Est de Mechane. Ces failles auraient joué à la fin du dépôt des calcaires massifs dont les associations algaires et fauniques (fondées sur les foraminifères) donnent un âge Kimméridgien. L'accident tectonique probablement associé à des manifestations phréato-magmatiques serait responsable de la formation et de la mise en place des brèches. Le flux de particules de lave et d'éléments micritiques remobilisés se serait rapidement déposé dans les dépressions en direction du Sud-Ouest pour Mechane et du Sud pour Yahchouch. L'épaisseur différente entre ces deux localités serait liée soit à la direction préférentielle du flux soit à la profondeur de la dépression. Dans une même logique, le dépôt des brèches de Jouret Et-Termos, El Ghiné et Ghazir peut-être lié aux jeux des failles du Nord de Jouret Et-Termos et Est Nord-Est/Ouest Sud-Ouest de Ghazir (zones B et C, fig. 33).

Figure 33 : Tentative de localisation et/ou de prolongement des failles non cartées sur le flan Ouest de Qartaba



Cette fracturation n'étant pas forcément contemporaine en tout point, on peut cependant proposer un âge Jurassique terminal. Ce magmatisme n'est probablement pas le plus ancien de la région car à Machnaqa un niveau d'argiles volcaniques (traversé par des basaltes plus récents) est plus ancien que ces brèches. Cette activité tectonique serait donc antérieure au Kimméridgien supérieur.

Concernant le dépôt de dolérite, Saint Marc semble n'avoir daté qu'un échantillon. Ce dernier a révélé un âge de 139 ± 3 Ma soit au moment de la parution de ses travaux au Kimméridgien supérieur. Actuellement et selon la Commission Internationale de Stratigraphie (ICS, 2004, annexe 4) cette dolérite date du Berriasien-Valanginien. Cependant, comme nous l'avons souligné, cette mesure n'a été effectuée que sur un seul échantillon. Les autres dolérites sont peut être plus vieilles ou plus jeunes. En effet le diachronisme dans le contexte libanais est tout à fait envisageable lorsqu'on considère des dolérites qui sont, avant tout, des formations intrusives. Comme nous l'avons observé à maintes reprises et dans de multiples coupes, les magmas basaltiques privilégient les conduits empruntés lors des éruptions précédentes pour s'épancher. Ceci est particulièrement observable dans les coulées jurassiques. Il est envisageable que celles de Jouret Et Termos ne soient pas stratigraphiquement en place et rappelons que le contact avec un magma jeune réinitialise l'âge des vieux magmas. Pour finir, Saint Marc ne signale pas de couverture à la dolérite datée radiochronologiquement. Par conséquent, malgré la datation, il semble difficile de corréler ces formations magmatiques entre elles.

Dans notre coupe d'El Ghiné, un dépôt carbonaté gréseux recouvre les deux dépôts volcaniques. Cependant, rien n'indique que le niveau volcanique supérieur est Berriasien-Valanginien (selon la logique de l'intrusion) mais il remplace stratigraphiquement les grès. Le basalte se serait mis en place sur la brèche, soit en chassant les grès, soit en empêchant leur dépôt. Ceci est tout à fait possible car le grès qui n'est à l'affleurement qu'au Nord du Nahr Ibrahim (Dubertret, 1960 a ; coupes de Machnaqa, Ehmej) n'est pas très épais et semble se déposer préférentiellement dans des dépressions (Machnaqa) plutôt que sur les environnements de plateforme oolithogène (au Nord d'Ehmej).

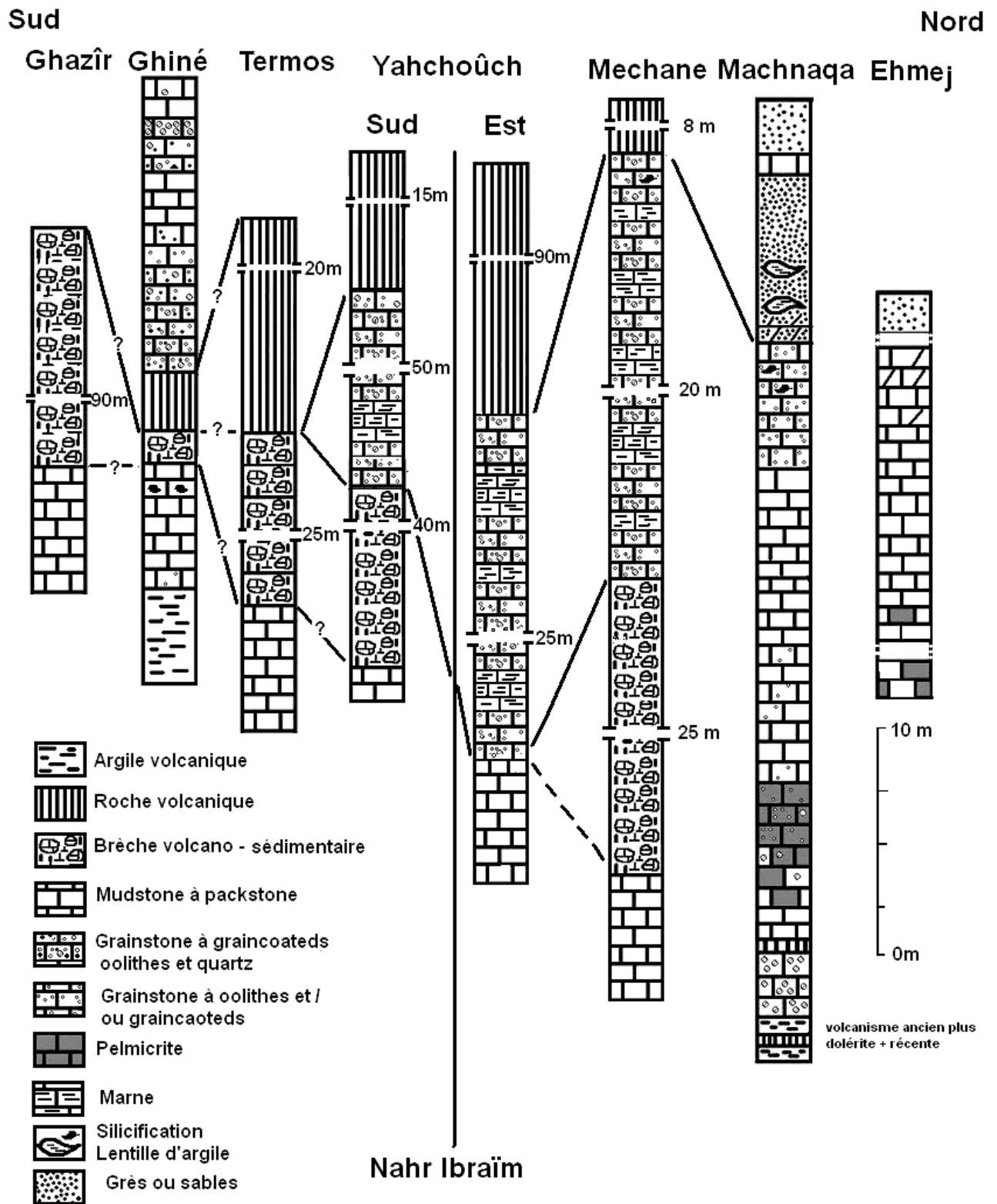


Figure 34 : Synthèse et corrélation des coupes réalisées sur le flanc Ouest de la zone de Qartaba par notre équipe et par Saint Marc (1980).

2A1b. NORD DE LA ZONE DE QARTABA

La structuration de l'extrémité septentrionale de la zone de Qartaba résulte du cisaillement de plusieurs failles Est-Ouest chevauchantes vers le Nord qui tronquent l'armature jurassique du Mont Liban. Cette tectonique sub-actuelle en compression-coulissement sénestre induit les bombements anticlinaux Est-Ouest des formations Crétacé supérieur entre Koûsba et Tourza et du Jurassique-Crétacé inférieur au niveau d'Ejbeh. Ce mouvement est toujours actif et favorise le creusement de la vallée du Nahr Abou Aali ainsi que du Nahr Qâdicha, ce qui favorise le rajeunissement des affleurements. Cependant, compte-tenu de l'importance des émissions volcaniques interstratifiées dans les séries de cette région de la fin du Jurassique jusqu'à l'actuel, nous pouvons proposer que l'activité tectonique de la région ait débuté au Jurassique.

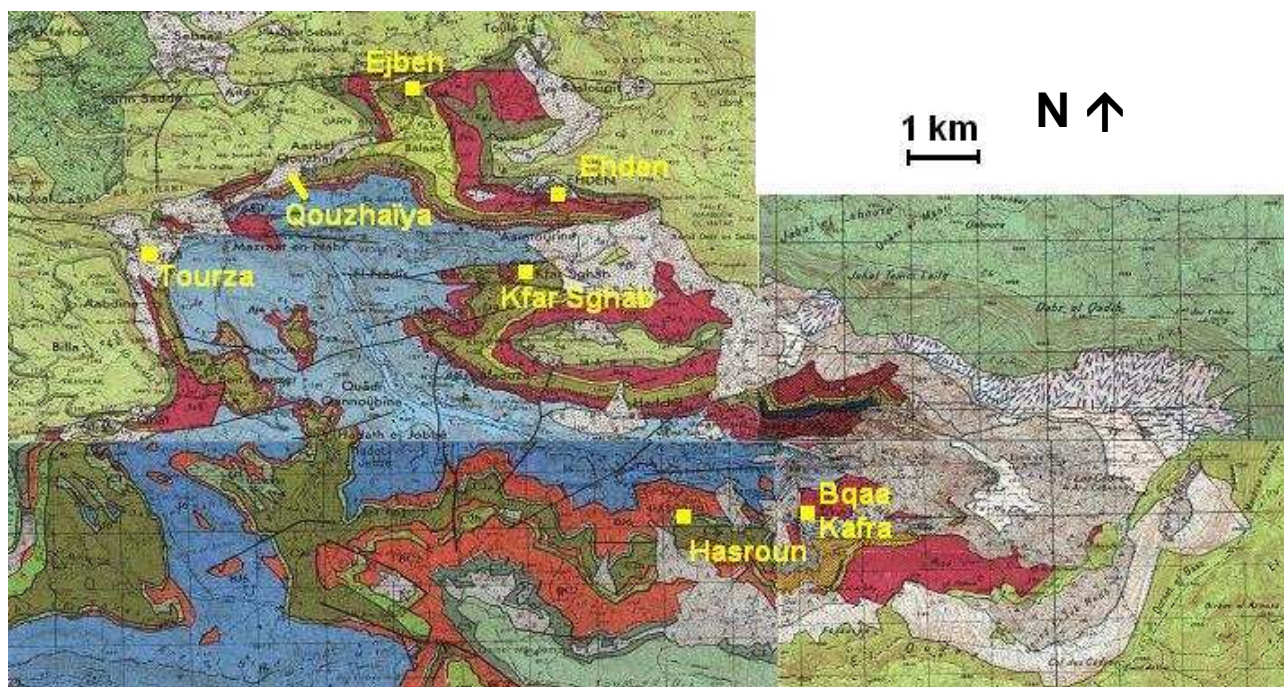


Figure 35 : Localisation de la coupe de Qouzhaiya et des observations effectuées au Nord de la zone de Qartaba.

(extraits de la carte géologique de Qartaba (Dubertret et Wetzel, 1945), de la carte géologique de Baalbak (Dubertret, 1949 f), de la carte géologique de Trâblous (Wetzel, 1945) et de la carte géologique de Sir Ed Danié (Dubertret, 1951 b))

Nous n'avons pu réaliser qu'une coupe et plusieurs observations dans cette région (fig. 35). La coupe a été levée à la sortie est du village de Qouzhaiya (= Koschaya, $34^{\circ}17'25,82''$ N, $35^{\circ}55'40,07''$ E, entre 914 et 945 m d'altitude, fig. 36).

Cette coupe débute par le dernier niveau calcaire avant les grès (fig. 38). C'est une micrite plus ou moins bioturbée, intermédiaire entre le mudstone et le wackestone, pauvre en microfossiles. Elle contient néanmoins *K. wellingsi* (fig. 37 a), *N. oolihica*, *S. beydouni* et *Trocholina elongata* (*T. elongata*; LEUPOLD 1936; fig. 37 b). L'association conjointe de *K. wellingsi* et de *T. elongata* permet d'envisager un âge Kimméridgien pour ce niveau (Annexe 2). Elle est recouverte par deux niveaux argileux. Le plus basal est rouge et contient les restes d'éléments pyroclastiques, le supérieur est vert. L'un et l'autre contiennent du quartz.

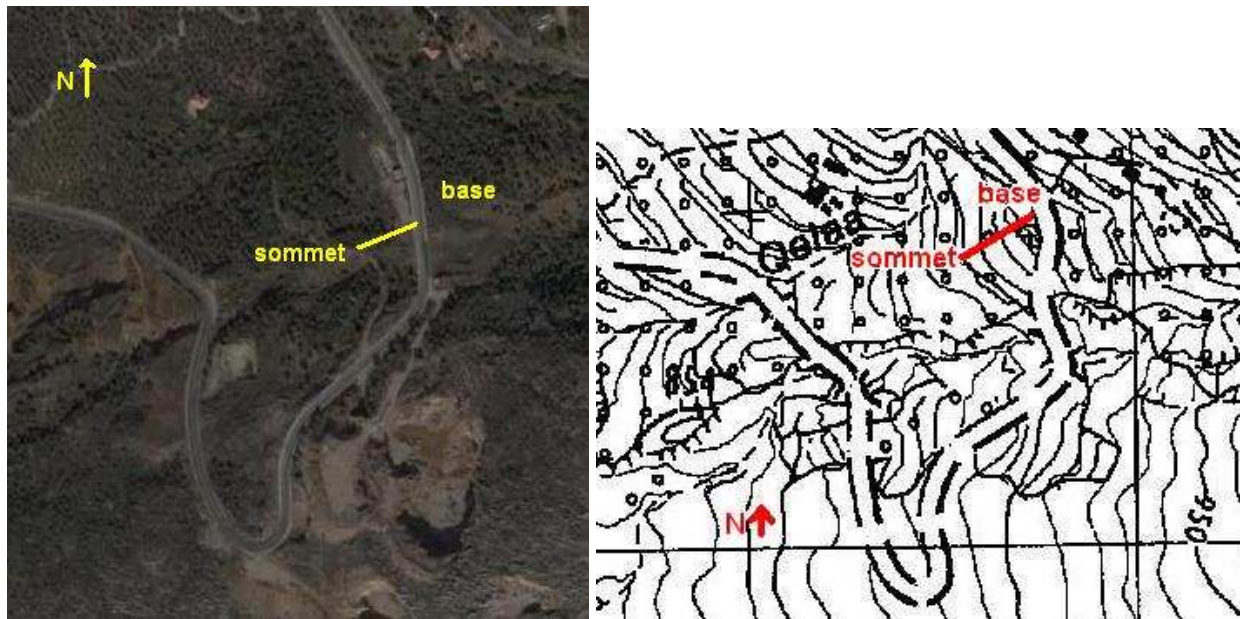


Figure 36 : Coupe de Qouzhaiya.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique.
 (Barre d'échelle : 34 m)
 (extrait de la carte de Trâblous, Direction des Affaires Géographiques, 1962a)

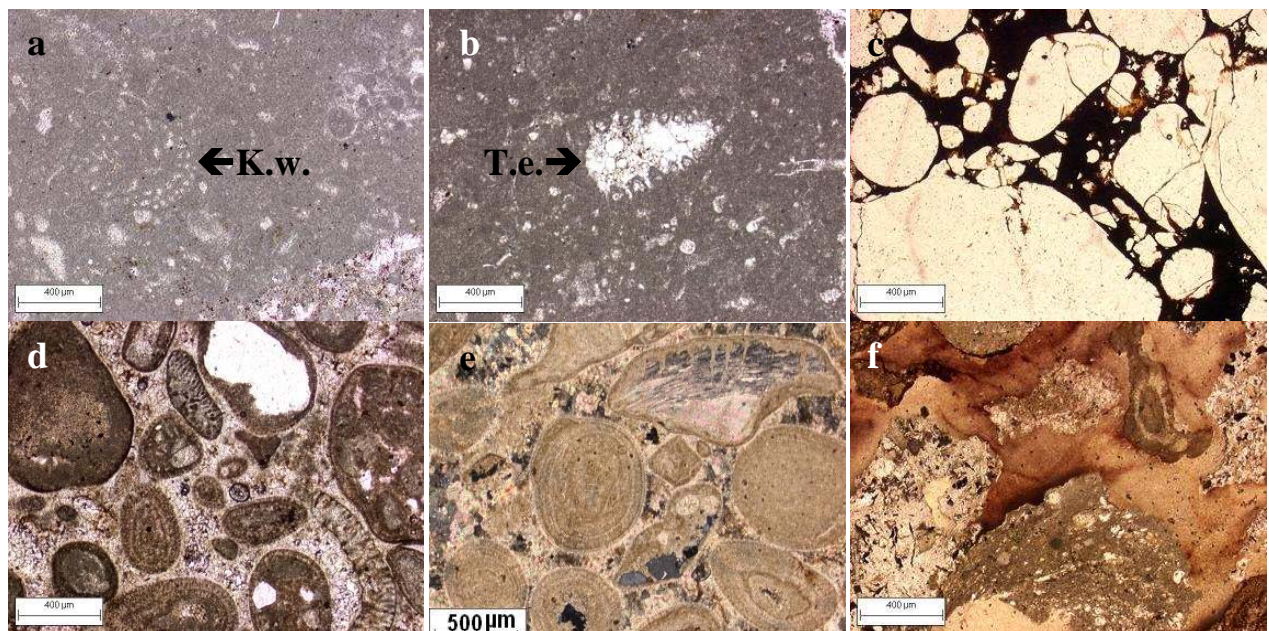


Figure 37 : Lames minces de la coupe de Qouzhaiya (a à c) et des prélèvements effectués aux abords (d & f)

a & b : wakestone à *K. wellingsi* (K.w.) et *T. elongata* (T.e.) ; c : grès à gros quartz ; d & e : calcaire oolithique à nucléus de quartz ; f : brèche argilo-calcaire.

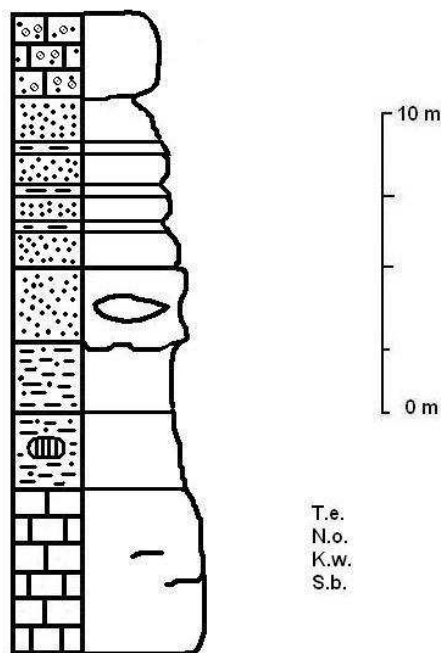


Figure 38 : Log de la coupe de Qouzhaiya

Au-dessus, un premier niveau de grès, légèrement ravinant par la base, aux grains de quartz hétérogènes (taille : 100 à 400 μ m, subarrondis à anguleux) mais tous fortement corrodés contient une lentille de grès très friable à petits grains de quartz très anguleux.

Ensuite, alternent des dépôts de grès plus ou moins cimentés et plus ou moins riches en niveaux argileux à ambres. Ces grès sont constitués de très gros grains de quartz (1 à 2 mm) qui, très corrodés, se fracturent en petits grains anguleux (50 à 200 μ m). La matrice est souvent ferrugineuse (fig. 37 c). Le dernier niveau présente un granoclassement.

Le passage entre l'environnement calcaire et les grès s'est fait par le biais de plusieurs dépôts de produits volcaniques.

Au Nord sur la même route, nous avons échantillonné des formations qui recouvrent les grès. Elles sont constituées d'un calcaire oolithique à nucléus de quartz (fig. 37 d & e). Ces oolithes sont souvent remaniées et sont associées à quelques fragments de mollusques et de brachiopodes. Ce niveau présente des similitudes avec celui sédimenté au-dessus des grès entre Fatré et Machnaqa.

Plus loin sur la même route, nous avons échantillonné une brèche de micrite à matrice argileuse ocre associée à des quartz. Les éléments micritiques n'ont révélé aucune faune qui aurait permis d'acquérir une certitude quant à l'identification de ce calcaire remanié (fig. 37 f). Nous proposons cependant qu'il correspond à la destruction du calcaire lors des épisodes tectoniques ayant conduits au dépôts des grès.

En poursuivant vers l'Est, entre le village de Ejbeh et la commune d'Ehden (fig. 35), les passées volcaniques interstratifiées sont nombreuses. Elles délimitent la base du dépôt de grès peu épais (2 m au maximum ; fig. 39 a & b). Celui-ci est recouvert par des lumachelles à huîtres et des passées biodétritiques marines. Ces basaltes anciens sont recoupés par d'importantes formations sub-actuelles interstratifiées juste avant Ehden (fig. 39 c & d). Au-dessus de ces calcaires marins apparaissent des marnes plus ou moins riches en lignites à ambres comme nous avons pu les échantillonner à Kfar Sghâb (fig. 39 e & f).

L'affleurement d'argiles basaltiques sous les grès se poursuit sur tout le flanc Nord de la Vallée Sainte (fig. 39 g & h). Les argiles à lignites sont recouvertes par des calcaires marins. Ceci confirme l'évolution particulière de cette région où, après une période marine carbonatée, un événement tectono-volcanique important a rompu la stabilité de l'environnement.

Cette région est ensuite quasi simultanément recouverte par des grès à très gros grains extrêmement corrodés qui, quand ils sont fortement remobilisés, se brisent et forment des lentilles de petits quartz anguleux. Cependant, cet apport détritique ne dure pas longtemps et le retour à des faciès littoraux, dont les zones émergées sont riches en végétaux ambrifères, signe un nouvel état de stabilité.

Notons que sur le flanc Sud du Nahr Qâdicha (au niveau d'Hasroun – Bqaa Kafra, fig. 35), les grès sont sensiblement plus épais, les calcaires datés du jurassique terminal sont jaunâtres (signe d'une proche émergence ?), les argiles basaltiques qui les recouvrent sont riches en lignite et en ambres (fig. 39 i & j) à entomofaune importante (Annexe 3).

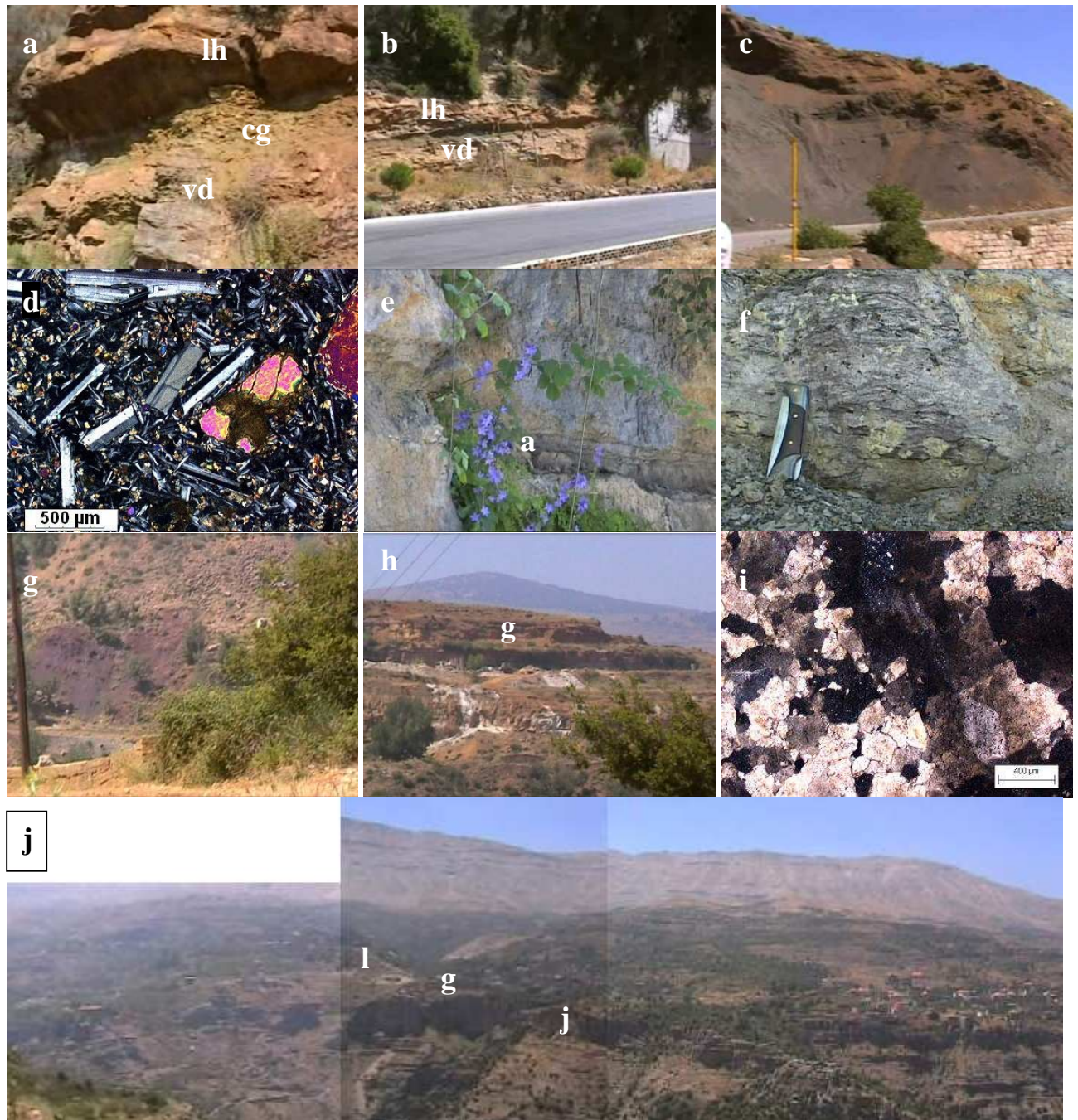


Figure 39 : Affleurements et lames minces des observations réalisées dans la Vallée Sainte.

a & b : basaltes interstratifiés d'Ejbeh (lh : lumachelle à huitres, cg : calcaire gréseux, vd : volcano-dértritique) ; c & d : affleurement et lame mince des basaltes sub-actuels d'Ehden ; e & f : argile à lignites à Kfar Sghâb; g : basaltes de la base des grès à la sortie de Bâne ; h : grès (g) au-dessus des basaltes à Hadshit ; i : lame mince des calcaires jurassiques dolomitisés dans la Vallée Sainte ; j : vue sur le flanc sud de la Vallée Sainte (j : sommet des calcaires, g : grès, l : lignites exploités).

2A1c. LE FLANC EST DE LA ZONE DE QARTABA.

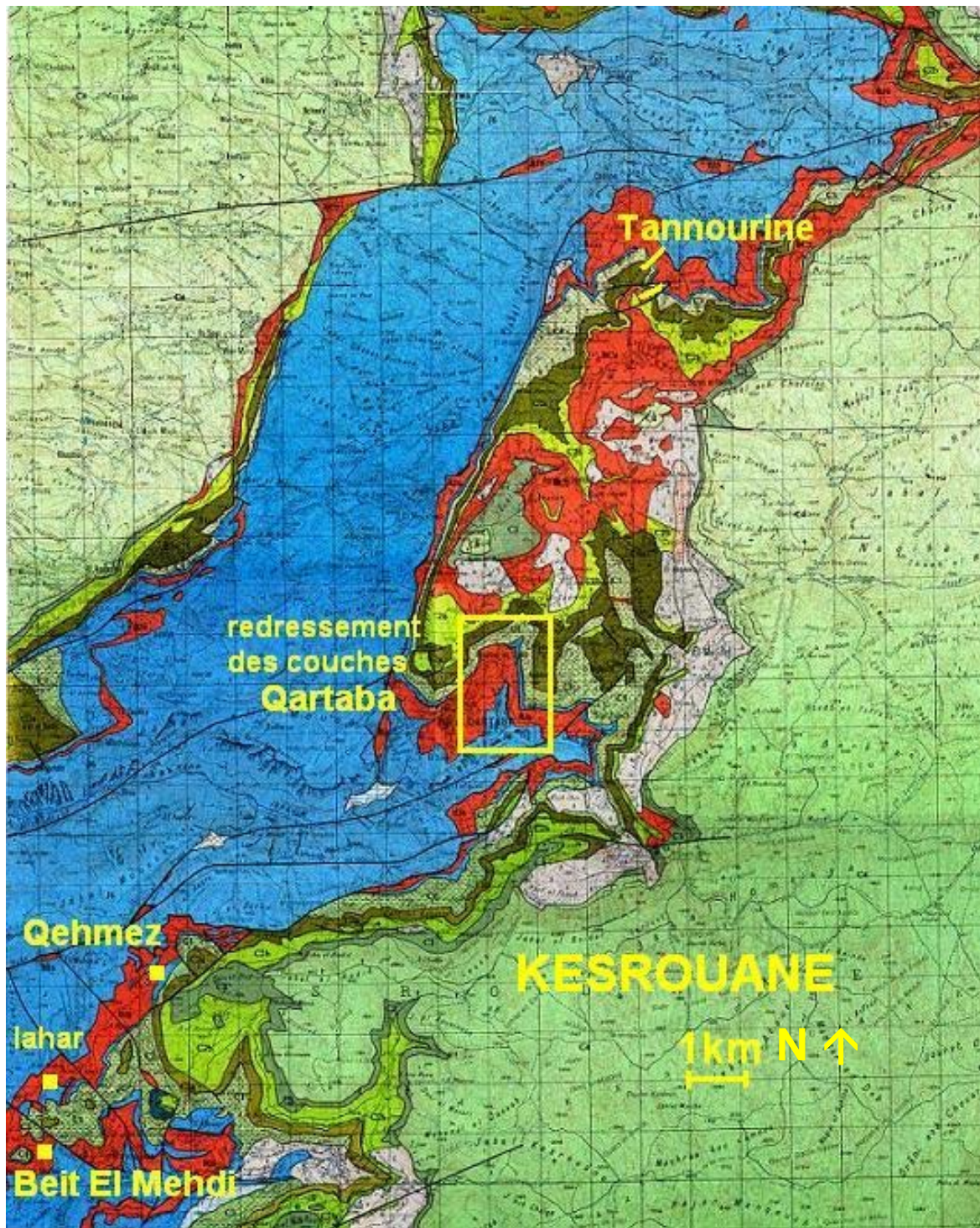


Figure 40 : Emplacement des levés effectués sur le flanc Est de la zone de Qartaba.

(extrait de la carte géologique de Qartaba (Dubertret et Wetzel, 1945))

De nombreuses observations ont été faites sur le flanc Nord-Ouest du Kesrouane. Celui-ci est bordé par de nombreuses failles Est-Nord-Est/Ouest-Sud-Ouest, qui ont favorisé l'écoulement du Nahr Ibrahim et de ses affluents au travers du Jabal Mousa. Les coupes étaient impossibles à réaliser vu l'abondance des failles et la présence d'habitations. Par ailleurs, la majeure partie des calcaires est dolomitisée. Cette importante dolomitisation rend très difficile la détermination de microfaune lors d'une étude microscopique qui nous aurait permis une caractérisation du faciès et une éventuelle datation. Nous avons néanmoins étudié le jeu des failles et des émissions volcaniques. Ces formations magmatiques que Dubertret a cartées comme étant d'âge jurassique (Dubertret & Wetzel, 1945) sont très nombreuses et très volumineuses dans cette région.

Nos premières études tendent à confirmer que les laves ont bien été émises durant la période que nous étudions. Entre Beit El Mehdi et Ouata El Jaouz, un important lahar a été échantillonné (fig. 40 & 41a). La matrice micritique contient, parmi des fragments pyroclastiques, de nombreux foraminifères kimméridgiens (*K. wellingsi*, *K. blancheti*, *Valvulina sp.* d'Orbigny 1826 ; fig. 41 b).

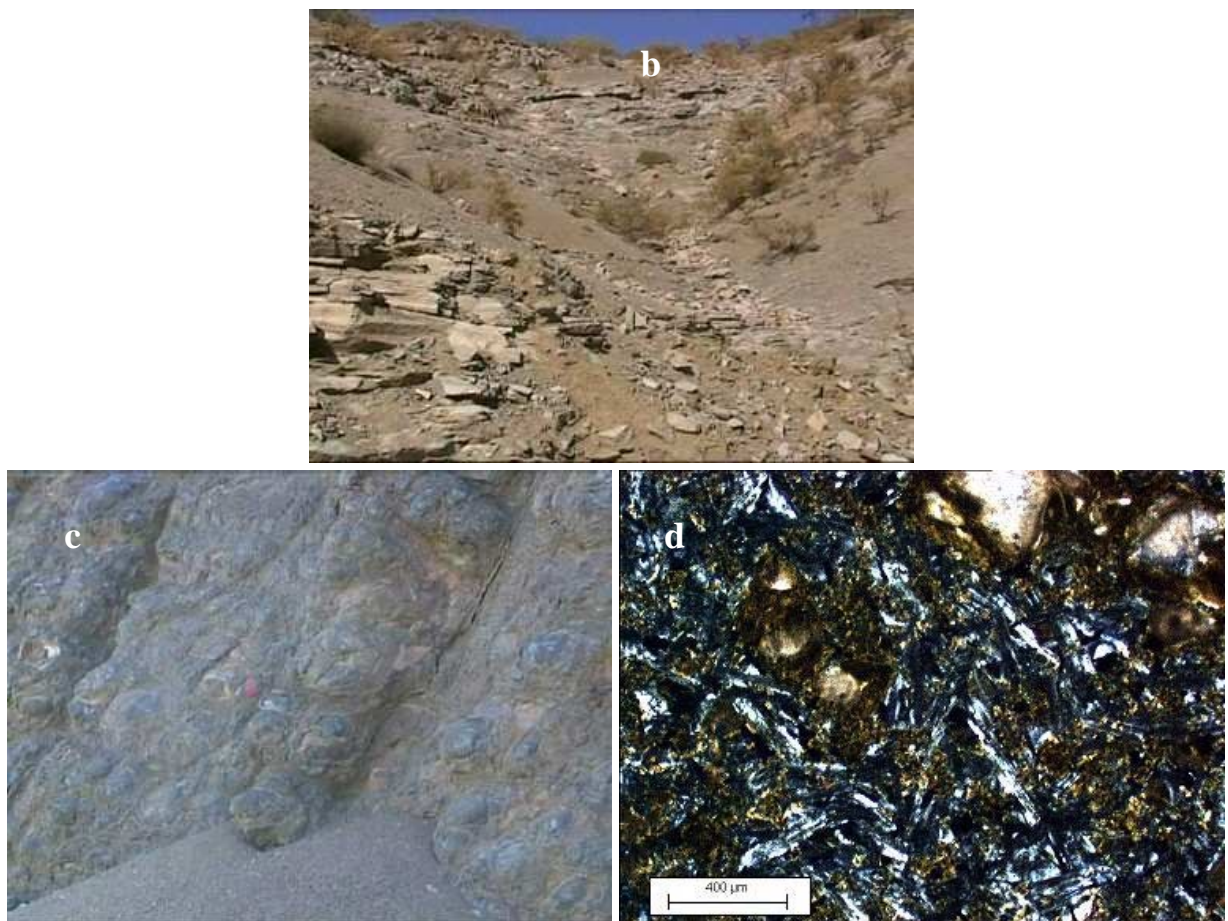


Figure 41 : Affleurements et lames minces du lahar de Beit el Mehdi (a & b) et de la dolérite de Qehmez (c & d) (K.b. : *K. blancheti*).

Dans la région de Qehmez (34°06'24,12''N 35°50'18,34''E, 1500 m d'altitude, fig. 40), les argiles volcaniques sont recoupées par des laves à débit en boules (fig. 41 c). Dans la littérature (Dubertret et Wetzel, 1945) le débit en boules de ces laves a souvent été interprété comme la mise en place subaquatique de pillow lavas. Cependant sur l'affleurement si l'on distingue des structures tendant à laisser supposer un fluage. L'analyse microscopique montre que c'est une dolérite aux plagioclases sont peu altérés (fig. 41 D). Le terme de pillow lavas nous semble donc impropre ici et le débit en boule observé peut être le reflet de l'altération. Ces formations seraient donc selon nous la manifestation d'intrusions doléritiques au sein d'argiles interstratifiées entre des calcaires

d'origine aquatique. Ce qui montre à nouveau la tendance polyphasée du magmatisme de cette région.



Figure 42 : Affleurements de la région de Qehmez.

a : lahar (L), b : argiles volcaniques interstratifiées (v) entre des niveaux carbonatés (c) ;
c : jurassique terminal (J), grès (G).

Dans cette localité, avant le dépôt des grès, trois niveaux d'argiles volcaniques se succèdent sur 10 m d'épaisseur. Le plus basal (fig. 42 a (L)) est de couleur grise et correspond à un lahar. Malheureusement l'échantillonnage n'a rien révélé. Les deux niveaux argileux suivants sont de couleur chocolat et sont interstratifiés entre des carbonates à coquilles de mollusques et des argiles à bancs calcaires décimétriques (fig. 42 b). Ces argiles sont recouvertes par un dernier niveau calcaire peu épais (15 cm). Ainsi, ici, les calcaires comme le grès sont peu épais (fig. 42 c)

Selon Noujaim Clark et Boudagher Fadel (2002) qui ont étudié dans la région de Hrajel (à 4 km au Sud) le contenu micro-paléontologique des niveaux calcaréo-marneux intercalés entre les niveaux d'origine magmatique, il semblerait que, le magmatisme soit d'âge kimméridgien inférieur à moyen à cause de sa faune à *A. jaccardi* et *Alveosepta powersi* (*A. powersi* ; REDMOND 1964). Cependant, cette association de foraminifères se retrouve jusqu'au kimméridgien supérieur (Annexe 2).

Selon Renouard (1951, cité par Saint-Marc, 1980) dans sa coupe du Nahr Ibrahim, au niveau de Qartaba, on observe et a noté la présence de trois successions magmatiques reposant sur les calcaires massifs à *Balanocidaris glandifera* (*B. glandifera* ; Munster) puis à *Hemipedina tuberculata* WRIGHT 1860, *Rhynchonelle azaisi* COTTREAU 1926, *Ceromya exentrica* AGASSIZ 1844 et *Cardium septiferum* BUVIGNERI. Le premier niveau a été daté par l'auteur du Kimméridgien basal (*Ceromya exentrica*, *Mytilus jurensis* LINNAEUS 1758, *Brachiodontes subectiatus* SOWERBY 1844, *Modiolus subaequiplicatus* ROEMER 1836, *Lima tumida* ROEMER). Le second daterait du Portlandien inférieur (*Ceromya exentrica* AGASSIZ 1844, *Ostrea expansa* SOWERBY, *Brachidontes autissiodorensis* WEIR, *Ostrea matronensis* De LOR). Le niveau sommital du Portlandien supérieur (*Pseudocidaris thumanni* AGASSIZ, *Ostrea expansa*).

Aucune microfaune n'est citée dans ce travail, mais Saint-Marc (1980) propose de corréler le volcanisme de Ghazîr au volcanisme basal décrit à Qartaba par Renouard.

Ainsi, de ce côté de la zone de Qartaba comme de l'autre, les manifestations magmatiques sont fréquentes, répétitives et diachrones. Elles ont probablement débuté au Kimméridgien inférieur et se sont poursuivies jusqu'au Crétacé. De plus, les grès peu épais (5 m, fig. 43 a) sont souvent argileux, riches en bois, en feuilles et en insectes (fig. 43 b).



Figure 43 : Affleurement des grès (a) et argiles à insectes et végétaux de Qehmez (b)

Sur ce flanc Est, plus nous montons vers le Nord de la zone de Qartaba (fig. 40), plus l'épaisseur des niveaux étudiés diminuent. Cette tendance vers une série condensée est associée dans ce massif avec l'importante karstification du sommet du Jurassique. Au-dessus de Qartaba, l'imposant pli qui redresse l'ensemble des terrains montre parfaitement l'amincissement des niveaux superposés (fig. 44).

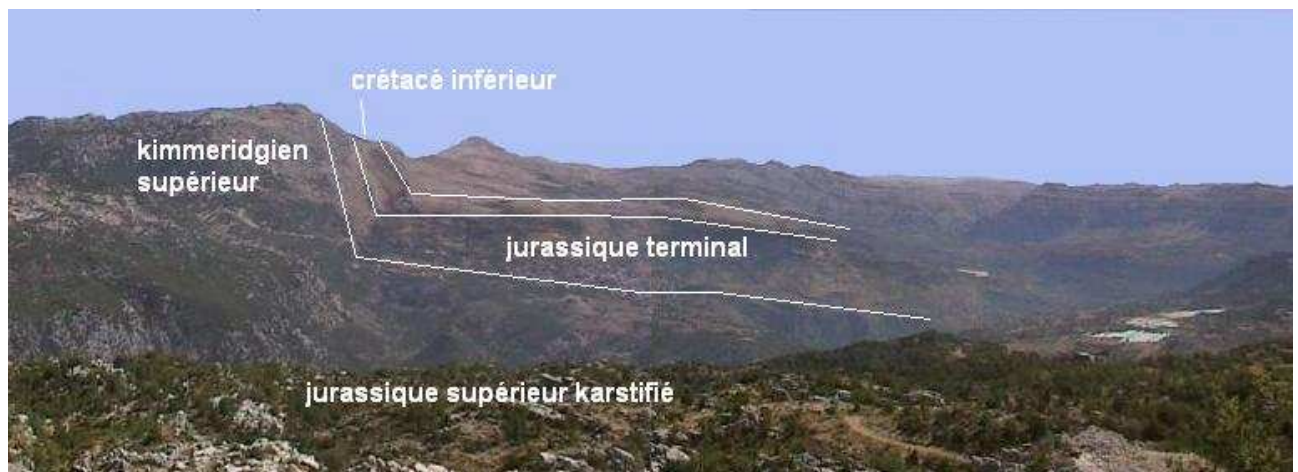


Figure 44 : Vue sur le redressement des couches au-dessus de la ville de Qartaba.

On peut supposer que l'émersion qui a favorisé la karstification des calcaires s'est déroulée parallèlement aux dépôts des couches que nous étudions. Cette émersion a été confirmée par les travaux isotopiques de Nader et de ses collaborateurs (Nader & Swennen 2004 a, b ; Nader *et al.*, 2004). En effet, les mesures des rapports isotopique ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) qu'ils ont effectué sur divers types de carbonates (calcaires, dolomies, sables dolomitiques, veines de calcite, sparite et dédolomie) montrent l'exondation de la région associée à des remontées hydrothermales pendant la fin du Jurassique et une diagenèse météorique pendant le Crétacé inférieur.

Plus au Nord, au niveau de la commune de Tannourine deux coupes ont pu être effectuées : l'une au niveau du contact ($34^{\circ}10'33,19''$ N, $35^{\circ}53'29,21''$ E, entre 1701 et 1715 m d'altitude, fig. 40, 45 & 47 a), l'autre dans les niveaux crétacés ($34^{\circ}10'11,28''$ N, $35^{\circ}53'32,04,90''$ E, entre 1700 et 1721 m d'altitude, fig. 45 & 47 b).

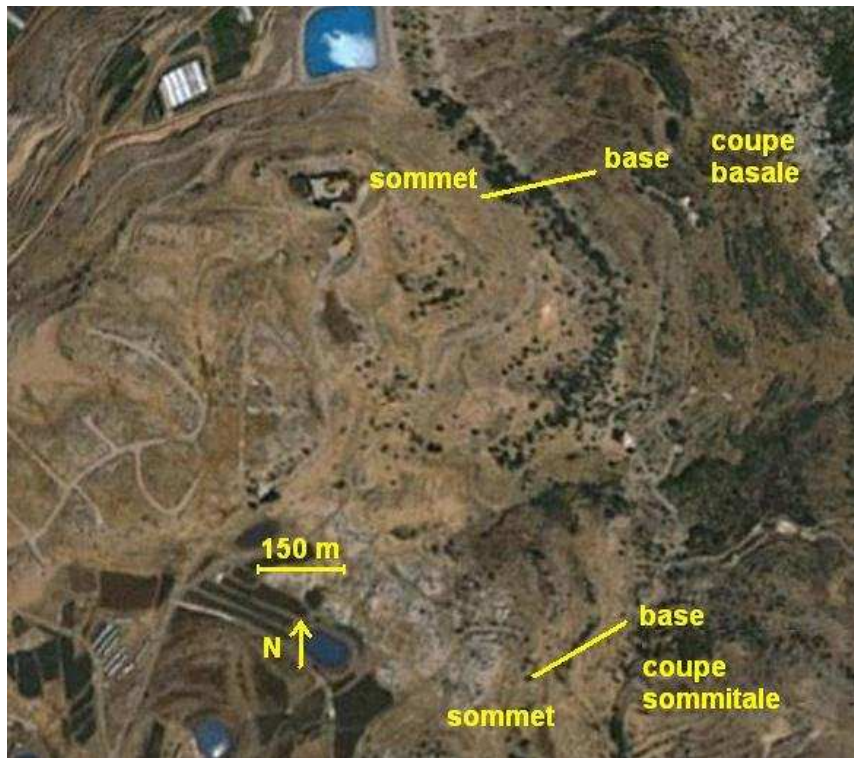


Fig. 45 : Vue satellitaire des coupes de Tannourine (Google earth)

La coupe basale (fig. 47 a) débute au-dessus d'argiles basaltiques réinjectées par du basalte probablement plio-quadernaire. Le premier niveau échantillonné totalement dolomitisé est recouvert par 3 m de calcaires à stromatoporidés dont *Cladocoropsis dubertreti* (*C. dubertreti*; HUDSON 1953) et silex; sa base et son sommet sont « rognoneux ». C'est un wackestone passant à un packstone, dont la micrite est par endroit, mouchetée de fer (fig. 46 a). La richesse en spicules (fig. 46 b) et la pauvreté en foraminifères caractérise ce faciès. Notons cependant la présence de *Lenticulina cultrata* (*L. cultrata*; MONFORT; fig. 46 c), de *Nautiloculina sp.*, d'*Everticyclamina sp.*, de dasycladales échinodermes et mollusques.

L'unité suivante de 3,30 m débute par un mudstone qui s'enrichit en éléments figurés vers le sommet (packstone à micrite fenestrée) où l'on observe, outre des spicules, l'apparition de *Permocalculus ampullaceus* (*P. ampullaceus*; ELLIOT 1955), *N. circularis* et de nombreux fragments de dasycladales (fig. 46 d); cette unité est aussi mouchetée de fer.

Un banc massif de 2,6 m poursuit la série micritique et s'enrichit en organismes vers le sommet. On y distingue, associée à des fragments de coquilles de mollusques, de test d'échinodermes et de dasycladales, la présence de *Actinoporella podolica* (*Ac. podolica*; ALTH), *L. cultrata*, *Everticyclamina sp.*, *P. ampullaceus* (fig. 46 e); le fer est toujours présent dans la micrite. Le dernier niveau calcaire sous les grès n'est ni karstifié, ni érodé, ni pollué par du grès. C'est un packstone à la base et un mudstone au sommet. Les niveaux riches en organismes contiennent *P. ampullaceus*, *N. oolithica*, *L. cultrata*, *Kurnubia sp* (fig. 46 f).

Un mètre de grès à quartz assez gros (200 à 500 μm) subarrondis et souvent corrodés, présentant une matrice ferrugineuse, recouvre les micrites précédentes sans transition (fig. 46 g & h). Ce banc peu épais présente une stratification oblique et renferme, à la base de l'affleurement, des lentilles (50 cm d'épaisseur, 2m de large) de grès à bois flottés.

Un nouveau banc de calcaire termine cette première partie de coupe. Il est constitué d'une micrite plus ou moins pelitique, ferrugineuse, à terriers et lamellibranches (fig. 46 i).

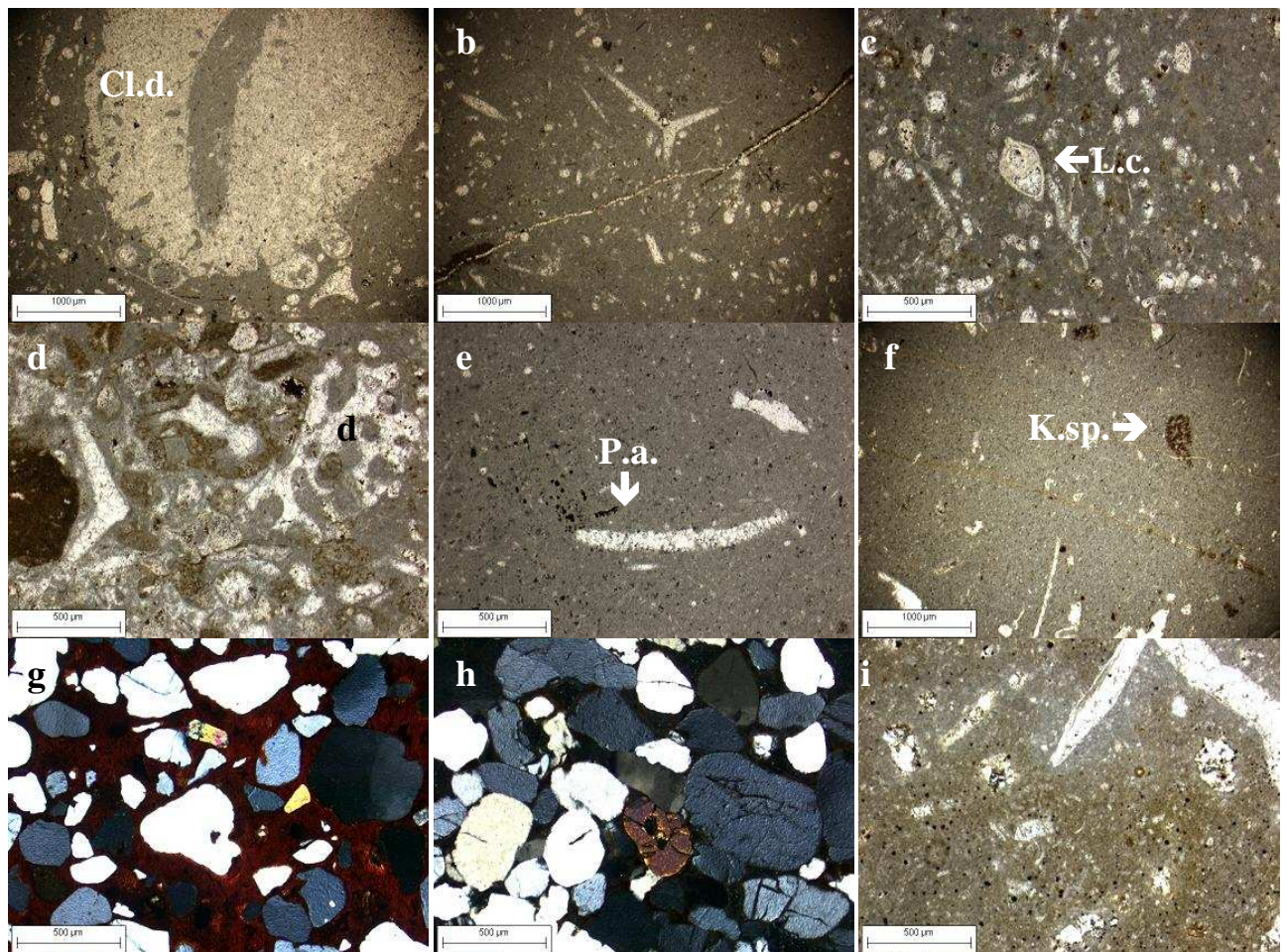


Figure 46 : Lames minces des échantillons de la coupe basale de Tannourine.

a à c : calcaire à *Cl. dubertreti* (Cl.d.) à spicule et *L. cultrata* (L.c.); d : packstone à dasycladales ;
 e : micrite à *P. ampullaceas* (P.a.) ; f : banc calcaire avant le grès ; g & h : grès ; i : pelmicrite
 coiffant les grès.

Devant une telle différence de faciès et d'épaisseur par rapport à ceux observés dans le sud, nous avons prolongé l'échantillonnage dans les niveaux supérieurs pour voir si cette tendance quasi ultime d'une série condensée se poursuivait.

La seconde partie de la coupe de Tannourine (fig. 47 b) a été réalisée, pour des raisons d'accessibilité, un peu plus au sud de la précédente dans un compartiment séparé par deux failles confluentes (fig. 45).

Les niveaux échantillonnés recouvrent par leur base les grès précédents et correspondent à des bancs calcaires (parfois dolomités, parfois à quartz) riches en orbitolines.

A l'affleurement, on observe que certains bancs sont des micrites slumpés, au microscope on observe plusieurs niveaux microbréchiques.

Au contact du grès, le premier niveau est un calcaire à orbitolines qui présente une belle stratification. Il est malheureusement fortement dolomitisé et ne laisse plus deviner que des fantômes d'échinodermes. Le suivant est une brèche ou les paquets de micrite ont une structure fenestrée à pellets.

Douze mètres de grainstones suivent la brèche ; ils contiennent des graincoateds, des oolithes, des grains de quartz et des orbitolines ainsi que *C. decipiens*, *N. oolithica* et des *Cycloloculina* HERO-ALLEN & ERLAND 1908 indéterminés.

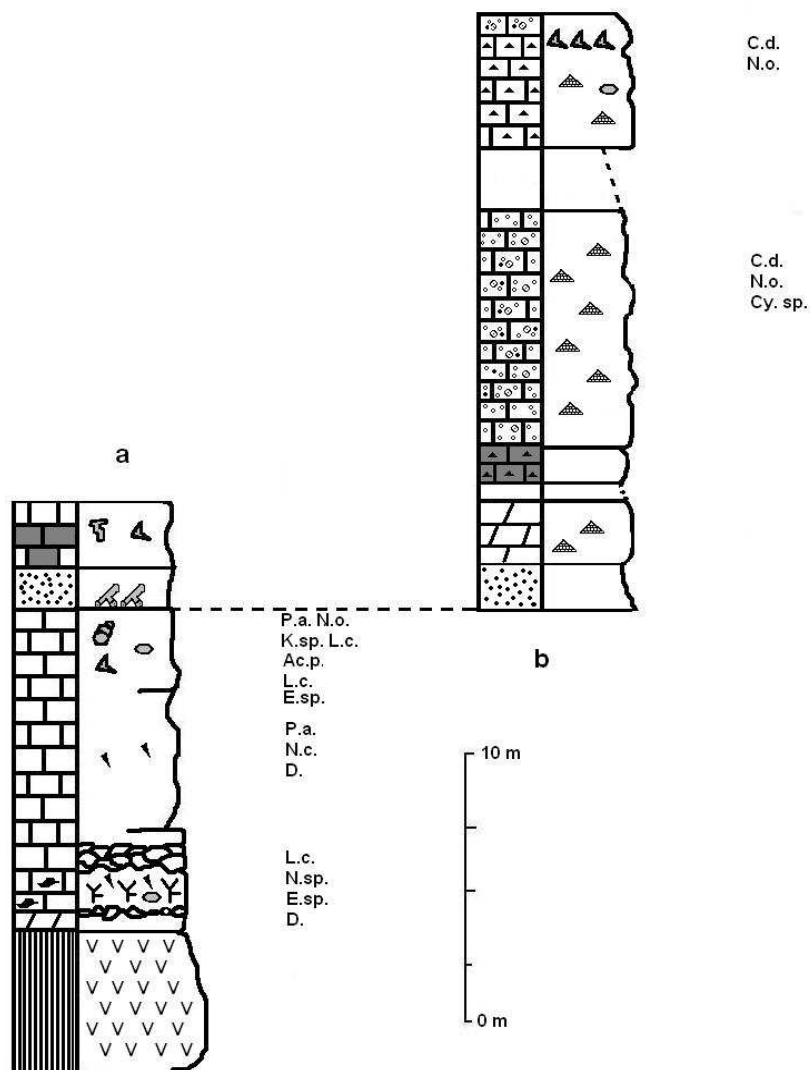


Figure 47 : Logs des coupes de Tannourine (a : coupe basale, b : coupe sommitale)

Un éboulis ne permet pas l'échantillonnage sur 4 m. Au-dessus de ce hiatus, 8 m de calcaire bréchiqne ont été échantillonné. Ils correspondent à un packstone, riche en fer, quartz, à intraclastes de micrite, débris d'échinodermes et orbitolines. Une passée de lumachelle plus ou moins dolomitisée contient des ambres. Malheureusement, la dolomitisation ne permet que de reconnaître les coquilles des mollusques. Suit un grainstone à graincoateds, oolithes, quartz, *C. decipiens*, *N. oolithica*.

Dans cette région, les calcaires sous les grès sont assez monotones, pauvres en organismes hormis les éponges ; c'est une vase micritique d'un faciès calme (peut être profond ?). La présence proche du continent n'est envisageable que par les traces d'oxydes de fer dans le calcaire. L'association d'*Ac. podolica*- *L. cultrata*- *Kurnubia sp.* indiquerait un âge Kimméridgien pour les bancs sommitaux sous les grès. Au-dessus de ces grès très peu épais, un faciès oolithogène (agité) se met en place. Toutefois, la présence de brèches et de slumps souligne une certaine instabilité du site qui remobilise des éléments déjà consolidés. Les enregistrements de nos deux coupes passent latéralement à des faciès fort différents puisque, à quelques kilomètres vers le Sud-Ouest, une vingtaine de mètres d'argiles volcaniques est intercalée entre les niveaux de calcaires (Jurassique ?) et le grès et l'épaisseur de l'ensemble qui coiffe les grès mesure plus d'une cinquantaine de mètres. On peut supposer que les failles qui délimitent le compartiment de Tannourine étaient déjà actives au secondaire.

2A2 : LA ZONE DE SIR ED DANIE.

Plus au Nord, vers la frontière Syrienne, trois noyaux jurassiques affleurent. Le plus vaste que nous appellerons la zone de Sir Ed Danié (fig. 48 : SED) est tronqué au Sud et au Nord par deux grands accidents d'orientation Est-Ouest. Le magmatisme y est important et semble avoir affecté la zone à plusieurs reprises. Au-dessus la zone Aakkar el Atica (fig. 48 : AA) s'est individualisée récemment de la précédente par le jeu senestre de l'accident qui les sépare. Celui-ci redresse les couches en un relief important (1500m). La plus à l'Est, zone de Qoubaiyat (fig. 48 : QB), est structurée par la faille de Yamounneh (fig. 49 a à c).

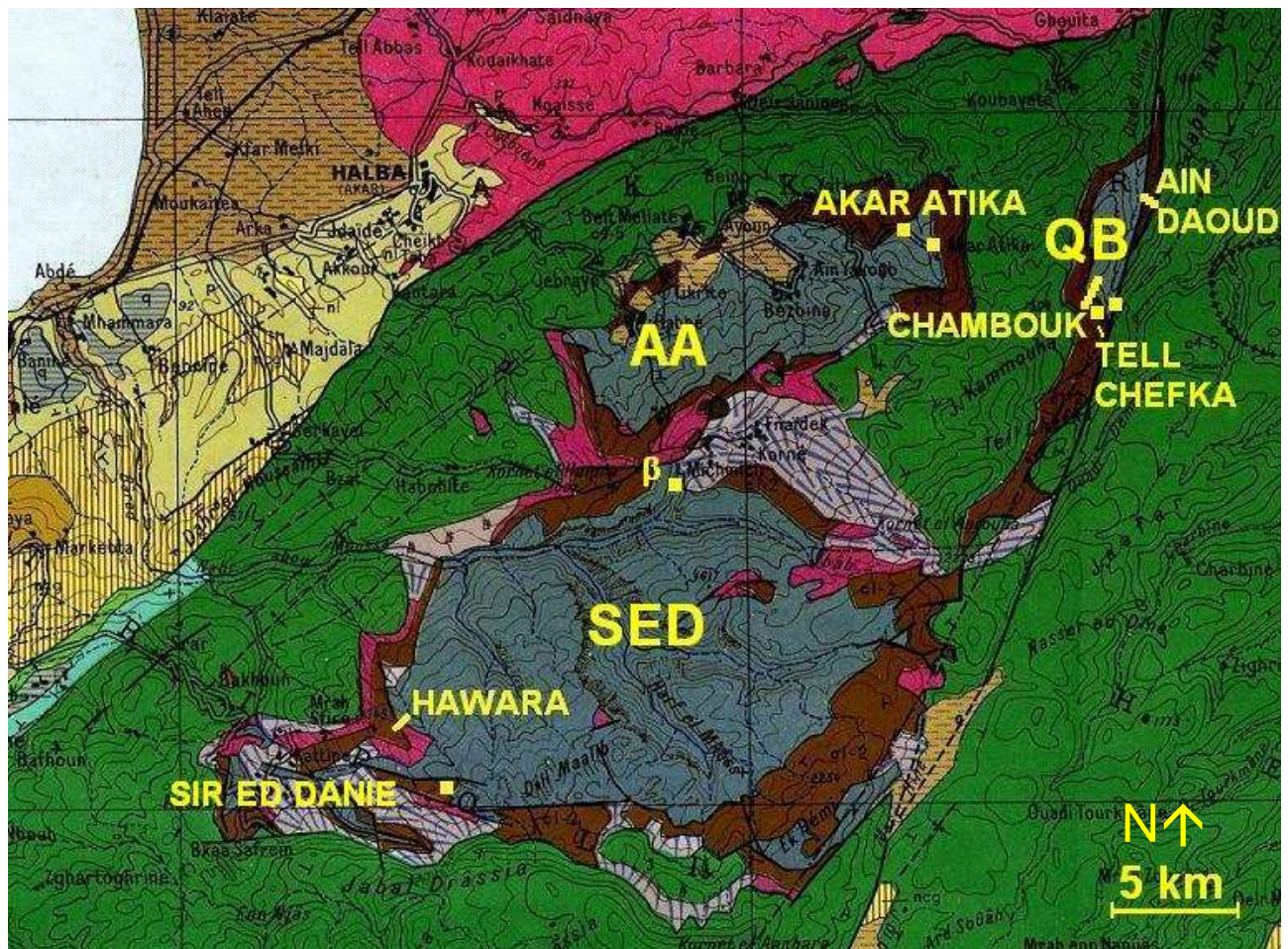


Figure 48 : Emplacement des coupes et des prélèvements réalisés de la zone de Sir Ed Danié.
(Extrait de la carte géologique du Liban (Dubertret, 1955a))

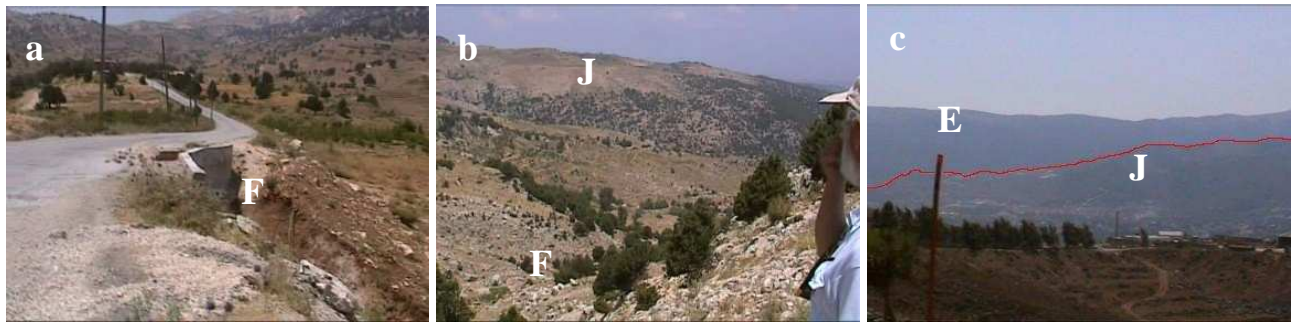


Figure 49 : Structuration du Nord du Liban par le Jeu de Yamouneh.

a : passage sur la faille à Tell Chefka ($34^{\circ}29'58,01''N$ $36^{\circ}17'35,96''E$), b : vue sur le Jurassique du bord Est de la faille ; c : remontée de la zone de Qoubaiyat. (ligne rouge & F : faille, J : jurassique, E : flan de la faille).

Dans la zone de Sir Ed Danié (SED) nous avons procédé au levé d'une coupe (Hawara) sur le flanc Nord Est du Qornet Hosn El Aatiq à un peu plus d'un kilomètre au sud du village éponyme. La base de la coupe ($34^{\circ}24'32,93''N$ $36^{\circ}04'03,36''E$, à 1093 m d'altitude, fig. 48, 50, 51) longe une importante formation magmatique, datée sur la carte du Jurassique. Nous avons retrouvé des restes de ce magmatisme ancien associés à des basaltes récents (probablement d'âge Plio-Quaternaire). Nous retrouvons à nouveau un cheminement identique pour des formations volcaniques très diachrones.

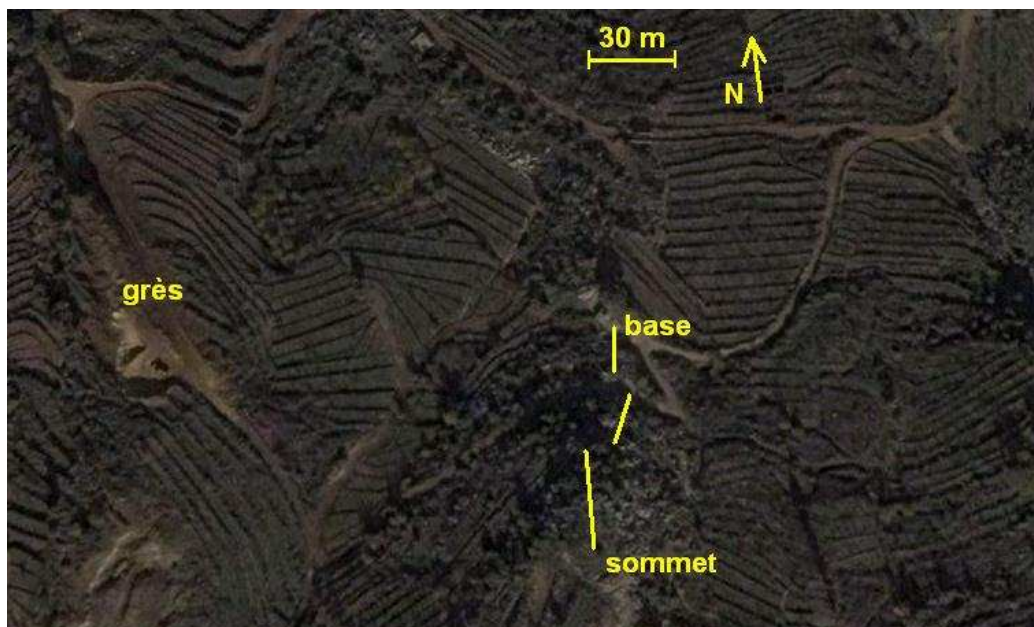


Figure 50 : Vue satellitale de la coupe de Hawara.
(Google Earth)

La coupe commence par deux mètres d'alternances marno-calcaire. Les bancs plus micritiques sont des grainstones à graincoateds. La faune est pauvre qualitativement et quantitativement, notons la présence entre quelques fragments d'échinodermes, de *K. wellingsi*, *N. oolithica* et *V. longeoni* (fig. 52 a). Au-dessus reposent trois ensembles massifs de micrites gris-rose (fig. 52b) d'épaisseurs comprises entre trois et cinq mètres. A chaque fois le dépôt est entrecoupé par un banc marneux d'épaisseur métrique (fig. 52 c). L'unité basale présente un pendage Nord-Ouest, sans ruptures nettes sur la première moitié, puis structurée en petits bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur jusqu'au sommet. L'unité médiane est plus homogène. On y note au moins deux niveaux épais d'encrinite (1,6 m, fig. 52 d & e), d'autres plus riches en coquilles de mollusques, en radioles de *B. glandifera*. Son sommet bréchique souligne l'instabilité de cette zone.

L'unité sommitale ne présente pas de karstification ni d'interrelation avec les grès sous lesquels elle affleure. Ces trois unités sont assez homogène. En effet au microscope, tous les échantillons prélevés sont des grainstones à graincoateds (fig. 52 f à h) plus ou moins compactés. Les oolithes présentent une cimentation vadose en ménisque ce qui permet d'envisager une émergence temporaire (Bernier, 1984). Ces niveaux sont donc proches de l'émergence. Leur contenu faunistique et algaire reste globalement constant (*K. wellingsi*, *Lenticulina sp.* (fig. 52 f), *N. oolithica* (fig. 52 g), *Th. paroversiculifera* (fig. 52 h) et *Valvulina sp.*) et d'affinité kimméridgienne. Des sables plus ou moins ferrugineux recouvrent les micrites et font la transition avec les grès qui poursuivent la coupe sur une dizaine de mètres (fig. 52 i).

Le sommet des grès est marqué par le retour à des faciès marins par le biais d'un banc peu épais (60 cm) de calcaire oolithique (fig. 52 i).

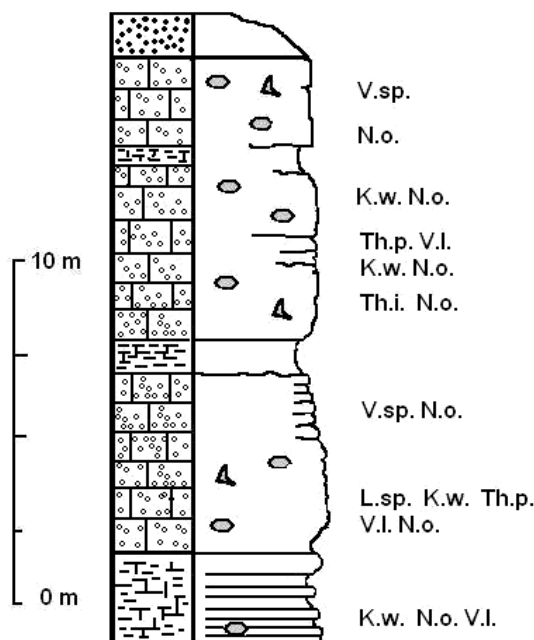


Figure 51 : Log de la coupe de Hawara.

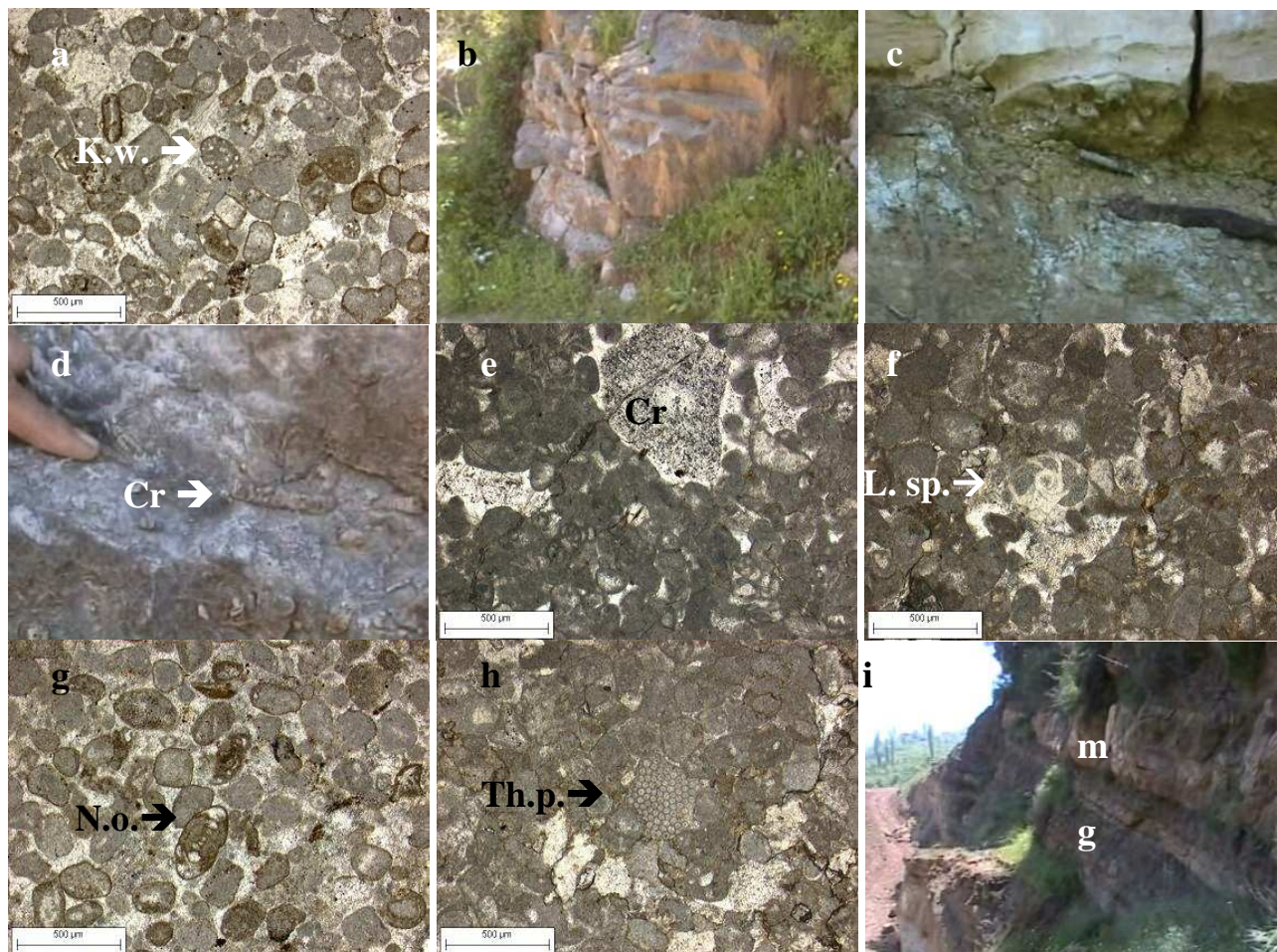


Figure 52 : Affleurements et lames minces de la coupe d'Hawara

a : lame mince des couches calcaires des alternances basales (K.w. : *K. wellingsi*) ; b : micrite gris-rose ; c : intercalations marneuses ; d & e : affleurement et lame mince de l'encrinite (Cr : crinoïdes) ; f à h : grainstones à graincoateds à *Lenticulina sp.* (L. sp.), *N. oolithica* (N.o.) et *Th. parvovesiculifera* (Th. p.) ; g : grès (g) et niveaux marins Crétacé (m).

En remontant vers le Nord, au Sud de la route qui relie Berkâyel à Qoubaiyat, avant la commune de Michmich, les couches de grès sont très peu épaisses (quelques mètres tout au plus) et dans la majorité des cas elles sont remplacées par des basaltes fortement altérés (figs. 53 a & b, 48 β). Bien qu'une grande partie des calcaires jurassiques affleurent, les niveaux du Jurassique supérieur sont absents et les grès sont discordant sur le Jurassique moyen (fig. 53 c).

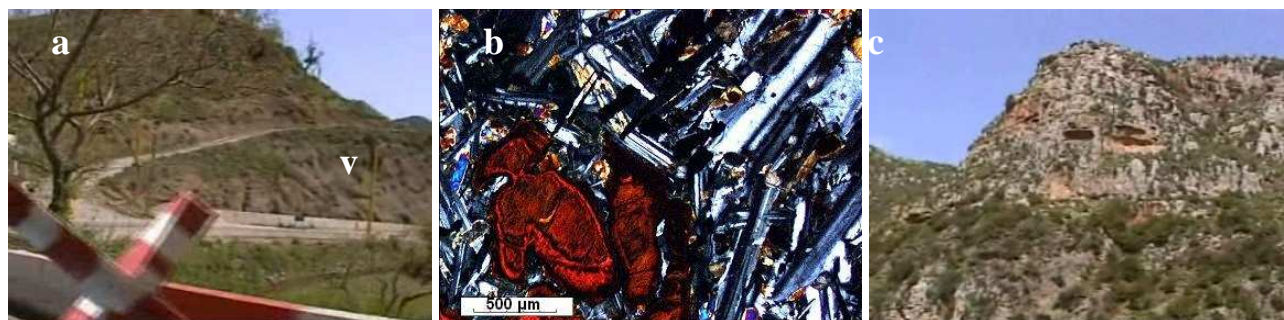


Figure 53 : Affleurement et lame mince du Nord de la zone de Sir Ed Danié.

a & b : basaltes altérés (v) ; c : affleurement du Jurassique à Michmich.

Cette absence de Jurassique supérieur se poursuit dans toute la zone d'Aakkar El-Atiqa (fig. 48AA, 54), on passe directement d'un Jurassique moyen fortement dolomitisé à une formation aptio-albienne .

Les rares grès, assimilables à ceux de notre étude, ont été observés vers Aayoum, où ils sont affectés par les mouvements compressifs sub-actuels que révèlent les nombreuses failles inverses. Les bancs de grès sont blancs, extrêmement minces (1,5 m d'épaisseur), relativement peu induré. Une mince croûte ferrugineuse les recouvre (fig. 55 a & b). La sédimentation se poursuit par un banc d'argiles ocre, de 2 mètres d'épaisseur, probablement d'origine magmatique. Pour finir, 5 mètres d'alternance marno-calcaires grisâtres recouvrent les argiles.



Figure 54 : Panorama sur la dépression d'Aakar El-Atiqa.

Dans cette zone septentrionale, le Jurassique terminal est fortement érodé. Par ailleurs, il n'apparaît aucune formation magmatique dans le Jurassique moyen et inférieur. Nous n'avons pas non plus retrouvé de traces de tectonique verticale ; il semble donc que l'exondation soit générée par des plissements suivis d'une longue période d'érosion. Cet environnement a produit des hauts fonds où se dépose peu de sédiments. L'arrivée des grès est en revanche liée à des périodes d'instabilité puisque dans de nombreux cas les formations magmatiques remplacent les grès. Cependant, des sables et des grès apportés par les fleuves se déposent par endroit, dans des dépressions protégées et sous climat chaud (croûtes ferrugineuses).



Figure 55 : Affleurement des grès d'Aayoum.

a : grès blanc (g) et argiles ocres (a) ; b : croûte ferrugineuse au sommet des grès (cf) ; c : d'alternances marno-calcaires (m).

A l'Est, le jeu de la faille de Yammouneh induit la création de la petite boutonnière jurassique de Qoubaiyat (fig. 48 QB). Elle est séparée de la zone de Sir Ed Danié par le Qornet El Qamouaa. La coupe de Chambouk a été levée le long de la petite gorge creusée par l'Ouadi Bou Haouash qui descend (direction Ouest-Sud-Ouest/Est-Nord-Est) du Jabal Qamouaa pour se jeter dans l'Ouadi Oudine (figs. 56 & 57). Nos prélèvements ont été faits sur la rive sud de l'Ouadi Bou Haouash (fig. 59).

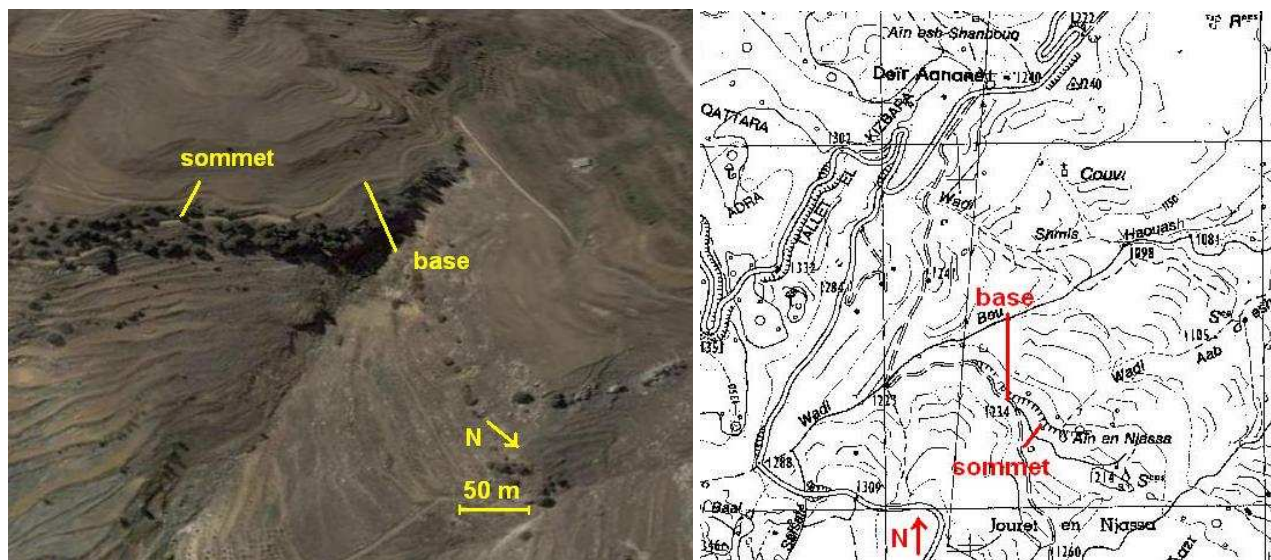


Figure 56 : Coupe de Chambouk

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique (extrait de la carte de Hermel, Direction des Affaires Géographiques, 1962b)



Figure 57 : Gorges de l'Ouadi Bou Haouash.

en arrière plan : compartiment Est de la faille de Yammouneh.

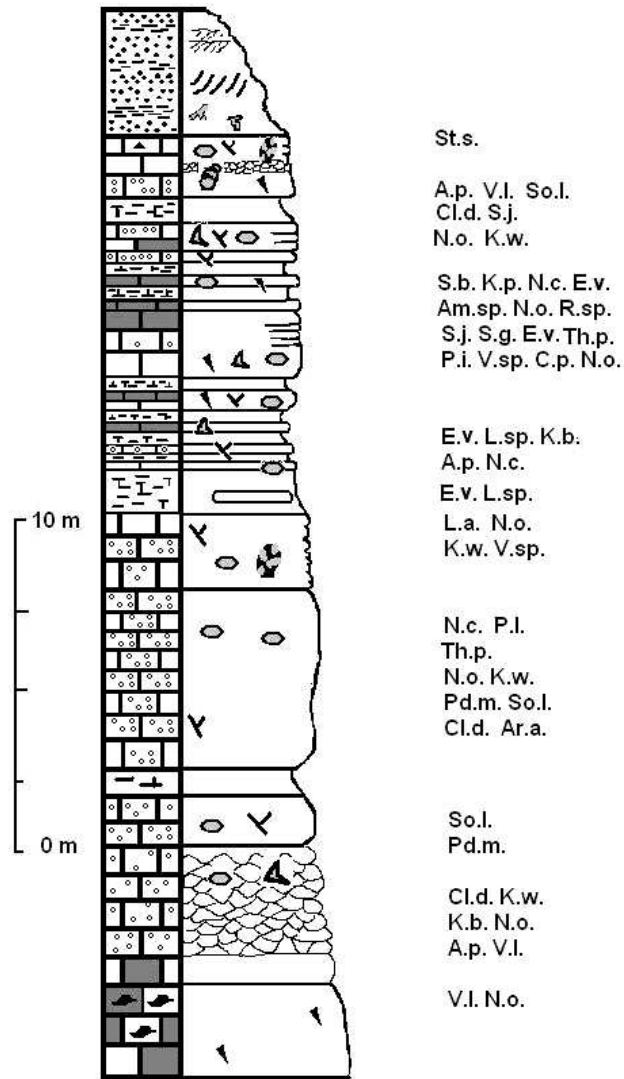


Figure 58 : Log de la coupe de Chambouk.



Figure 59 : Panorama sur les affleurements de la base de la coupe de Chambouk.

pelmicrite (p), niveaux rognoneux (r), grainstone (gs), petits bancs (pb), marmo-calcaires (mc), grès (g).

Les premiers niveaux échantillonnés (fig. 58, 59 (p)) dans le lit de l'Ouadi Bou Haouash correspondent à une pelmicrite à spicules d'éponges, *N. oolithica* (fig. 60 a) et *V. lugeoni*. Ces bancs de couleur rosée (fig. 60 b) sont riches en silex. Les bancs suivants sont, sur plusieurs mètres, d'aspect plus « rognoneux » (fig. 59 (r)). C'est un grainstone à graincoateds à *K. blancheti*, *K. wellingsi*, *N. oolithica*, *A. powersi* (fig. 60 c), *V. lugeoni* et à fragments d'échinodermes, de lamellibranches, de polypiers et de *Cl. Dubertreti*. Cet ensemble s'achève par un niveau d'aspect plus massif qui contient de nombreuses dasycladales (fig. 60 d) et *Palaeodasycladus mediterraneus* (*Pd. Mediterraneus* ; PIA).

Après un hiatus d'un mètre cinquante, un banc de quatre mètres d'épaisseur reprend le même type de faciès que dans les niveaux précédents (fig. 59 (gs)). Les mêmes fossiles sont observables (éponges, mollusques, ...), cependant un enrichissement en foraminifères et en algues est notable du bas vers le haut. L'association *N. oolithica*-*K. wellingsi* domine à la base du banc et au sommet *P. lituus* (fig. 60 e), *Ar. Aegagrabiloïdes* (fig. 60 f), *Pd. mediterraneus*, *Solenopora liasica* (*So. Liasica* ; LE MAITRE), *Th. parvovesiculifera* et *N. circularis* sont présents. La coupe se poursuit par une succession de bancs moins épais (fig. 59 (pb) & 60 g). Ce sont des grainstones à oolithes (fig. 60 h), la matrice sparitique occupe une place importante dans la roche ; notons la présence de *Lenticulina acutiangulata* (*L. acutiangulata* ; TERQUEM ; fig. 60 i).

Suivent, sur 2 à 3 mètres, des alternances marno-calcaires. Les bancs durs sont des wackestones passant à des packstones, parfois à des pelmicrites. L'étude microscopique montre une certaine pauvreté en foraminifères, mais nous avons pu observer *E. virculina* (fig. 60 j), *Lenticulina sp.*, *N. circularis* (fig. 60 k), *K. blancheti*, et *A. powersi* (fig. 60 l). Les calcaires sont riches en fragments d'échinodermes (fig. 60 j), polypiers et algues encroûtantes.

Au sommet de ces alternances, les bancs carbonatés s'épaississent, ces packstones à spicules, dinokystes (fig. 60 m), sont riches en microfossiles dont *Salpingoporella johnsoni* (*S. johnsoni* ; DRAGASTAN 1971), *Th. parvovesiculifera* (fig. 60 n), *E. virculina* et *C. piae*, ...)

Une seconde alternance marno-calcaire poursuit le levé. Les carbonates témoignent de milieux agités et bioturbés (grainstones et pelmicrites). Soulignons la présence de *K. palestiniensis*, *N. circularis*, *Ammobaculites sp.* (CUSHMAN 1910 ; fig. 60 o), *Riyadhella sp.* REDMOND 1965, *E. virculina* et de *S. beydouni*. Au sommet de cette nouvelle série marno-calcaire, l'environnement devient subrécifal. Les bancs calcaires, plus massifs, sont des grainstones à graincoateds. La cimentation présente là encore des ménisques liés à une tendance émergitive du système. Les lames sont riches en microfossiles (*A. powersi* (fig. 61 a), *N. oolithica*, *K. wellingsi*), algues (*S. johnsoni*, *So. liasica*), fragments d'échinodermes, de coraux (fig. 61 a), de mollusques et d'algues encroûtantes.

L'ultime niveau calcaire avant le dépôt des grès est structuré en petits bancs constitués d'un packstone à radioles de *B. glandifera*, fragments de coraux (fig. 61 b), de mollusques et de stromatoporiés : *Steinaria somaliensis* (*St. somaliensis* ; fig. 61 c). Les foraminifères sont quasiment absents. La surface de ce banc (fig. 61 d) ne présente aucune trace de karstification, ni de fousseurs. Les couches de passage sont intéressantes, car après un dépôt d'environnement subrécifal, on observe un dépôt de vases calcaires qui témoignent d'un confinement du milieu. On peut envisager que les dépressions qui recueillaient les éléments produits par le brassage de l'eau, s'isolaient progressivement du milieu marin franc et s'asséchaient périodiquement. Cette hypothèse est corroborée par l'aspect « friable » de la surface des bancs (fig. 61 d), ce qui pourrait être la manifestation d'émersion et d'assèchement temporaire de « lagunes ».

Les grès qui recouvrent cet ensemble sont ferrugineux et extrêmement hétérométriques (50 µm à 1,5cm), les gros quartz étant toujours subarrondis et corrodés ; les petits anguleux. La suite de l'échantillonnage a été réalisée quelques mètres plus au sud. La couverture gréseuse est peu épaisse (1 à 2 mètres). Elle montre par endroit les structures d'anciennes des dunes (fig. 61 g) ou, plus loin, des dépôts progradants (fig. 61 h) vers le Nord, signant une probable origine méridionale de ces quartz. Certains niveaux montrent une granulométrie plus importante (fig. 61 i) associée à des traces de fousseurs. Cette granulo-croissance implique une reprise des formations gréseuses précédentes ce qui indique un climat contrasté.

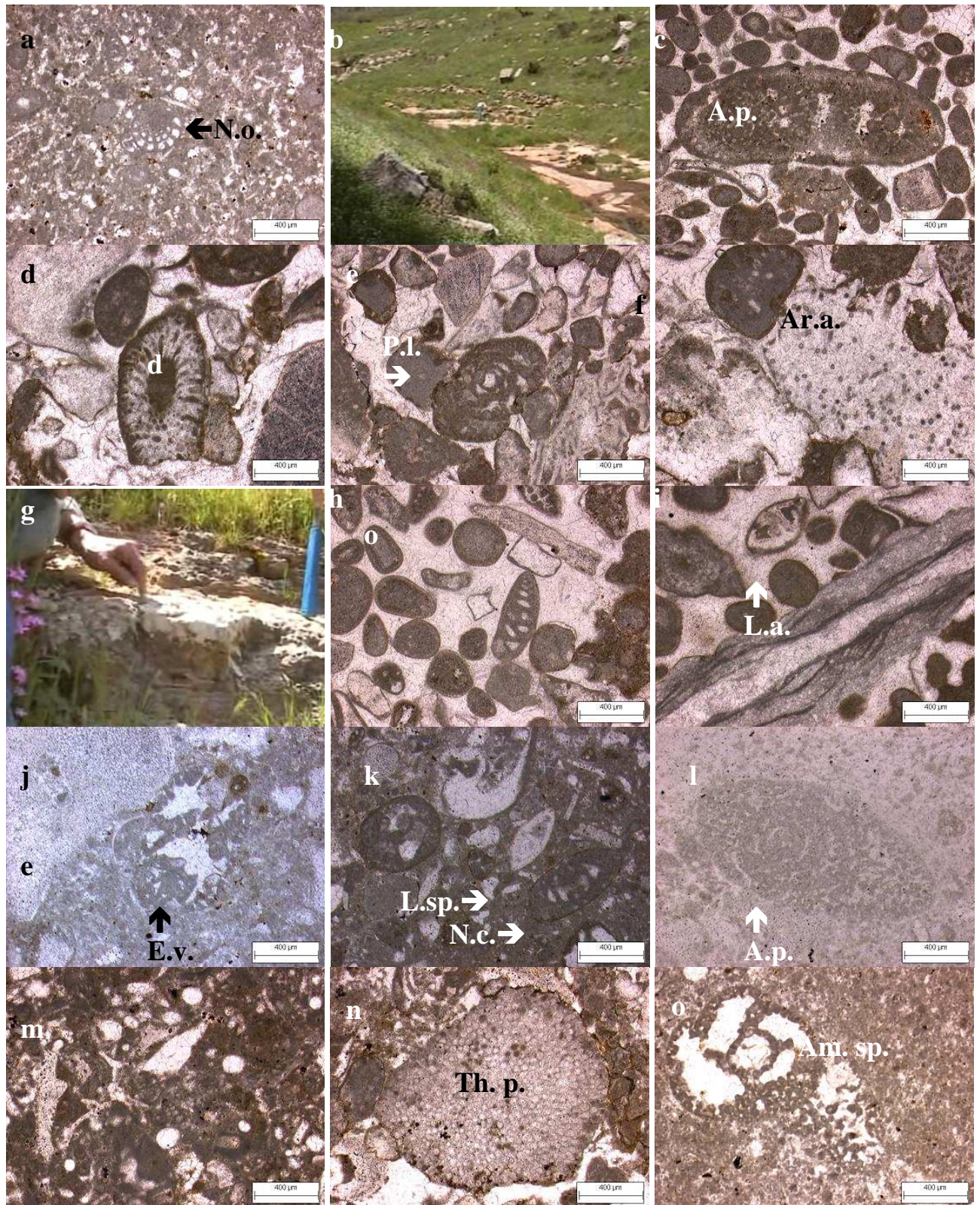


Figure 60 : Affleurements et lames minces de la coupe de Chambouk.

a & b : lame mince et vue sur l’affleurement des pelmicrites à *N. oolithica* (N.o.) dans l’Ouadi ; c à f : lames minces des grainstones à *A. powersi* (A.p.), dasycladales (d), *P. lituus* (P.l.), *Ar. aegagrapiloïdes* (Ar.a) ; g à i : affleurement et lames minces des grainstones à oolithes (o) et *L. acutiangulata* (L.a.) ; j à l : lames minces du wackestone des alternances marno-calcaires basales à *E. virculina* (E.v.), *Lenticulina sp.* (L.sp.), *N. circularis* (N.c.), *A. powersi* (A.p.); m & n : lames minces des packstones à spicules et *Th. parvovesiculifera*; o : lame mince de la pelmicrite de la seconde alternance marno-calcaire à *Ammobaculites sp.*(Am. sp.)



Figure 61 : Affleurements et lames minces de la suite de coupe de Chambouk (a à k) et de la coupe d'Ain Daoud (l à o) ; a : lame mince du grainstone à graincoateds à *A. powersi* (A.p.) ; b à d : lame mince et vue sur le sommet de l'affleurement du packstone sommital à coraux et *St. Somaliensis* (St. s) ; e & f : lame mince du grès ; g à j : affleurement du grès ; k : formation argileuse ; affleurement et lame mince des argiles à quartz (Q) d'Ain Daoud ; n & o : affleurement et lame mince de la micrite gris rose à d'*O. conoidea-discoidea* (O.c-d).

Cependant, cette formation littoro-fluviale correspond à un épisode temporellement court. Une couverture décimétrique d'argiles à débris végétaux recouvre les formations sableuses. On observe encore dans cette région que la sédimentation détritique est peu épaisse (fig. 61 k).

Cette coupe est primordiale car c'est la seule couvrant réellement le passage Jurassique-Crétacé que nous ayons pu réaliser dans cette région. Nous n'avons malheureusement pas pu la débiter plus bas où, dans le vallon et au bord de la faille, s'interstratifient des argiles basaltiques. Ces argiles montrent que ce prolongement vers l'Est de la zone AA (fig. 48) était soumis à une activité tectonique cassante et à des manifestations magmatiques (que nous ne retrouvons plus à l'Ouest) dès la fin du Jurassique moyen ou au début du Jurassique supérieur.

Là encore, on observe une série de fractures plusieurs fois empruntées par les remontés magmatiques.

De l'autre côté de la faille de Yammouneh, un lambeau de Jurassique a été carté par Guerre (feuille de Tell-Kalakh, 1968) au Sud d'Ain Daoud (34°29'57,84 N 36°17'35,60''E, figs. 48 & 64). Nos prélèvements (fig. 62) ont été effectués sous les grès dont les dépôts sont associés à un fort magmatisme crétacé. Les lames minces de ces formations d'argiles d'altération pourpres contiennent des quartz (figs. 61 l & m). Cependant, contre toute attente, l'étude microscopique des micrites gris-roses réputées Jurassique moyen se sont révélées contenir une importante quantité d'*O. conoidea-discoidea* (figs. 61 n & o) associés à *Praechrysalidina infracretacea* (*Pr. infracretacea* SIMON-LUPETO 1979) ou *Heteroporella israelensis* (*H. israelensis* BERNIER) tous les trois fréquents au Crétacé inférieur.

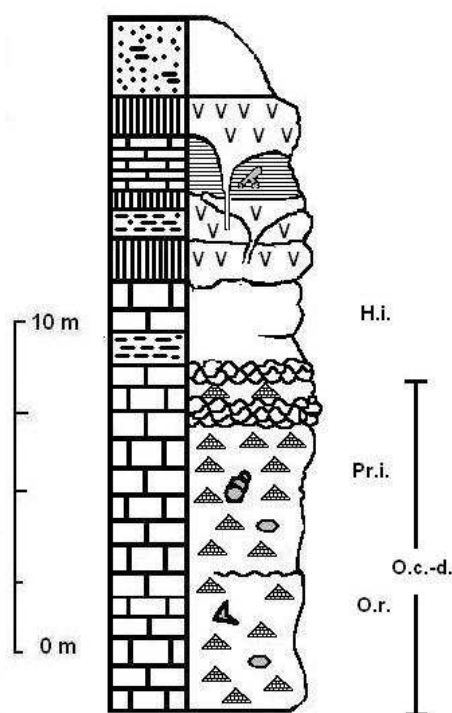


Figure 62 : Log de la coupe d'Ain Daoud

Ces bancs calcaires sont donc d'âge Crétacé inférieur. L'interprétation proposée par Guerre (1968) est erronée. Cependant il ne faut pas blâmer cet auteur car dans la logique stratigraphique du Liban, il est évident qu'un banc de micrite gris-rose situé sous des niveaux gréseux peu épais (ce qui coïncide à ce que l'on observe dans le Nord du Liban) ne peut être que Jurassique supérieur. Cette erreur fait en revanche apparaître une donnée intéressante. Alors qu'à Chambouk le grès se termine par des dépôts argileux ici, 7 km au Nord, un environnement carbonaté à orbitolines s'installe entre (?) deux épisodes gréseux.

Pour conclure sur ce site, signalons la présence de dépôts laminaires riches en restes d'organismes (feuilles, insectes, fig. 63 a à c), intercalés entre des épisodes magmatiques. Bien que les lamines soient nettement plus carbonatées que dans nos autres dépôts « carton » méridionaux (chapitre suivant) on retrouve le même type de milieux : retenue d'eau douce par une coulée basaltique.



Figure 63 : Affleurement et lame mince de l'affleurement de lamines à végétaux d'Ain Daoud.

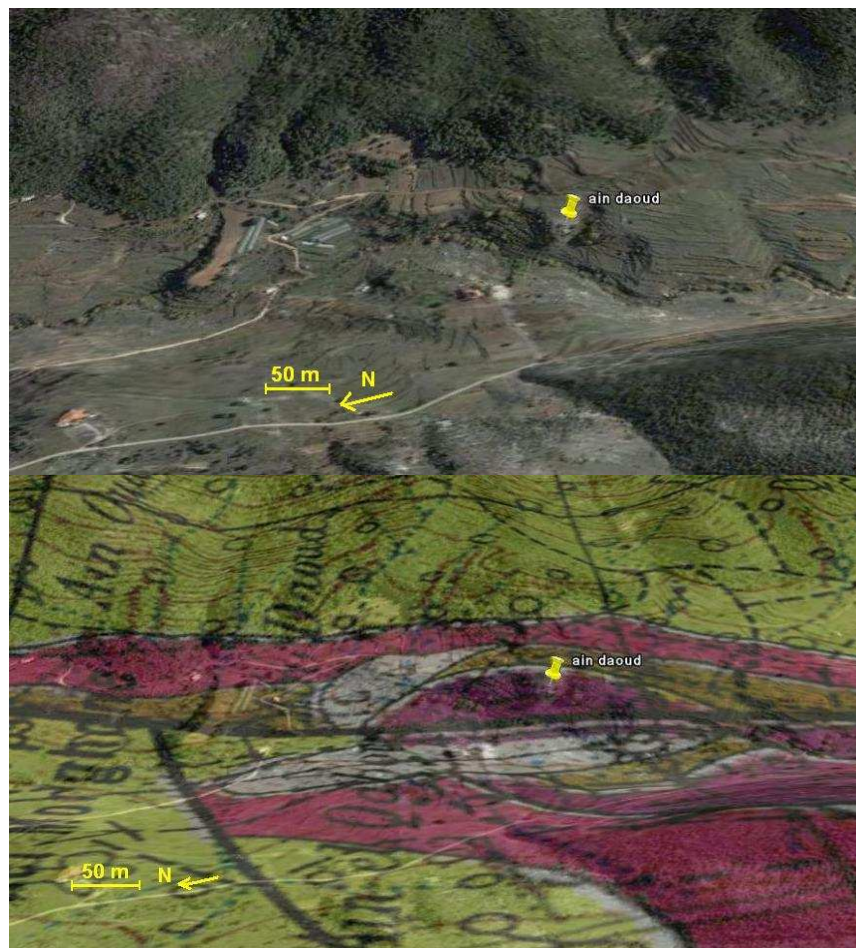


Figure 64 : Coupe d'Ain Daoud.
Vue satellitale avec et sans la carte géologique.

(Google Earth, extrait de la carte géologique de Tell-Kalakh ; Guerre, 1968)

Nous proposons que ces dépôts ne correspondent pas à un faciès latéral régional mais à la manifestation du déplacement des deux plaques. Ce dépôt à orbitolines se serait mis en place bien plus au sud, probablement à la latitude de Beyrouth, le coulisement ayant fait remonter le compartiment arabe vers le Nord.

2A3. LA ZONE DES QADAAS SUD.

Cette région correspond à l'extrémité méridionale du Mont Liban qui s'élargi et se couvre en son centre d'îlots gréseux qu'on ne retrouve pas au Nord. Cette région est, avec le Sud de la zone de Qartaba, la mieux connue des géologues qui ont travaillé sur le Liban depuis les années 1970.

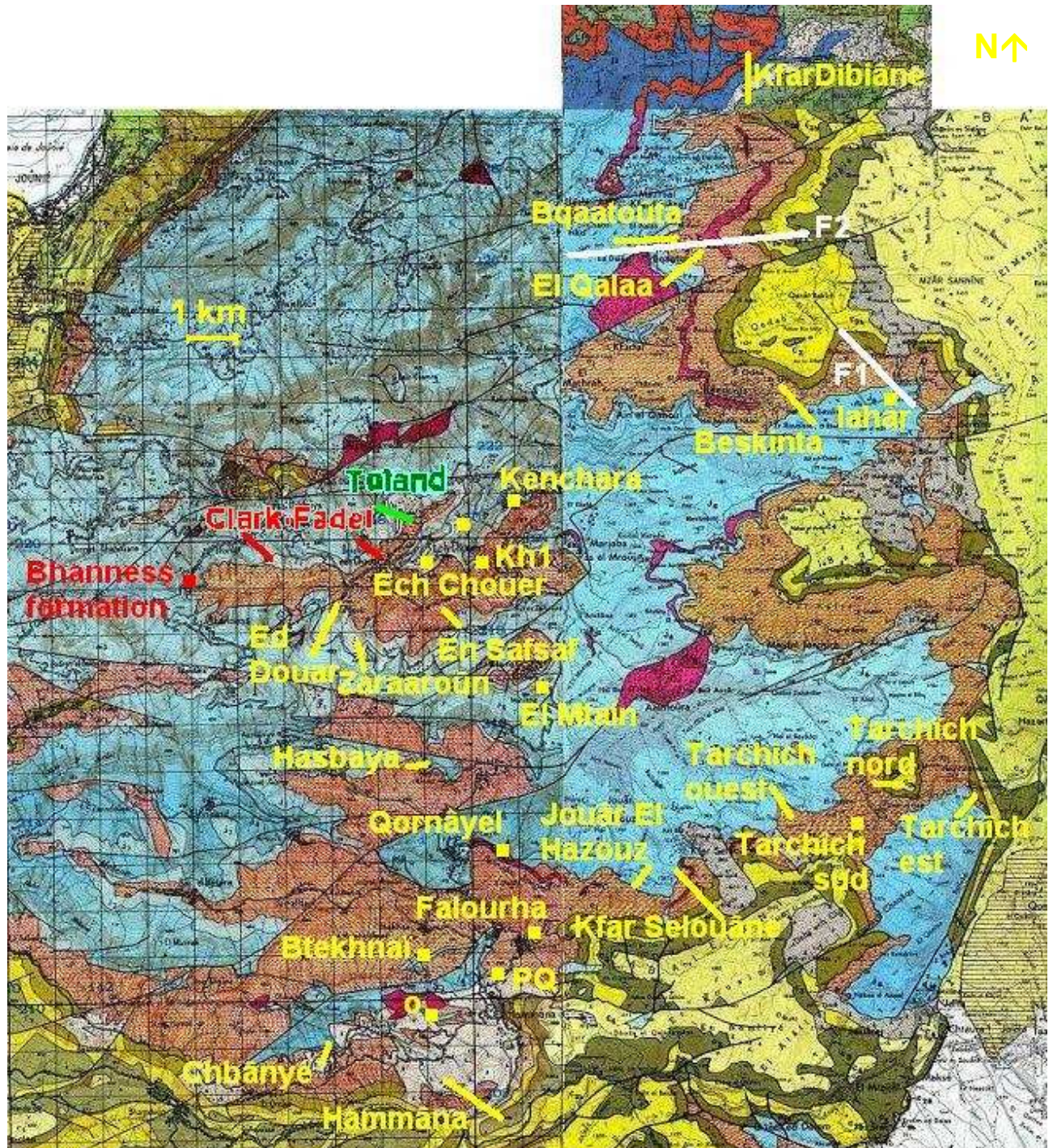


Figure 65 : Localisation des coupes et des prélèvements effectués dans la zone des Qadaas Sud.

(extraits de la carte géologique de Qartaba (Dubertret et Wetzel, 1945), de la carte géologique de Beyrouth (1951 a) et de la carte géologique de Zahlé (Dubertret, 1945 d).

Nous avons effectué plusieurs levés (fig. 65) dont une partie permettra de réaliser des corrélations avec les données des principaux auteurs (Tolland, 2000 ; Noujaim-Clark & Boudagher-Fadel, 2001, 2002, 2004; Colin : 2008) qui ont étudié le sommet du Jurassique à l'Est de Beyrouth.

Au Nord Est, le long de la route qui monte dans le Mzar Sannîne, de Beskinta vers Sannîne, le Jurassique à l'affleurement est épais. Au-dessus de Beskinta, un lahar (figs. 65 & 67) apparaît interstratifié dans le calcaire jurassique (fig. 66 a). L'étude microscopique montre qu'il contient des inclusions de micrite à spicules et des fragments altérés de lave (fig. 66b), un valvuliné non déterminable a été observé.

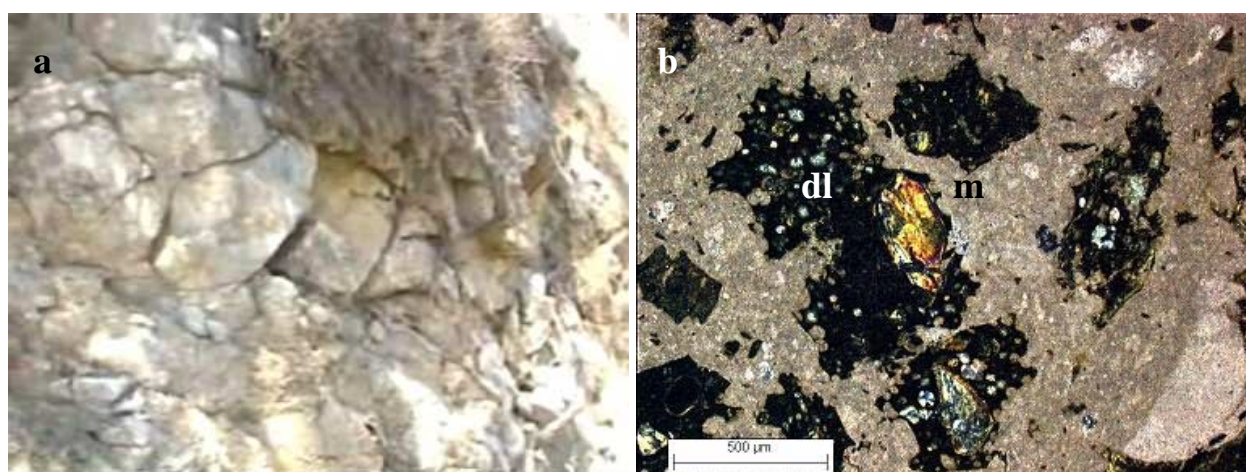


Figure 66 : Lahar de Beskinta : a : affleurement ; b : la lame mince

(dl : débris de lave, m : micrite).

L'origine de ce lahar est probablement à relier au jeu de la faille cartographiée par Dubertret (1953). Cette faille de direction Nord-Ouest/Sud-Est, part de Qânat Bakîch et s'amortit dans le sommet des grès. Nous proposons donc de prolonger cette faille dans le Jurassique et de faire débuter son activité au moins au Jurassique supérieur (F1 ; fig. 65).

A l'est de la commune de Beskinta (33°56'30,98'' N, 35°48'20,20''E), nous avons levé une coupe d'une dizaine de mètres entre 1258 et 1247 m d'altitude (figs. 67 & 68).

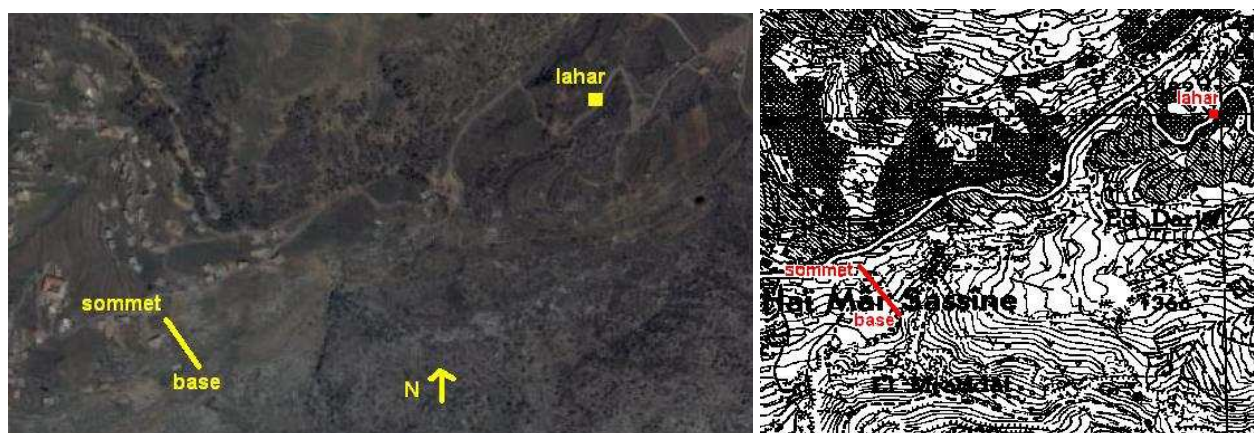


Figure 67 : Coupe de Beskinta.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique (extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

Cette coupe débute par le sommet d'un banc de 2 m de calcaire riche en lamellibranches, échinodermes, coraux et éponges. C'est un grainstone à oolithes et graincoateds (fig. 69 a). Au-dessus d'un hiatus d'échantillonnage d'un mètre, suivent 3 m de grainstones dolomitisés. Ils contiennent des fantômes d'oolithes (fig. 69 b). Ce banc est recouvert sans transition par un premier passage de grès et aucun grain de quartz n'a été observé dans la dolomie. Ce grès ne présente pas de matrice micritique. Nous pouvons envisager qu'il ne s'est sans doute pas déposé dans l'environnement précédent (fig. 69 c). Les grains de quartz sont petits et assez anguleux.

Au-dessus, sur environ 3 m et jusqu'au sommet de la coupe, sont superposés des bancs de grès. Les bancs à la base sont peu épais et contiennent des grains de quartz hétérométriques mais de petite taille (100 µm), la matrice est ferrugineuse. Au-dessus, les quartz sont plus gros (150 à 250 µm) et plus arrondis. Dans le dernier niveau de grès le litage est oblique.

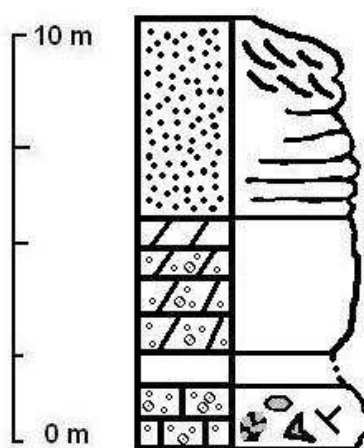


Figure 68 : Log de la coupe de Beskinta

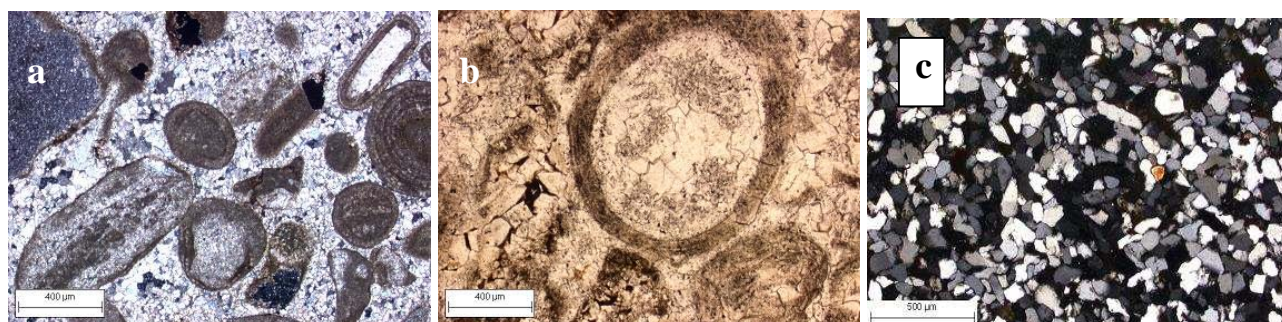


Figure 69 : Lame minces de la coupe de Beskinta.

a : grainstone basal, b : grainstone dolomitisé à fantôme d'oolithes, c : grès.

A quelques kilomètres plus au Nord, après la faille qui va de Beyrouth, passe à Bikfaya et s'atténue dans le Sannine, la tectonique cassante fait fortement remonter le Jurassique. Cette surrection a permis l'incision des calcaires par de nombreux ouadi et facilite l'accès aux affleurements. Nous avons ainsi pu réaliser 3 coupes ; deux au Sud et à l'Ouest à Bqaatoûta, la troisième au Sud de Kfar Debiane (fig. 65).

La coupe de Bqaatoûta Sud : coupe à Qalaa (33°58'07,95'' N, 35°46'25,13'' E, de 1271 à 1400 m d'altitude, fig. 70) correspond aux niveaux plus récents de notre étude, ceux de Bqaatoûta Ouest correspondent à des niveaux plus anciens.

La coupe Qalaa débute 25 m au-dessus de la route (figs. 73 & 71 a) par 4 m de micrite riche en spicules et en pellets, à *Poligonella incrustata* (*Po. incrustata* ; ELLIOT 1957), *Lenticularis sp.* (fig. 71 b), *P. ampulaceas*, *V. longeonii*, à fragments d'éponges, de lamellibranches, d'échinodermes, dasycaldales et stromatoporidés *Burgundia trinorchii* (*Bu. trinorchii* ; DEHORME 1916 ; fig. 71 c). Le dernier banc est « rognoneux » à la base et riche en silice au sommet.

Après 2 m de hiatus d'échantillonnage, 6 m de bancs « rognoneux » sont constitués d'un ensemble de packstone / wackestone / pelmicrite, riche en spicules. On y observe parmi des fragments de lamellibranches, d'échinodermes, de brachiopodes et de dasycladales, *P. ampulaceas* (fig. 71 d), *N. oolithica*, *A. jaccardi*, *Po. incrustata*, *Ac. podolica*, *Lenticularis sp.*. Le sommet de cet ensemble contient quelques graincoateds à liserés ferrugineux.

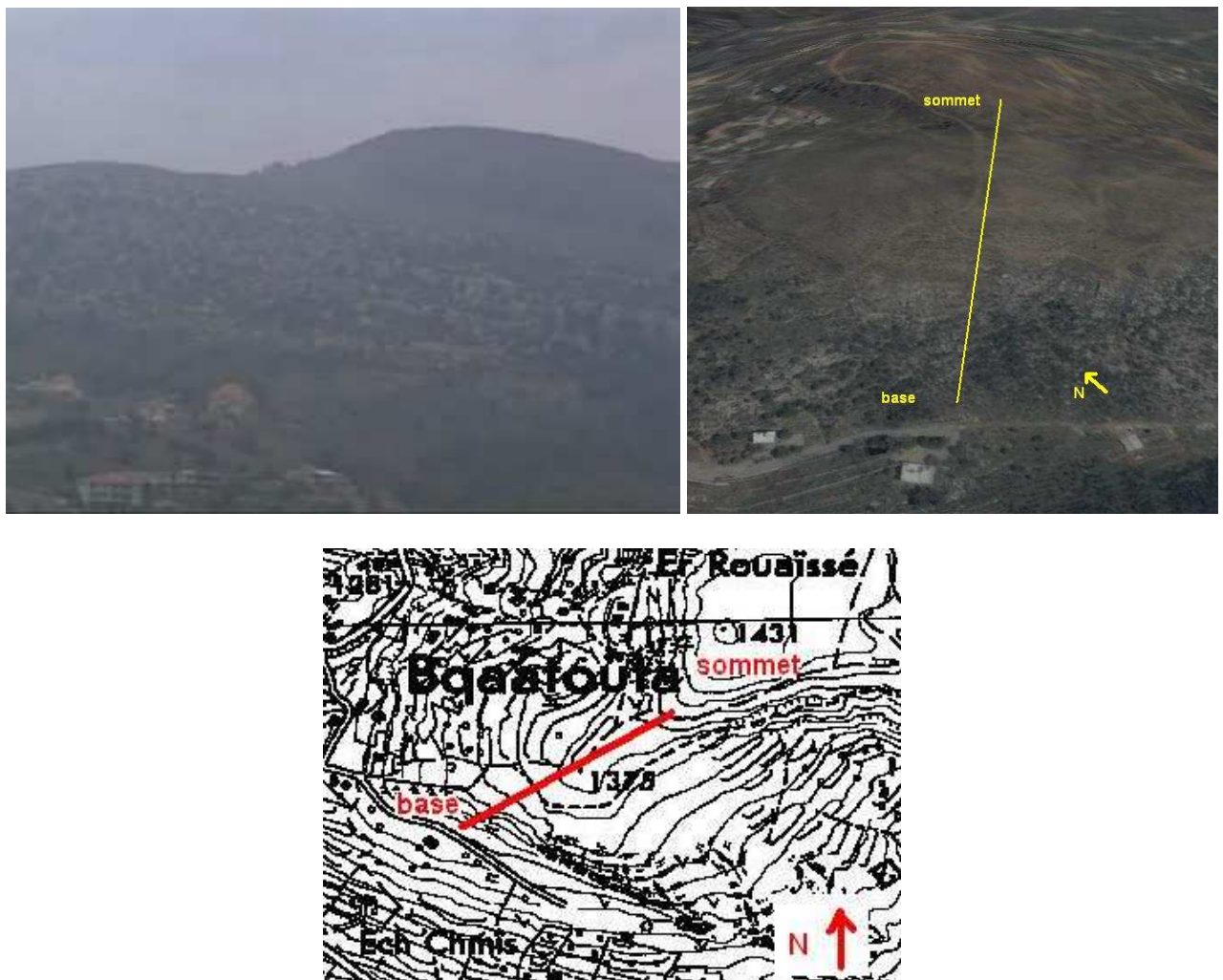


Figure 70 : Coupe d'El Qalaa.

vues de loin, vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique (extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

Le banc suivant, semble moins bioturbé, c'est un packstone massif de 2 m d'épaisseur dont le sommet contient des stromatoporidés, des lamellibranches et des nérinés associés à quelques *N. oolithica* et *Lenticularis sp.*.

Un banc de 4 m d'épaisseur poursuit la série. C'est un pel-packstone en partie dolomitisé en son milieu. Cette micrite massive est très riche en microfossiles dont *Actinoporella krymensis* (*Ac. krymensis* ; ALTH), *N. oolithica*, *Salpingoporella annulata* (*S. annulata* ; CAROZZI 1953) *P. sphaeroïdalis*, *Po. incrustata*, *Valvulina sp.*, *Clypenia sp.* et débris de *Heteroporella lemmensis* (*H. lemmensis* ; BERNIER 1971 ; fig. 71 e). Au-dessus, 2 m d'une pelmicrite relativement azoïque (seuls quelques échinodermes sont observables) est recouverte par 20 cm d'un niveau « rognoneux » riche en échinodermes, gastéropodes et microfossiles : *A. jaccardi*, *Epistoma sp.* ROEMER, *R. chouberti*, *Trocholina sp.* PAALZOW 1922, *P. ampullaceas*, *Involutina af. liasica* (*I. af. liasica* ; JONES ; fig. 71 f), *N. oolithica*.

Cet ensemble est suivi de 7 mètres de bancs massifs à passées siliceuses et riches en stromatoporidés (fig. 72 b, unité ha). Ils gardent ce microfaciès de pel-packstone où parfois se différencient quelques éléments micritiques subarrondis plus gros (200 à 500 µm) entre les fragments d'échinodermes, de lamellibranches, d'algues (*P. ampulacea*, dasycladales) et *N. oolithica* et *N. circularis*.

Au-dessus, dans 9 m de niveaux plus marneux (fig. 73 b, unité hb et fig. 71 h & i) s'intercale un horizon de 2 m de micrite « rognoneuse » de composition similaire aux bancs précédents qui se poursuit au-dessus du hiatus pendant 5 mètres. Dans ces derniers niveaux, remarquons la présence de stromatoporidés noyés dans ce pel-mudstone à faune identique à celle du dessous.

A l'issu de cet ensemble relativement monotone de 45 m d'épaisseur, une variation notable de l'énergie est enregistrée dans cette zone puisque, sur 1,5 m, un banc massif de grainstone à graincoateds à la base s'enrichissant en oolithes au sommet s'observe (figs. 71 j à l et 73b, unité hc). Il est riche en *P. ampullacea*, en débris de lamellibranches, d'échinodermes et de brachiopodes. Notons cependant que la matrice est plus sparitique à la base qu'au sommet.

Au-dessus, l'instabilité se poursuit par 11 m d'alternances de marnes et 4 bancs de calcaires stratocroissants (de 20 à 80 cm, figs. 71 m et 73 b, unité hd). Ces carbonates sont constitués, dans les niveaux inférieurs, par un packstone à *P. ampullacea* (fig. 71 n), spicules et fragments échinodermes ; dans les niveaux supérieurs par des grainstones à graincoateds, oolithes et *P. ampullacea*, lamellibranches, dasycladales et brachiopodes. Ces 4 bancs sont relativement pauvres en foraminifères et ne contiennent que quelques rares *Trocholina sp.* (fig. 71 o). Cette série négative nous mène vers l'émersion.

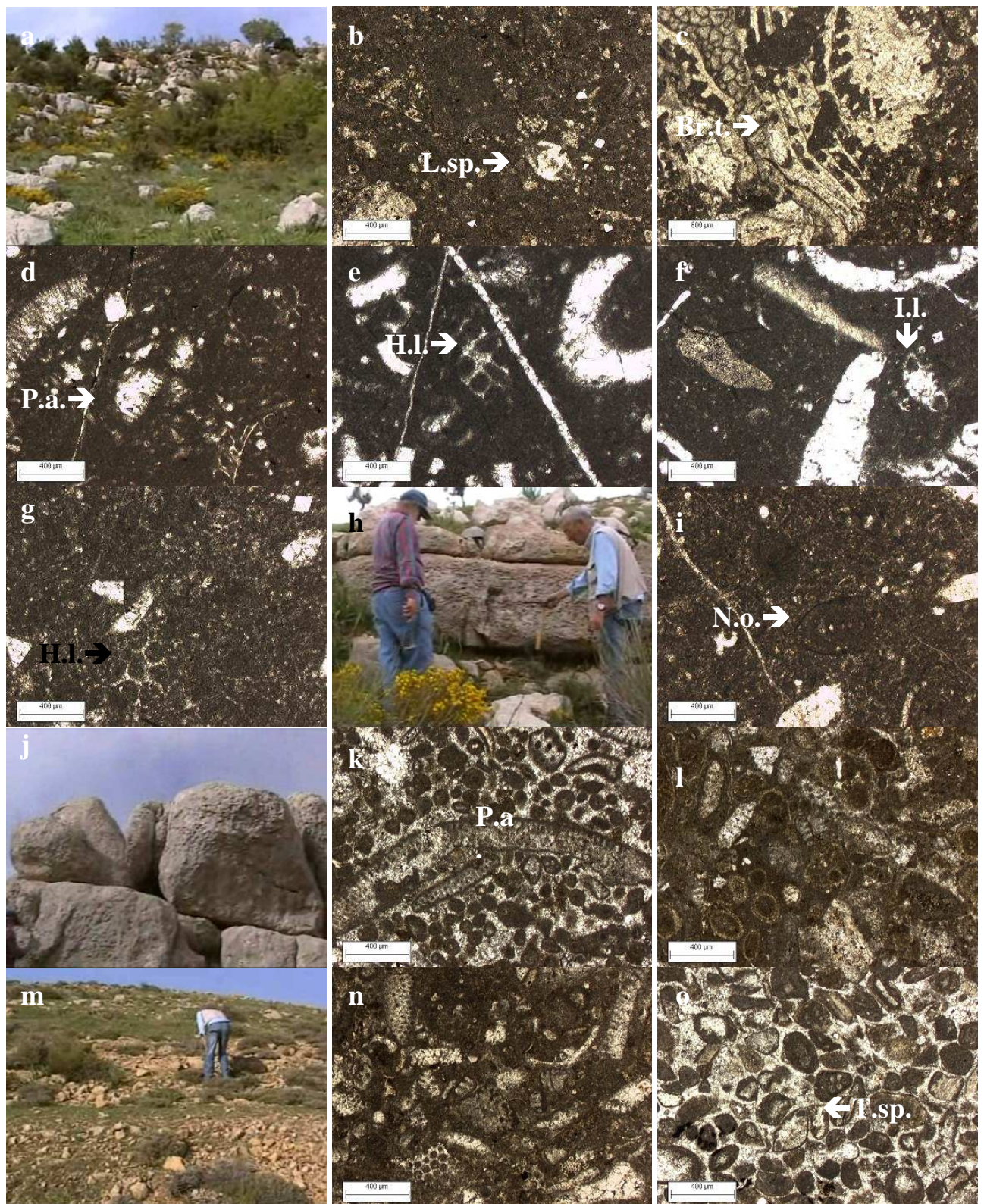


Figure 71. Affleurement et lames minces de la coupe d'El Qalaa.

a à c : affleurement et lames minces de la base de la coupe, micrite à *Lenticularis sp.* (L.sp.) *Bu. trinorchii* (Bu.t.) ; d : bancs « rognoneux » à *P. ampullaceas* (P.a.) ; e & f : lames minces de pel-packstone à *H. lemmensis* (H.l.) et *I. af. lisaica* (I. l.) ; g : lame mince du pel-packstone de l'unité ha ; h & i : affleurement et lame mince de pel-packstone de l'unité hb (N.o. : *N. oolithica*) ; j à l : affleurement et lames minces du grainstone de l'unité hc ; m à o : affleurement et lame mince des packstones et grainstones de l'unité hd (T. sp. : *Trocholina sp.*)

Coiffant cette alternance, 3 m de calcaire oolithique et sub-récifal se déposent (fig. 73b, unité he). Ces petits bancs réguliers de 40 cm d'épaisseur présentent des enrichissements localisés en crinoïdes, en térébratules et rhynchonelles (figs. 72 a & b), mais la microfaune est pauvre et peu diversifiée (*Lenticulina sp.* (fig. 72 c), *Valvulina sp.*). Les éléments figurés présentent une cimentation vadose, ce qui souligne la très faible épaisseur d'eau lors de leur formation.

Le banc sommital est riche en fer (figs. 72 d & 73 b, unité hf) et l'on retrouve à sa surface des passées de grès dans les oolithes. Les quartz sont assez anguleux, de petite taille (10 à 50 µm) et inclus dans une micrite ferrugineuse à nodules (fig. 72 e). Le banc de grès qui recouvre cette coupe est très développé, il contient du bois flotté et présente par endroit une stratification entrecroisée (fig. 72 f).

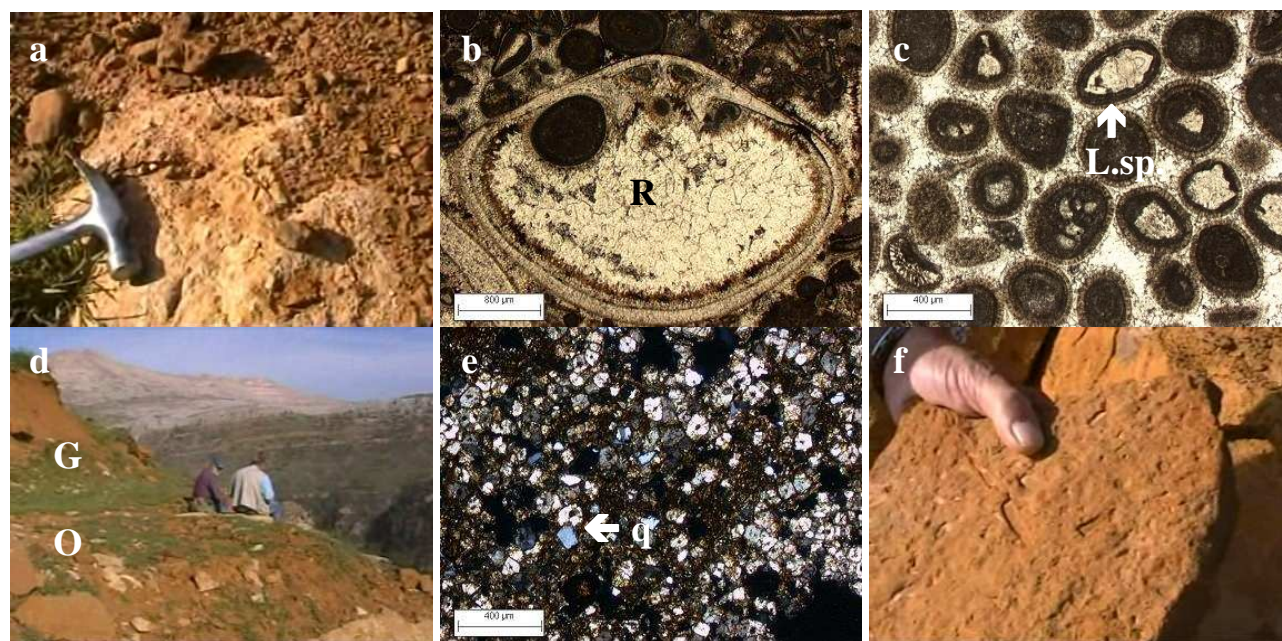


Figure 72 : Affleurement et lames minces des échantillons du sommet de la coupe d'El Qaala.

a & b : affleurement et lame mince du grainstone à rhynchonelles (r) et fer unité he, c : lame mince de calcaire oolithique à *Lenticulina sp.* (L.sp.) ; d : affleurement du contact entre les oolithes (O) et le grès (G) ; e : lame mince d'une passée de grès dans le calcaire (q : quartz); f : grès à bois flotté.

Cette coupe relativement monotone à la base, ne présente pas de volcanisme, et les signes d'une activité tectonique ne sont fournis que par les manifestations rythmiques de variations bathymétriques : approfondissements marneux et tendances à l'émergence dans les faciès agités. L'importante subsidence montre néanmoins que la zone est sensible aux instabilités contemporaines de la région. A l'arrivée des grès cette localité est restée immergée puisque ceux-ci sont intégrés à la sédimentation sub-récifale.

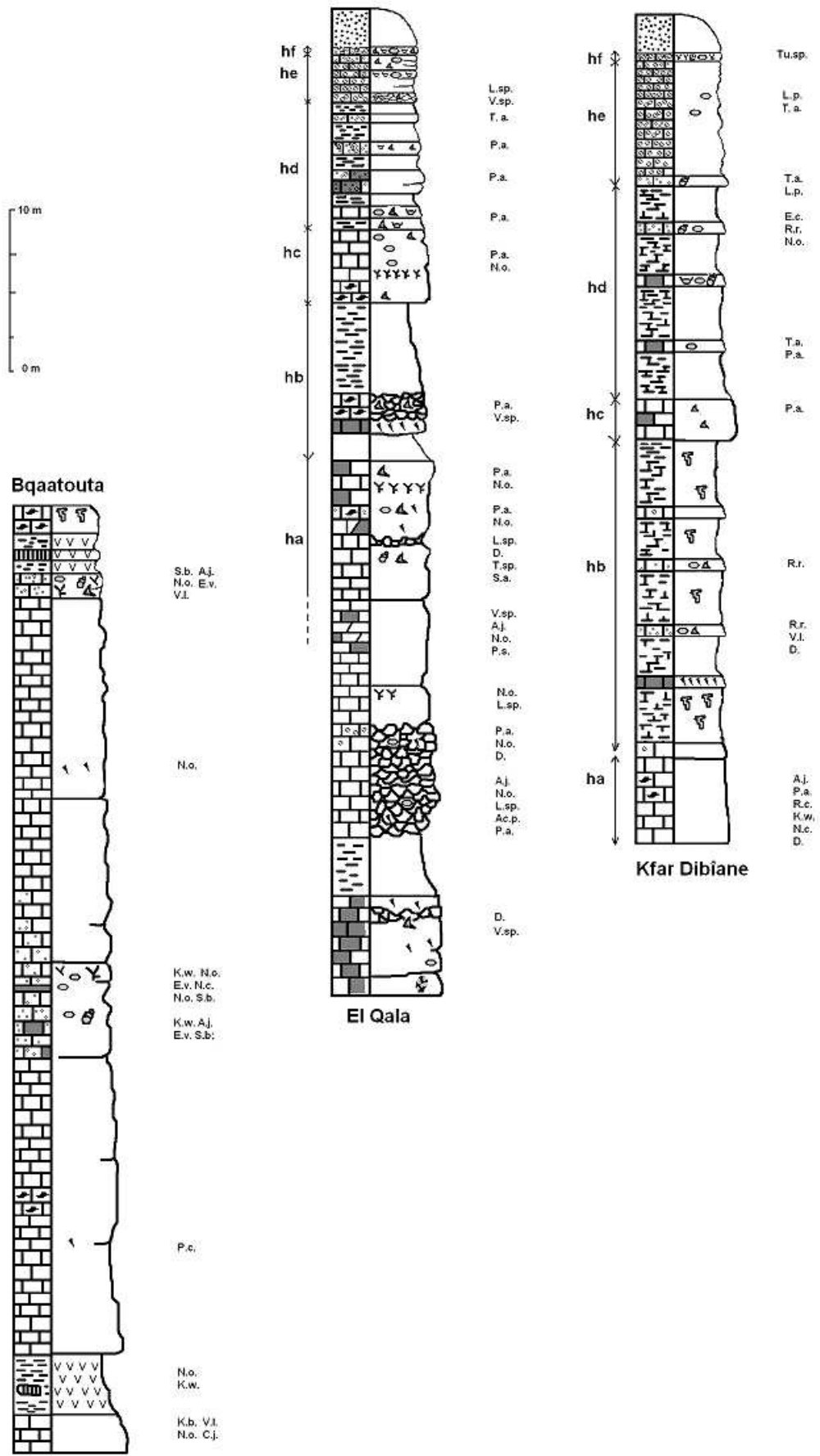


Figure 73 : Logs des coupes de Bqaatouta, d'El Qala et de Kfar Dibiane.

La coupe de Bqaatouta Ouest a été levée (33°58'27,82''N, 35°46'01,88'' E, entre 1199 et 1135 m d'altitude) sur le flanc Nord d'un compartiment limité par une faille (fig. 74). Cette coupe d'une soixantaine de mètres d'épaisseur prolonge la base de la coupe d'El Qaala (fig. 73).

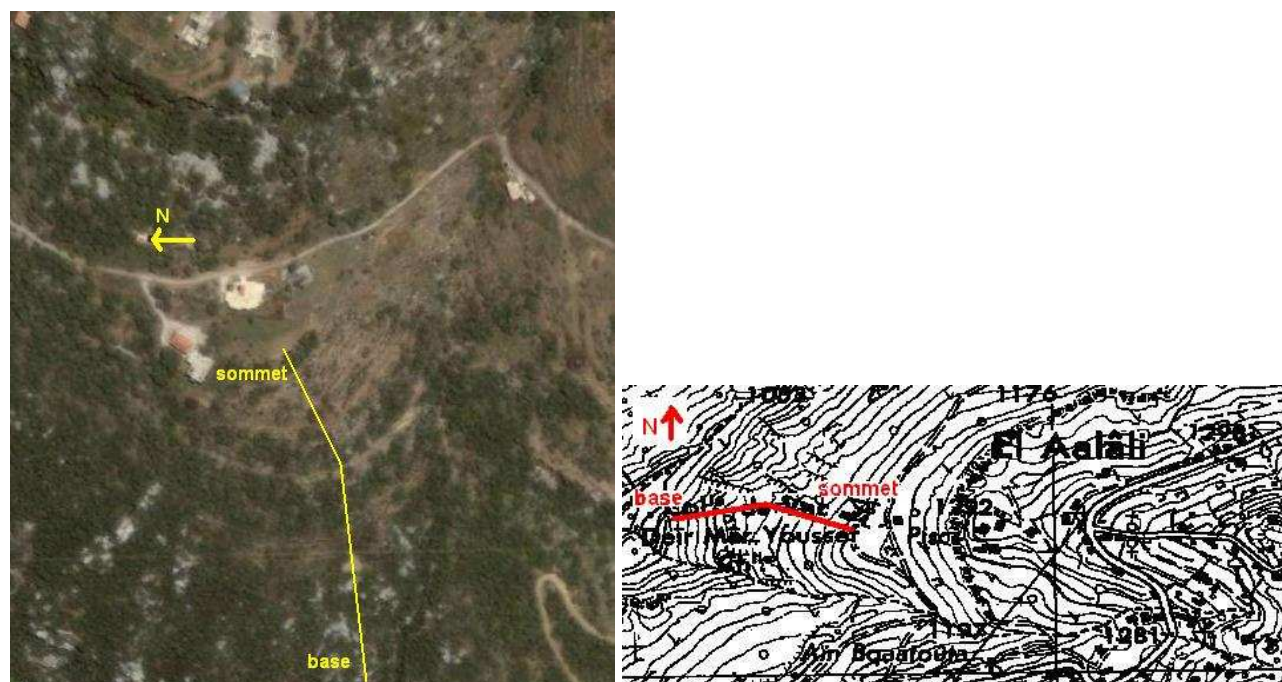


Figure 74 : Coupe de Bqaatouta

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

Elle débute par un packstone (fig. 75 a) à *K. blancheti*, *V. longeoni*, *N. oolithica*, *C. jurassica* (fig. 75 b). Ce niveau est recouvert par un événement volcano-sédimentaire gris-vert (fig. 75 c). L'émission volcanique est de faciès mandelstein ce qui signe une émission sub-aquatique de la lave. Ainsi, des particules de lave altérée baignent dans une micrite à fragments d'échinodermes, *K. blancheti*, *K. wellingsi*, *N. oolithica* (figs. 75 d à f).

Quatorze mètres d'une micrite blanche et homogène recouvrent cette formation magmatique. Ce mudstone est pauvre en organismes ; notons la présence de *P. complana* associé à des spicules. Ce banc recèle un niveau riche en silex.

La coupe se poursuit par vingt mètres d'une succession de bancs métriques à la base et au sommet ou massifs (7 m) dans la partie centrale. Cet ensemble est constitué d'un grainstone alternant avec un packstone à graincoateds (fig. 75 g). La faune est riche et diversifiée. Dans la microfaune on reconnaît dans toute l'épaisseur de cet ensemble : *E. virculiana*, *N. oolithica* et *circularis*, *S. Beydouni*, *A. jaccardi*, *K. wellingsi*, *V. longeoni*. Concernant les organismes de plus grande taille, des nérinés et des lamellibranches (fig. 75 h) sont observables à la base de cette unité très riche en algues encroûtantes et en échinodermes.

A deux reprises on y distingue des bancs riches en coraux (fig. 75 i) et algues silicifiées.

Au-dessus de cet ensemble, à tendance sub-récifale, agité et bien oxygéné, un épais dépôt bruns (10 m) d'argiles volcaniques jurassiques rompt la sédimentation (figs. 75 j à l). Ces basaltes sont recoupés par d'autres d'âge plio-quadernaires.

La formation magmatique est recouverte à son tour par un banc de micrite à silex, riche en terriers silicifiés. A nouveaux des argiles volcaniques couvrent ce calcaire sur plusieurs dizaines de mètres.

Cette zone qui apparaît assez calme au niveau de la sédimentation, est cependant, riche en signes d'activités magmatiques. Le long de cette faille, dont nous proposons un prolongement non carté (F2 ; fig. 65) ont été émis, au moins à quatre reprises, des productions volcaniques, dont deux sont interstratifiés au sein des calcaires du Jurassique supérieur puis du Jurassique terminal. Ce magmatisme est couplé à une importante subsidence qui a permis ces fortes accumulations de sédiments.



Figure 75 : Affleurements et lames minces de la coupe de Bqaatouta.

a & b : affleurement et lame mince du packstone à *C. jurassica* (C.j.) ; c à f : affleurement et lames minces du niveau volcano-détritique à échinodermes (E), *K. wellingsi* (K.w.) et lave altérée (La) ; g : lame mince du grainstone à *N. oolithica* (N.o.) et *K. wellingsi* (K.w.) ; h & i : affleurement des micrites à lamellibranches (L) et coraux (C) ; j : affleurement des micrites à silex ; k & l : affleurement et lame mince des argiles volcaniques Jurassiques.

A la sortie Nord-Est de Kfar Dibiâne face à la commune de Hadjel (fig. 65, 34°00'06,34'' N, 35°47'40,53'' E, 1450 à 1349 m) une autre coupe à été levée au niveau du contact entre les calcaires et les grès (fig. 76).

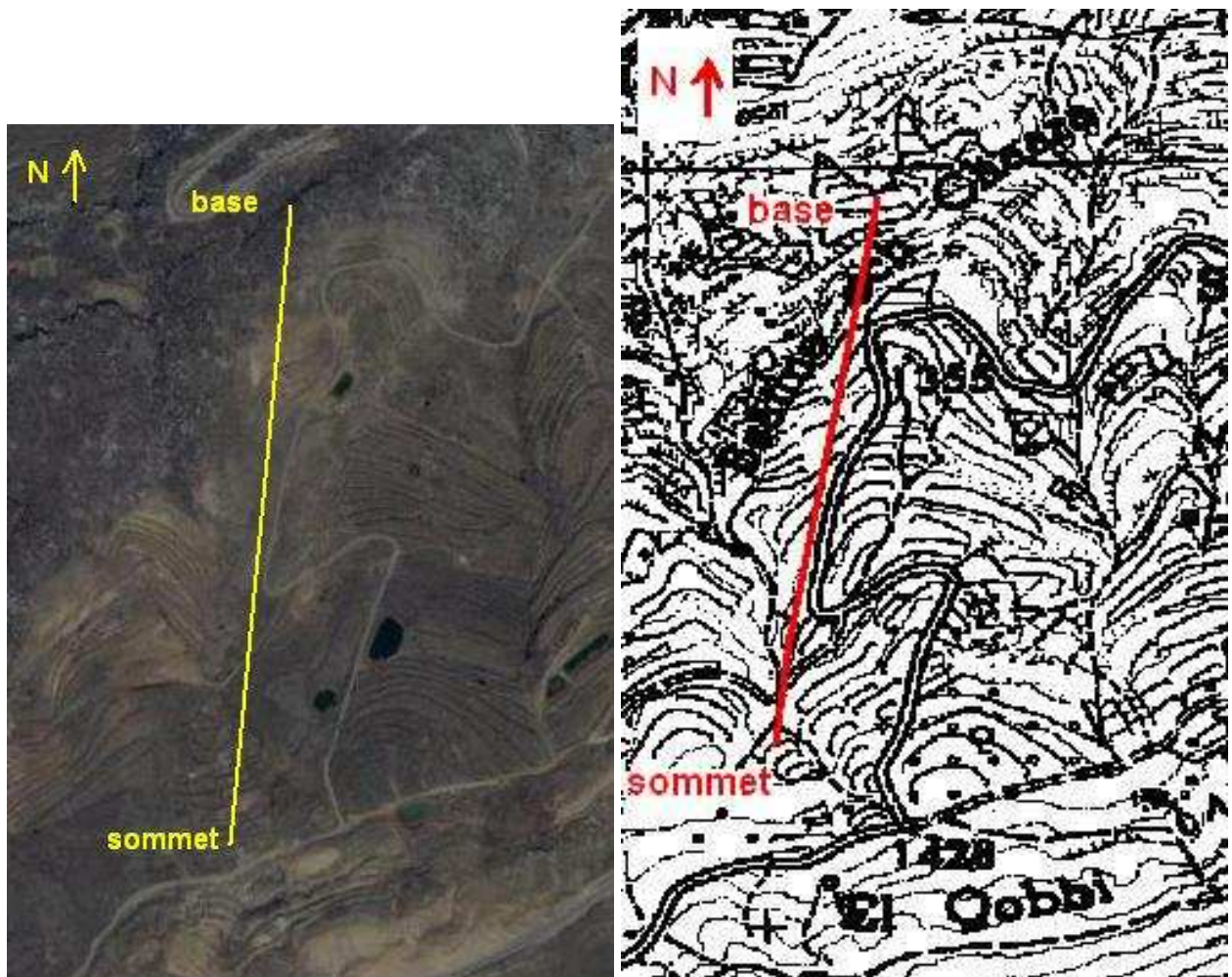


Figure 76 : Coupe de Kfar Dibiâne.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

La base de la coupe est un mudstone-packstone à silex, spicules, *N. circularis*, *K. wellingsi*, *R. chouberty*, *P. ampulaceas*, *A. jaccardi*, et fragments de dasycladales (figs. 73 unité ha & 77 a). Elle est recouverte par une alternance de 15 m de bancs de marnes à terriers et d'argiles (fig. 73 unité hb), entrecoupés de niveaux carbonatés d'épaisseur décimétrique constitués de pelmicrites à spicules passant à des graincoateds à algues, échinodermes, lamellibranches, dasycladales, *Riyadhella regularis* (*R. regularis* REDMOND 1965) et *V. longeonii* (fig. 77 b) puis, vers le sommet, à des packstones oolithiques à algues, radioles et petits nodules de fer (fig. 77 c). Un banc de 2 m d'épaisseur (fig. 73 unité hc) interrompt momentanément cette alternance marno-calcaire, par un dépôt de pelmicrite-mudstone à algues (*P. ampulaceas*) lamellibranches et spicules (fig. 77d).

Une nouvelle série d'alternances marno-calcaires (fig. 73 unité hd) d'une dizaine de mètres, à niveaux marneux riches en terriers, présente des bancs carbonatés témoins d'une bathymétrie plus faible. Les trois premiers bancs sont un pel-packstones riche en *E. controla*, *P. ampulaceas* et *Trocholina alpina* (*T. alpina* LEUPOLD 1936), et en gastéropodes (fig. 77 e). Les trois bancs suivants sont des grainstones à graincoateds (fig. 77 f) et oolithes plus ou moins remaniés dans lesquels nous observons la présence de *E. contorta*, *R. regularis*, *N. oolithica*, échinodermes et gastéropodes. Le milieu devient plus agité et voit se déposer pour conclure la série un très beau calcaire oolithique à algues, entroques, *Trocholina sp.* et *Lenticulina prima* (*L. prima* ; d'Orbigny ; fig. 77 g).

Le dernier banc coiffant la série avant le dépôt d'un grès franc correspond à l'arrivée des grains de quartz dans un calcaire sub-récifal riche en fer (fig. 73 unité hf ; figs. 77 h & i). Il contient des débris remaniés, des oolithes à tendance ferrugineuse, des fragments de coraux, échinodermes, éponges. Notons la présence du stromatoporidé jurassique *Shuqraia heybroki* (*Sh. heybroki* HUDSON 1954), de *Lithothamnium primitiva* (*Li. Primitiva* JOHNSON) et de *Tunispiroïde sp.*.

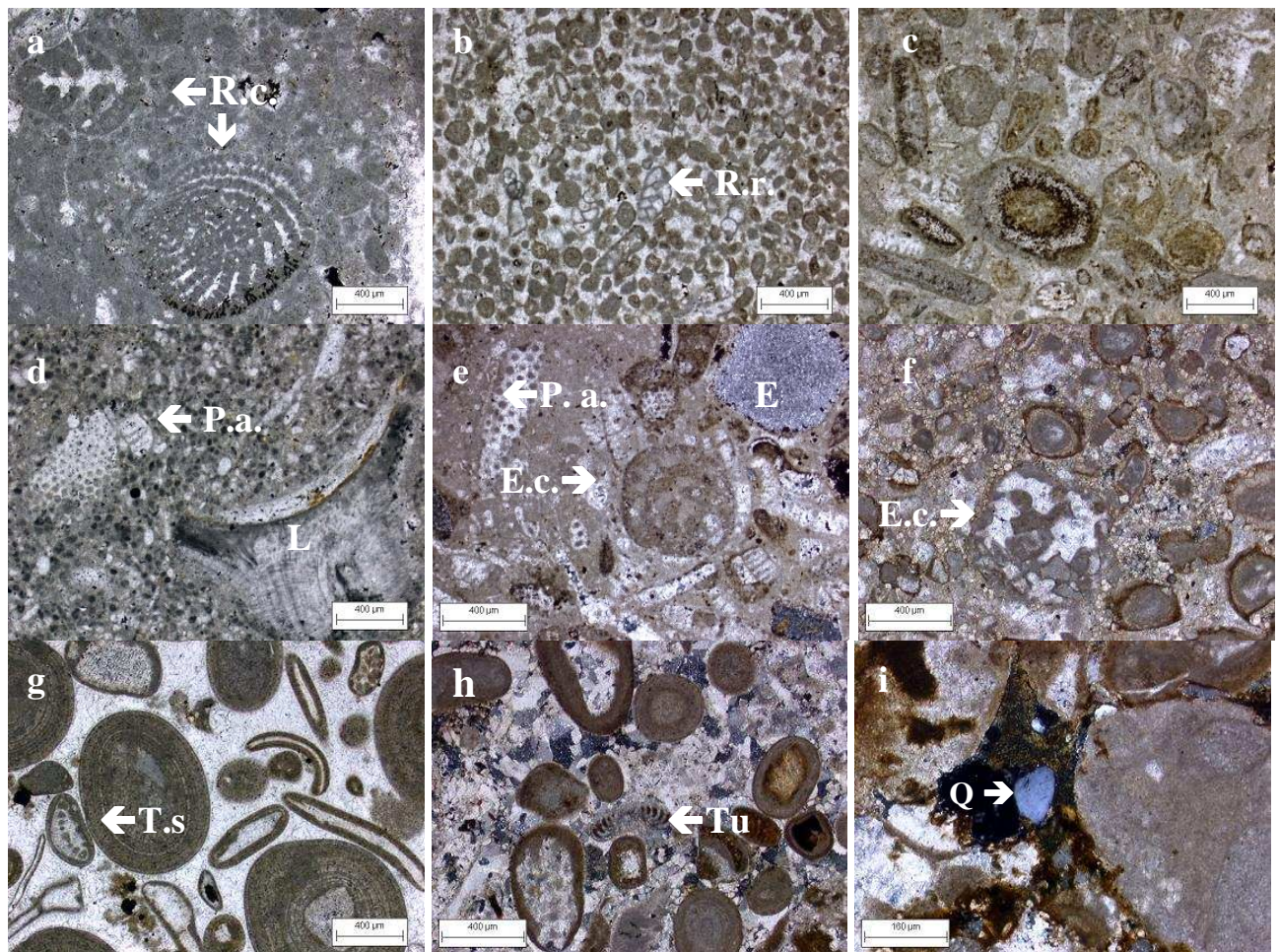


Figure 77 : Lames minces de Kfar Dibiâne.

a : packstone à silex (*R.c.* : *R. chouberti*), b : grainstone à graincoateds ferrugineux (*R.r.* : *R. regularis*), c : packstone oolithifère, d : pelmicrite à algues (L : lamellibranche, *P.a.* : *P. ampullaceas*), e : pel-packstone (E : échinoderme, *E.c.* : *E. controla*, *P.a.* : *P. ampullaceas*), f : grainstone à graincoated ferrugineux (*E.c.* : *E. controla*), g : calcaire oolithique (*T. sp.* : *Trocholina sp.*), h et g : dernier niveau avant le grès (*Tu* : *Tunispiroïde*, Q : quartz).

L'échantillonnage dans cette zone nous montre une grande similitude des dépôts et de leur rythmicité avec ceux du sommet de la coupe Qalaa ; les mêmes unités se retrouvent corrélées le long de la coupe (fig. 78). Cependant de petites variations latérales sont observables sur ces deux zones situées de part et d'autre de l'actuelle faille Est Nord-Est/Ouest Sud-Ouest (fig. 65) ; cette faille relie le Jabal Kesrouâne en passant au sud de Kfar Dibiâne et rejoint la côte au sud de Jounié (elle n'est pas cartée dans le jurassique du cœur de la zone de Qartaba).

Ainsi l'unité hb (fig. 78) est moins épaisse à El Qalaa puisque des niveaux « rognoneux » correspondent aux épais bancs de marnes (2 à 3 m épaisseurs) de Kfar Dibiâne. Cette absence de dépôt à El Qalaa signe probablement la présence d'un haut fond balayé par des courants alors qu'à Kfar Dibiâne un milieu protégé (profond) permet le dépôt d'une importante quantité d'argiles.

Remarquons que cette fraction argileuse peut avoir pour origine l'altération de calcaires exondés et karstifiés d'une région voisine et que compte tenu de son épaisseur, on peut envisager l'émersion de vastes zones proches géographiquement (Nader & Swennen, 2004a) à cette période.

En revanche l'unité hc est plus épaisse à El Qalaa, ce dépôt à tendance sub-récifal ne s'est pas mis en place à Kfar Dibiâne qui semble être resté plus profond. L'unité hd occupe à peu près le même volume d'alternances de marnes et de bancs calcaires qui conduit, dans un cas comme dans l'autre, chaque zone à la mise en place d'un milieu subrécifal (unité he). Ce milieu agité est nettement plus subsident à Kfar Dibiâne (plus de 2 fois plus épais).

Le sommet de ces unités est quasiment identique et voit l'arrivée progressive des grès accompagnés de produits d'altérations de latérites proches dans l'environnement subrécifal.

Les variations latérales sont corrélables avec un comportement tectoniquement différent et parfois alterné de ces deux unités. La faille Kesrouâne-Jounié sud étant certainement responsable de ce phénomène, elle date donc au moins du Jurassique.

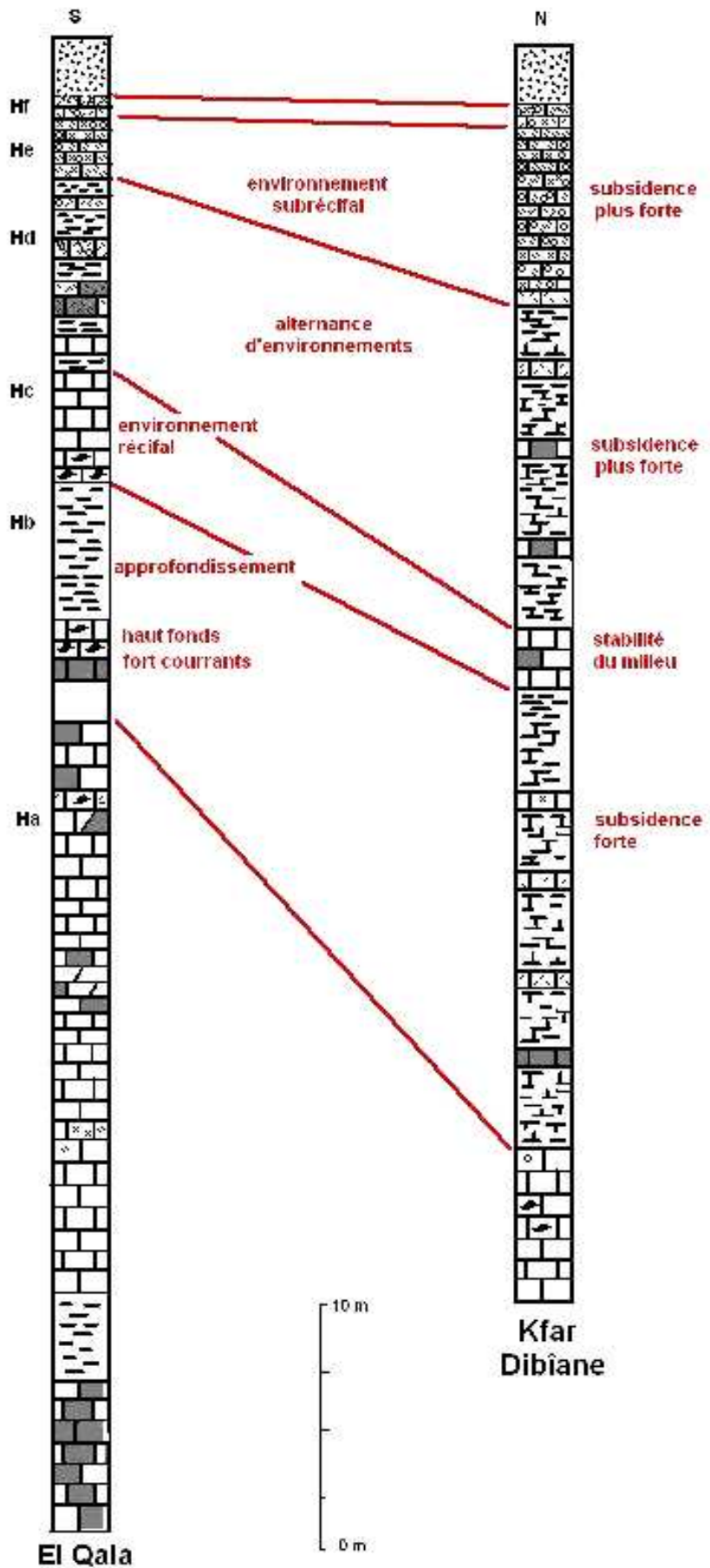


Figure 78 : Synthèse interprétative des coupes d'El Qalaa et de Kfar Dibiane

Le centre de la zone des Qadaas Sud est occupé par de petits îlots gréseux particulièrement urbanisés. Il est, par conséquent difficile d'échantillonner en continu les calcaires et leur couverture. Les autres équipes qui ont travaillé ici se sont cantonnées à l'étude de la zone comprise entre Bikfaya et Douhour Ech Chouer. Nous avons donc procédé à des levés proches mais plus au Sud et à l'Est (fig. 65).

Ainsi, la première coupe a été réalisée à la sortie du village de Ed Douar près du terrain de sport (33°53'57,15''N - 35°41'41,90''E ; entre 988 et 1069 m d'altitude, figs. 65 & 79). Cette coupe d'environ 80 m d'épaisseur débute dans les calcaires blancs, massifs du Kimméridgien et monte jusque dans les grès (fig. 82 a).

Elle débute sous la route, près d'un garage (fig. 80 a), par les derniers mètres d'un calcaire de type mudstone où les rares éléments figurés sont des coquilles de lamellibranches et des fragments de *P. ampullaceas* (fig. 80 b). Au-dessus de la route de petits bancs (20-30 cm) sont superposés sur 2,5 m. Ils sont constitués d'un calcaire de microfaciès packstone à pellets, graincoateds et *P. ampullaceas* et *A. powersi* (Fig. 80 c).

Après un hiatus d'échantillonnage d'une vingtaine de mètres, on observe les bancs suivants (fig. 80 d). Ils sont composés d'un calcaire oolithique jaune à ocre, à bryozoaires, échinodermes ; relativement dépourvu de foraminifères, mais traversé par d'innombrables terriers (skolitos : fig. 80 e). La profondeur des terriers (Tucker & Wright, 1990) et la couleur du calcaire soulignent une bonne oxygénation du milieu sous une faible tranche d'eau. On observe par endroits de petits nodules de fer.

Un affleurement plus marneux (3 m) lui succède et signe la diminution de l'énergie du système que l'on peut relier à un approfondissement.

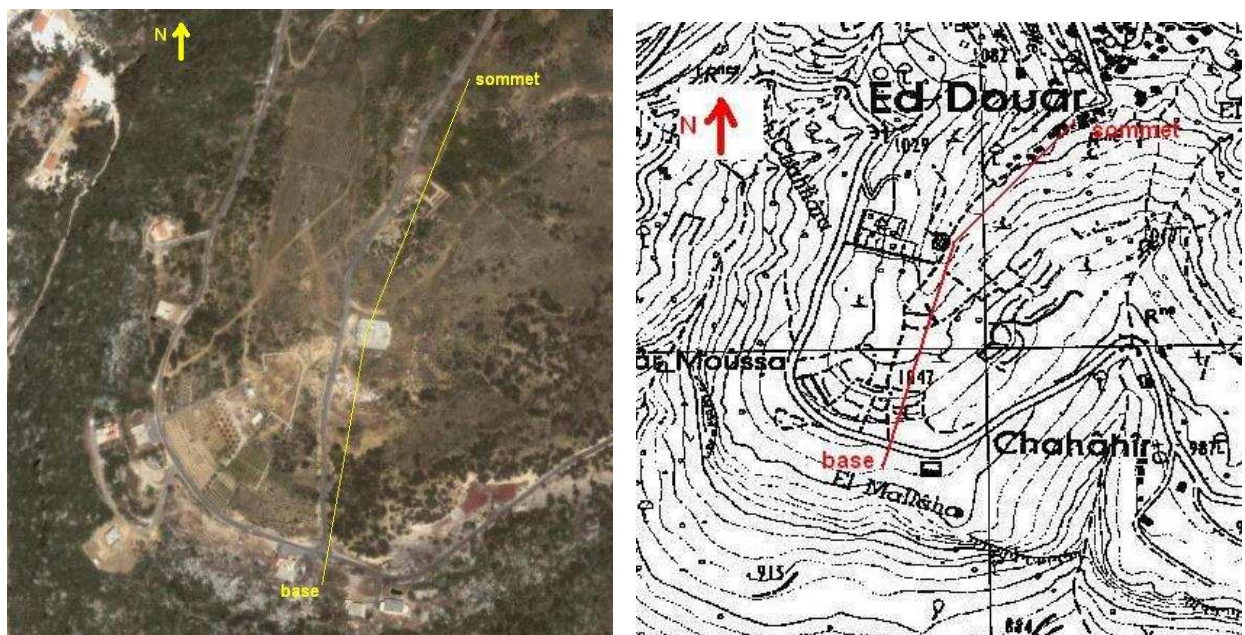


Figure 79 : Coupe de Ed Douar.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

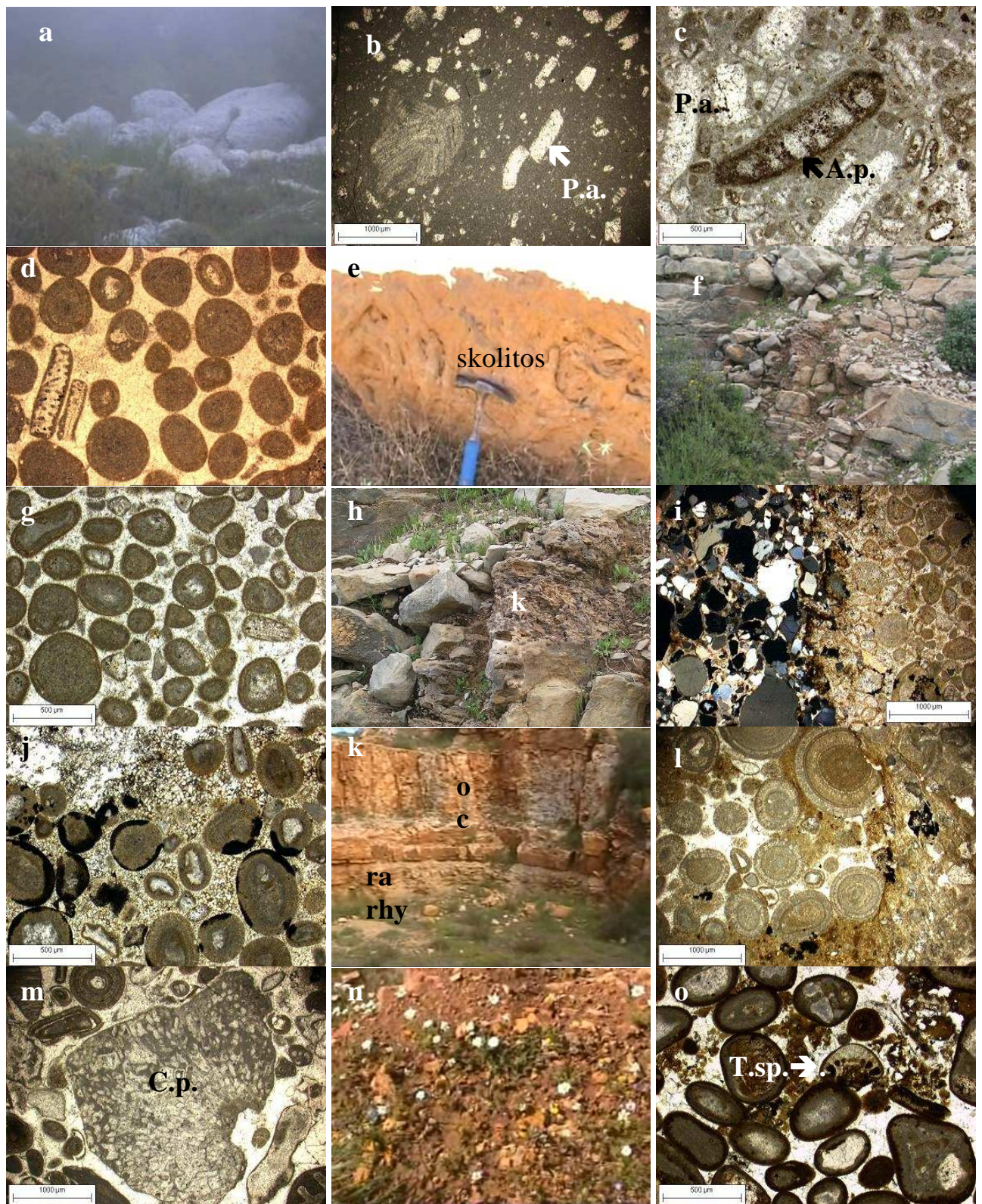


Figure 80 : Affleurements et lames minces de la coupe d'Ed Douar.

a & b : mudstone de la base de la coupe à *P. ampullaceas* (P.a.), c : packstone à pellet (P.a. : *P. ampullaceas*, A.p. : *A. powersi*) ; d & e : lame mince et affleurement des bancs d'oolithes à skolitos ; f à i ; affleurement et lames minces des bancs ravinants d'oolithes (o) karstés (k) à remplissage mixte ; j : lame mince d'oolithes ferrugineuses ; k : affleurement des bancs d'oolithes plus ou moins remaniées (rhy : rychonelle ; ra : aspect rognoneux ; c : crinoïdes ; o : oolithes) ; l : oolithe remaniée ; m : grainstone à *C. pieae* (C.p.) ; n & o : affleurement et lame mince grainstone rouge brique à *Trocholine. sp* (T. sp.).

Cependant la sédimentation carbonatée reprend et on observe à l’affleurement trois mètres de bancs réguliers (de 20 cm d’épaisseur ; fig. 80 f) d’aspect ravinant à leur base. Ce sont dans certains cas des grainstones à belles oolithes (semblables aux précédentes ; fig. 80 g) ; dans d’autres cas des des graincoateds à éléments remobilisés. Au sein desquels on y distingue des oolithes altérés, de nombreux fragments d’échinodermes et de lamellibranches. Cet ensemble présente une karstification (k ; fig. 80 h) et un remplissage par un grès (fig. 80 i) constitué de quartz de taille (rapport de 1 à 20) et de forme (circulaire à très anguleux) extrêmement variables ainsi que des restes végétaux. La matrice de ce remplissage gréseux est de nature carbonatée, sans doute liée à des mécanismes de dissolution-recristallisation de l’encaissant karstifié. Notons que cette matrice est assez ferrugineuse.

Latéralement et au-dessus, une brèche de calcaire à oolithes remaniées affleure, mais au niveau de la coupe un pierrier rend l’échantillonnage impossible sur 1,5 m. Au-dessus deux bancs (2 x 60 cm d’épaisseur) sont constitués d’un grainstone à oolithes, riches en oxydes de fer et dont les nucléus montrent une certaine diversité faunique (*N. circularis*, *Lenticulina sp.*, mollusques, échinodermes) et algair (C. *Piae*, *P. incrustata*). Le banc supérieur est recouvert par un placage de fer.

On peut supposer que le site a été porté à l’émersion et a reçu les oxydes de fer provenant d’une latérite proche (fig. 80 j). Cette modification bathymétrique n’a pas été définitive puisque le dépôt de fer est surmonté par un banc à rhynchonelles (rhy ; fig. 80 k). Il est constitué d’un grainstone à oolithes remaniés, riche en fer où l’on distingue des fragments de *Macroporella sp.* PIA 1912 et de gastéropodes ; le ciment sparitique est partiellement dolomitisé. Après ce nouveau signe d’instabilité, on observe une succession de petits bancs d’aspect « rognoneux » à algues encroûtantes (ra ; fig. 80 k). Ces bancs sont des packstones à oolithes, à graincoateds, à éponges, coraux, échinodermes, lamellibranches piégés dans une micrite. Dans ce milieu calme viennent se déposer des éléments produits sur un probable haut fond proche où l’énergie est plus forte.

Les deux bancs suivants sont ravinants à leur base (c ; fig. 80 k) et déposent une brèche d’éléments divers : remaniement des niveaux sous-jacents, débris d’algues calcaires, d’éponges, d’échinodermes, de lamellibranches, graincoateds ; les tests de foraminifères sont quasiment absents ou mal conservés. On remarque cependant une grande richesse en crinoïdes et en coraux (fig. 80 l). La matrice devient plus sparitique vers le sommet du banc et les éléments figurés (oolithes, remaniées ou non) bien que très abîmés sont de taille plus réduite qu’à la base de cet ensemble

Une période de calme tectonique permet le dépôt de 4 m (o ; fig. 80 k) de grainstones à oolithes et graincoateds où l’on observe *C. piae* (fig. 80 m), échinodermes, éponges, gastéropodes ; les foraminifères sont peu fréquents mais on souligne la présence de *Trocholina sp.*. Le sommet montre un enrichissement en fer et la présence de petits grains de quartz anguleux dans le ciment.

L’ensemble suivant correspond à une succession sur 3 m d’épaisseur de bancs où les éléments montrent une notable progradation vers le sud. C’est un calcaire très riche en fer contenant des oolithes remaniées (fig. 80 n) et des fragments encroûtés de gastéropodes, de lamellibranches, d’échinodermes et de quelques foraminifères ; notons à nouveau la présence de *Trocholina sp.* (fig. 80 o). Les grains de quartz sont plus fréquents, encroûtés et toujours très petits (fig. 81 a). Le sommet est un grainstone rouge brique constitué à nouveaux de produits remaniés (oolithes, intraclastes, fragments de coquilles...).

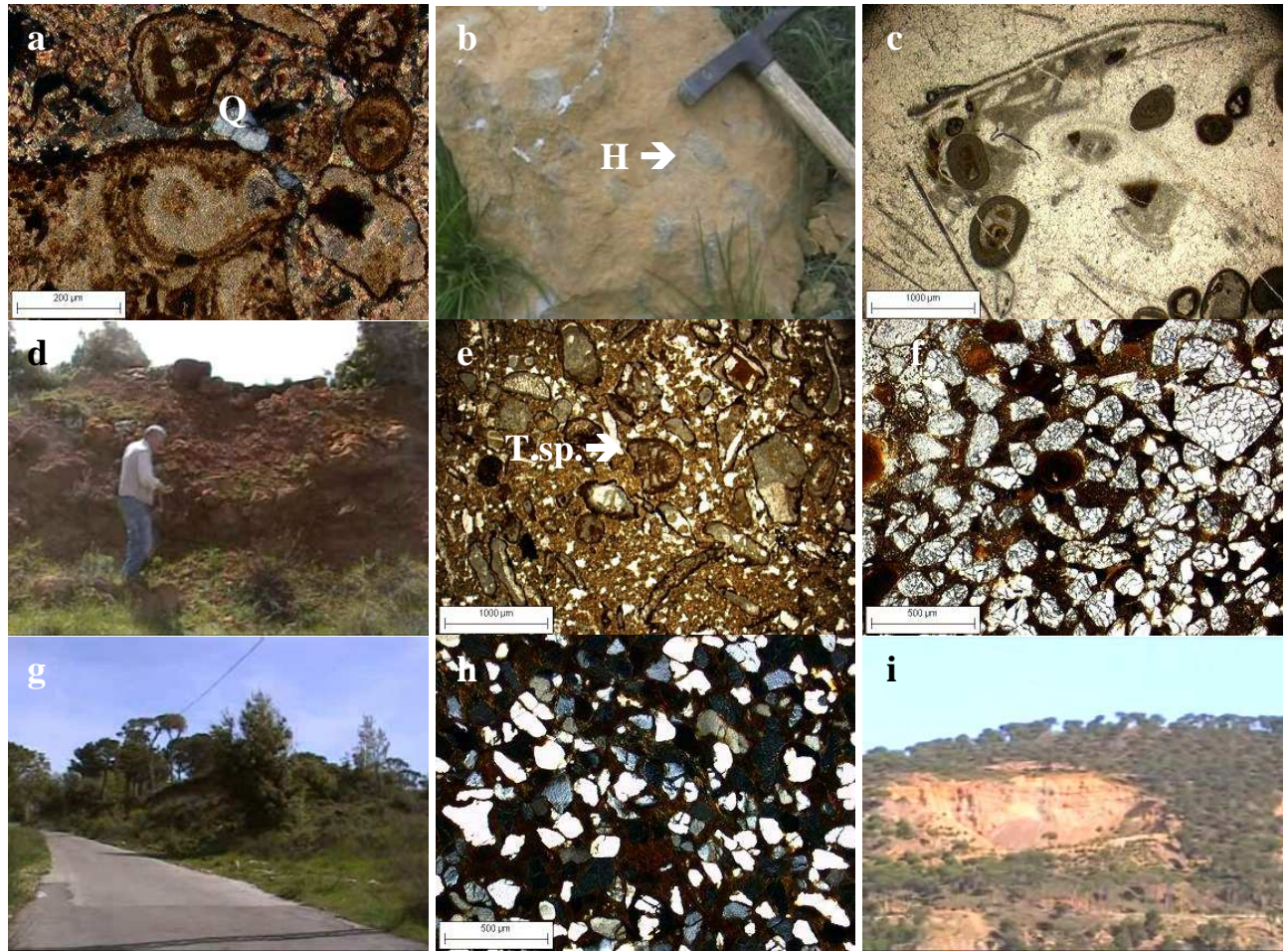


Figure 81 : Affleurement et lames minces du sommet de la coupe d'Ed Douar.

a : lame mince de la brèche à quartz (Q) ; b & c : affleurement et lame mince du banc à hexacoralliaire (H) ; d & e : affleurement et lame mince de la brèche ferrugineuse à *Trocholina sp.* (T.sp) ; f : lame mince du grès à grains de quartz fracturés ; g & h : affleurement et lame mince des grès sommitaux ; i : carrière dans les grès sommitaux.

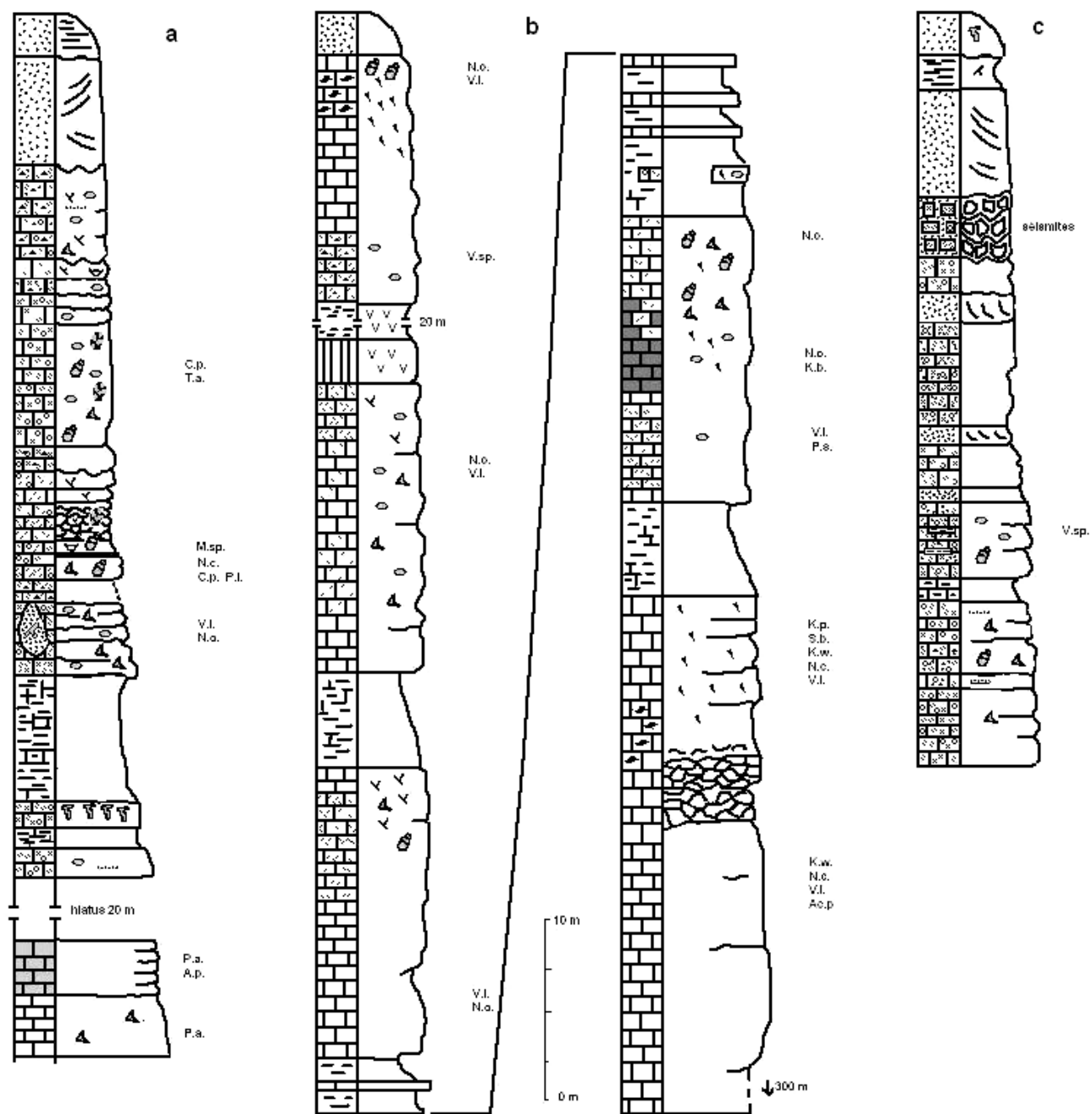


Figure 82. Logs des coupes d'Ed Douar (a), de Zaraqoûn (b) et d'Ain Es-Safsaf (c)

Après cette nouvelle phase d'effondrement-remplissage du système, on observe un banc de 40 cm d'épaisseur, à hexacoralliaires recristallisés où sont piégés, entre les ramifications, quelques oolithes et brachiopodes (figs. 81 b & c). Cette transition plus calme tectoniquement est rompue par l'arrivée massive (4 m) et brutale (surface ravinante) d'une brèche ferrugineuse remaniant notamment des oolithes non consolidées, des endoclastes de micrite (fig. 81 d), des fragments de coraux, des radioles d'oursins, *Trocholina sp.* (fig. 81 e) et quelques grains de quartz (fig. 81 e).

Le tout est recouvert par 6 mètres de grès aux quartz ferrugineux extrêmement hétérogènes en tailles et formes, mais quasiment tous marqués par des signes de compression (broyage). On peut envisager une origine identique aux très petits quartz anguleux retrouvés dans les micrites précédentes (fig. 81 f). Cependant, le dernier banc échantillonné correspond à un grès assez homogène à stratification horizontale (fig. 81 g) à petits grains de quartz anguleux (100 à 250 μm) soudés par une matrice ferrugineuse (fig. 81 h). Il se poursuit dans les carrières observées aux abords de ce site (fig. 81 i). Le haut de cette coupe signe donc la fermeture du système et l'émersion de la région.

Cette coupe nous montre que nous nous situons dans un environnement tectoniquement actif : on dénombre environ cinq effondrements majeurs où viennent s'accumuler des dépôts remaniant les produits alentours. Entre ces périodes de forte activité, le calme conduit à des faciès de plate-formes carbonatées oolithogènes. Le niveau de la mer est donc assez bas et le fond arrive parfois à l'émersion. La présence de petits grains de quartz dans le remobilisa souligne que le rivage n'était certainement pas éloigné. Aucune manifestation magmatique n'apparaît dans cette zone.

La seconde coupe a été effectuée près de la commune de Zарааоûн (33°53'38,88''N - 35°42'15,89''E, entre les altitudes de 740 et 960 mètres, figs. 65 & 83). Cette coupe de 200 mètres débute à sa base par le sommet d'un banc très épais (plusieurs dizaines de mètres) parfois dolomitisé (Fig. 82 b).

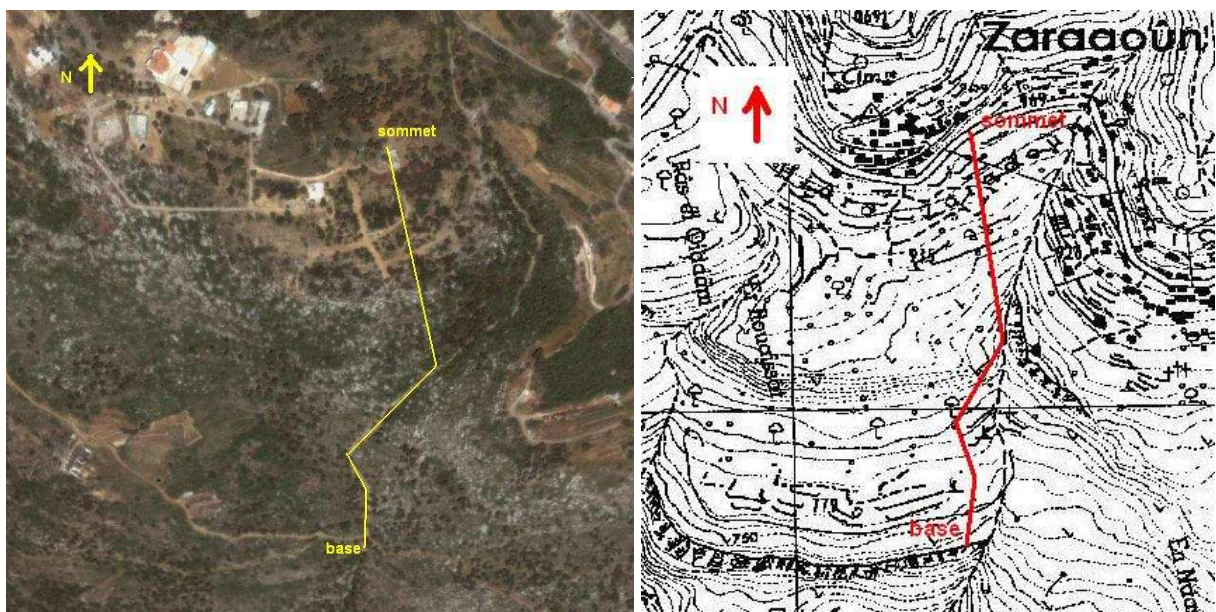


Figure 83 : Coupe de Zарааоûн

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

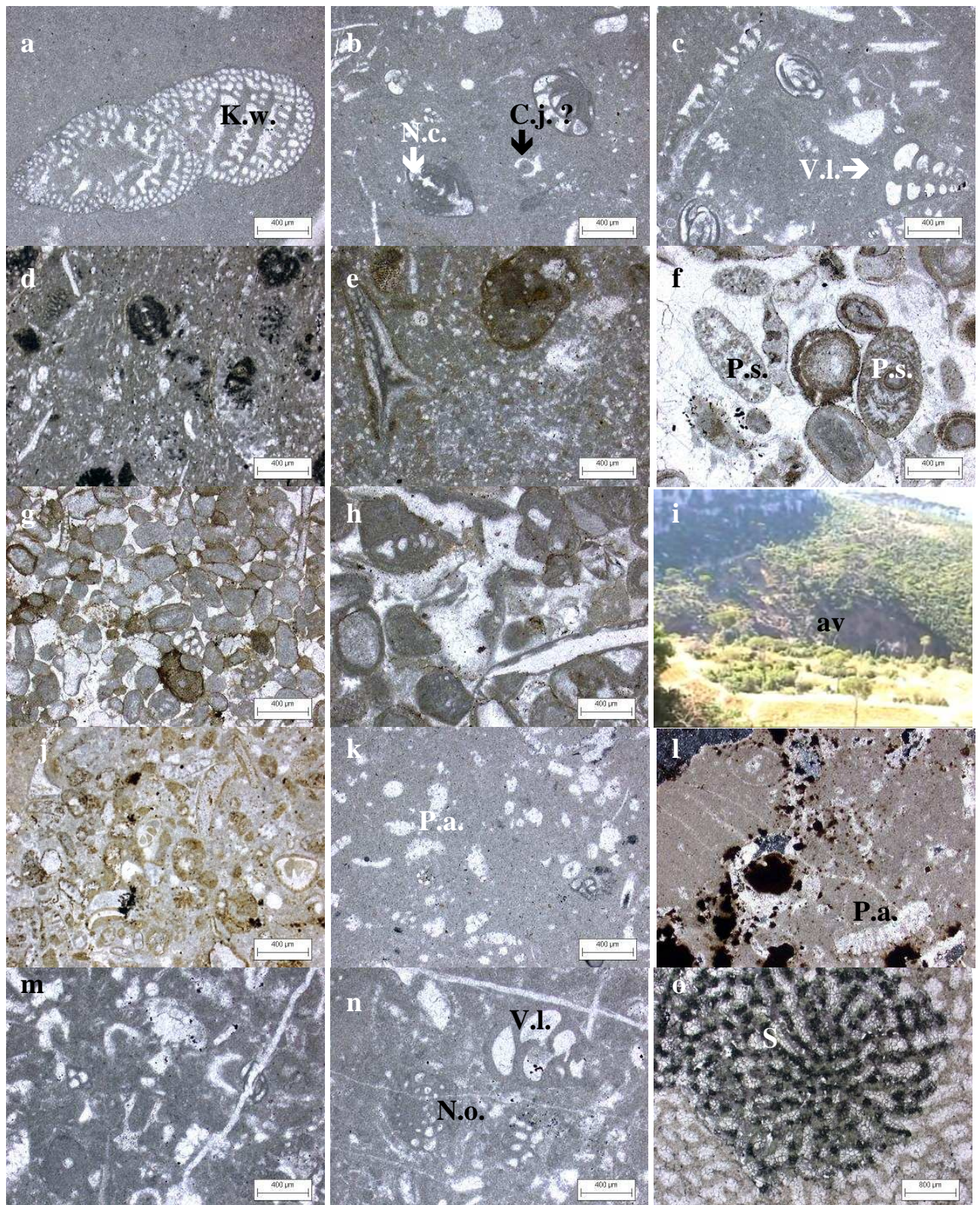


Figure 84 : Lames minces et affleurement de la coupe d'El Zaraaoun :

a : mudstone de la base de la coupe à *K. wellingsi* (K.w.) ; b & c : wackestone d'aspect « rognoneux » à *V. longeoni* (V.l.), *N. circularis* (N.c.) et *C. jurassica* ? (C.j.) ; d & e : niveaux plus marneux ; f : grainstone gravitaire à *P. sphaeroïdalis* (P.s.) ; g & h : grainstones sous les argiles volcaniques ; i : affleurement des argiles volcaniques (av) ; j : packstone au-dessus des argiles volcaniques à terriers ; k & l : wackestone à *P. ampullaceas* (P.a.) ; packstone à *V. longeoni* (V.l.), *N. oolithica* (N.o.) et stromatoporidés (S).

Ce calcaire mudstone est riche en *K. wellingsi*, *N. circularis*, *V. longeoni*, *Ac. podolica* et probablement *C. jurassica* (fig. 84 a). Au-dessus, sur 1,5 m, les bancs échantillonnés sont plus petits et d'aspect « rognoneux » mais contiennent les mêmes faune et flore (figs. 84 b & c). Des silicifications soulignent l'enrichissement de l'eau (interstitielle) en silice dissoute et l'apparition de conditions diagénétiques favorisant la genèse de ces nodules siliceux (compaction modérée, Rio, 1982). On passe vers le sommet d'un mudstone à un wackestone à spicules où l'on reconnaît *K. blancheti*, *S. beydouni*, *K. wellingsi*, *N. circularis* et *V. longeoni* (figs. 84 d & e). Au-dessus, sur 80 m, trois ensembles s'individualisent dans le paysage. Ils débutent tous par un niveau marneux et s'achèvent par des bancs durs à tendance récifale ; on peut envisager ici une succession d'affaissement du fond, régulièrement compensé par la sédimentation carbonatée intense conduisant à des faciès peu profonds et plus ou moins construits. Ils contiennent souvent des niveaux constitués de dépôts gravitaires dans une matrice micritique. On note, dans les bancs inférieurs, la présence de *P. lituus*, *N. oolithica*, *Anchispirocyclina lusitanica* (*A. lusitanica* EGGER 1902), *P. sphaeroïdalis* (fig. 84 f), dans les deux suivants *N. oolithica* et *N. circularis* ainsi que *V. longeoni*. Les niveaux graveleux vers le sommet des trois unités sont majoritairement constitués de graincoateds légèrement ferrugineux (figs. 84 g & h).

Au sommet de ces trois ensembles, une intrusion volcanique plio-quadernaire s'insinue dans des argiles volcaniques anciennes. L'affleurement de ces argiles d'altération indique une position interstratifiée, nous proposons donc pour ces argiles un âge Jurassique supérieur (fig. 84 i)

Au-dessus, un ensemble d'une quinzaine de mètres débute par des bancs de graincoateds remaniés, souvent ferrugineux, inclus dans une matrice micritique ; les éléments (échinodermes, *Valvulina sp.* ; fig. 84 j) sont assez mal conservés.

Un packstone à *P. ampullacea* et spicules d'éponge (figs. 84 k & l) poursuit le levé et indique le retour à un milieu moins agité. Les derniers niveaux montrent des signes de bioturbation, la présence de silex et d'une faune à nérinés, stromatoporiés, *N. oolithica* et *V. longeoni* (fig. 84 m à o). Au-dessus de ce dernier banc, que nous corrélons avec la base de la coupe de Ed Douar (figs. 80 a & 82, affleure directement le grès. Dans cette localité nous notons donc l'absence des formations oolithiques décrites à Ed Douar (contrairement à ce que la carte géologique signalait).

L'existence de coulées volcaniques sur ce site signe la réalité d'un réseau de fractures entre les deux localités. Nous postulons pour la présence d'une faille entre Ed Douar et Zaraqouïn responsable de la montée de produits magmatiques (au moins à deux reprises) et de l'absence des épaisses couches (50 m) de dépôts souvent remaniés de Ed Douar avant l'arrivée des grès. Cette faille non cartée semble avoir induit un comportement différent des deux blocs constituant le soubassement de ces deux localités.

Quelques kilomètres plus loin, sur la même route vers l'Est, dans la localité de Ain Es-Safsaf (fig. 65) on observe dans le village des passages progressifs et latéraux de grès dans les calcaires d'aspect graveleux. A la sortie de ce village (fig. 85) à proximité du couvent de St Michel Bnabil (33°54'07,05''N - 35°44'05,71''E) entre la route (alt. 1054 m) et le chemin qui grimpe dans les grès (alt. 1088 m) on observe des manifestations qui corroborent notre idée d'une tectonique active de la zone.

En effet, un banc épais d'une dizaine de mètres montre plusieurs niveaux d'oolithes remaniés (fig. 86 a) alternant avec des dépôts de grès et des dépôts mixtes (fig. 82 c). On observe, au-dessus, un niveau de séismites caractérisé par le débit en cellules de bancs calcaires riches en encrines (figs. 86 b & c), entre lesquels s'infiltré un mélange de grains de quartz et de sédiments oolithiques non consolidés ; l'étude microscopique confirme que les bancs calcaires sont des grainstones et packstones à oolithes remaniées. Les oolithes ont des nucléus variés mais une partie montre quelle contiennent des quartz, on note la présence de *T. alpina* et de *Valvulina sp.* (figs. 86 d à f).

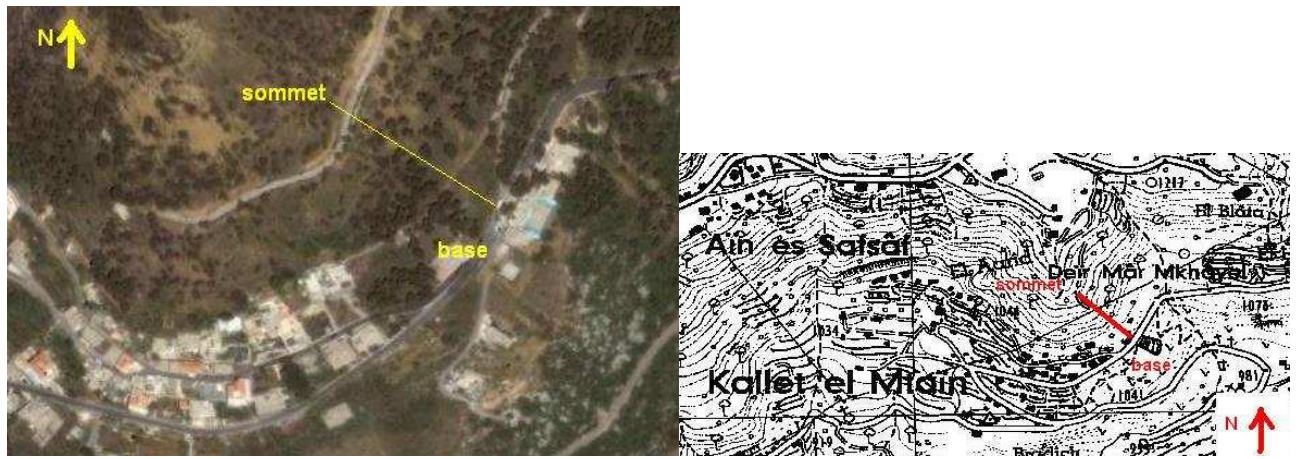


Figure 85 : Coupe de Ain Es-Safsaf

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

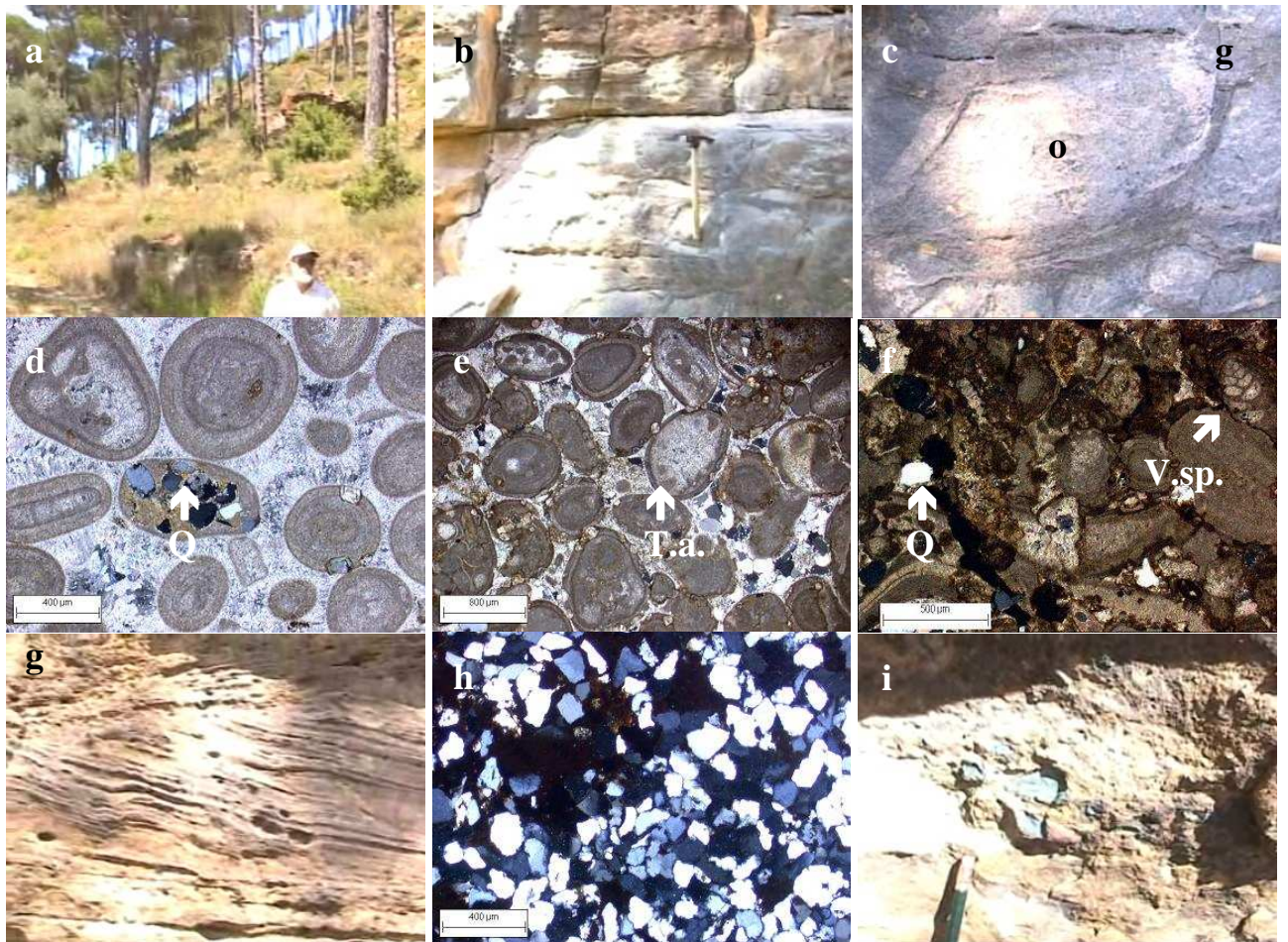


Figure 86 : Affleurement et lames minces de la coupe de Ain Es-Safsaf.

a : base de l'affleurement ; b & c : affleurement des séismites (o : oolithes ; g : grès) ; d à f : lames minces des niveaux d'oolithes remaniés (T.a. : *T. alpina* ; V.sp : *Valvulina sp.* ; Q : quartz) g : stratification des grès ; h : lame mince des grès ; i : galets mous.

Vers le haut de cette coupe le grès s'installe avec une stratification entrecroisée (fig. 86 g) et les terriers sont nombreux. Les grès sont constitués de grains de quartz petits et anguleux, cimentés par une matrice ferrugineuse (fig. 86 h). Certains niveaux sont plus argileux et contiennent des galets mous verts riches en fer (fig. 86 i). La forme irrégulière et la disposition en lits interstratifiés de ces galets mous permet de les interpréter comme des remaniements de sédiments argileux émergés.

Au niveau de cette localité, les intercalations de grès dans les dépôts d'un environnement subrécifal sont plus fréquentes ; elles indiqueraient une localisation vers l'est du littoral ? ou tout du moins des dépôts de grès qui se déversent ensuite dans la zone. La présence dans les grès de granules de fer souligne néanmoins la présence de faciès latéritiques proches.

Au Nord-Est de ce massif, à quelques kilomètres de Ain Es-Safsaf (fig. 65 emplacement KH1, 33°54'14,46''N, 35°43'15,76 ; 1100m d'altitude) on retrouve directement sous les grès à stratification entrecroisée, un beau calcaire oolithique très riche en crinoïdes, gastéropodes, à *R. regularis*, *N. oolithica*. Aucune séismite n'a été observée ici.

Cependant, plus à l'Ouest, entre les communes d'Ed Jouar et de Khenchara, dans l'Ouadi Mar youhanna, on retrouve, au-dessus de bancs de calcaires sub-récifaux (à graincoateds, oolithes, éponges, lamellibranches, nérinés, coraux solitaires et algues encroûtantes), un niveau d'argiles ocre d'origine volcanique, riche en échinodermes. Ces argiles ne sont pas cartées. L'épaisseur de ce dépôt qui semble, intégré au Jurassique supérieur, est beaucoup plus important du côté Est (vers Khenchara) que du côté ouest (vers Ed Jouar).

Au sud de cette zone, le long de la route qui va de Khenchara à Ech Chouer, dans le vallon d'un Ouadi juste avant le cimetière à l'entrée d'Ech Chouer (33°55'25,76 N, 35°44'06,15 E, 1012 m d'altitude), un imposant niveau d'argiles chocolats (fig. 87 a) contient des nodules (baidettes) riches en pellets (fig. 87 b) et des crabes fossilisés.



Figure 87 : Argiles de Ech Chouer.

a : affleurement, lame mince d'une baidette.

Cette argile à datation incertaine souligne par son alignement avec la précédente l'existence d'un champ de fractures dans ce massif. Nous proposons donc l'existence d'une faille Nord-Est / Sud-Ouest passant approximativement dans les deux vallons successifs (Khenchara / Ej-Jouar et Khenchara / Ech Chouer) et entre Ed Douar et Zaraaouïn (fig. 88).



Figure 88 : Proposition de localisation de la faille d'Ech Chouer.

(extraits de la carte géologique de Beyrouth (Dubertret, 1945a) et de la carte géologique de Zahlé (Dubertret, 1945d))

Cet accident qui aurait joué de manière verticale durant la fin du Kimméridgien en contexte extensif (remontées de basaltes) aurait ensuite induit le mouvement des blocs Ed Douar / Zaraaouïn, vidangeant régulièrement les dépôts d'une plateforme agitée peu profonde dans de petits bassins plus calmes à dépôts micritiques (Ed Douar). Ceci permet d'expliquer l'importance du dépôt d'Ed Douar, l'épaisseur intermédiaire à Ain Es-Safsaf et l'absence de dépôt à Zaraaouïn.

Soulignons que cette activité tectonique s'est poursuivie au Crétacé car, sur le flanc Ouest de cette zone faillée à la sortie de Dhour Ech Chouer ($33^{\circ}54'01,51''\text{N}$, $35^{\circ}42'16,58''\text{E}$, 1270 m d'altitude), on observe des failles syn-sédimentaires affectant des grès à tendance lacustre.

Nous avons corrélé nos données avec celles des auteurs (Noujaim Clark and Boudagher-Fadel, 2001, 2002 et Toland, 2000) qui ont travaillé au niveau de la commune de Bikfaya sur le bord Nord-Ouest de cette zone (fig. 65). Bien que leurs descriptions portent sur des aspects lithologiques très différents, nous avons resitué certains niveaux repères de leurs travaux par rapport aux événements (périodes de calme et périodes d'agitation tectonique induisant la remobilisation des sédiments et les effondrements-remplissages) que nous avons enregistré (fig. 89).

Le sommet de la coupe de Zaraqoûn peut être corrélée par sa microfaune et la présence de silicifications avec la coupe effectuée à Nass (Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2001) et correspond à l'unité c de la « formation de Bikfaya » (Bikfaya f, fig. 89). Le niveau volcanique de Zaraqoûn serait donc corréléable avec celui de la « formation de Bhanness » (Bhanness formation, figs. 65 & 89 ; Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2002 ; Colin *et al.*, 2008). La base de la coupe d'ED Douar serait corréléable d'une part avec la base de la séquence 1 de Toland (2000) - qu'il décrit comme la succession d'un mudstone à algues (*Permocalculus* ELLIOT 1955) d'un wackestone à peloides et algues - et d'autre part à l'unité 3 de la « formation de Bikfaya » à Bikfaya (Noujaim-Clark & Boudagher-Fadel, 2001).

Les alternances marno-calcaires de la partie inférieure d'Ed Douar sont identiques à celles de la base de l'unité 1 de la « formation de Salima » à Bikfaya (Salima f, fig. 89 ; Noujaim-Clark & Boudagher-Fadel, 2001).

L'alternance marno-calcaire du sommet de l'unité 1 et le volcanisme de l'unité 2 de « la formation de Salima » (Noujaim-Clark & Boudagher-Fadel, 2001) seraient corréléables avec une période de remobilisation des sédiments à Ed Douar et à Ain Es-Safsaf (fig. 89).

Une longue période de calme tectonique est observée dans toutes les coupes : unité 3 de la « formation de Salima » où nous avons, comme Clark et Fadel (2001), observé la présence de *T. alpina* et de térébratules comme Toland (2000).

L'érosion du sommet de la séquence 2 (Toland, 2000) et de l'unité 3 de la « formation de Salima » (Noujaim-Clark & Boudagher-Fadel, 2001) ne se retrouve pas dans nos coupes mais nous avons néanmoins à Ed Douar un niveau oolithique rouge foncé qui signe la richesse en fer des eaux et une bathymétrie réduite. Ces oolithes rouges, fortement enrichies en oxydes de fer, peuvent aussi être corrélées au volcanisme (base de l'unité 4) qui suit l'émersion de la « formation de Salima » à Bikfaya (Noujaim-Clark & Boudagher-Fadel, 2001). Cette activité magmatique est corréléable dans nos coupes avec l'activité sismique (Ain Es-Safsaf) et tectonique (effondrement-remplissage) d'Ed Douar. L'ensemble est cacheté par les grès.

Que ce soit dans l'un ou l'autre des travaux de ces auteurs, la cause majeure des variations sédimentaires est liée aux variations du niveau de la mer. Transgression, régression, séquences de n^{ème} ordre sont les facteurs principaux des modifications de faciès. Ils sont certes à ne pas négliger, cependant ils souffrent de l'actualisme de l'interprétation. Nous ne sommes pas dans le même type de plateforme carbonatée qu'aujourd'hui. Rappelons que l'environnement de cette période du Mésozoïque est plat et les variations maximales d'épaisseur d'eau ne dépassent pas 10 m ; le maximum étant enregistré au Cénomaniens. Dans un tel contexte, un remobilisa de sédiment, une brèche, sont clairement liés à la mise en place ou à la réactivation de micro-grabens et donc à l'activité tectonique. Les manifestations magmatiques sont évoquées par les auteurs mais ne sont pas reliées à la tectonique cassante en touches de piano que nous avançons et qui permettent d'expliquer une telle variabilité de faciès sur une si courte surface (10 x 5 km).

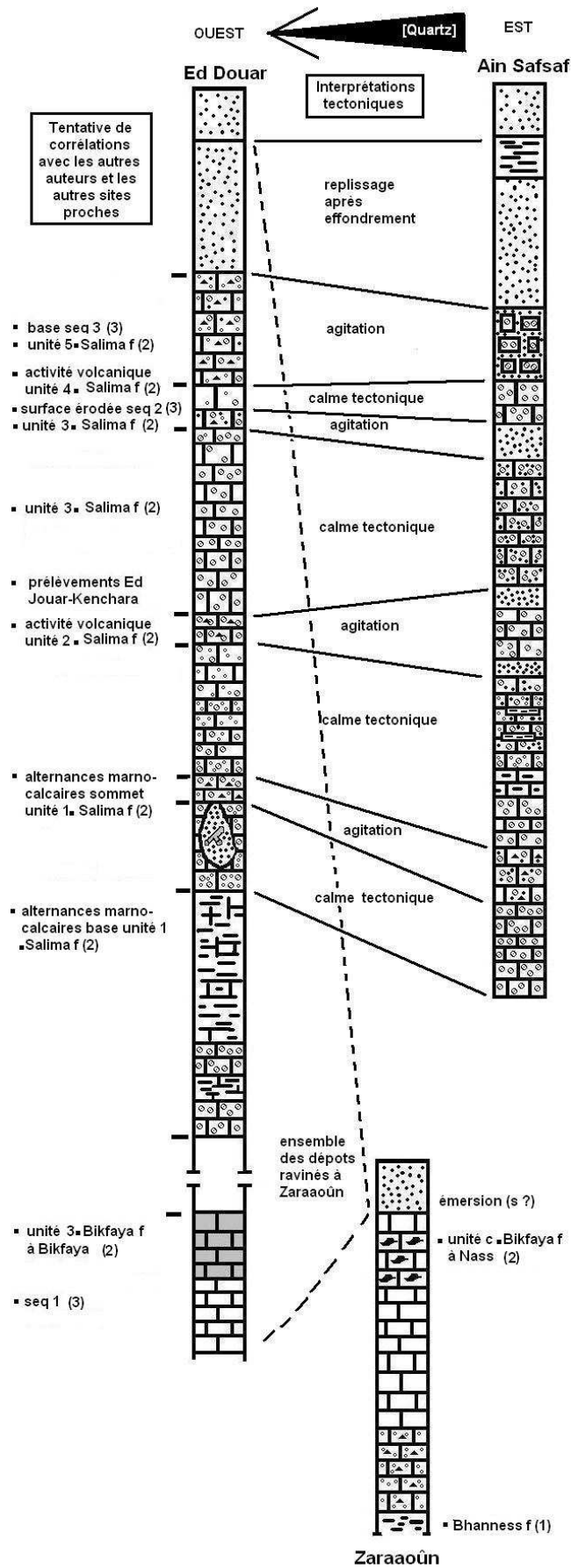


Figure 89 : Synthèse et corrélations des coupes réalisées dans la région de Bikfaya et des nôtres. [Noujaim-Clark & Boudagher-Fadel, 2002 (1) et 2001 (2) ; Toland, 2000 (3)]

Le long de la route qui part de Boulogne et qui descend vers le sud en direction de Qornâyel, entre la commune d'El Mtain et celle de Mchikha (33°53'50,44''N et 35°45'15,52'', 1110 m d'altitude, figs. 65 & 90) on observe une épaisse couche d'argile volcanique chocolat, assez riche en trace de vie de crustacés (fig. 91 a), intercalée dans les calcaires jurassiques. Notons la présence d'une intrusion de basalte plio-quaternaire qui s'infiltré dans les argiles et les remanie par endroit.



Figure 90 : Localisation des observations effectuées à El Mtain.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)



Figure 91 : Affleurements de El Mtain.

a : trace de crustacé (↑) dans les argiles volcaniques, b : niveau à dasycladales,
c : banc à crinoïdes (↑).

Ce niveau recouvre une couche de calcaire marneux et peu épais (moins d'un mètre) extrêmement riche en dasycladales (fig. 91 b). Ce banc à algues repose sur une épaisse micrite à crinoïdes (fig. 91 c). Ces deux environnements nous indiquent la quiétude de cette zone avant l'arrivée des argiles volcaniques, le système étant calme (plus profond) mais activé tectoniquement. Nous ne retrouvons pas ces deux niveaux à Zaraqoûn sous la coulée magmatique jurassique. Ainsi, soit ce magmatisme est synchrone et les milieux étaient plus éloignés qu'aujourd'hui (jeux des failles plio-quaternaires à mouvement dextre), soit le magmatisme est diachrone et apparaît avant à El Mtain, les dasycladales (moins nombreuses) sont présentes à Zaraqoûn dans l'unité intermédiaire des 3 ensembles.

Après El Mtain en allant vers l'Ouest sur la route de Salima, à la sortie du Village d'Hasbaiya El Meten, nous avons effectué une coupe sur le versant Nord d'un autre « îlots » coiffé de grès. La coupe a été levée entre les altitudes 876 et 897 m dans le jardin et le parking d'une villa située à 35°52'28,52''N et 35°43'01,77''E, selon une direction Est-Ouest entre deux failles de même direction (figs. 65 & 92).

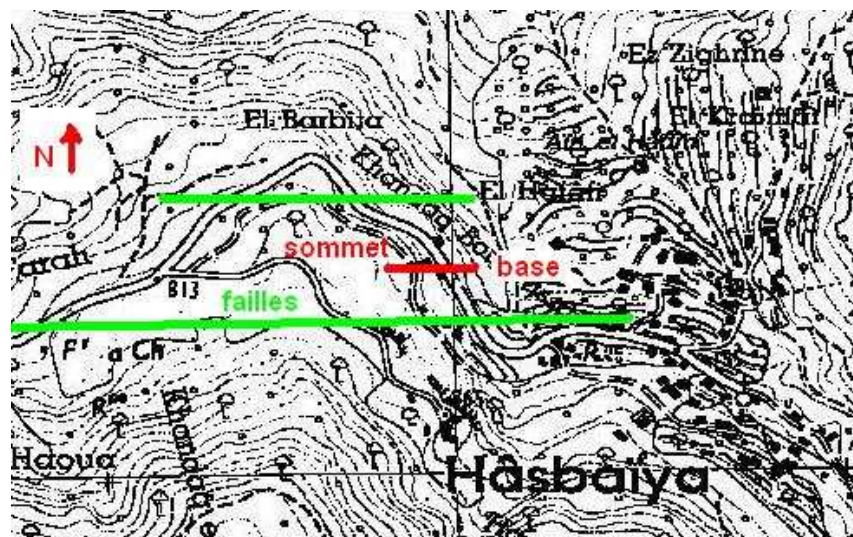
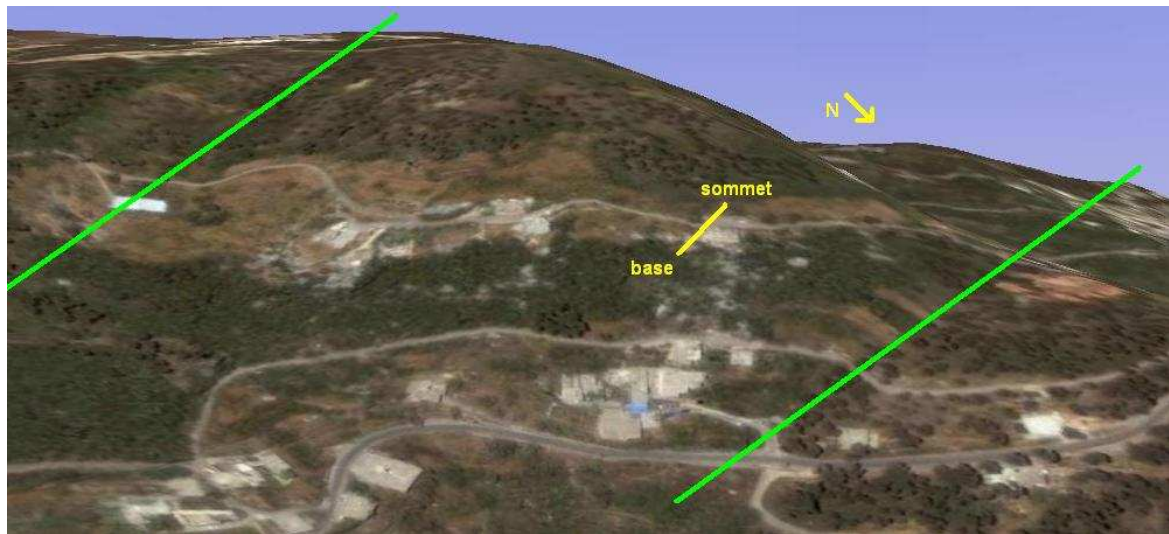


Figure 92 : Coupe d'Hasbaiya.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

La coupe débute par plus de 6 mètres d'une micrite blanche et massive (fig. 94). Elle est constituée de niveaux à pellets qui réapparaissent fréquemment entre des mudstones non bioturbés (fig. 93 a). Certains niveaux sont riches en spicules (fig. 93 b), échinodermes, gastéropodes et lamellibranches. On distingue l'algue *P. ampullaceas* accompagnée par *C. piae*, notons la présence de *N. oolithica* (fig. 93 c). Cependant, dans l'ensemble, cette micrite reste relativement pauvre faunistiquement. Vers le sommet de ce gros banc de petites concrétions de fer sont litées dans la micrite. L'ensemble est recouvert par 2,5 mètres de micrite « rognoneuse » (fig. 93 d) où l'on reconnaît *Lenticulina sp.* (fig. 93 e), quelques échinodermes, lamellibranches et gastéropodes, mais la faune de ce packstone à *P. ampullaceas* (fig. 93 f) est là encore quantitativement peu importante.

Au-dessus, 4 mètres d'alternances marno-calcaires de couleur jaunâtre se succèdent (fig. 93 g), les niveaux calcaires sont à la base des grainstones à graincoateds parfois à oolithes (figs. 93 h & i) ; les éléments présentent des traces de remaniements et, vers le haut, des packstones riches en pellets vers le sommet. Le fer est abondant à la base. Tous sont riches en *P. ampullaceas* et en dasycladales, échinodermes, et contiennent quelques lamellibranches et spicules (figs. 93 j & k). La microfaune est pauvre, il n'a été observé à la base de cet ensemble que *Valvulina sp.*. Un grès ferrugineux recouvre ces niveaux jaunâtres sans trace d'érosion ni interpénétration (fig. 93 l).

Soulignons la richesse de ces grès, à grains de quartz petits et anguleux, en niveau argileux.

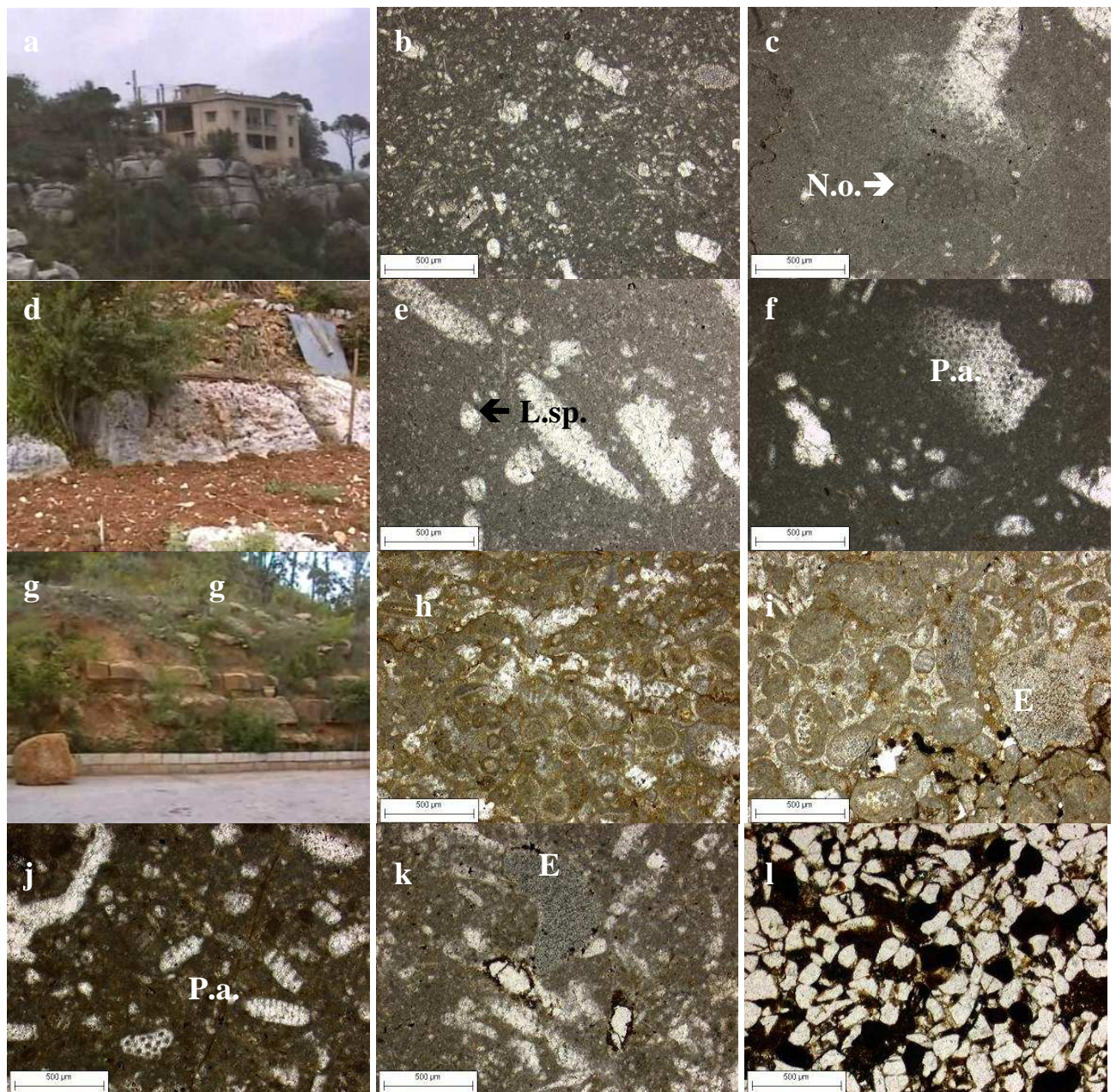


Figure 93 : Affleurements et lames minces de la coupe d'Hâsbaiya.

a à c : affleurement et lames mince de pelmicrite (b) et mud-wackestone à *N. oolithica* (N.o.) ; d à f : affleurement et lames mince des mudstones « rognoneux » à *Lenticulina sp.* (L.sp.) et *P. ampullaceas* (P.a.) ; g : affleurement des alternances marno-calcaires sous les grès (g) ; h & i : lames minces des bancs inférieurs : packstones à oolithes et graincoateds à échinodermes (E) ; j & k : lames minces des bancs supérieurs : packstones à *P. ampullaceas* (P.a.) et échinodermes (E) ; l : lame mince du grès.

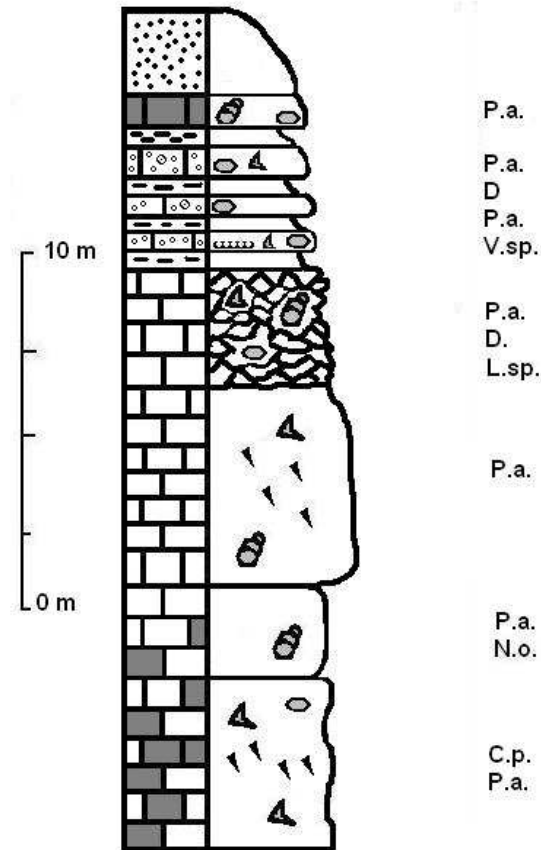


Figure 94. Log de la coupe d'Hâsbaiya.

Dans cette localité, nous n'avons pas retrouvé de signes d'un passage progressif entre le faciès carbonaté et le dépôt gréseux. Pas plus d'ailleurs que de trace d'un magmatisme proche. On peut envisager que la tectonique cassante des environs est récente.

A l'est d'Hâsbaiya, nous avons mené une étude autour de la commune de Tarchîch (figs. 65 & 95). Une première coupe a été levée à l'Ouest au-dessus de l'Ain Chîr El Hâlâoui (35°51'55,82''N 35°48'23,98''E entre les altitudes de 1548 et 1573 m, fig. 96 a).

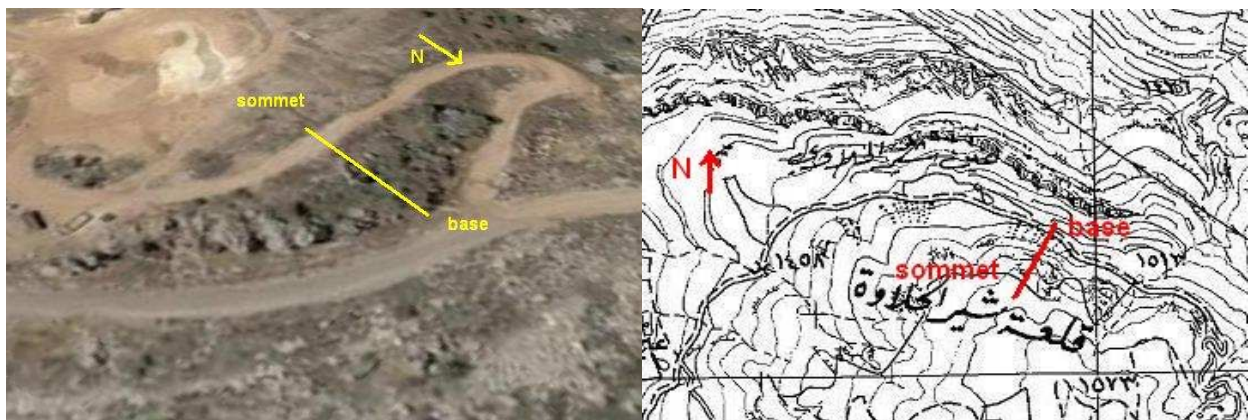


Figure 95 : Coupe de Tarchîch Ouest.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

La coupe débute par un mudstone à *P. ampullaceas* creusé de terriers (fig. 97 a), qui se poursuit par un packstone « rognoneux » (fig. 97 b). Au-dessus, trois mètres cinquante de micrites à lamellibranches, échinodermes et algues (*P. ampullaceas* et *S. annulata* fig. 97 c) soulignent un retour à une sédimentation active ; cependant vers le sommet, le calcaire micritique apparaît à nouveau « rognoneuse ». La coupe se poursuit par un mètre cinquante de packstone à spicules et *P. ampullaceas* où l'on distingue par endroit des grains hétérométriques de calcaire micritique ou des éléments allochtones (graincoateds ferrugineux fig. 97 d). Ces derniers signent la présence d'un haut fond agité proche. A nouveau, le sommet de ce banc est « rognoneux ».

Deux nouveaux cycles de calcaire micritique massif suivis d'une baisse de sédimentation carbonatée succèdent aux précédentes. Le banc « rognoneux » du cycle basal est remplacée par un petit banc (80 cm) d'argiles marneuses. A l'issue de ces quatre alternances d'une douzaine de mètres d'épaisseur, une succession de bancs calcaires massifs à niveaux riches en silex et en stromatoporidés s'élèvent sur une dizaine de mètres (fig. 97 e). Ils sont constitués de wackestones passant à des packstones, des micrites fenestrées et de pellets. Notons la présence d'*A. jaccardi* (fig. 97 f), d'*A. powersi* (fig. 97 g) et de *I. liasica* (fig. 97 h) parmi les microfossiles et celle de *H. lemmensis* (fig. 97 i) pour les algues calcaires qui nous permettent envisager un âge Kimméridgien moyen.

a

N.o. P.a.
N.c.
R.c.
T. sp.
Aj. H.I.

D. Po.i.
T.sp.
N.o.
V.I.

N.o.
S.b.

N.o.
V.I.
L.sp. P.a. V.I.
N.sp. P.a. I.I.
L.sp. Dy

Dy S.a. P.a.
D. S.a.
V.I. P.a. L.c.
S.v.
P.a.
T.a.
S.a.
P.a.

P.a.

b

P.a.
P.i.

S.b.

R.c.
P.a.
N.o.
D.
Dy H.I.
R.c. P.a.
D N.o.
N.o.P.a.
R.c.
R.c.
T.c.

P.a.
N.o.
D.P.a.

Figure 96 : Logs des coupes de Tarchîch Ouest (a) et Est (b).

L'ultime banc calcaire (fig. 97 j) est un packstone à spicules riche en silex, en échinodermes et *N. circularis* (fig. 97 k). Au-dessus de ce banc sommital qui marque la base d'une carrière de sable exploitée, nos recherches ont montré la présence, sous forme de blocs erratiques (bien que volumineux $\approx 1 \text{ m}^3$), d'un dernier niveau calcaire. Celui-ci est constitué de graincoateds souvent ferrugineux, de taille hétérogène, de foraminifères (*N. oolithica*) au test ferrugineux, contenant de nombreux fragments de *P. ampullaceas* parfois encroûtés et d'échinodermes (fig. 97 l). Ce niveau semble être le dernier banc calcaire échantillonnable sous le dépôt de grès.

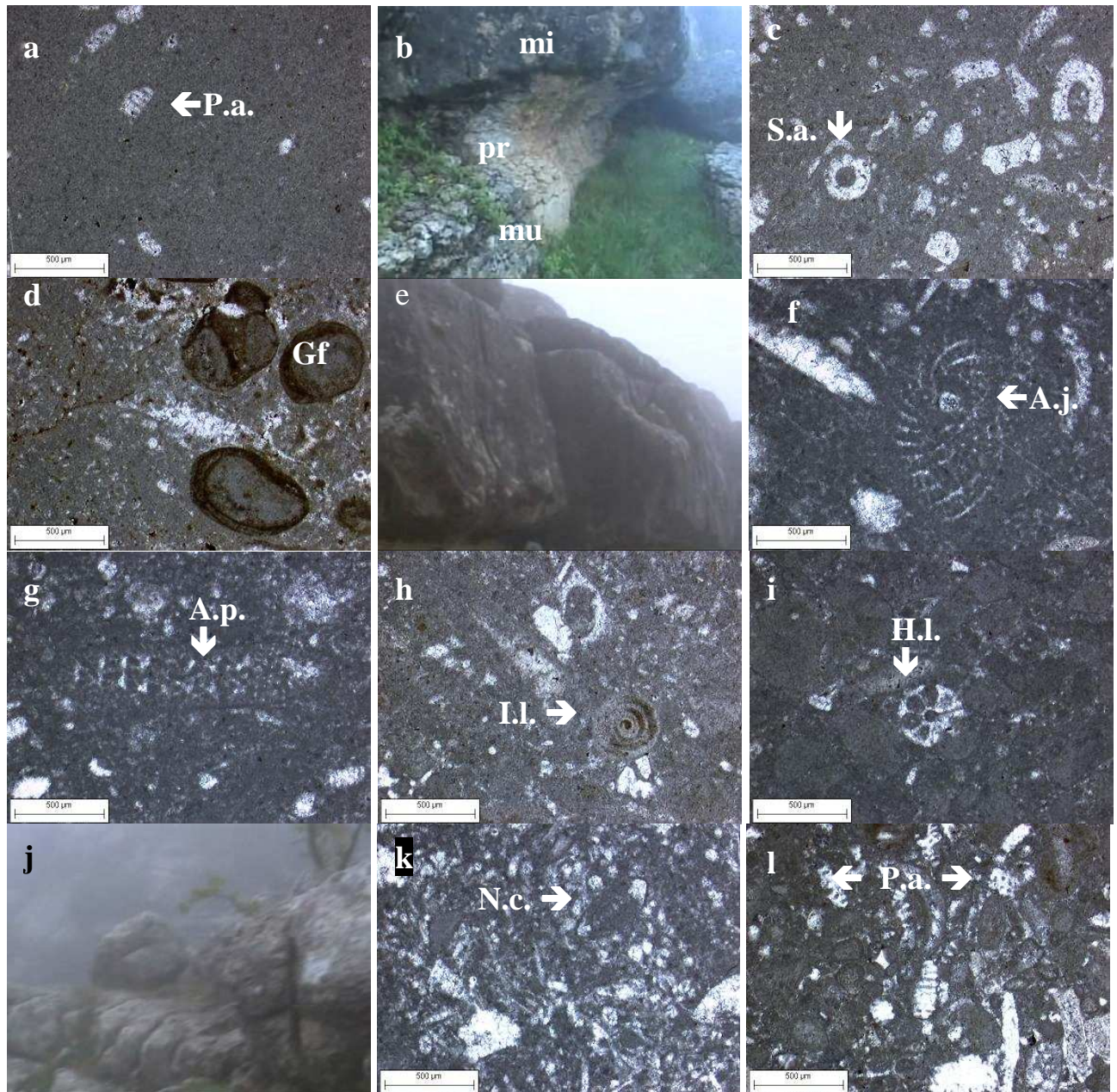


Figure 97 : Affleurement et lames minces de la coupe de Tarchich Ouest.

a : mudstone basal à *P. ampullaceas* (P.a.) ; b : affleurement de la base de la coupe (mu : mudstone basal ; pr : packstone « rognoneux » ; mi : micrite à S.a.) ; c : micrite à *S. annulata* (S.a.) ; d : graincoated ferrugineux (Gf) ; e : affleurement des micrites massives : f & g : lames minces du packstone à *A. jaccardi* (A.j.) et *A. powersi* (A.p.) ; h : lame mince du packstone à *I. liasica* (I.l.) ; i : lame mince du packstone à *H. lemmensis* (H.l.) ; j & k : affleurement lame mince du packstone à spicule et *N. circularis* (N.c.) ; l : lame mince du packstone à graincoated et *P. ampullaceas* (P.a.).

A quelques kilomètres (7,5 km à vol d’oiseau) vers l’Est, au niveau du lieu dit El Mradde (33°52’04,72’’ N 35°50’21,74’’E, figs. 65 & 98) une seconde coupe à été levée entre 1567 et 1582 m d’altitude (fig. 96 b).

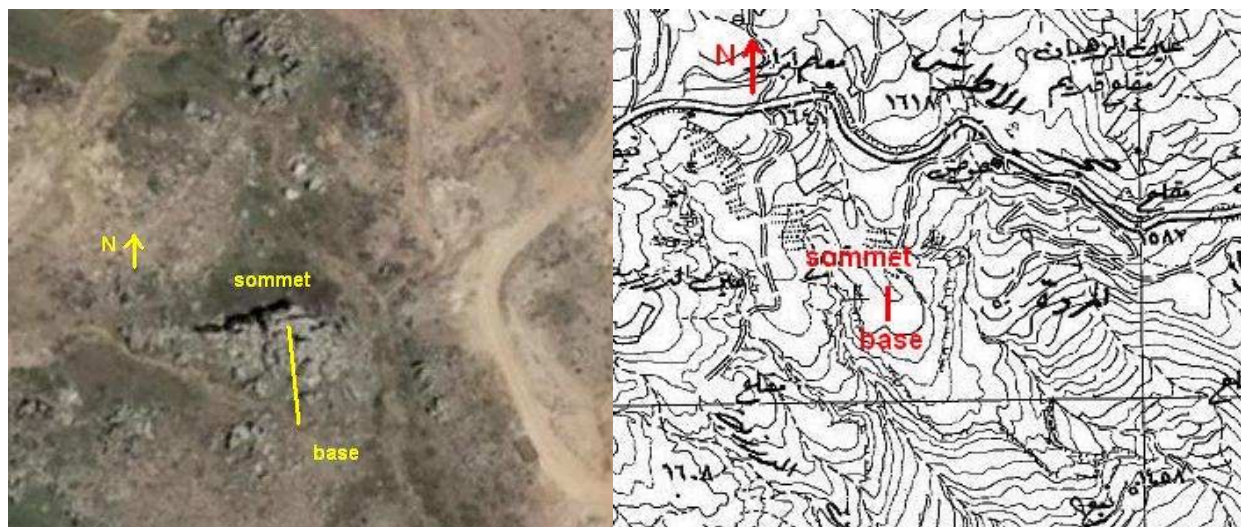


Figure 98 : Observation satellitale et carte topographique de la coupe de Tarchich Est.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

Elle débute par une pelmicrite bioturbée à échinodermes, dasycladales et *P. ampullaceas* (fig. 99 a), qui se poursuit par treize mètres de wackestones alternant avec des packstones à lamellibranches, extrêmement riches en spicules ; notons la présence en *N. oolithica*, *H. lemmensis* et l’abondance en *R. chouberti* (fig. 99 b). L’ultime niveau échantillonné est un petit banc de pelmicrite à spicules, *P. ampullaceas* (fig. 99 c); il est karstifié et rempli par le sable sus-jacent.

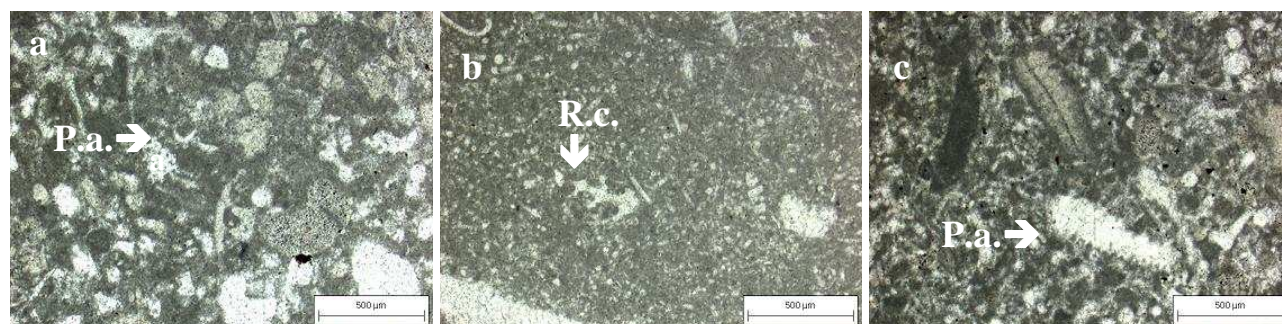


Figure 99 : Lames minces de la coupe de Tarchich Est.

a : pelmicrite à dasycladales et *P. ampullaceas* (P.a.), b : packstone à spicules (s) et *R. chouberti* (R. c.) ; c : pelmicrite à spicules et *P. ampullaceas* (P.a.).

Des échantillonnages ont été effectués sur le flanc Nord du Rouaisset en Natour (Tarchich Nord, 33°52’11,06 N 35° 49’42,54’’E, autour de 1780 m d’altitude ; figs. 100 & 102). A cet endroit le Jurassique est profondément karstifié. Cette altération des calcaires, identique à celle que nous avons observée lors du levé de la coupe Est, confirme une émergence de la portion Est de la zone de Tarchich que nous n’avons pas observé au Sud-Ouest.

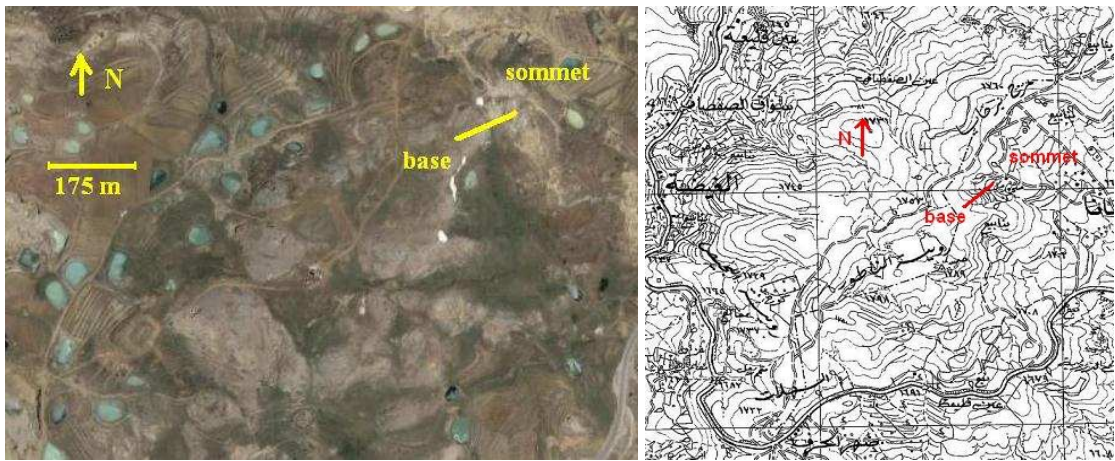


Figure 100 : Site de Tarchîch Nord.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

L'intérêt de ce site vient de sa couverture ; en effet, au-dessus du calcaire karstifié (fig. 101 a) un premier dépôt conglomératique est constitué par la remobilisation des produits d'altération du Jurassique et est donc riche en silex. Ce conglomérat est recouvert par plus de 70 m de sables et grès ferrugineux mais surtout par une impressionnante accumulation (environ 10 m d'épaisseur) de pisolithes ferrugineux. Une telle épaisseur n'a jamais été observée ailleurs sur le territoire libanais. Aux alentours ils sont présents au Sud sur une épaisseur de l'ordre du mètre et s'atténuent vers le Nord au niveau du col Sannine. Des sables dunaires (fig. 101 b) coiffés par une croûte ferrugineuse (fig. 101 c) font suite et signent l'émergence momentanée du site.

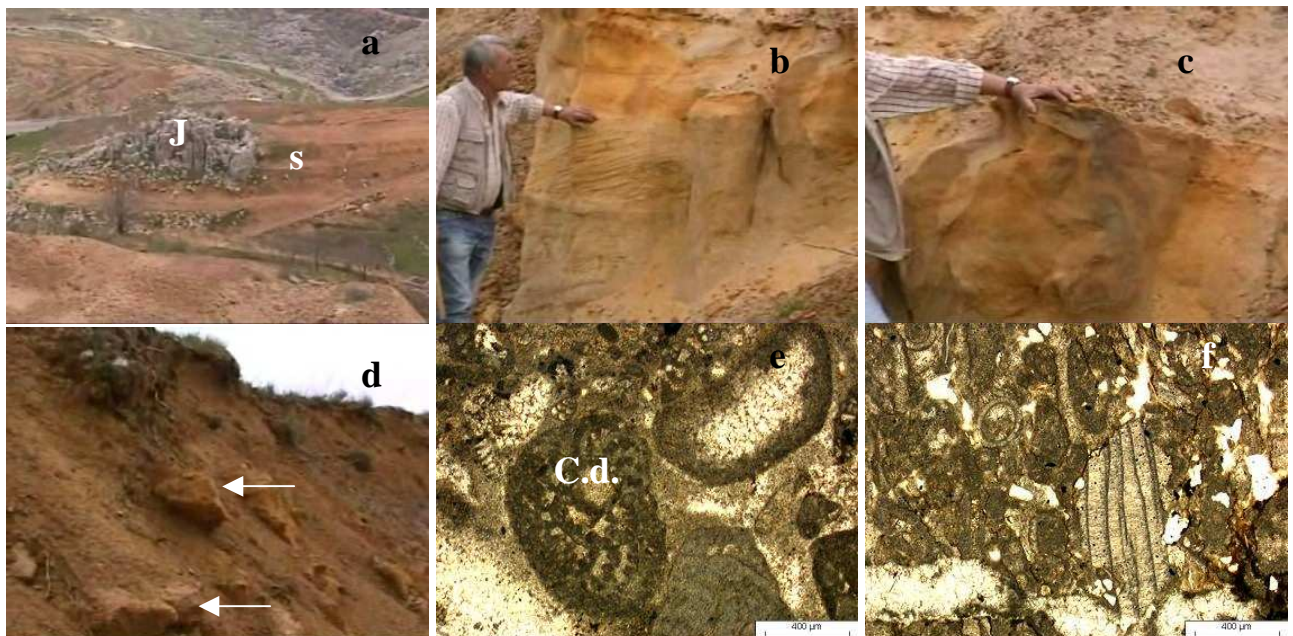


Figure 101 : Affleurement et lames minces de la coupe de Tarchîch Nord.

a : paléokarst jurassique (J) ennoyé dans les dépôts de sables et de grès (s) ; b : sables dunaires ; c : croûte ferrugineuse ; d à f : niveaux échantillonnés et lames respectives (e : banc inférieur (C.d. : *C. decipiens*), f : banc supérieur.

Une nouvelle passée conglomératique recouvre le niveau ferrugineux et se poursuit par des bancs calcaires peu épais (figs. 101 d, e & f).

Cette coupe (fig. 102) est importante car elle permet d'interpréter les différences relevées entre Tarchîch Est et Ouest. A l'Ouest nous avons observé la mise en place d'un faciès oolithogène et l'absence de karstification du calcaire. La partie Ouest n'a donc pas été émergée contrairement à la partie Est (profondément karstifiée). Il semble donc exister un accident de direction Ouest Nord-Ouest/Est Sud-Est qui découperait la région de Tarchîch depuis le Jurassique (fig. 103). La subsidence du compartiment Sud Ouest s'est déroulée de manière relativement régulière comparativement au compartiment Nord Est qui a subi plusieurs phases émerives et des variations bathymétriques brutales avec remplissage par vidange des éléments (pisolithes, conglomérats) produits dans des haut-fonds proches (fig. 102).

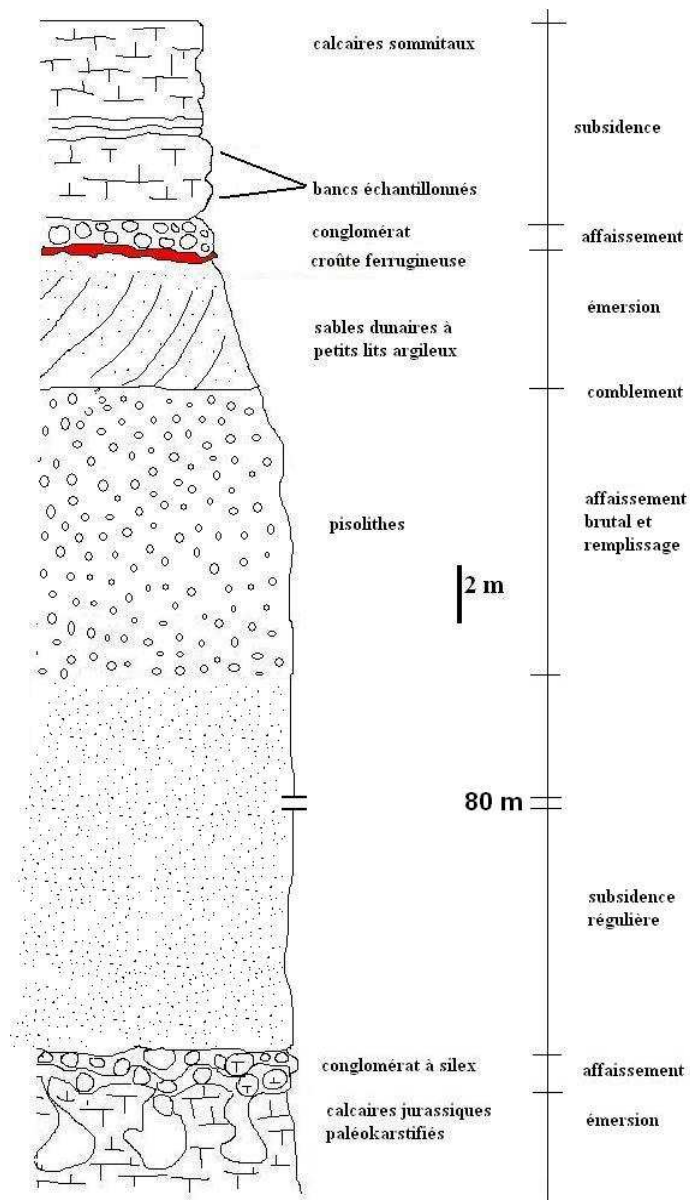


Figure 102 : Schéma synthétique de la coupe de Tarchîch Nord.

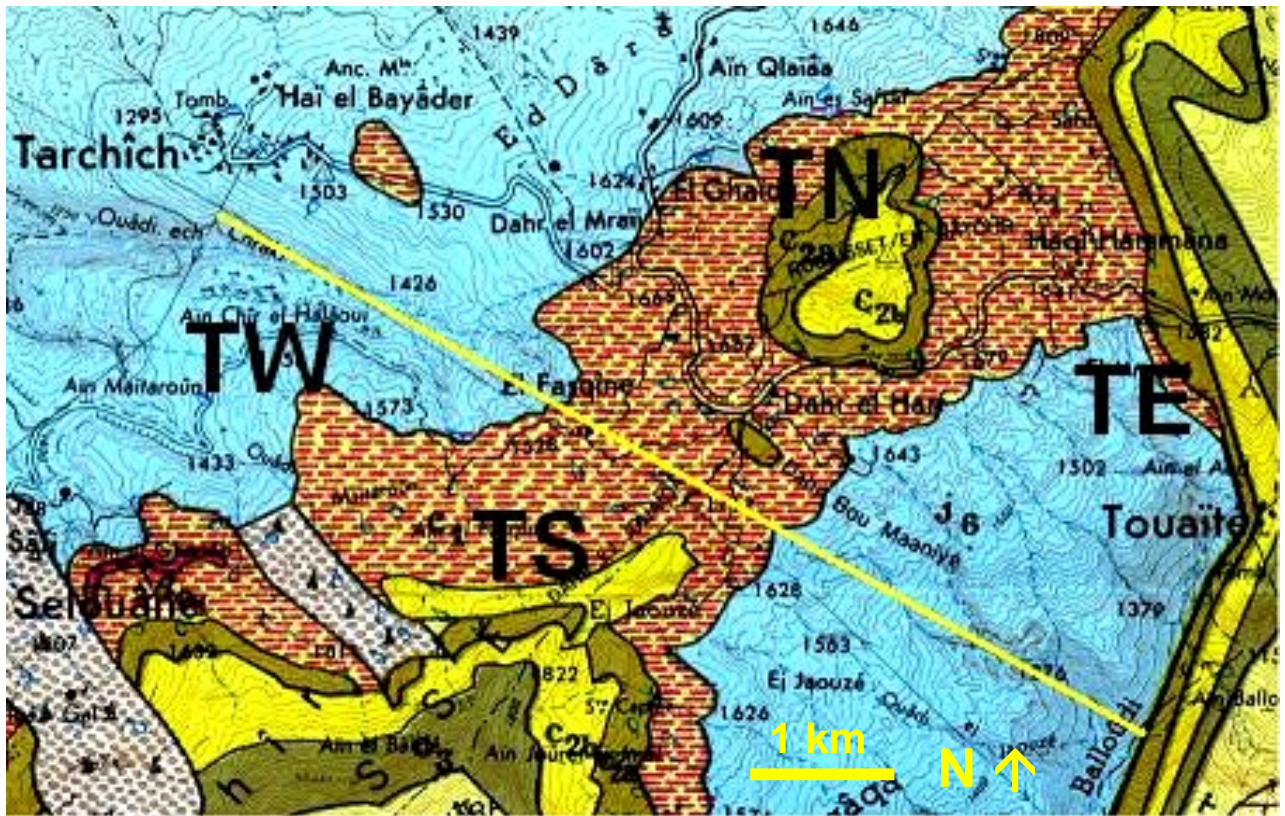


Figure 103 : Proposition de localisation de la faille mésozoïque de Tarchîch.

TW : coupe de Tarchîch Ouest, TE : coupe de Tarchîch Est,
 TN : coupe de Tarchîch Nord, TS : coupe de Tarchîch Sud.

(extrait de la carte géologique de Zahlé ; Dubertret, 1945d)

Le long de la route qui va à Zahlé avant le passage du col Tarchîch sud, des observations menées dans les niveaux de sables, ($33^{\circ}51'44,49''$ N $35^{\circ}49'09,24''$ E, 1667 m d'altitude ; figs ; 65 & 104) ont révélé la présence de gisement de « schistes cartons ».

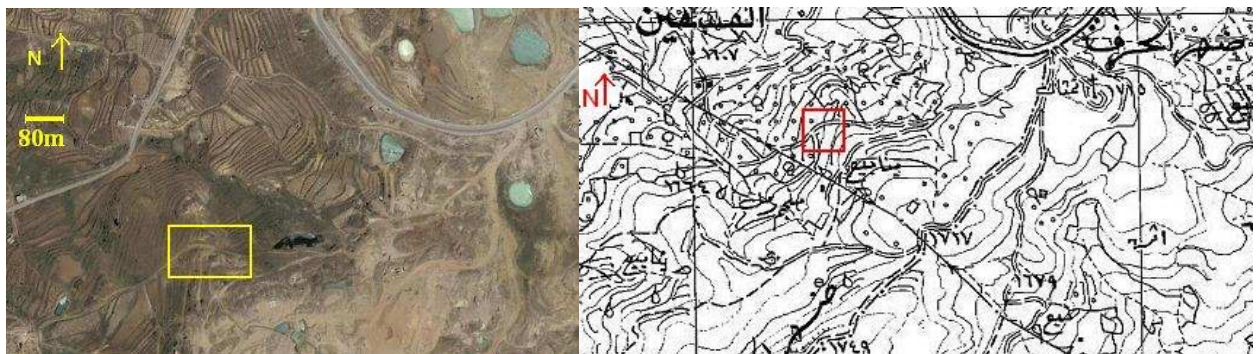


Figure 104 : Site de Tarchîch Sud.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
 (extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

Cet affleurement d'une quarantaine de mètres de long sur un mètre d'épaisseur (fig. 105 a) repose sur un niveau d'argiles grises, recouvrant des grès sablonneux. Les « schistes » sont riches en ostracodes, végétaux et poissons (fig. 105 b).



Figure 105 : Gisement des « schistes cartons » de Tarchîch Sud.

a : affleurement ; b : poisson.

Cette couche est circonscrite et ne se retrouve pas de l'autre côté de la faille dont nous avons proposée l'existence précédemment, ce qui appuie une différence d'environnement entre les parties septentrionale et méridionale de la zone de Tarchîch.

Ce type de gisement au Liban est toujours associé à un événement magmatique. Cependant, nous n'avons pas encore pu mettre en évidence un magmatisme proche, contrairement à que nous avons trouvé ailleurs. Ce magmatisme aurait pu étayé notre hypothèse d'une tectonique active de la lèvre septentrionale de la faille. Cependant, nous avons mis en évidence au moins deux épisodes magmatiques pendant le dépôt des sables et des grès à quelques kilomètres à l'Ouest.

Pour finir, lorsque l'on observe vers l'Est l'ensemble de la zone de Tarchîch, on distingue que les couches datées par Dubertret comme appartenant à l'Aptien supérieur dessinent un bombement dans le paysage. Nous proposons que ce bombement lié à la tectonique actuelle compresse en direction Nord-Sud ce compartiment limité par la faille de Tarchîch.

Notre étude s'est poursuivie vers le Sud-Ouest, entre les communes de Kfar Selouâne (33°51'18,15'' N, 35°45'57,81'' E, entre 1312 et 1353 m d'altitude, figs. 65 & 106) et Jouâr el Haouz (33°51'18,43''N, 35°45'38,64''E, entre 1399 et 1533 m, figs. 65 & 106) nous avons réalisé deux coupes (fig. 109) de part et d'autre d'une faille Nord-Sud qui affecte les dépôts Crétacés.

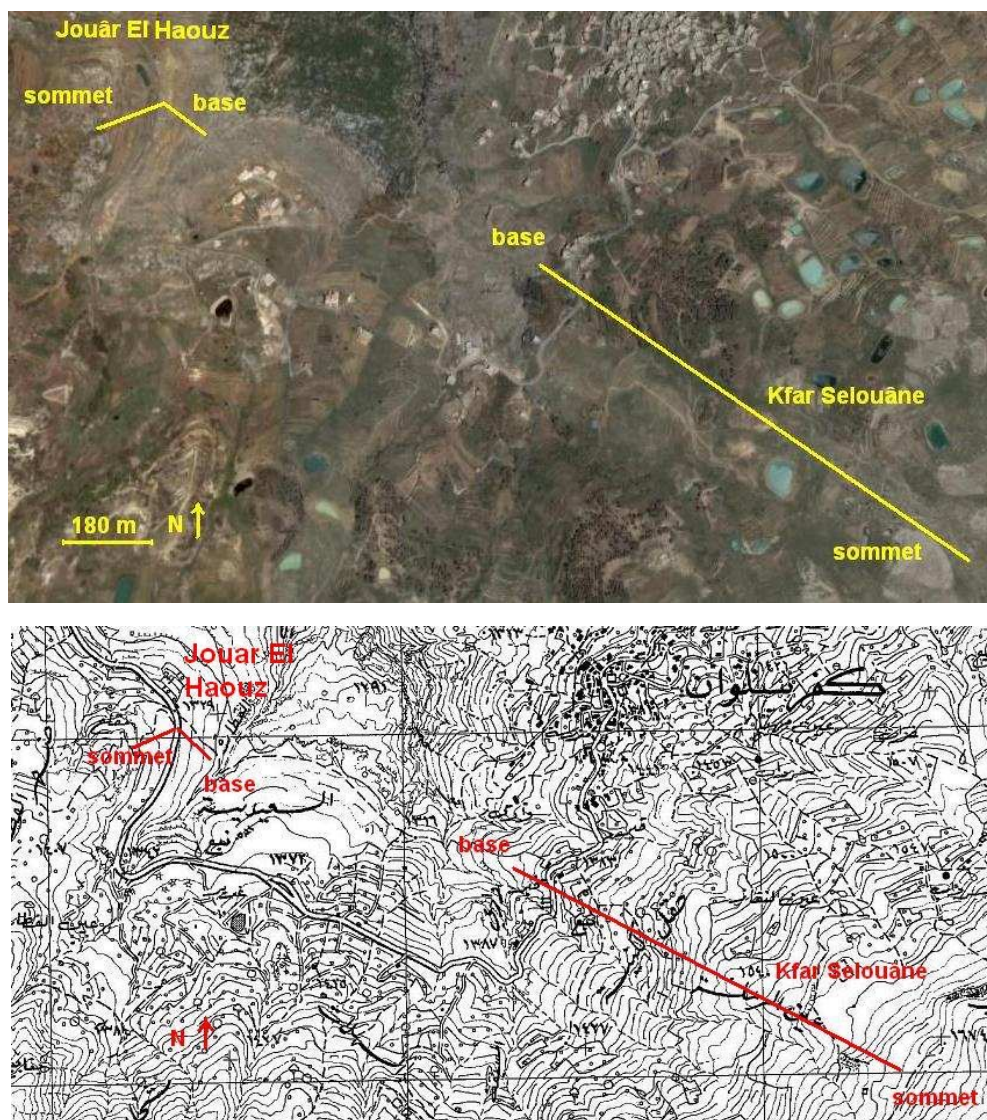


Figure 106 : Observation satellitale et carte topographique des coupes de Jouâr El Haouz et de Kfar Selouâne.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

La coupe de Jouâr el Haouz débute par un packstone à spicules, algues (*P. ampuleaceas*), lamellibranches, cnidaires et foraminifères (*N. circularis*). Cette micrite est massive à la base et présente un aspect « rognoneux » au sommet (fig. 107 a). Cette réduction de l'apport de carbonate induit un enrichissement en foraminifères dont *Parurgonina caelinensis* (*P. caelinensis*; CUVILLIER *et al.* 1968), *A. jaccardi* et *K. wellingsi* (fig. 107 b), *K. palestinensis* (fig. 107 c), *K. blancheti*, *V. sp.*, *N. oolithica*, *S. beydouni*) et en fragments de *P. ampullaceas* au dépend de la matrice. Le milieu change totalement dans les niveaux supérieurs puisque s'installe, dans un voisinage proche, un biotope subrécifal riche en fragments de cnidaires, de mollusques et de *B. glandifera*. L'environnement est brassé puisque la micrite (fig. 107 d) s'enrichit en graincoateds

(fig. 107 e) sur une quinzaine de mètres, puis en oolithes sur les huit mètres suivants (fig. 107 g). La biodiversité des foraminifères diminue (*E. virculina*, *V. longeoni*, *N. oolithica*) et *P. ampullaceas* se raréfie au profit des restes de macrofossiles (fig. 107 g).



Figure 107 : Affleurement et lames minces des coupes de Jouar El Haouz.

a à c : affleurement et lames minces de la micrite « rognoneuse » basale à *A. jaccardi* (A.j.), *K. wellingsi* (K.w.) et *K. palestinensis* (K.p.) ; d à g : affleurement et lames minces des niveaux à faciès récifaux à *N. oolithica* (N.o.) ; h à k : niveaux à terriers (T) ; l : mudstone à *P. ampullaceas* (P.a.).

L'enfouissement est rapide et compacte des oolithes non consolidées. Vers le sommet de cet ensemble (fig. 107 h) on observe une abondance en nérinés, algues encroûtantes et des signes d'une faible bathymétrie soulignée par la profusion des terriers (fig. 107 i) et l'enrichissement en oxyde de fer des grains (fig. 107 j). Une karstification non datable affecte ces bancs (fig. 107 k). Après un hiatus de 3 m causé par le tracé de la route, un nouvel ensemble apparaît. Un mudstone à *P. ampullaceas* et lamellibranches signe le réapprofondissement du site (fig. 107 l).

La poursuite de l'échantillonnage s'est effectuée sur le versant Est avant Kfar Selouâne (figs. 106 & 109) où la micrite est recouverte par une intrusion basaltique probablement Plio-Quaternaire dans un niveau d'argiles volcaniques anciennes. Ces deux épanchements sont à relier au multiples jeux de la faille qui affecte le Jabal El Knissé.

Ce magmatisme qui est toujours circonscrit au bord Est de l'accident est accompagné du dépôt d'un premier niveau de grès rouilles chenalisés, recouverts d'un niveau de cendres volcaniques. Suit une dizaine de mètres de sables parfois grésifiés et/ou latéritisés à chenaux et plantes, recouverts par un dépôt de pisolithes de 3 mètres d'épaisseur.

Cette accumulation de pisolithes, qui rappelle dans une moindre puissance celle de Tarchîch, peut être interprétée de façon identique (approfondissement tectonique brutal et remplissage par une formation vadose).

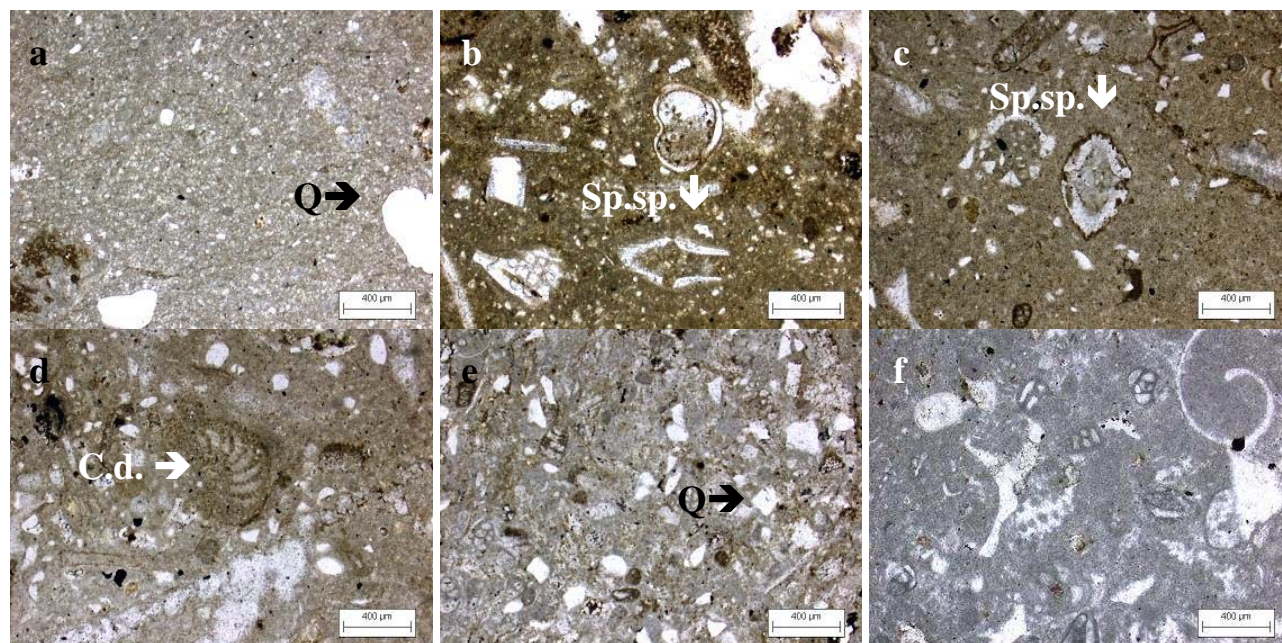


Figure 108 : Lames minces de la coupe Kfar Selouâne.

a : micrite à quartz (Q); b à e : calcaire gréseux à *Salpingella sp.* (Sp.sp.) , *C. descipiens* (C.d.) ; f : mudstone coquiller sommital.

Au-dessus de ces pisolithes, un niveau marneux à nodules de micrites, signant le retour de la mer a été échantillonné. Cette micrite, dans laquelle nous n'avons pas observé d'organismes, contient des grains de quartz relativement gros (plusieurs centaines de micromètres), subarrondis et fortement corrodés (fig. 108 a). Après 10 m de hiatus d'échantillonnage, des bancs calcaires coquilliers contiennent de petits quartz (100 µm) et une faune semblable à celle échantillonnée dans les calcaires marins de Tarchîch Nord (*Salpingella sp.* *C. descipiens* ; figs. 108 b à d). Ces passées calcaires sont recouvertes par une dizaine de mètres d'alternances de grès marins rouilles à ambres et d'argiles coiffés par un calcaire gréseux à petits quartz anguleux (fig. 108 e). Au-dessus, reposent des mudstones (fig. 108 f) et des packstones ferrugineux riches en lamellibranches et foraminifères mal fossilisés.

A Jouâr El Haouz - Kfar Selouâne la sédimentation carbonatée montre des signes de variations hachées de la bathymétrie. Nous n'avons cependant pas repéré dans le sédiment de traces d'activité tectonique avant la fin de son dépôt ; marqué par la première passée volcanique. Les manifestations magmatiques « anté grès » sont absentes dans cette zone et ne semblent affecter que le sommet des carbonates. Elles correspondent à des argiles basaltiques, comme celles de la base de la coupe de Kfar Selouâne et celles que nous avons pu observer à 3,3 km (à vol d'oiseau) au Sud Ouest du précédent dans le lit du Ouadi El Hassan (figs. 110 a et b) à la sortie de la commune de Fâlougha. Les basaltes contemporains des grès sont, eux aussi, peu fréquents. Hormis le dépôt de cendres de Kfar Selouâne, nous n'avons répertorié que la coulée plus imposante de Qornâyel (fig. 110 c) interstratifiée dans les grès reposants sur les micrites.

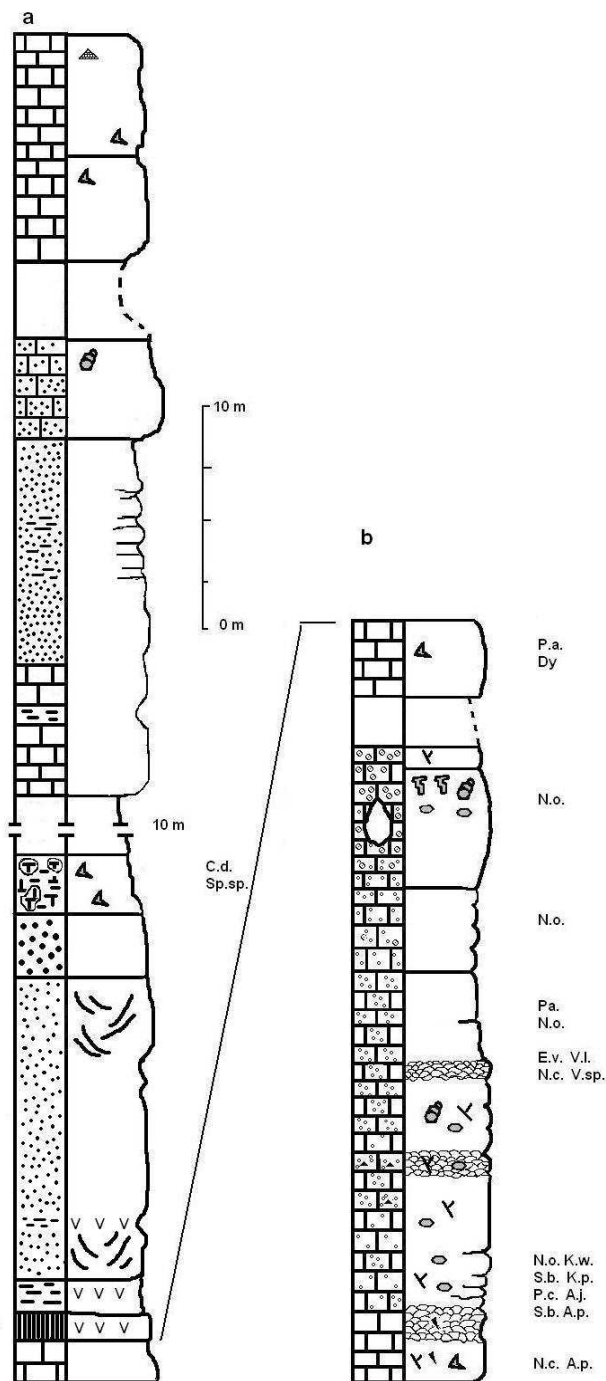


Figure 110 : Logs des coupes de Kfar Selouâne (a) et de Jouâr El Haouz (b).



Figure 110 : Manifestations magmatiques de la Qadaa Baabda.

Argiles basaltiques de Fâlougha : (a) localisation topographique (extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c) et (b) photographie de l'affleurement ; (c) photographie de l'affleurement de Qornâyel.

La dernière série d'échantillonnage de la zone a été effectuée autour de l'agglomération de Hammâna (fig. 65). Cette zone, comme celle de Jezzine, a révélé un important gisement d'ambre à insectes. Dans ces ambres, les chironomes abondent (figs. 111 a à c) et une fois leur détermination achevée (Veltz *et al.*, 2007 ; Azar *et al.*, 2008) un important problème de datation s'est posé, nécessitant le travail de corrélation que nous tentons de faire dans ce présent ouvrage.



Figure 111 : Chironomes des ambres de Hammâna (collection Azar MHN, Paris).

a : *Cretadiamesa arieli* (x 30); b : *Cretapelopia salomea* (x 15) ; c : *Wadelius libanicus* (x 10).

Nous sommes partis des niveaux ambrifères situés au-dessus de la route qui relie Hammâna à Ain Saoufar près du lieu-dit El Mdairej (33°48'18,59''N 35°43'54,29''E, altitude entre 1220 et 1340 m ; figs. 65, 112, 114a) et nous avons tenté d'échantillonner jusqu'aux niveaux cartés Jurassiques.

Ce qui apparaît, au premier abord, est l'importance de l'épaisseur des séries classiquement datées Crétacé inférieur qui dessinent un cirque dans ce paysage. Le sommet de la coupe présente une succession assez rapide de bancs de grès d'épaisseur métrique, de plus fins niveaux d'argiles plus ou moins riches en matière organique (bois mous, lignite et ambre) et de calcaires gréseux, riches en huîtres (figs. 113 a, b). Cet ensemble repose sur des sables à lignites et galets mous ou sur des sables plus gréseux à stratification oblique.

Sous la route qui détermine un hiatus d'observation de quelques de mètres, un banc calcaire de 2 m d'épaisseur est fortement karstifié. Sa base ravinante est constituée de grès ferrugineux à petits quartz (50 à 100µm) anguleux. Ce banc passe progressivement à un calcaire gréseux à oolithes graincoateds et fragments de coquilles puis à un beau calcaire oolithique à nucléus variés (figs. 113 c à e).

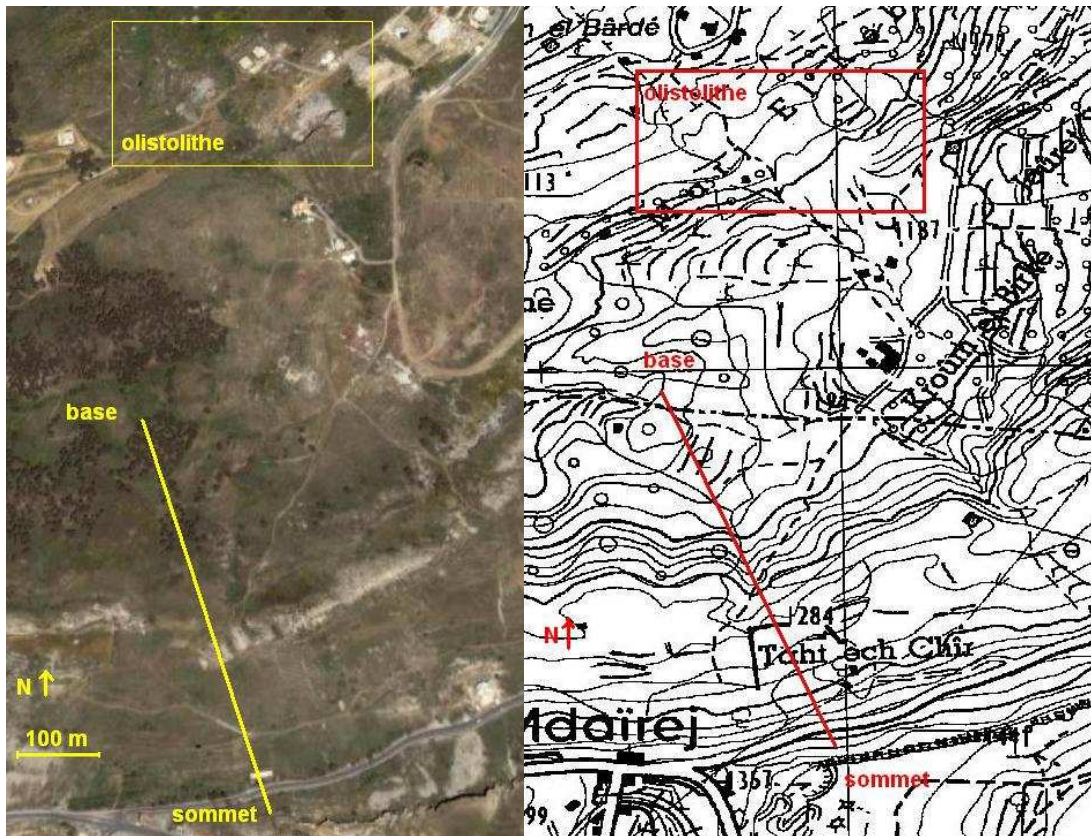


Figure 112 : Observation satellitale, carte topographique et vue sur la coupe d’Hammâna avec localisation des olistolithes .

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

Sous cette série qui signe une réactivation tectonique suivie d’une période de calme un épais banc (7 à 8 m) de grès argileux à lignite repose sur un nouveau banc de calcaire gréseux et oolithique à base ravinante. Ce calcaire est riche en débris de coquilles de mollusques et de tests d’échinodermes. Il contient *C. descipiens* et des orbitolines (fig. 113 f).

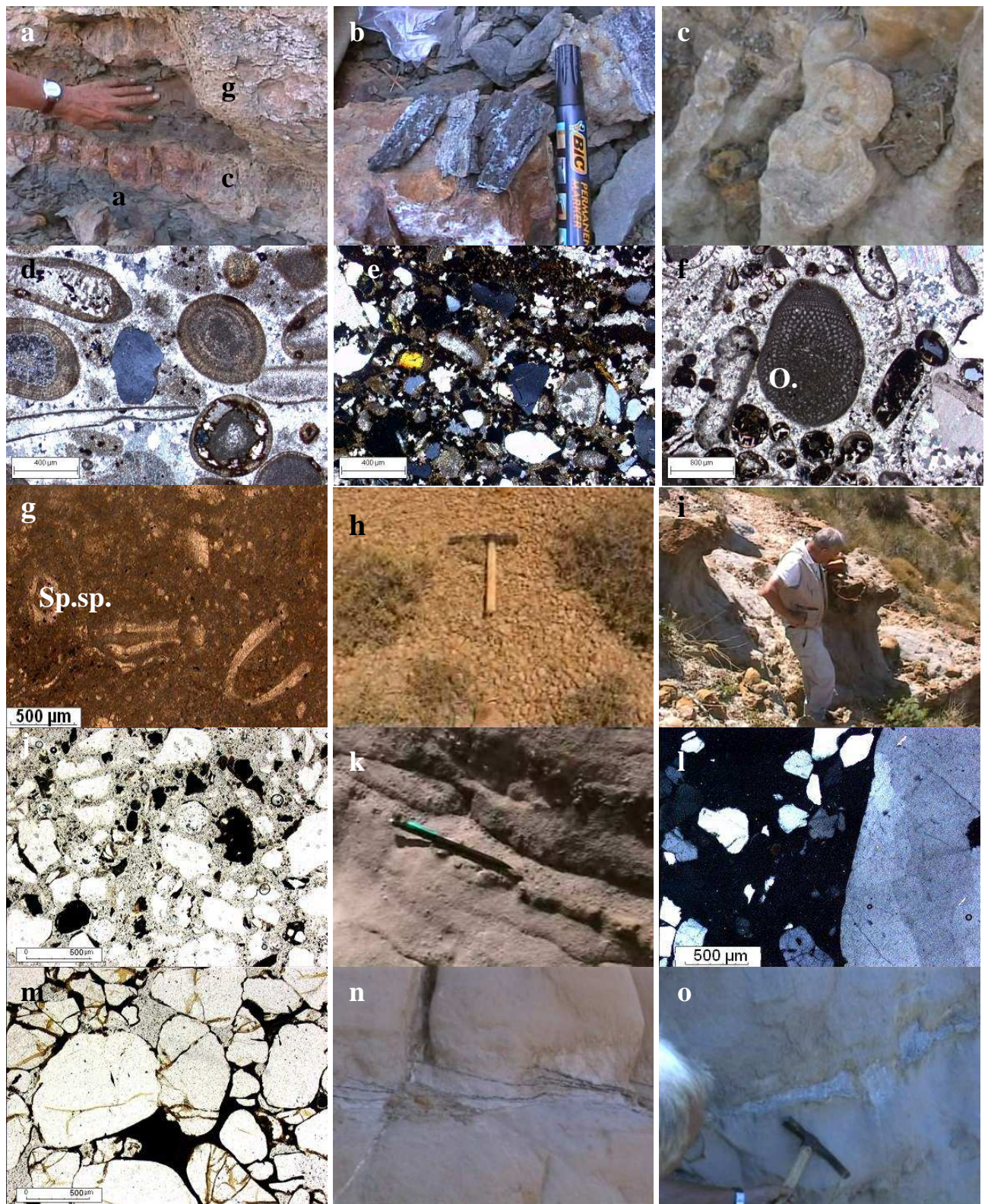


Figure 113 : Affleurements et lames minces de la coupe de Hammâna.

a : gisement d'ambre du sommet de la coupe (g : grès, a : argiles à ambre, c : calcaire à huître) ; b : lignite et bois mous ; c à e : calcaire gréseux karstifié (c) et lames minces du sommet (d) et de la base du banc (e) ; f : lame mince de calcaire gréseux à *C. descipiens* et orbitolines (O.) ; g : lame mince des marnes à *Salpingella sp.* (Sp.sp.) ; h : affleurement des pisolithes ; i & j : affleurement et lame mince des sables à encroûtement ferrugineux ; k & l : affleurement et lame mince de sables grésifiés à gros quartz ; m : lame mince de quartz corrodés ; n : niveaux charbonneux progradant ; o : grès slumpés.

Ce banc recouvre un grès argileux à lignite plus épais (15 m) et un autre banc calcaire moins épais. Ce niveau carbonaté est un packstone à *Salpingella* sp. (fig. 113 g) qui fait suite à des marnes à dinoflagellés (Dejax *et al.*, 1996, 1997) recouvrant des calcaires marneux à holothuries et algues.

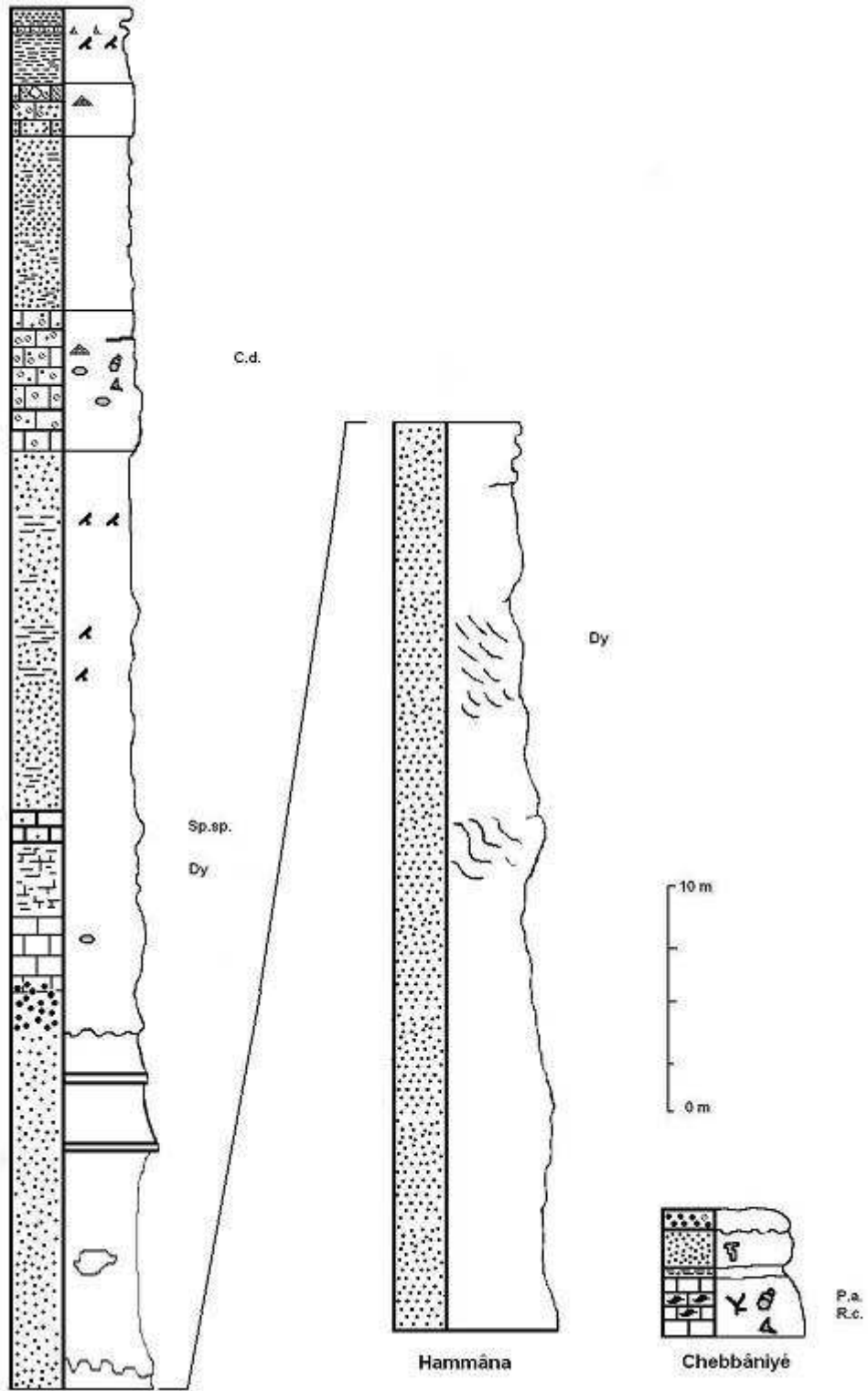


Figure 114 : Logs des coupes de Hammâna (a) et de Chebbâniyé (b).

Ce dernier banc contient des pisolithes à sa base. Ce banc pisolithique, d'une épaisseur de deux à trois mètres (fig. 113 h), crée non seulement un replat topographique mais aussi souligne une rupture entre le dépôt des formations variées que nous venons de décrire et les niveaux qu'il coiffe. Il est, comme dans les autres sites où nous l'avons décrit, plus ou moins consolidé par un ciment ferrugineux.

Sous les pisolithes plus de 70 m de sables et grès ont été échantillonnés. Les plus sommitaux sont à plusieurs reprises coiffés de croûtes ferrugineuses (figs. 113 i & j). Il signent une tendance émergitive concordant avec la présence de pisolithe.

La granulométrie des niveaux sableux et gréseux est extrêmement variable d'une couche à l'autre. Dans certains cas les quartz sont bien triés, petits (10 à 50µm) et anguleux, dans d'autres cas, sans granoclasement à gros grains (jusqu'à 0,5 mm ; figs. 113 k & l) arrondis et corrodés (fig. 113 m) associés à de petits grains anguleux.

On retrouve là encore la fracturation des gros quartz corrodés en petits fragments anguleux. Régulièrement ces bancs de sables ou de grès ont des bases ravinantes, des figures de remobilisation (slumps, fig. 113 o), des figures de crues ou des figures de progradations soulignées par des lits charbonneux à dinoflagellés (Dejax *et al.*, 1996, 1997, fig. 113 n).

Le bas de la coupe s'interrompt, au niveau altimétrique d'un éperon calcaire carté par Dubertet (1945d) comme Jurassique. L'échantillonnage a montré que cet élément centré au cœur du « cirque » de Hammâna était certainement une micrite, mais elle contenait *Lithocodium aggregatum* (*Lc. aggregatum* ELLIOT 1959), *Salpingoporella dinarica* (*S. dinarica* ; CAROZZI 1953 ; fig. 115 a) et *Orbitolina conoidea-discoidea* (*O. conoidea-discoidea* GRASS ; fig. 115 b). Ces organismes sont d'âge Crétacé inférieur ; cet éperon calcaire n'est donc pas jurassique. Ce lambeau, n'est pas le seul ; nous en avons observé d'autres au niveau des habitations de Hammâna notamment le long du Ouadi qui descend de la source d'Ain en Nsoûr (fig. 115 c). Ils proviennent des bords du cirque et, d'après leur orientation et les sédiments qui les encadrent, semblent avoir glissé dans une paléodépression au cœur du cirque de Hammâna. Nous envisageons que le déplacement de ces olistolithes a pu être facilité par la couche de pisolithes sur lesquels ils reposaient.

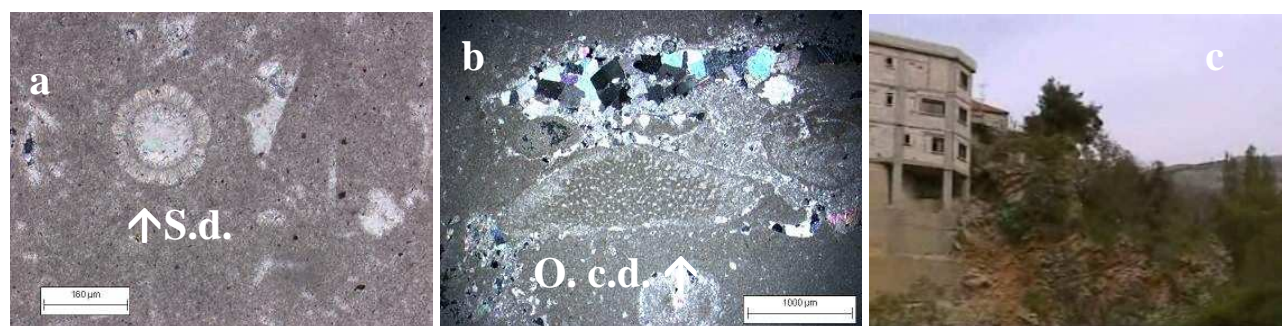


Figure 115 : Lames minces et affleurement de l'olistolithes de Hammâna.

a & b : lames minces de micrite crétacé à *S. dinarica* (S.d.) et *O. conoidea-discoidea* (O. c.d.) ; c : affleurement.

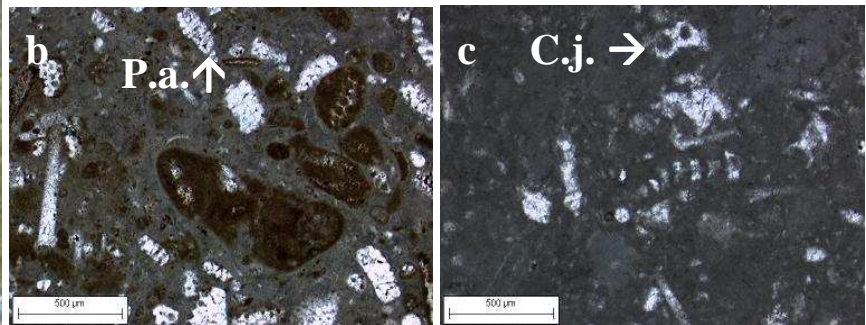
La recherche du contact avec le Jurassique a donc été difficile dans cette zone fortement urbanisée et militarisée. Différents prélèvements ont permis de voir affleurer des micrites jurassiques notamment dans la boutonnière tectonique de l'Ouadi El Qalaâ près du centre médical de Btekhnaï (33°48'18,59''N 35°43'45,29''E ; fig. 116 a).

Les calcaires micritiques se sont des packstones à *P. ampullaceas*, radioles, grains de micrite ferrugineuse et des micrites fenestrée à dinokystes, *N. circularis*, *C. jurassica* (figs. 116 b et c).



Figure 116 : affleurement et lames minces de la boutonnière jurassique de l’Ouadi El Qalaâ.

a : affleurement ; b et c : lames minces de micrite fenestrée à *P. ampullaceas* (P.a.) et *C. jurassica* (C.j.).



Plus à l’Ouest à la sortie du village d’Ech Chebbâniyé en direction de Qoubbeyaa nous avons pu échantillonner le contact entre les calcaires jurassiques et les dépôts les recouvrant (fig. 65, 114 b & 117).

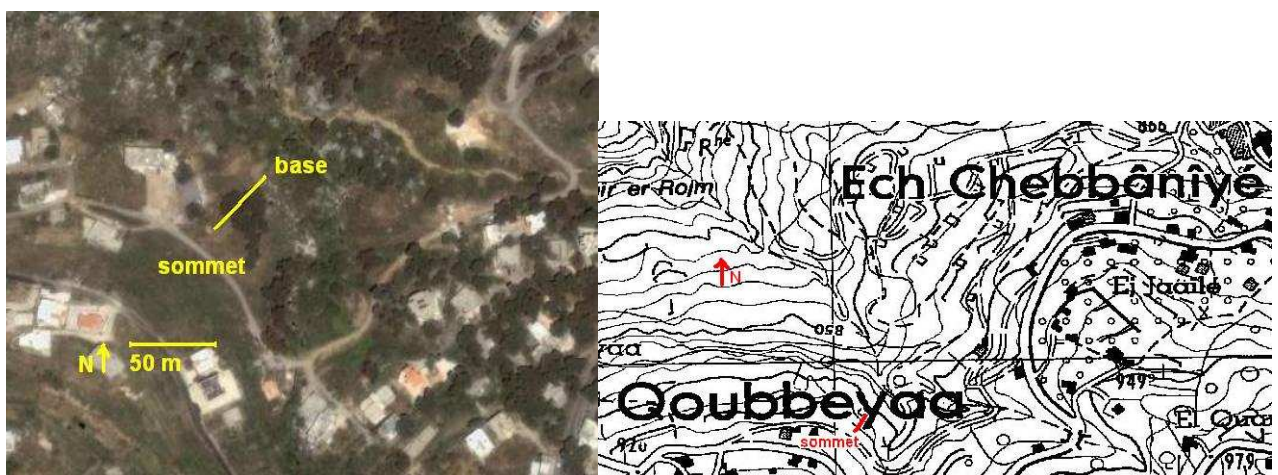
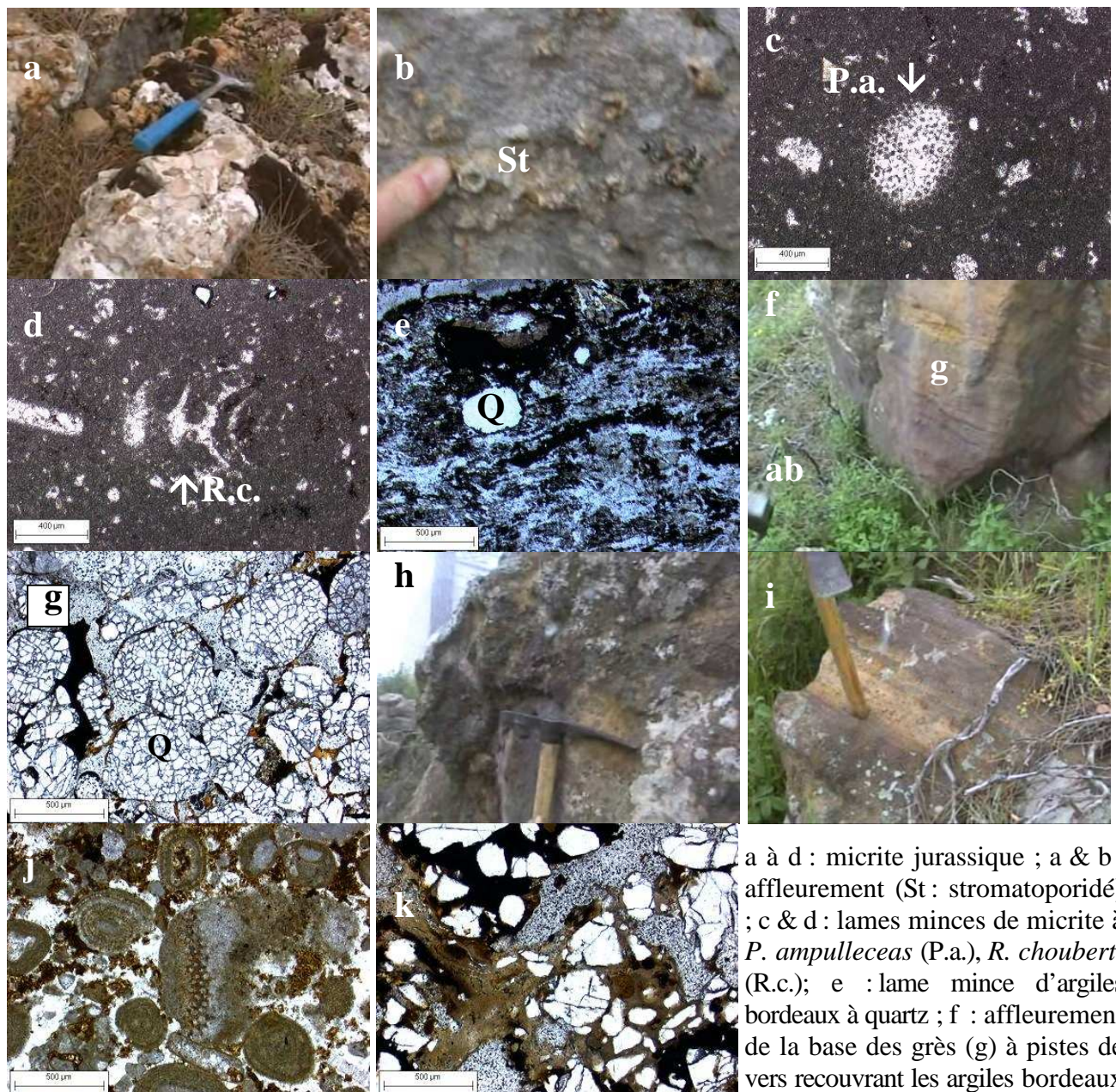


Figure 117 : Observation satellitale et carte topographique de la coupe d’Ech Chebbâniyé.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Beyrouth, Direction des Affaires Géographiques, 1962c)

Cette petite coupe de quelques mètres d'épaisseur, montre à la base un mudstone passant à un packstone à *P. ampulleceas*, *R. chouberti*, lamellibranches, gastéropodes, stromatoporidés, silex et terriers (figs. 118 a à d). Ce banc est recouvert par un fin (30 cm) banc d'argiles bordeaux à rares grains de quartz (figs. 118 e & f). Ces argiles d'altération magmatiques signent l'arrivée des quartz dans le secteur. Au-dessus, 2 m de grès à pistes de vers montrent de gros grains de quartz (500 µm en moyenne) extrêmement fracturés (comme ceux du sommet de la coupe de Ed Douar) partiellement cimentés par de la micrite ferrugineux (figs. 118 f & g).

Un dernier dépôt à base ravinante a été échantillonné sur ces grès. A l'affleurement il semble décapiter les grès et contient de petits pisolithes (de taille inférieure au cm) bien cimentés (figs. 118 h & k). L'étude microscopique montre que ce niveau est en fait constitué du remaniement des grès précédents inclus dans une matrice calcaire et de remaniement de calcaires oolithiques (fig 118 h) et n'est absolument pas corrélable avec " le niveau pisolitique " de Tarchich Nord et de la coupe de Hammâna.



a à d : micrite jurassique ; a & b : affleurement (St : stromatoporidé) ; c & d : lames minces de micrite à *P. ampulleceas* (P.a.), *R. chouberti* (R.c.); e : lame mince d'argiles bordeaux à quartz ; f : affleurement de la base des grès (g) à pistes de vers recouvrant les argiles bordeaux (ab) ; g : lame mince des grès (Q : quartz corrodés) ; h à k : banc ravinant à petits pisolithes ; h à i : affleurement ; j et k : lames minces.

Figure 118 : Affleurements et lames minces de la coupe d'Ech Chebbâniyé.

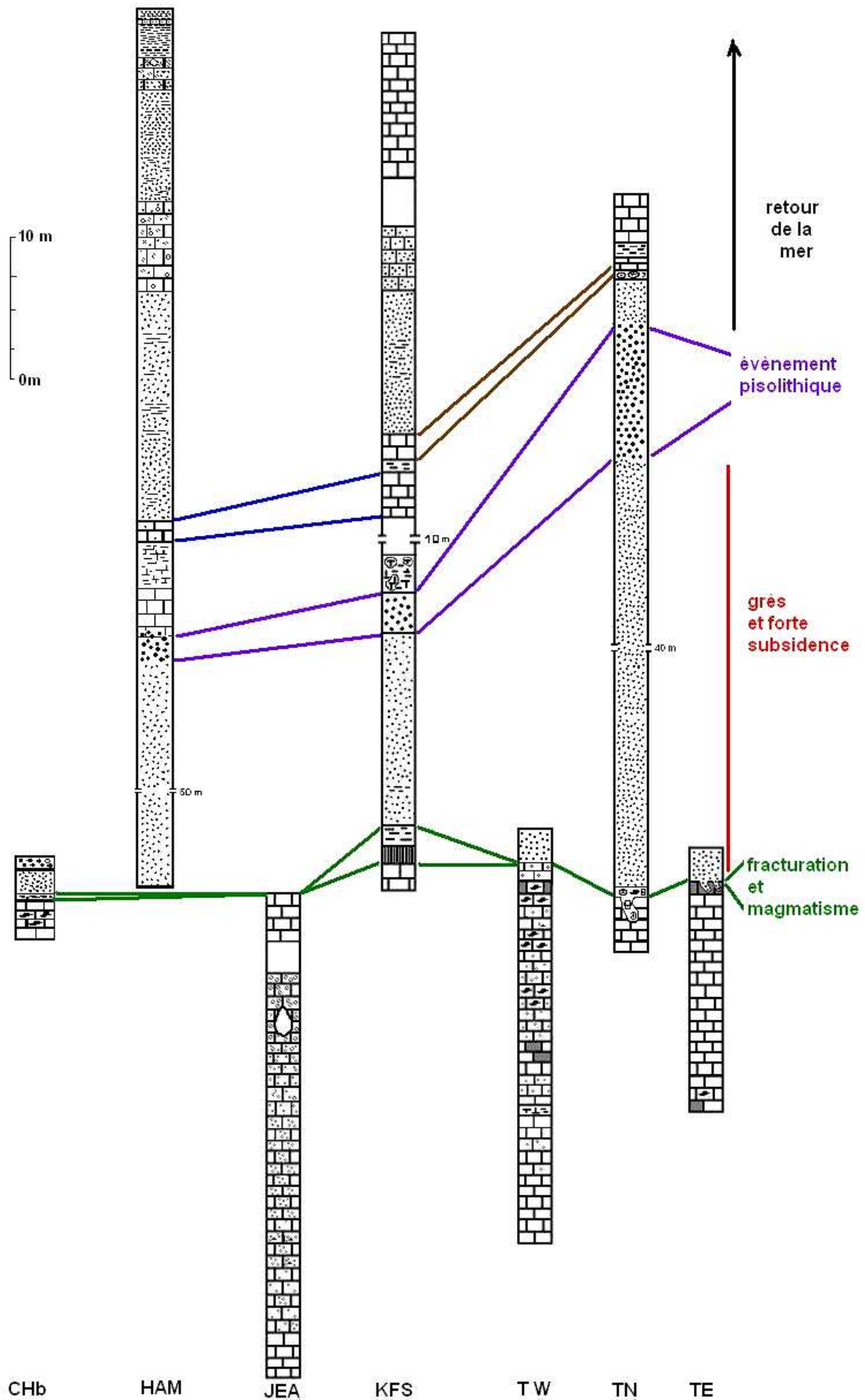


Figure 119 : Synthèse des coupes du Sud du Mont Liban.

Chb : Ech Chebbâniyé ; Ham : Hammâna ; JEA : Jouâr El Haouz ; KFS : Kfar Selouâne ;
 TW : Tarchîch Ouest ; TN : Tarchîch Nord ; TE : Tarchîch Est.

L'affleurement d'Ech Chebbâniyé résume les évènements entre-aperçus dans la partie méridionale du Mont Liban Nord. Il montre qu'à la fin du dépôt des calcaires à stromatoporidés et silex une activité tectono-magmatique se manifeste (Fig. 119). Elle est peu importante et probablement diachrone sur l'ensemble de la Qadaa mais reste liée aux premiers apports de quartz.

Elle entraîne la mise en place de coulées de laves dans les dépressions (Qornâyel, Kfar Selouâne) et le dépôt d'argiles d'altération basaltiques (Ech Chebbâniyé).

Ailleurs, les zones immergées sont peu profondes et favorisent la mise en place d'un environnement oolithogène (Ech Chebbâniyé, Tarchîch Ouest) ; tandis que les zones émergées pourront être soumises à une karstification (Tarchîch Est).

Puis cette région va subir à une subsidence différentielle assez forte qui va entraîner le dépôt régulier de grès sur plus de 50 m d'épaisseur (Hammâna, Tarchîch Nord). Une période de stabilité permettra la mise en place d'un environnement pisolitogène sur les blocs émergés. Elle est suivie d'une forte activité tectonique, réactivant les précédentes failles, qui va créer de nouvelles dépressions ou seront vidangés de manière brutale ces pisolithes.

La mer reviendra ensuite (dépôts carbonatés) mais l'apport détritique argilo-gréseux sera maintenu dans le Sud Ouest. La localisation des ambres de Hammâna indique un dépôt tardif probablement aptien, cependant l'ambre tout comme les quartz peuvent être interprétés comme des éléments remobilisés pouvant provenir d'extrêmement loin dans le temps et dans l'espace. L'âge de ces ambre et de sa faune n'est donc pas fixée.

2B. MONT LIBAN SUD.

Cette unité est limitée à l'Est par la faille de Yammouneh et à l'Ouest par la faille de Roum. Nous avons réalisé dans cette zone plusieurs coupes et de multiples prélèvements (fig. 120) notamment à l'Est de la faille de Yammouneh car de nombreux lambeaux de Jurassique y sont cartés. Nous voulions savoir s'ils appartenaient à cette unité ou à celle de la Bekaa. Nous découperons notre étude en 2 parties ; la première correspondant au Jabal Sud qui borde à l'Ouest la faille de Yammouneh, la seconde traitera des domaines de Jisr El Qâdi et de Jezzine.

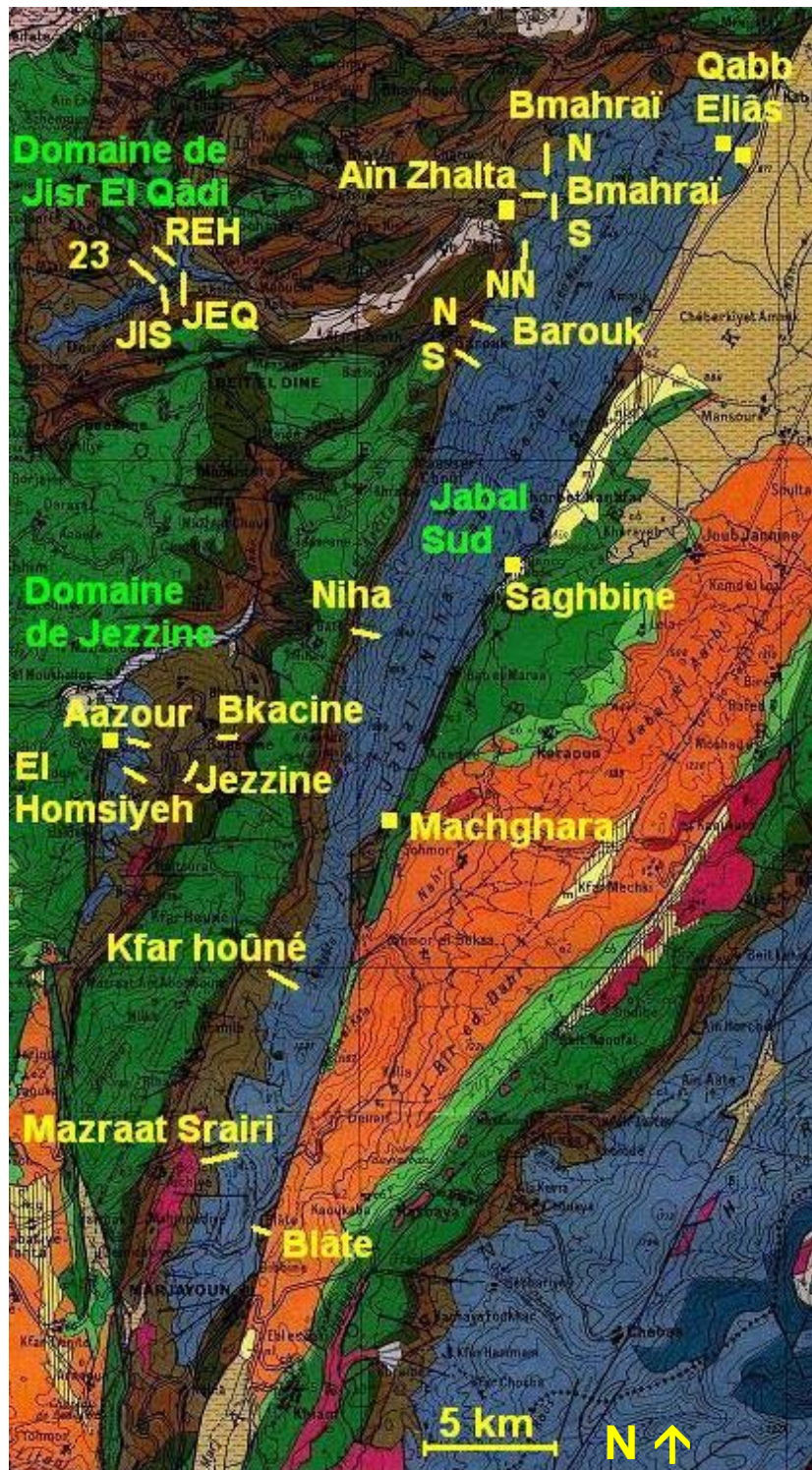


Figure 120 : Localisation des coupes et des prélèvements du Sud du Mont Liban.
(extrait de la carte géologique du Liban, Dubertret, 1955a)

2B1. LE JABAL SUD.

A la limite orientale du Mont Liban Nord et sud (fig. 120), nous avons effectué trois coupes en continu et quelques prélèvements autour des communes de Bmahrai et d'Ain Zhalta (fig. 121).

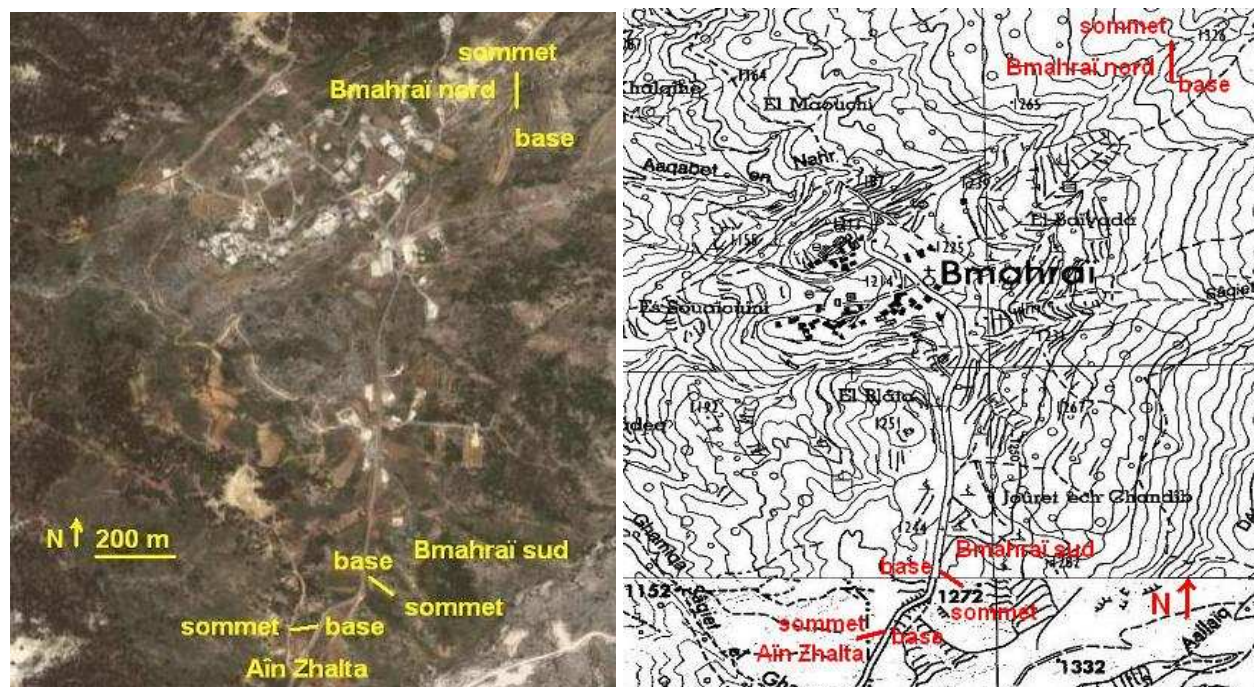


Figure 121 : Coupes de Bmahrai et d'Ain Zhalta.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

La première coupe a été effectuée au Nord du village de Bmahrai près du réservoir à une altitude de 1300 m (Bmahrai Nord : $33^{\circ}45'32,68''N$ $35^{\circ}43'21,89''N$; fig. 121). Elle correspond à la base des calcaires échantillonnés ici sur une dizaine de mètres d'épaisseur (Bmahrai Nord, fig. 121). Cette petite coupe est essentiellement constituée de pelmicrite, riche en gastéropodes, échinodermes, spicules d'éponges et foraminifères comme *K. wellingsi*, *N. oolithica*. On rencontre *A. lusitanica* (fig. 123 a) à la base dans un niveau plus marneux et *V. lugeoni*, *A. powersi* ainsi que *E. virculina* (fig. 123 b) vers le sommet. L'apparition de graincoateds et de quelques oolithes (fig. 123 c) dans la pelmicrite montre un accroissement de l'agitation du milieu aux abords.

Après un hiatus de quelques centimètres le banc suivant est un mudstone à silex qui souligne un retour au calme de l'environnement. La diminution de la bioturbation laisse envisager un probable approfondissement (ou confinement).

Cet échantillonnage se poursuit, à moins d'un kilomètre vers le sud de l'autre coté du village de Bmahrai, le long de la route qui va à Ain Zhalta, par une seconde coupe (figs. 121 & 122 Bmahrai sud : altitude 160 m ; $33^{\circ}44'58,76''N$ $35^{\circ}43'10,19''E$). Elle débute par 40 cm de packstone à graincoateds riche en pellets et en spicules et à *E. virculina*, *P. ampullaceas*, *Trocholina sp.*, *N. oolithica* (figs. 123 d & e).

Au-dessus, un banc d'aspect carié est un calcaire de type grainstone à graincoateds (fig. 123 f) à échinodermes, lamellibranches et fragments de stromatoporidés. Suivent sur environ 5 m d'épaisseur des bancs de micrites karstifiées dont le remplissage est constitué d'éboulis de ces mêmes micrites. Ce sont des wackestones passant à des packstones de micrite fenestrées plus ou moins riches en spicules, pellets, échinodermes et mollusques (nérinés notamment). A l'échelle microscopique ces formations massives sont riches et diversifiées en algues (*H. lemmensis*, *S. annulata*, *P. ampullaceas*, *Po. incrustata*... ; fig. 123 g) et en foraminifères (*E. virculina*, *P. lituus*, *N. oolithica*, *S. beydouni*, *T. af. alpina*, *V. lugeoni*). Notons que plusieurs niveaux contiennent des silex.

Au pied de la coupe Sud les produits de l'altération du Jurassique sont importants. Un épais tapis de silex souligne l'importance du phénomène (fig. 123 h).

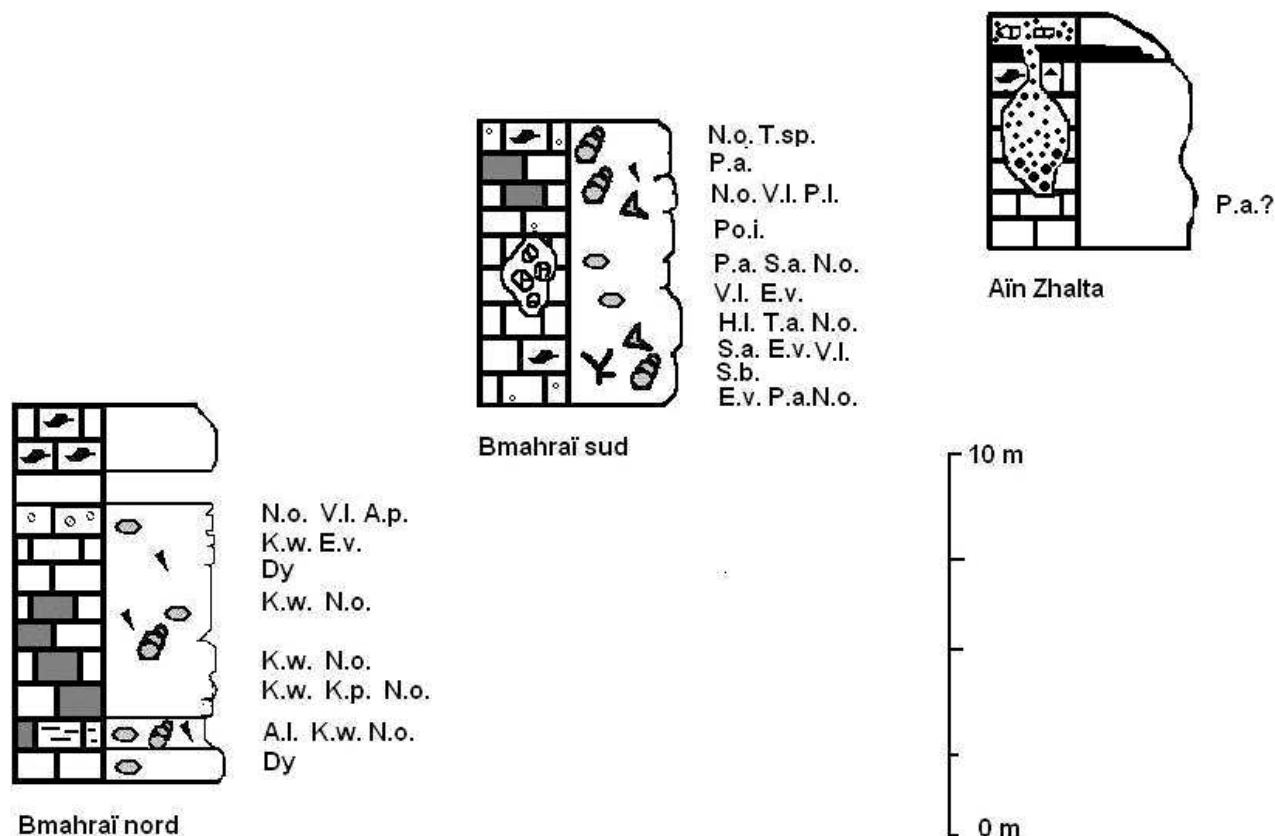


Figure 122 : Logs des coupes de Bmahrāi-Ain Zhalta.

La dernière partie du levé se situe à un peu plus d'une centaine de mètres de la coupe Bmahrāi Sud, de l'autre côté de la route (figs. 121 & 122 ; Ain Zhalta : 33°44'57,11''N 35°43'05,64''E). Elle correspond aux derniers niveaux carbonatés de la région (fig. 123 i). Ceux ci, profondément karstifiés (fig. 123 j), sont constitués d'un mud-wackestone, plus ou moins riche en pellets et en silice où l'on reconnaît de petits fragments d'algues (*P. ampullaceas* ?). Une contamination ferrugineuse probablement secondaire transforme en partie la matrice en sidérose (fig. 123 l). Ce karst est comblé par des dépôts mixtes de grès grossiers et de débris de karst (fig. 123 k). La base du remplissage est riche en pisolites à encroûtement ferrugineux mais nucléi calcaires et en grains de quartz hétérométriques (2000 à 20 µm) fortement corrodés pour les plus gros (fig. 123 l). La surface du karst est oblitérée par des grès et des petits niveaux de calcaires (fig. 123 j). Le dépôt de grès n'est guère épais (quelques mètres tout au plus, fig. 123 i).



Figure 123 : Affleurements et lames minces des coupes de Bmahrai-Ain Zhalta.

a à c : coupe de Bmahrai Nord : a : niveau basal marneux à *A. lusitanica* (A.l.); b : niveau sommital à *E. virculina* (E.v.); c : pelpackstone à oolithe (→) ; d & e : base de la coupe de Bmahrai nord : d : affleurement ; e : lame mince du packstone à *T. alpina* (T.a.) ; f : lame mince du grainstone à graincoateds ; g : lame mince du wackestone à *Po. Incrustata* (Po.i.) ; h : tapis de silex (s) ; i : sommet de Bmahrai Sud (Bs), coupe de Ain Zhalta (AZ) et de sa couverture de grès (g) ; j : affleurement d'Ain Zhalta ; k à m : affleurement et lames minces du wackestone à sidérose karsté et son remplissage (Q : quartz, pi : pisolithe) ; n : latérite ; o : calcaire à nodules ferrugineux (↓).

A quelques centaines de mètres vers le sud de la coupe précédente (33°44'46,81''N 35°43'03,47''E, à 1330 m d'altitude) nous avons pu observer les restes d'une cuirasse latéritique en cours de démantèlement (fig. 123 n). Le calcaire sous la cuirasse est plus ou moins bréchié et riche en nodules ferreux (fig. 123o). Il témoigne de l'émergence et l'instabilité du système.

Nous proposons qu'au niveau de Bmahrai-Ain Zhalta, à la fin du Kimméridgien le soubassement de cette zone se soit soulevé pour rester émergé durant une longue période (fig. 124). Sa karstification est profonde. Le remplissage des karsts est, dans un premier temps, réalisé par les produits autochtones du karst lui-même. Ceci montre que l'émergence s'est déroulée bien avant l'arrivée des grès. Ces derniers sont d'ailleurs très peu épais pour la région. Le remplissage tardif des karsts par les formations silicatées se fait par le biais de fragments de grès consolidés et de quelques pisolithes. Ces grès correspondent certainement à des remaniement de grès allochtones. Le colmatage du karst par les remobilisés gréseux est lié à un léger affaissement d'une partie du karst pendant le Crétacé.

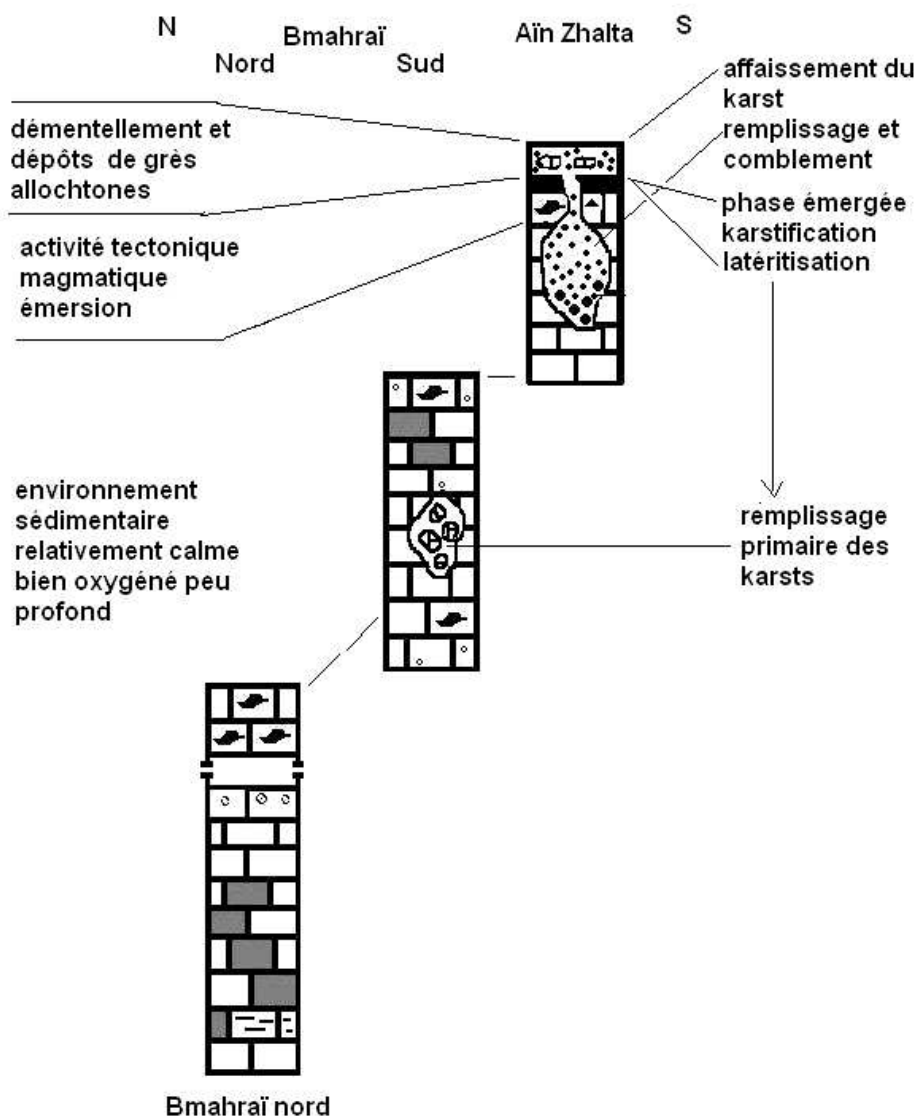


Figure 124. Synthèse des log de la zone de Bmahrai-Ain Zhalta

Nous avons retrouvé un autre dépôt de pisolithes un peu plus au sud sur le bord de la route d'Ain Zhalta, cependant ni leur puissance ni leur aspect ne permettent de les relier à ceux trouvés à Tarchîch et à Hammâna. En effet, ces pisolithes sont inclus dans un calcaire gréseux à matrice micritique azoïque et endoclastes subcirculaires. Les pisolithes sont d'assez grosse taille (centimétrique), constitués de couches plus ou moins concentriques de micrite claire à grisâtre dont les derniers niveaux sont parfois incrustés de grains de quartz. Leur forme générale indique un environnement où l'agitation n'est pas très intense. Les quartz figés dans les dernières stries de croissances sont hétérométriques (taille comprise entre 40 µm et 1 mm), hétérogènes (anguleux ou arrondis) et parfois corrodés. On peut envisager une origine en milieu protégé pour ces pisolithes (peut être cavernicole-karstique) dans lequel des quartz pénétreraient par ruissellement l'ensemble serait ultérieurement chassé vers un environnement où la précipitation de carbonate est intense.

La présence de fer dans la micrite mais aussi la présence d'une latérite permet d'envisager l'existence (proche ?) de roches magmatique en cours d'altération. Or, aucune formation n'est cartée dans les environs et nous n'en avons pas observé ; nous suggérons donc l'apparition d'un événement tectono-magmatique (probablement peu intense) à la fin du dépôt de ces micrites et en liaison avec leur émergence.

Trois coupes ont été effectuées au Nord et à l'Est de la commune d'El Bâroûk (figs. 120 & 125) La plus septentrionale (coupe El Bâroûk NN : 33°43'30,16''N 35°42'28,82''E, fig. 128) a été effectuée 50 m au-dessus de l'Ouadi Kafra sous la source de l'Ain Ed Daijé à l'altitude de 1160 m dans un compartiment de failles. La faille majeure suit la route sur une direction Sud-Ouest/Nord-Est, les autres dessinent des sigmoïdes de direction Ouest Sud-Ouest/ Est Nord-Est entre lesquelles nous avons échantillonné.

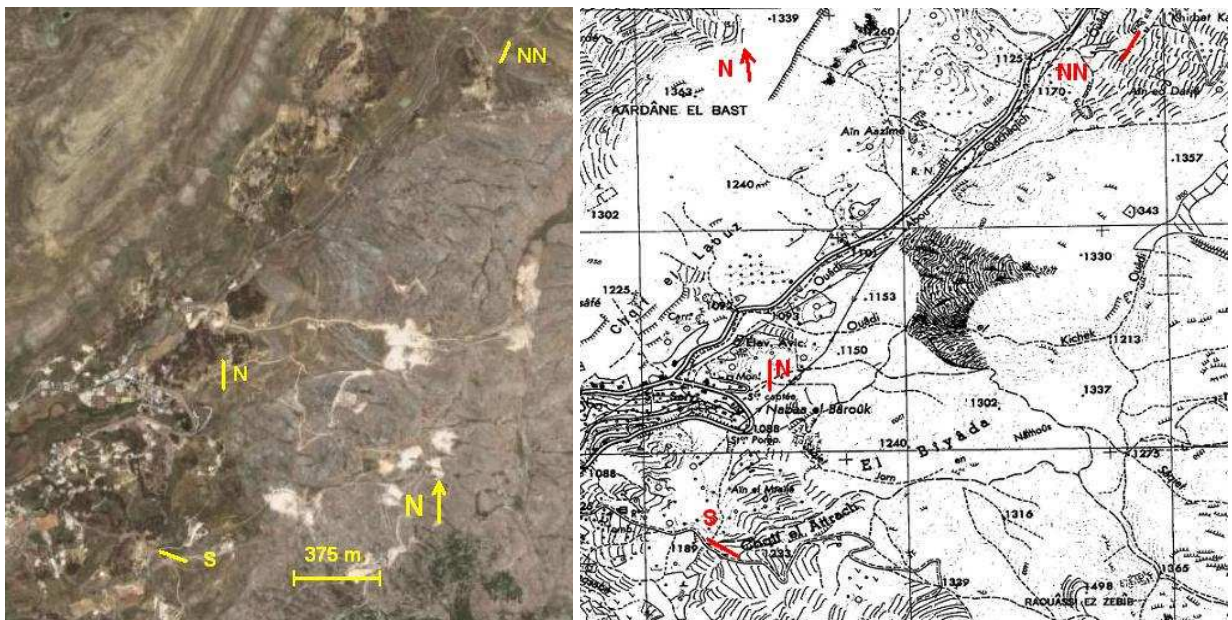


Figure 125 : Coupes d'El Bâroûk.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

Les couches concernées sont un ensemble de bancs de taille relativement homogène (40 cm) à pendage sud (fig. 126 a). Ils sont recouverts par des grès sableux exploités dans une carrière. L'étude des échantillons révèle des micrites riches en algues. Ce sont des packstones à spicules et dasycladales (*Salpingoporella*, *Macroporella*, ... ; figs. 126 b & c), les foraminifères sont peu nombreux et mal conservés. Les niveaux inférieurs contiennent *R. chouberti*. Les niveaux médians tendent vers le grainstone à graincoateds à valvulines. Le banc supérieur est riche en nérinés géants et contient *T. alpina*.

Nous pensons que l'affleurement de ce lambeau est lié à des mouvements tectoniques sub-actuels, le contact avec le grès semble être le fruit d'un recouvrement lié à ces mouvements.

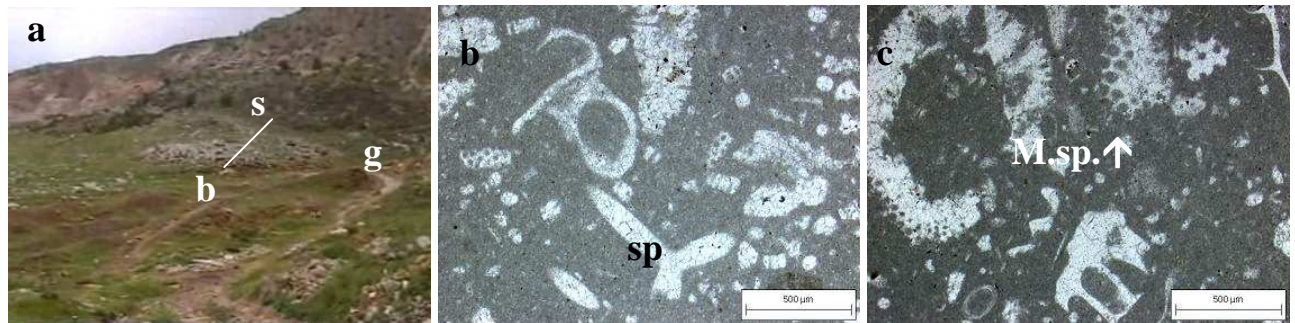


Figure 126 : Affleurement et lames minces de la coupe d'El Bâroûk NN.

a : affleurement (trait : coupe, b : base ; s : sommet ; g : contact avec les grès ; b : packstone à spicules (sp) de la base de la coupe ; c : packstone à algues (*Macroporella sp.* : M.sp.) du sommet de la coupe.

Les deux coupes suivantes, bien que séparées l'une de l'autre de 500 m, expriment un même faciès sédimentaire. La coupe Nord a été effectuée à Nabaa El Bâroûk, aux pieds de la caserne, sur le flanc Est d'une colline gréseuse (33°42'45,95''N 35°41'43,51''E ; 1079 m d'altitude ; figs. 120, 125 & 127 a (N) & b). La coupe Sud est située au niveau du lieu dit Chaif El Attrack (33°42'20,26''N 35°41'33,43''E ; entre 1180 et 1200 m d'altitude, figs. 120, 125, 127a (S) & c).



Figure 127 : Affleurements des coupes d'El Bâroûk N et S.

a : vue de la coupe S sur la coupe N (N : coupe N, S : sommet de la coupe S ; b : affleurement des micrites et des grès de la coupe N ; c : coupe S (f : falaise fossile, d : sable dolomitique, g : grès)

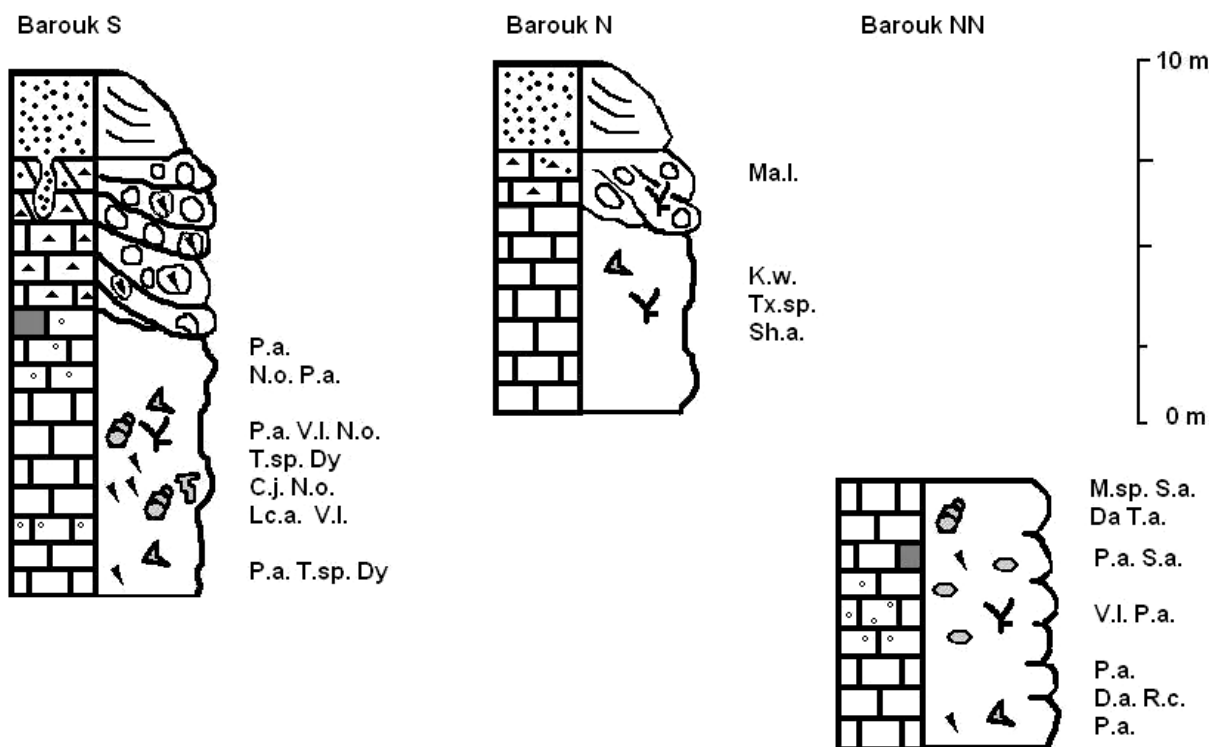


Figure 128 : Log des coupes d'El Bâroûk

La coupe Sud (figs. 127 c & 128) est cependant plus développée et ses premiers niveaux correspondent à un dépôt de micrite plus ou moins riche en éléments figurés : stromatoporidés *Shuqraia arabica* (*Sh. arabica* HUDSON 1954), mollusques, spicules de spongiaires, dasycladales et *P. ampullaceas* (fig 129 a), associés à quelques foraminifères relativement mal conservés (*V. longeoni*, *K. af. wellingsi*, *N. oolithica*, *R. chouberti*...).

Ces micrites sont recouvertes par des brèches contenant des éléments hétérométriques de packstone à spicules et algues dans un ciment micritique plus ou moins recristallisé (figs. 129 b & c). Les bancs s'enrichissent en grains de quartz qui s'associent aux éléments de la brèche (figs. 129 d & e); la matrice devient ocre. Vers le sommet la dolomie apparaît et un sable dolomitique recouvre la brèche (figs. 129 f à h).

Des couches de sables grésifiés se déposent ensuite sur les dépôts lagunaires de dolomie. Par endroit des filons clastiques (figs. 129 i & j) soulignent l'activité sismique de cette région durant ou après le dépôt des grès.

La base de la coupe Nord (figs. 127 b & 128) est un mudstone à *K. wellingsi* et *Textulariopsis sp.* recouvert par des brèches précédant le dépôt des grès. Cette brèche contient des éléments de calcaires micritiques piégés dans une matrice micritique, elle contient des stromatoporidés et *Marinella lugeoni* (*Ma. lugeoni*; PFENDER 1939). Des grains de quartz ont été retrouvés piégés dans ces organismes (fig. 129 h). Cette brèche semble avoir été formée en milieu marin au tout début des apports de quartz. Sa mise en place pouvant être liée aux premiers signes d'activation tectonique du site responsable d'un premier apport de grès.

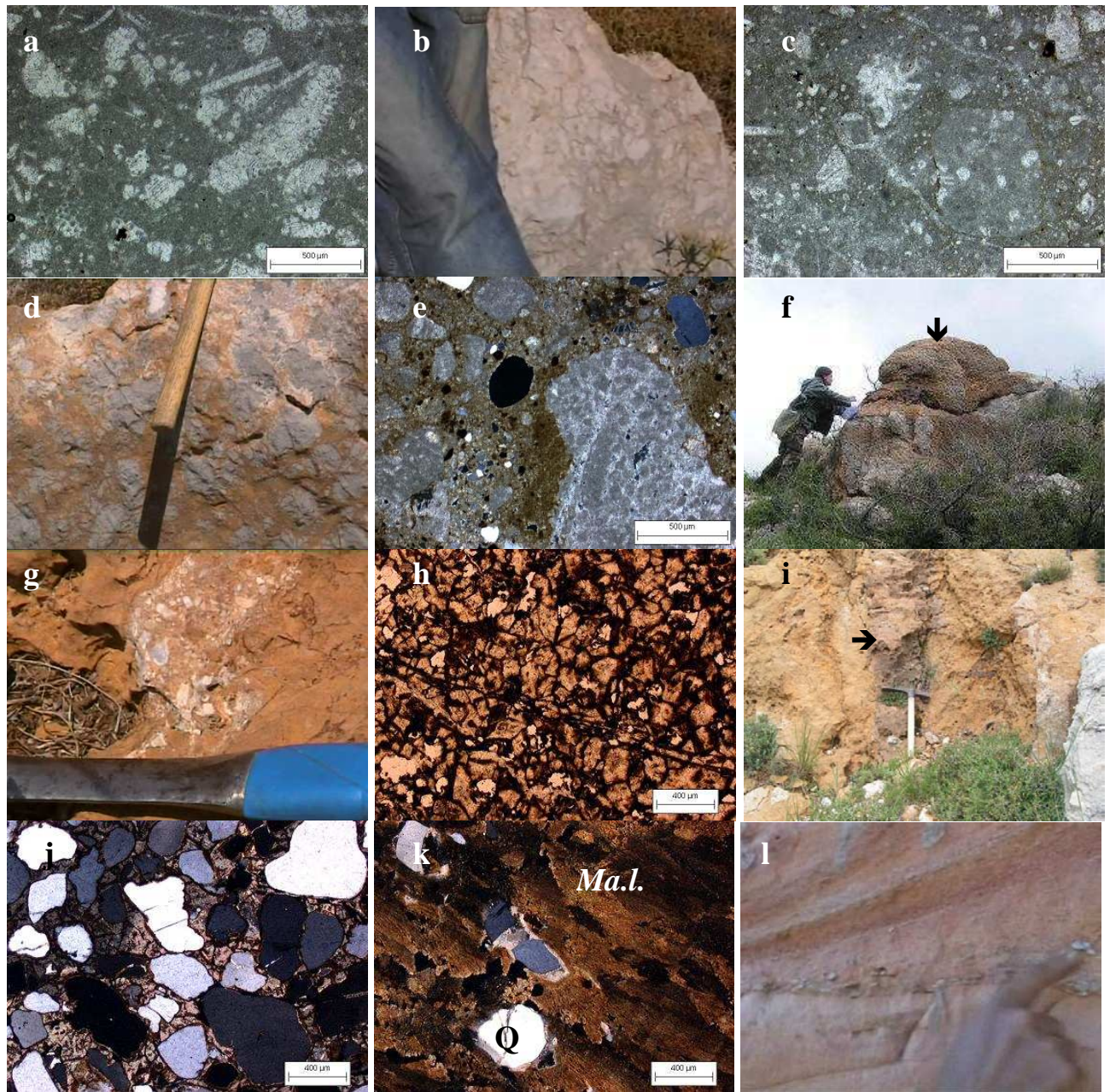


Figure 129 : Affleurements et lames minces des coupes d'El Bâroûk N et S.

a : micrite à spicules et algues de la falaise ; b & c : premières brèches et lame mince ; d & e : brèche à quartz et lame mince ; f : affleurement des premiers sables dolomitiques (↓) ; g : dernière brèche dans les sables dolomitiques ; h : lame mince du sable dolomitique ; i & j : affleurement (→) et lame mince du filon clastique ; k : quartz (Q) piégés dans *Ma. lugeoni* (Ma.l.) ; l : lits d'argiles de décantation des dépôts de crues .

Les grès présentent une granulométrie très variable et un type de dépôt de crue souligné par de fins niveaux argileux résultant de la décantation entre deux épisodes de fortes eaux (fig. 129 l). L'épaisseur cumulée de ces dépôts fluviaux ne dépasse pas 5 mètres.

Nous proposons que sur le Bâroûk, la mer jurassique ai déposé des calcaires d'environnement plutôt calme. Puis un épisode tectonique (sans émission de magma aux abords) a porté à l'émergence le soubassement induisant un pendage Nord-Ouest aux couches de calcaire et la formation d'une falaise (fig. 130). Le démantèlement de cette falaise a créé ces couches de brèches à pendage Ouest qui se mettent en place dans un premier temps en mer et dans un deuxième temps à Bâroûk sud dans un environnement lagunaire (dolomie). La présence de grains de quartz dans les brèches souligne un apport de détritique relativement rapproché des épisodes de surrection de la falaise.

Nous pouvons noter que les premiers produits retrouvés dans les brèches ne présentent pas des faciès différents de ceux de la falaise, ce qui indique qu'aucun faciès oolithogène ne s'est mis en place ici. Les dépôts par crues des sables gréseux montrent que cet endroit est certainement resté émergé : falaise surplombant une lagune puis un bras de rivière.

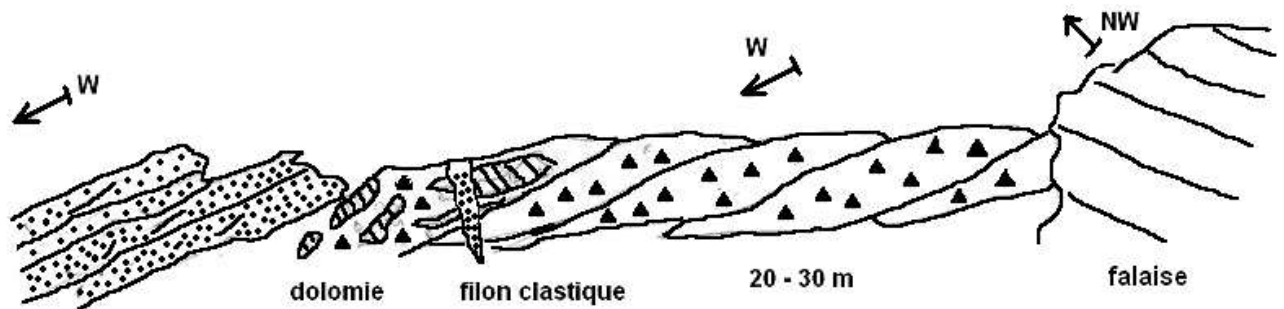


Figure 130 : Schéma interprétatif de la coupe de Bâroûk S

Une dizaine de kilomètres plus au Sud au niveau de la commune de Niha les couches sont renversées (fig. 131). Le calcaire jurassique chevauche les grès (figs. 133 a & b). Notre coupe réalisée en 2 parties au niveau du lieu dit El Himi (33°36'16,63''N 35°38'31,25''E entre 1230 et 1370 m d'altitude) est globalement de direction Sud-Est/Nord-Ouest. La partie basale chevauche la partie sommitale par le biais de plusieurs niveaux broyés où de contacts anormaux (fig. 134).

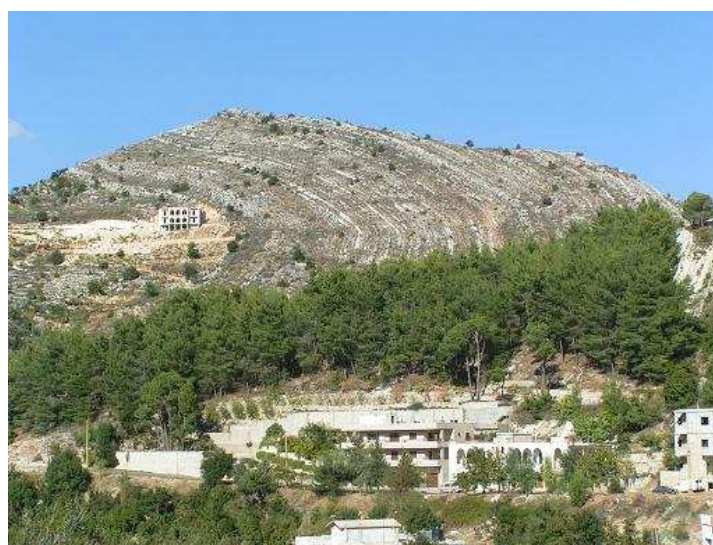


Figure 131. Série renversée à Niha.

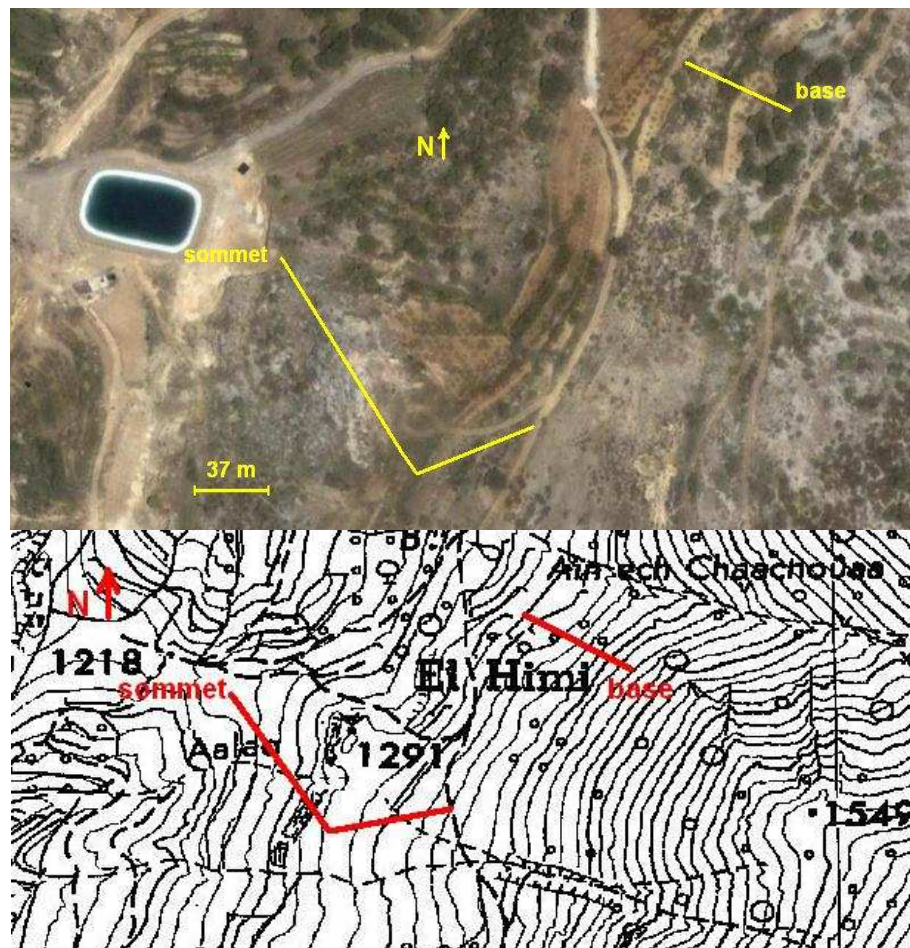


Figure 132 : Coupe de Niha.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

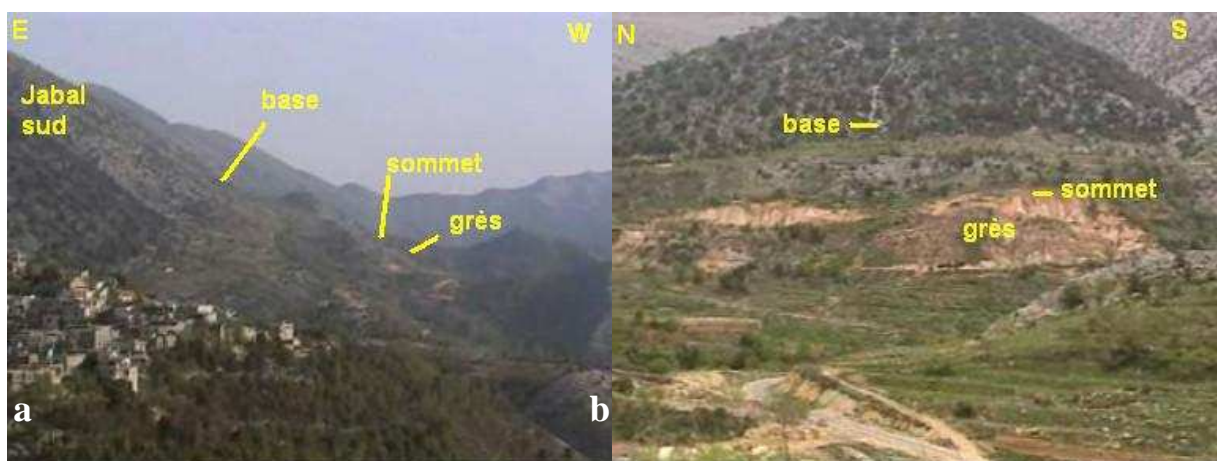


Figure 133 : Coupe de Niha vue de profil (a) et vue de face (b)

La première partie de la coupe d'une vingtaine de mètres (unité 1, figs. 134 & 135), correspond à des bancs assez épais de micrites blanches et grises (fig. 136 a), interrompues par deux épisodes plus marneux. Les bancs calcaires sont des alternances de wackestones, de packstones, de pelmicrites associés à quelques niveaux affectés d'intense bioturbation (fig. 136 b), et des passages à des micrites fenestrées dont les éléments tendent à s'encroûter (fig. 136 c). Tous ces bancs recèlent une faune et une flore riche. Outre les mollusques, les échinodermes, les éponges, l'étude microscopique révèle de nombreux foraminifères comme : *N. oolithica* et *circularis*, *K. palastiniensis* (fig. 136 b) et *wellingsi* (fig. 136 c), *P. lituus*, *V. longeonii*, *E. virculina* ou *R. chouberti*. Les algues sont aussi bien représentées : *C. piaie*, nombreuses dasycladales, *S. annulata* notamment.

Ensuite, un ensemble de petits bancs ocre (unité 2, figs. 134 & 135), à pendage plus horizontal, poursuit la coupe (fig. 136 d). C'est un grainstone à graincoateds et oolithes remaniées (fig. 136 e), à *N. circularis*, *K. wellingsi* et *Valvulina sp.*. Le contact entre ce grainstone et les précédents est discordant. Nous proposons l'existence d'une faille de direction Nord-Sud (F1 figs. 134, 135 & 136 f).

Au-dessus de cet ensemble, le pendage des couches est à nouveau plus vertical ; la discordance est plus nette (F2, figs. 134, 135 & 136 f). Une seconde faille (F2) permet le chevauchement des éléments précédemment décrits (unités 1 et 2) sur le reste de la coupe (unité 3, figs. 134 & 135).

Ainsi, vingt mètres de micrites grises poursuivent la coupe (fig. 136 g). Ce sont à la base des micrites fenestrées à éléments tendant au graincoateds (fig. 136 h) et vers le sommet des pelmicrites à spicules (fig. 136 i). La faune et la flore sont plus diversifiées que dans les bancs inférieurs : stromatoporidés, mollusques, échinodermes, éponges, *N. circularis* (fig. 136 i) et *N. oolithica*, *K. wellingsi* (fig. 136 h) et *K. palaestiniensis*, *R. chouberti*, *E. virculina*, *V. longeonii*, *Bu. trinorchii* (fig. 136 j), *I. liasica* (Fig. 136 k), *Terquemella sp.* MORELLET (fig. 136 l), *Th. parvovesiculifer*, *S. annulata*, *P. ampullaceas*, *Cylindroporella sp.* JOHNSON 1954, *Heteroporella sp.* GROS-LEMOINE 1966.

Le sommet de ces micrites est recouvert par deux petits bancs de couleur ocre (30 – 40 cm d'épaisseur, unité 4 figs. 134, 135 & 136 m) constitués d'un grainstone à graincoateds assez ferrugineux (fig. 136 n). Les foraminifères y sont mal conservés, seuls quelques algues sont déterminables (*P. ampullaceas*). Que ce soit sur le terrain ou sous le microscope, nous n'avons pas observé d'interpénétration de grès dans ces bancs.

Cependant, le grès peu épais ici (4 m) est constitué dans les niveaux inférieurs de grains de quartz hétérométriques (plus de 500 à 10 μm) et hétéromorphes (subarrondis à anguleux) est cimenté par une micrite (fig. 136 o). On peut donc envisager que les sables sont venus polluer de manière continue l'environnement carbonaté.

Les mouvements tectoniques subactuels qui ont affectés cette zone ont profité des qualités sédimentaires des couches encadrant l'unité 2 (chevauchement). Nous supposons qu'un niveau plus plastique non visible ici soit intercalé entre les unités 2 et 3. On envisage la présence d'argiles volcaniques pincées par le chevauchement et, par conséquent, non affleurante entre ces deux unités. Cette hypothèse est confortée par l'enrichissement en fer de l'unité 2 et, par l'existence d'épanchements volcaniques dans les calcaires 4 km au sud de Niha, au niveau de Ain El Bârdi (Dubertret, 1952).

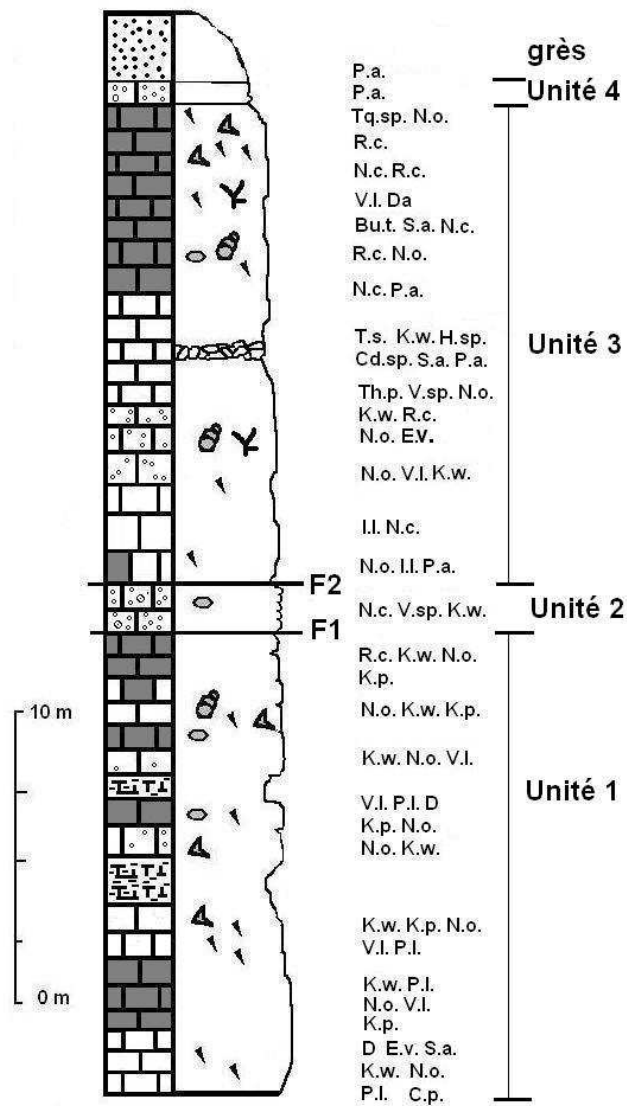


Figure 134 : Log de la coupe de Niha

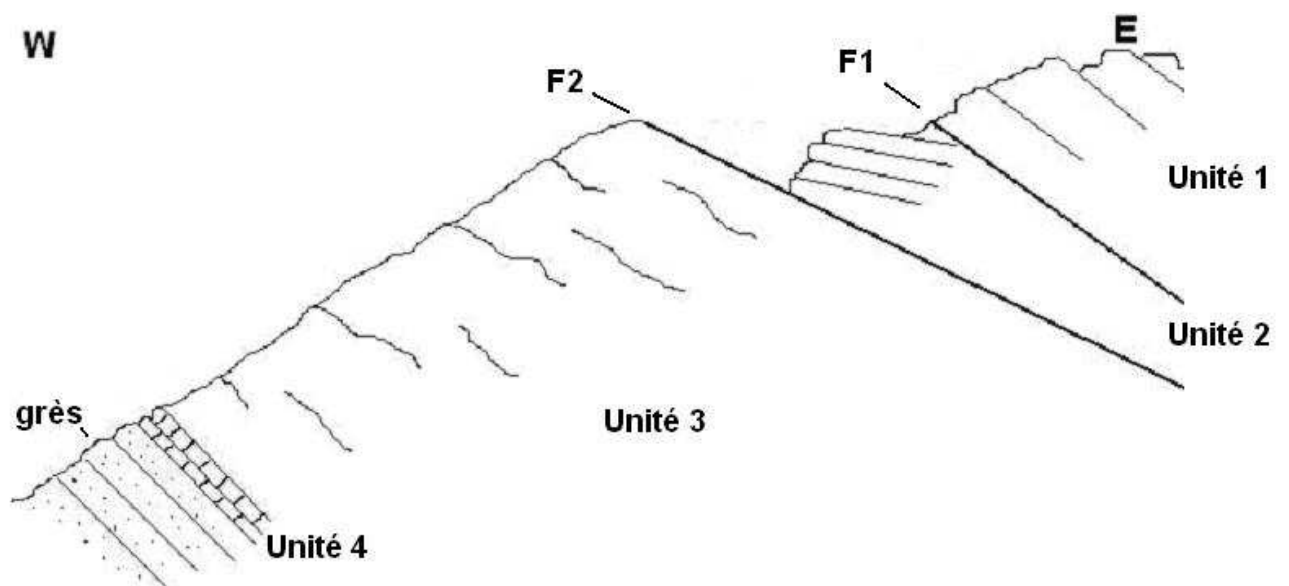


Figure 135 : Schéma interprétatif de la coupe de Niha

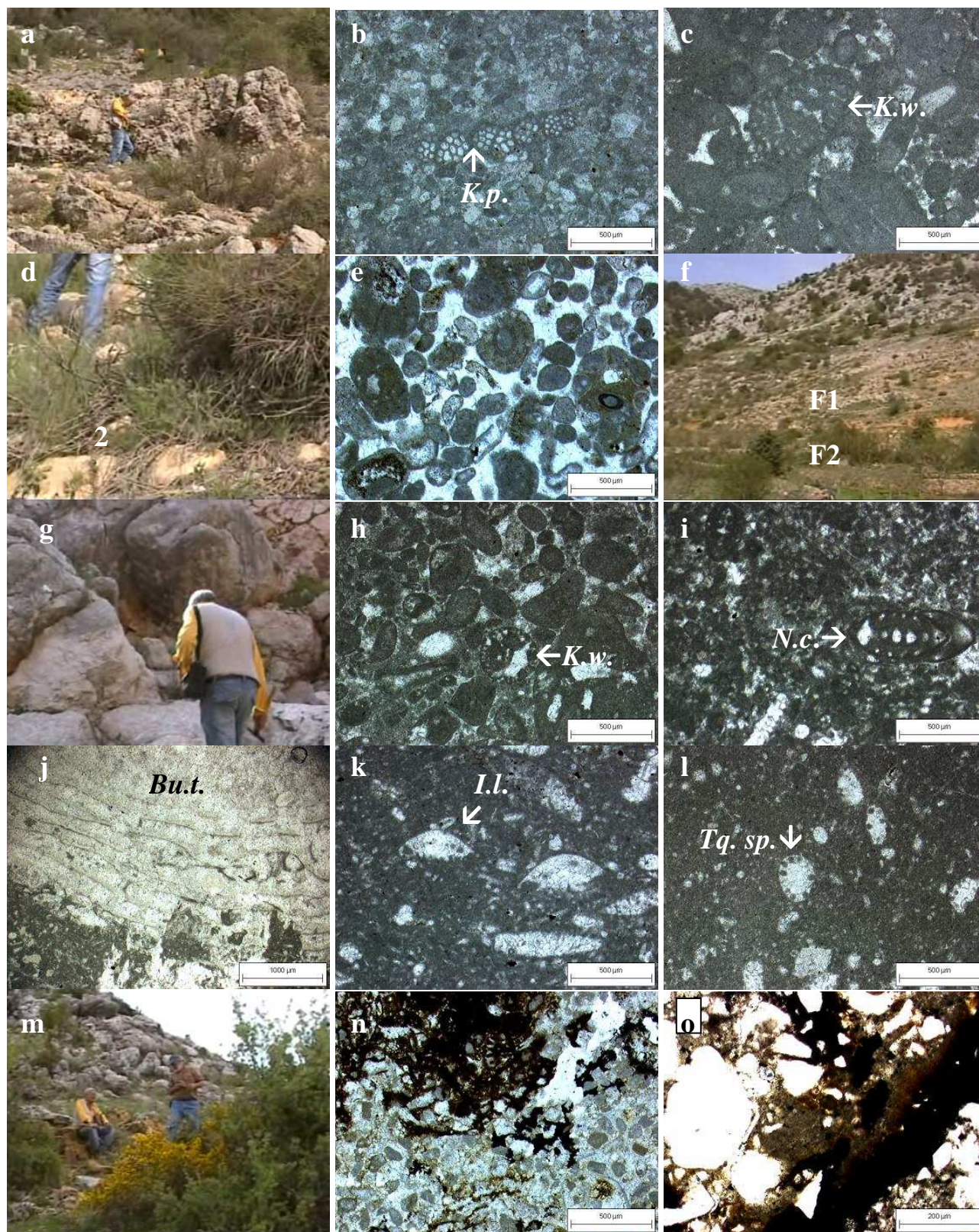


Figure 136 : Affleurements et lames minces de la coupe de Niha.

a : partie médiane de l'unité 1 ; b : lame mince d'une pelmicrite de l'unité 1 à *K. palastiniensis* (K.p.) ; c : lame mince de micrite fenestrée à graincoated *K. wellingsi* (K.w.) de l'unité 1 ; d : bancs ocre de l'unité 2 (2) ; e : lame mince de l'unité 2 ; f : emplacement de F1 et F2 ; g : micrites basales de l'unité 3 ; h à l : lames minces de l'unité 3 ; h : micrites fenestrées à *K. wellingsi* (K.w.) ; i : pelmicrites à spicules et *N. circularis* (N.c.) ; j : *Bu. trinorchii* (Bu.t.) ; k : *I. liasica* (I.L.) ; l : *Terquemella* sp. (Tq. sp.) ; m : unité 4 ; n : lame mince du grainstone à graincoated ferrugineux de l'unité 4 ; o : lame mince des grès à ciment micritique.

L'extrémité méridionale du Jabal Sud est découpée par de nombreuses failles actuelles. Cette pointe de noyau dur Jurassique est coincée entre les deux accidents majeurs de Yammouneh à l'Est et de Roum à l'Ouest. Les contraintes compressives induisent un morcellement des terrains par le biais de failles Est-Ouest et Est Nord-Est/Ouest Sud-Ouest et décalent, en éventail et plus ou moins verticalement, les différents compartiments. Cependant, le pendage des couches redevient conforme à ce que nous avons observé à Niha. Sur le flanc Ouest du Jabal, les couches de Jurassique et de grès plongent vers l'Ouest (20°) et s'horizontalisent au niveau de Blâte.

Les épanchements volcaniques sont cartés sur le flanc Ouest uniquement 3 km au Sud de Niha. Ils sont relativement abondants dans les grès et sont signalés par Dubertret (1950) et comme nous l'avons précédemment souligné dans le calcaire à Ain El Bârdi. Cependant entre Marzat Srairi et la fin du jabal, les formations magmatiques sont signalées par Dubertret comme interstratifiées dans les grès.

La coupe de Kfar Hoûné a été effectuée le long de la route qui descend de la commune à Marjayoun après Mazraat El Maghâriq dans le premier virage qui recoupe le contact entre les grès et les calcaires (33°27'59,92''N 35°36'10,15''E, 1036 m d'altitude, figs. 120, 137 & 138)

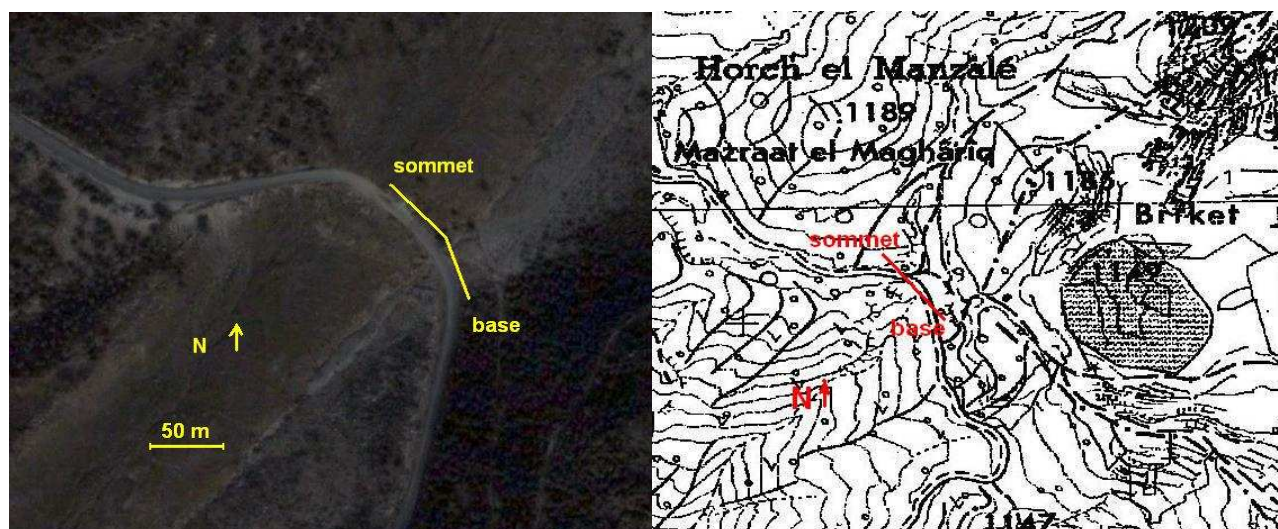


Figure 137 : Coupe de Kfar Hoûné.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

Elle correspond aux vingt derniers mètres sous le premier dépôt de grès (fig. 138). A l'affleurement on observe sept mètres de calcaires massifs suivis de dix mètres d'aspect plus « rognoneux ».

Ces premiers bancs sont des wackestones alternant avec des packstones, à la microfaune et flore très monotone. On observe essentiellement *P. ampullaceas* et, à la base de la coupe, *R. chouberti*, *N. oolithica* et *V. longeni*. Les restes de la macrofaune sont quant à eux constitués de coquilles de mollusques et de spicules d'éponges (figs. 140 a & b).



Figure 138. Sommet de la coupe de Kfar Hoûné.

(g : grès, dc : derniers niveaux calcaires, bt : banc à terriers, bv : banc à végétaux)

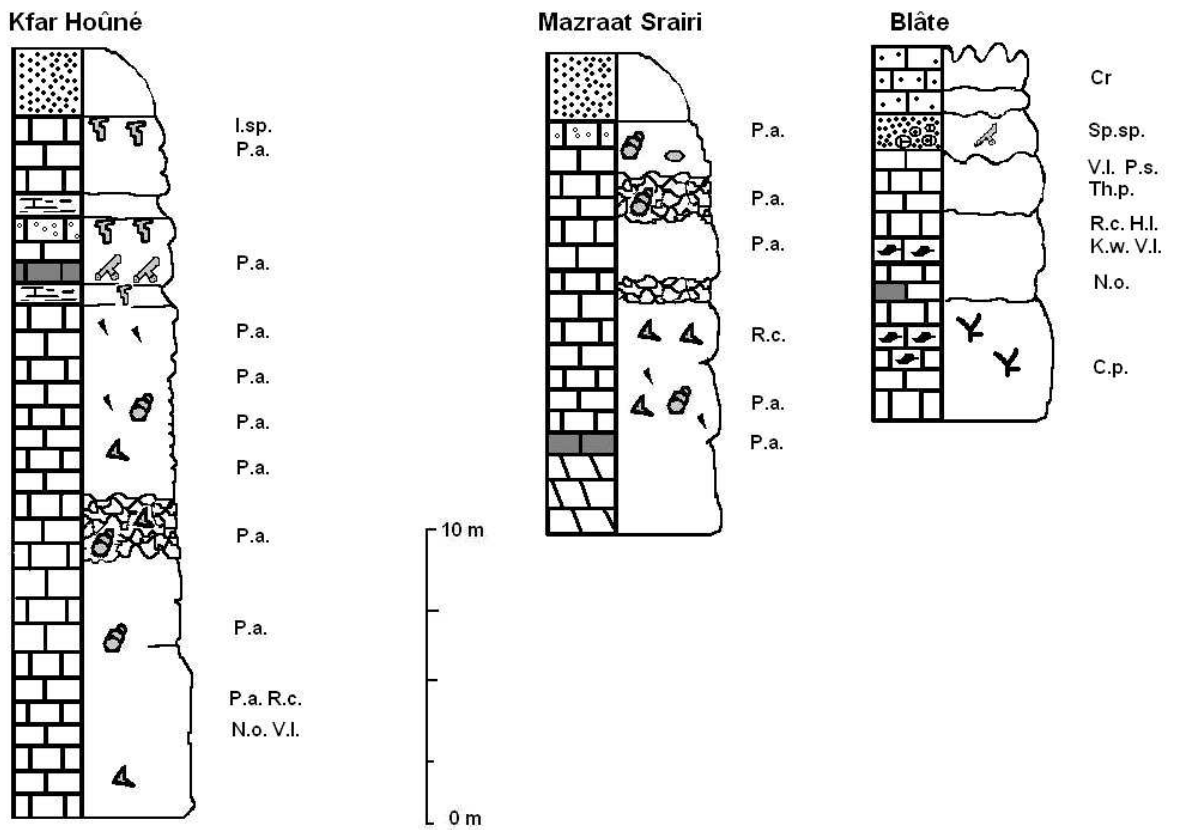


Figure 139 : Logs des coupes du flanc Ouest du Jabal sud.

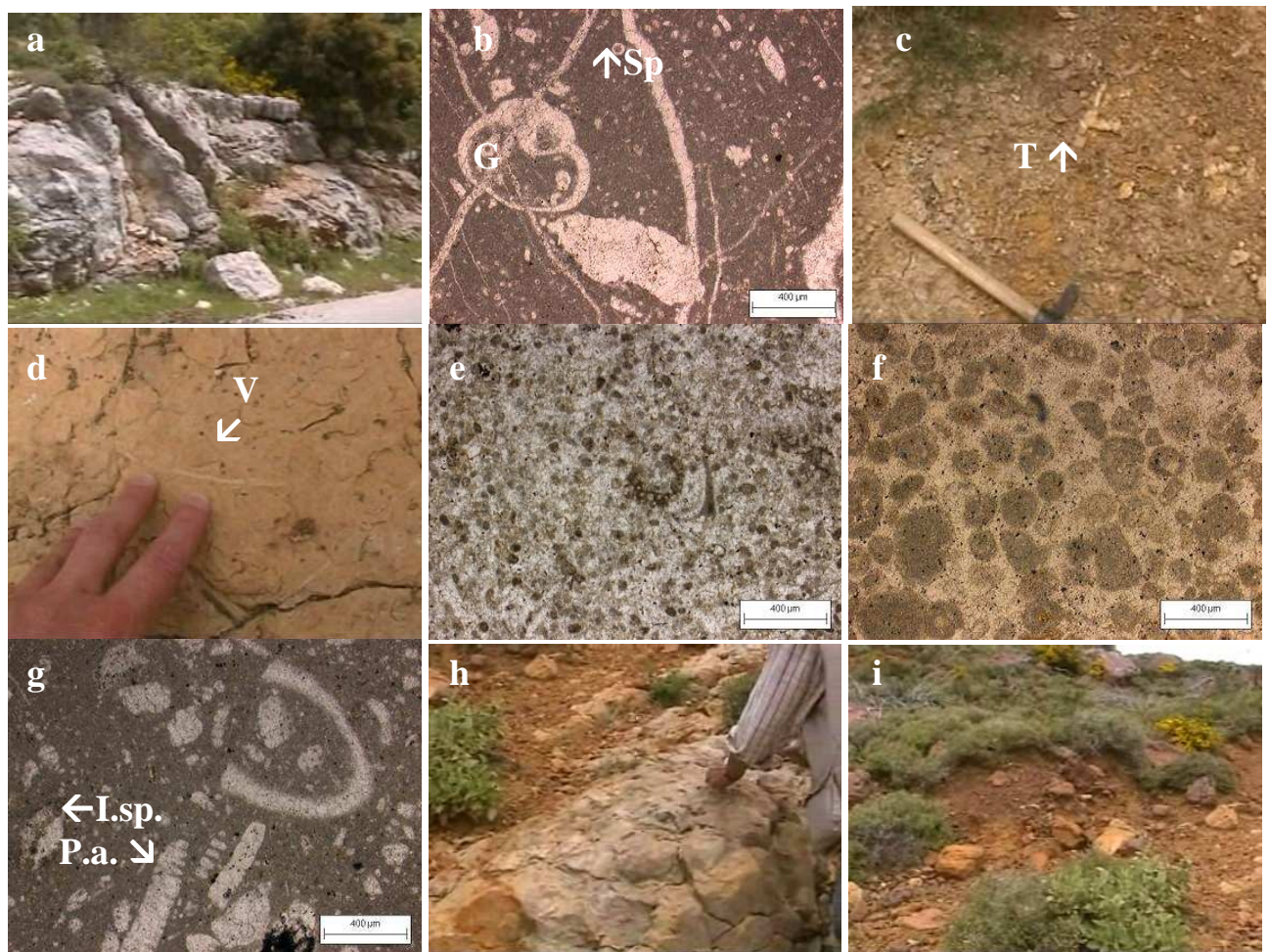


Figure 140. Affleurement et lames minces de la coupe de Kfar Hoûné .

a & b : affleurement et lame mince des micrites du bas de la coupe (G : gastéropode, sp : spicule) ; c : niveau marneux à terriers (T) ; d & e : affleurement et lame mince de la pelmicrite à fragments végétaux (v) ; f : lame mince du grainstone à graincoated et terriers ; g : lame mince du packstone à *P. ampullaceas* (P.a.) et *Involutina sp.* (I. sp.) ; h : surface de contact ; i : grès ocres.

Un niveau marneux à terriers marque une variation notable de faciès avec les environnements sédimentaires suivants (fig. 140 c). Le premier niveau reposant sur ces marnes est une pelmicrite à rares fragments algaïres mais riche en restes végétaux (feuilles, bois, figs. 140 d & e). Au-dessus, un banc plus massif d'un mètre d'épaisseur est un grainstone à graincoateds et terriers (fig. 140 f), les deux derniers bancs avant les grès sont des packstone à *P. ampullaceas* et *Involutina* (af. ? *liasica* ; fig. 140 g) ; ce dernier banc est recouvert sans transition par un grès ocre (fig. 140 h & i).

Les grès ne sont pas très épais dans cette région, mais un îlot gréseux à quelques dizaines de mètres à l'Est de la coupe permet d'envisager une érosion différentielle intense au niveau de notre levé. Par ailleurs, la présence de ces grès sur des couches plus anciennes que celles récoltées ici montre que ce grès est particulièrement discordant sur ce site.

La coupe suivante, Mazraat Srairi (33°24'17,51''N 35°34'56,23''E) a été levée trois compartiments de failles plus loin. Les deux compartiments situés entre ces deux coupes, présentent un niveau à pisolithe, bien visible le long de la route notamment avant Rihâne, au sein des grès. Ces pisolithes sont ocres et de taille moyenne, ils couvrent une épaisseur d'un à deux mètres (fig. 142 a). Ces pisolithes sont absents dans les grès de Mazraat Srairi peut être à cause de l'importante couche basaltique interstratifiée qui a pu s'y infiltrer ou s'opposer physiquement à leur mise en place.

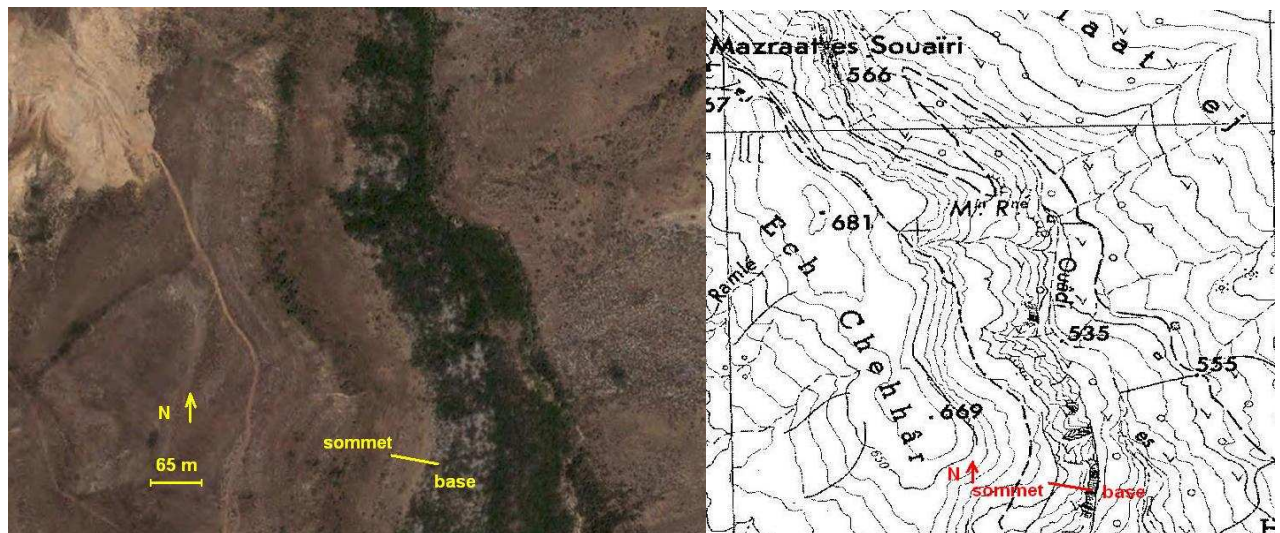


Figure 141 : Coupe de Mazraat Srairi.

vue satellitale (Google Earth), localisation topographique (extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f) et point de vue du sommet des grès (en arrière plan l'Hermon)

Ces grès sont plus épais et exploités (fig. 142 b). Nous avons échantillonné dans les « gorges » de l'Ouadi Souairi (entre 597 et 610 m d'altitude, figs. 120, 139, 141 & 142 c). La coupe débute au-dessus de calcaires fortement dolomitisés. La dizaine de mètres échantillonnée correspond à des pelmicrites (fig. 142 d) alternant avec mudstones et des packstones à algues (fig. 142 e), mollusques (dont nériné ; fig. 142 f), ou/et spicules d'éponges.

La microfaune est pauvre mais on reconnaît *R. chouberti* et *N. oolithica* dans les bancs inférieurs (fig. 142 g).

Deux niveaux montrent un aspect plus « rognoneux ». Les deux derniers bancs échantillonnés présentent un enrichissement en fer (fig. 142 h). Les éléments figurés tendent à s'encroûter et on observe quelques graincoateds (fig. 142 i). Les derniers bancs sous les grès montrent donc des signes de haute énergie, voire d'émersion.

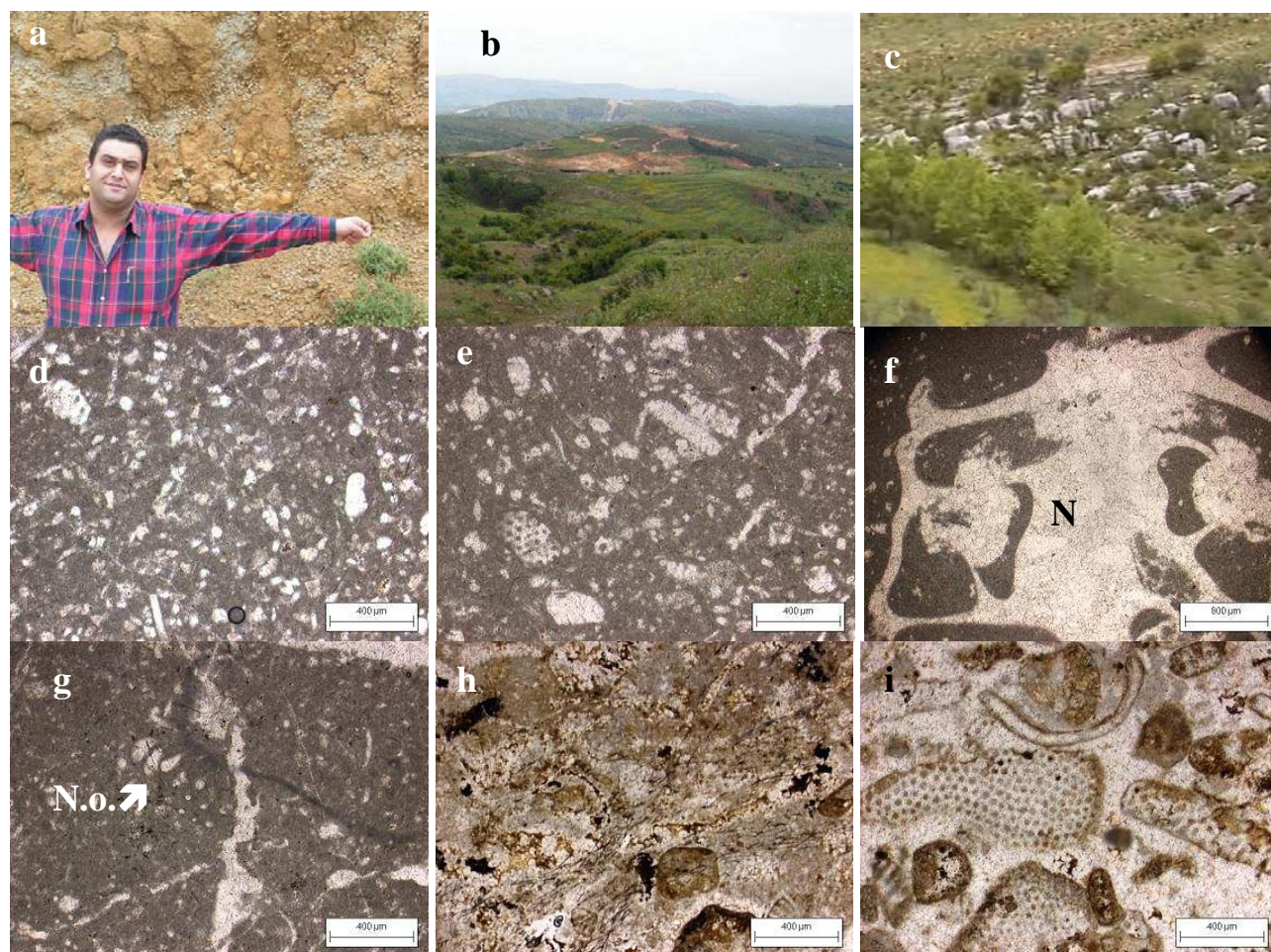


Figure 142. Affleurement et lames minces de la région de Mazraat Srairi .

a : niveau à pisolithes près de Rihâne ; b : grès sommitaux ; c : gorge de l'Ouadi Souairi ; d à g : lames minces des calcaires à algues, à spicules, à nérinés (N) et *N. oolithica* (N.o.); h & i : lames minces des niveaux supérieurs ; h : enrichissement en fer ; i : graincoateds.

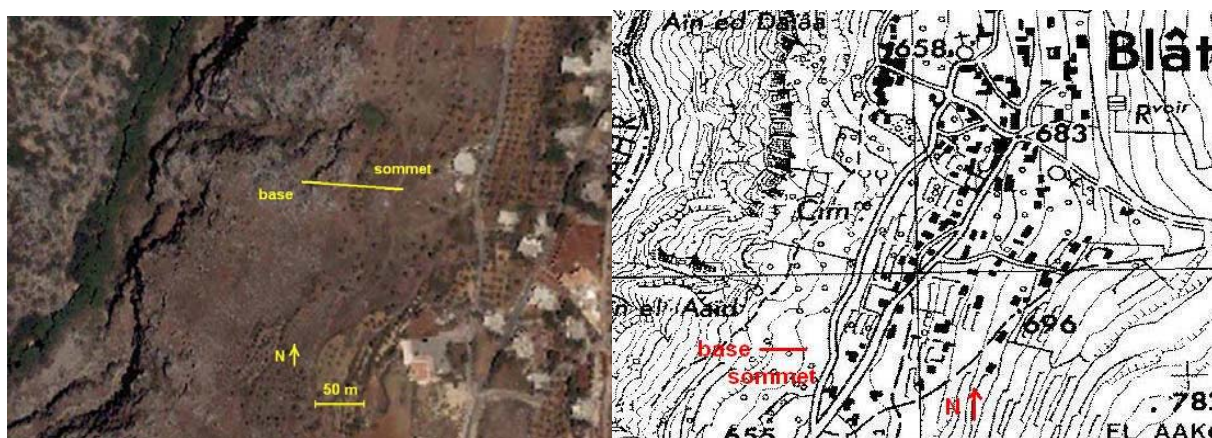


Figure 143 : Observation satellitale et carte topographique de la coupe de Blâte.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

Sur le flanc Est du Jabal, un lambeau du contact semble préservé au niveau de la commune de Blâte (33°22'57,04''N 35°35'48,94''E). Notre coupe située entre 610 et 630 m d'altitude (figs. 120 & 143) montre des faciès que nous n'avons pas trouvé dans les deux coupes précédentes ni plus haut en échantillonnant le long de la faille de Yammouneh.

La base du levé (figs. 139 & 144 a) se situe au sommet des profondes gorges du Litani (240 m plus bas). Elle est constituée sur 5 à 6 mètres d'un packstone à silex, stromatoporidés ; riche en microfaune et microflore assez diversifiée (*N. oolithica*, *R. chouberti*, *K. wellingsi*, *V. longeonii*, *P. sphaeroidalis*, *Th. parvovesiculifera*, *Clypenia sp.*, *H. lemmensis*, figs. 144 b à d)

Le banc supérieur est cannibalisé par les dépôts suivants (fig. 144 e). Ils sont représentés à la base, sur un peu plus d'un mètre d'épaisseur, par un assemblage de grès purs à gros grains de quartz (400 µm), subarrondis et extrêmement corrodés (fig. 144 g) et d'éléments calcaires à gros quartz et *Salpingella sp.* (fig. 144 h). Cette formation ravinante est recouverte par 50 cm d'un packstone à quartz (hétérométriques (500 à 20 µm) riche en fer et algues. La matrice est par endroit dolomitisée. Enfin une dernière couche de 50 cm recouvre l'ensemble. C'est un calcaire gréseux à petits quartz, éléments subarrondis, fragments de dasycladales et de charophytes. Par endroit on y observe des lamines mais l'ensemble est très ferrugineux.

Cette coupe voit l'arrivée sur des micrites de plateforme d'un dépôt de détritique complexe. Le calcaire ne semble pas avoir subi de karstification mais le dépôt grésio-conglomératique semble le cannibaliser. Ce détritique correspond à du grès à gros quartz ronds et fortement corrodés à matrice ferrugineuse associés à des éléments arrachés à un calcaire gréseux à microfossiles d'âge Crétacé (nous avons retrouvé ce type de dépôt dans l'Anti Liban (cf. chapitre 3). Cette association est surprenante car ce type de grès à gros grains arrive de manière précoce dans nos coupes. Il ne semble pas avoir été remobilisé de nombreuses fois, il est donc curieux de le voir sous forme de conglomérat.

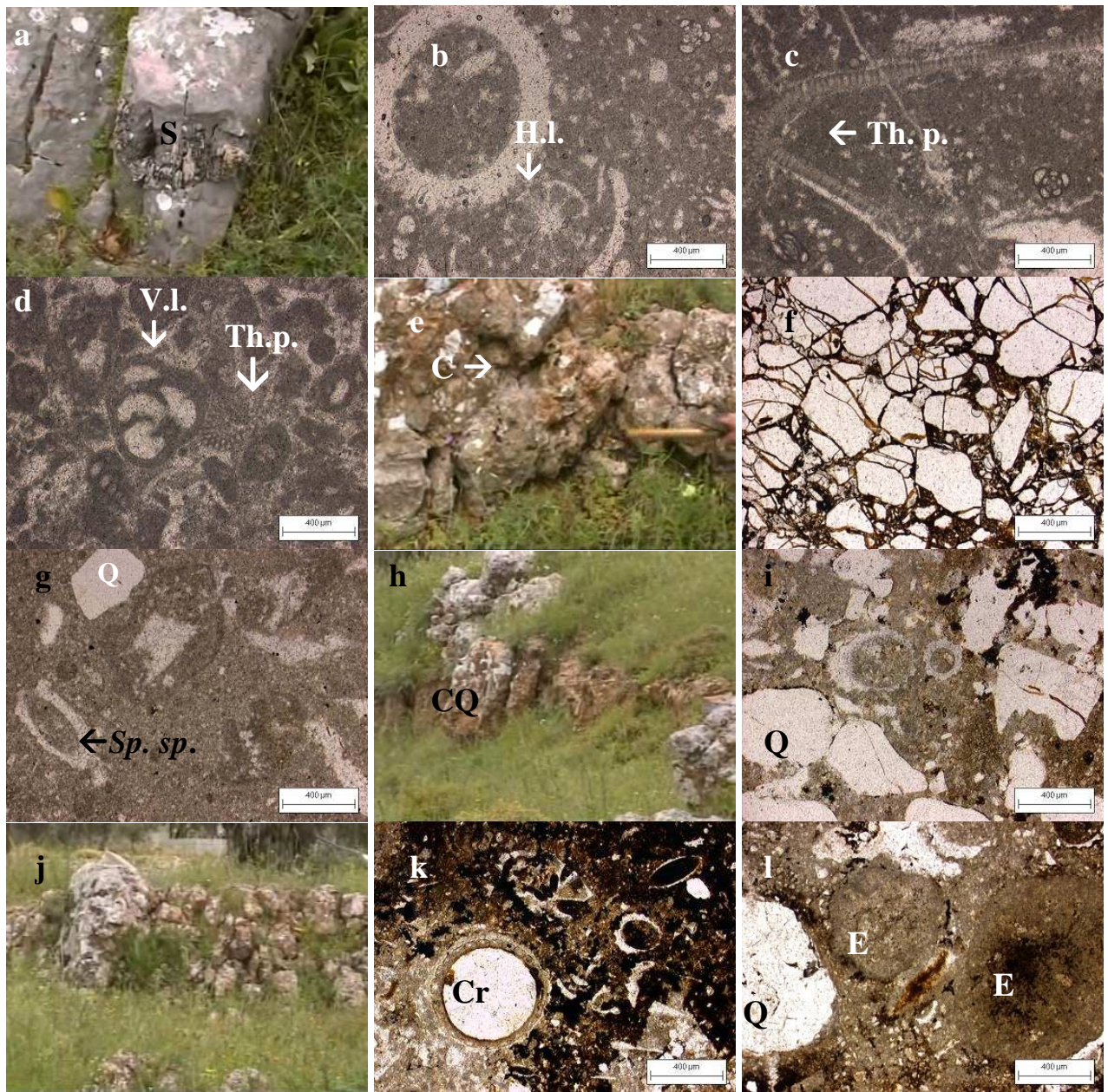


Figure 144. Affleurement et lames minces de la coupe de Blâte .

a : base de la coupe riche en silex (S) ; b à d : packstones à *H. lemmensis* (H.l.), *Th. parvovesiculifera* (Th.p.), *V. longeonis* (V.l.) ; e : dépôts cannibalisant (C : éléments de calcaire dans le grès) ; f : grès à gros quartz corrodés ; g : éléments de calcaire à quartz (Q) et *Salpingella* sp. (*Sp.sp.*) ; h & i : banc de calcaire gréseux h : affleurement ; i : lame mince (Q : quartz) ; j à l : sommet de la coupe ; j : affleurement ; k et l : lames minces de calcaire gréseux à Charophytes (C.r), Quartz (Q) et éléments circulaires (E)

En remontant sur le flanc Est du Jabal Sud (fig. 120), d'autres écailles situées de part et d'autre de Yammouneh montrent un contact entre les grès et le calcaire jurassique. La zone de broyage semble beaucoup plus fine que de l'autre côté de la Bekaa.

Les prélèvements les plus septentrionaux se situent avant la ville de Qabb Eliâs (fig. 120), dans une carrière exploitée (fig. 145 a) où nous avons prélevé de chaque côté de la faille. Les échantillons Ouest ($33^{\circ}46'59,64''\text{N } 35^{\circ}48'31,70''\text{E}$, fig. 145 b) révèlent un wackestone à algues (*P. ampullaceas*), mollusques, fragments de test d'échinodermes assez ferrugineux et de nombreux terriers. Le prélèvement Est ($33^{\circ}46'33,08''\text{N } 35^{\circ}48'36,70''\text{E}$, fig. 145 c) n'est guère plus indicatif puisqu'il correspond à un mudstone à terriers et rares *N. oolithica*.



Figure 145. Affleurement et lames minces des prélèvements de Qabb Eliâs.

a : affleurement de la portion Ouest ; b : lame mince du wackestone de la portion Ouest ; c : lame mince du mudstone de la portion Est.

Cet échantillonnage ne permet pas de tirer beaucoup de conclusions sur cette écaille hormis le fait que ce lambeau Est est certainement lié au Jabal sud et pas à l'Anti-Liban. Les calcaires de cette écaille du Jabal Sud sont datés du Jurassique moyen à supérieur (Dubertret, 1953). Ces échantillons montrent en revanche que le tracé de la faille de Yammouneh dessiné par Dubertret à l'époque ne correspond pas à la séparation réelle des deux blocs (Fig. 146). En réalité, le flanc Est du Jabal est constitué de nombreuses écailles appartenant à ce noyau Jurassique.



Figure 146 : Observation satellitale et extrait de la carte de Zahlé, localisation des prélèvements de Qabb Elias.

Plus au sud, avant la commune de Zebde, trois autres prélèvements ont été effectués dans la zone broyée d'environ un kilomètre de large ($33^{\circ}37'45,95''\text{N}$ $35^{\circ}42'44,70''\text{E}$). L'écaillage y est bien visible, et les brèches de failles sont nombreuses (Figs. 147 a à c) L'analyse microscopique s'est révélée infructueuse, ces calcaires étant totalement dolomitisés.



Figure 147. Affleurement des prélèvements de Sribant Royo.

a : brèche ; b : Jurassique basculé (pendage Ouest) ; c : affleurement de micrite Jurassique.

2B2. LES DOMAINES DE JISR EL QADI ET DE JEZZINE.

2B2a. JISR EL QADI (EL CHOUF).

Au Nord Ouest du Jabal Sud, dans le Chouf (figs. 21 & 120), l'activité tectonique plio-quadernaire a favorisé le creusement du Jurassique au niveau de la vallée de l'Ouadi El Jerbane. Nous avons levé 4 coupes autour de la commune de Jisr El Qâdi (fig. 148).

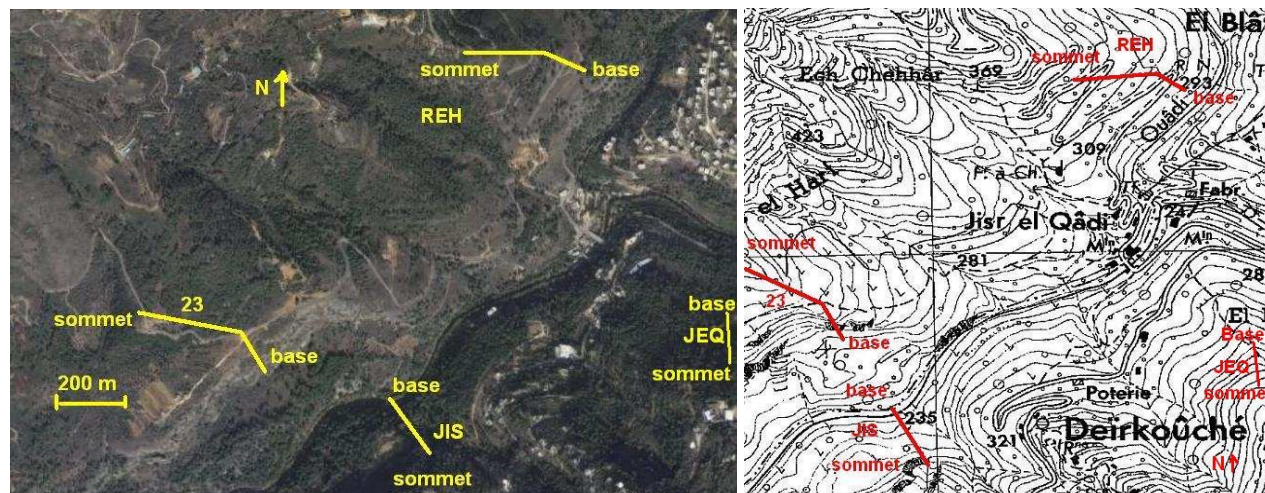


Figure 148 : Observation satellitale et carte topographique des coupes Jisr El Qâdi.

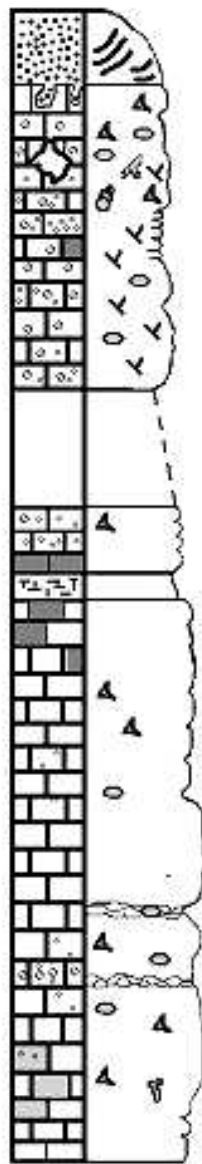
vue satellitale (Google Earth), localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

La première (coupe JIS : $33^{\circ}43'18,36''N$ $35^{\circ}32'27,90''E$; figs. 148 & 149) débute sur la rive gauche de l'Ouadi El Jerbane au fond de la vallée à 220 m d'altitude (fig. 150 a) et rejoint la route qui relie Derkoûché à Bchefîne. Elle correspond au soubassement d'une imposante alternance d'argiles volcaniques et de fins bancs calcaires (environ sur 25 m, fig. 149).

Malgré sa puissance, cette succession de coulées volcaniques interstratifiées et fortement altérées (d'âge vraisemblablement oxfordo-kimmeridgien, fig. 150 b) n'a pas été mentionnée dans la littérature. Au sein de ces coulées, plusieurs petits bancs de packstones à mollusques et échinodermes (figs. 150 c & d) soulignent des périodes d'accalmies magmatiques.

Ces calcaires, présentant parfois des signes de remobilisation (vers le sommet ; figs. 150 e & f), sont souvent bioturbés et de très beaux terriers indiquent un environnement bien oxygéné (fig. AAAg). Au sommet des formations magmatiques, le retour à des faciès subrécifaux est souligné par la présence de calcaires à oolithes (figs. 150 h & i).

Ces coulées reposent directement sur un calcaire dont le sommet est un packstone à lamellibranches et coraux (figs. 150 i à l) et la base un grainstone à mollusques et échinodermes contenant *R. chouberti* et *N. oolithica*. Sous cette formation, un passage plus marneux et « rognoneux » a été observé. Il marque un début d'instabilité bathymétrique du site sous lequel nous avons échantillonné plus de 5 m de calcaires subrécifaux à oolithes (et graincoateds vers le sommets) riches en coraux, mollusques, échinodermes et *N. oolithica*, *V. longeni*, *Trocholina sp.* et *A. jaccardi* (fig. 150 m & n).



coupe 23

N.o.

L.sp.
R.r.
C.p.
L.p.
C.p.
S.b.

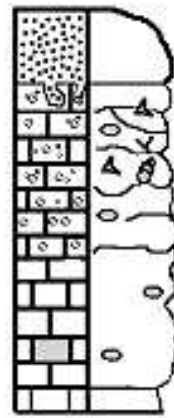
P.a.

P.a.

P.a.
P.a.
H.sp.
N.
N.o.
P.a.
V.l.
H.sp.

P.a.
R.c.
H.l.
N.o.

R.c.
P.a.
N.c.

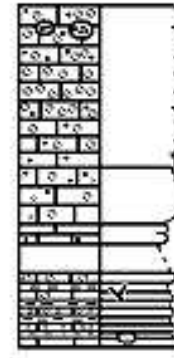


coupe REH

N.o.

P.a.

H.sp.
P.a.



coupe JEG

N.o.

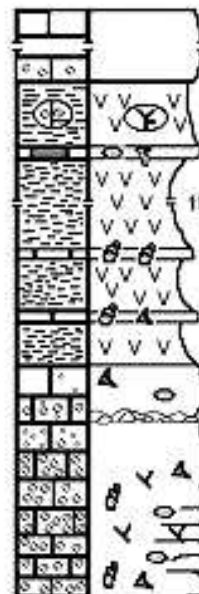
V.sp.

D

D



coupe JIS



50 m

Sh.a.

P.a.

15 m

V.sp.

R.c.N.o.

V.l. N.o.

N.o. V.l.

N.o.

T.sp.

A.l.

Figure 149 : Logs des coupes de Jisr El Qadi.

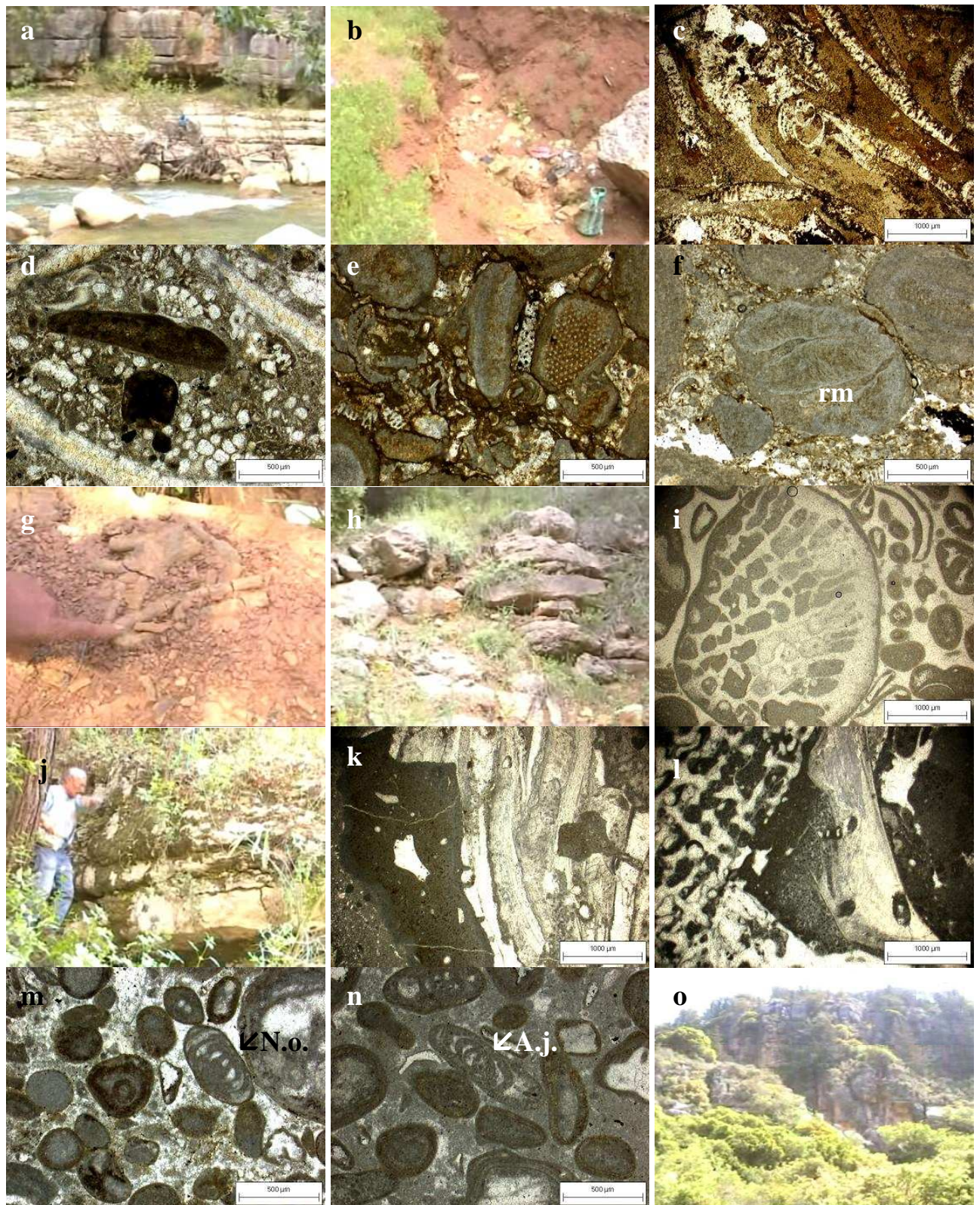


Figure 150 : Affleurements et des lames minces de la coupe JIS de Jisr El Qadi.

a : base de la coupe ; b : affleurement sommital des argiles volcaniques ; c & d : lames minces de packstones à mollusques et échinodermes ; e & f : lames minces des calcaire remobilisés ; g : affleurement à terriers ; h & i : affleurement et lame mince des calcaires oolithiques sommitaux ; j à l : affleurement et lames minces des calcaires sous les formations magmatiques (rm : bancs marneux et « rognoneux ») ; m & n : lames minces des calcaires de la base de la coupe à *N. oolithica* (N.o.) et *A. jaccardi* (A.j.) ; o : falaise de la rive gauche.

Les calcaires oolithiques sont surplombés à ce niveau par une falaise abrupte (fig. 150 o) que nous n'avons pu échantillonner. Pour cette raison la suite de la coupe s'est faite sur la rive droite de l'Ouadi.

Ainsi la seconde coupe, d'une puissance de 50 m (coupe 23 : 33°43'28,24''N 35°33'21,71''E ; figs. 148 & 149) débute à mi pente (283 m) de la falaise (fig. 151 a) et s'étend jusqu'au-dessus des grès (379 m fig. 151 b). Sur la vingtaine de mètres qui constituent la base de cette coupe nous avons observé une micrite relativement massive, entrecoupée de quelques rares petits bancs plus « rognoneux » (fig. 151 c). Microscopiquement, ce sont principalement des wackestones passant à des packstones avec parfois quelques pelmicrites. Faunistiquement, ces micrites contiennent quelques lamellibranches, échinodermes, *R. chouberti* (fig. 151 d), *N. oolithica*, *V. longeonii* et des algues *P. ampullaceas* et *H. lemmensis* (fig. 151 e). Notons la présence d'un grainstone à *N. oolithica* peu épais. Le sommet de cet ensemble (fig. 151 f) est un packstone à *P. ampullaceas* (fig. 151 g).

Un passage marneux annonce une transition avec le reste de la coupe où le faciès va devenir agité (figs. 151 h & i) puis définitivement subrécifal à récifal (fig. 151 j). Ainsi, sur une quinzaine de mètres, les calcaires à oolithes et à graincoateds sont riches en coraux, échinodermes, mollusques et en *S. beydouni*, *R. regularis*, *L. prima* (fig. 151 k), *C. piae* (fig. 151 l) et *N. oolithica*. Les niveaux sommitaux sont karstifiés. Le grès remplit les cavités de dissolution (figs. 151 m à o).

A quelques mètres du site échantillonné, des dépôts chenalisés recouvrent les précédents sur environ 3 m d'épaisseur (fig. 152 a). Ces différentes couches qui s'accumulent sur les bords d'une dépression d'origine karstique sont à la base constituée d'un remobilisa de calcaires oolithiques à *E. contorta* (fig. 152 b) surplombé d'un wackestone contenant des fragments de lamellibranches et *S.* à affinité *dinarica* (fig. 152 c) et quelques quartz anguleux. Les niveaux sommitaux sont des calcaires gréseux ferrugineux (fig. 152 d).

Plus à l'Est, le long de la route qui monte en lacet l'Er Roûss de Jisr El Qâdi jusqu'El Binnay, sur une autre coupe (REH, 33°43'49,35''N 35°33'50,74''E, entre 280 à 350 m d'altitude) cette tendance se confirme. Le dernier niveau calcaire est massif. Il est constitué à sa base d'un wackestone passant à un packstone à mollusques, échinodermes et *P. ampullaceas* (figs. 152 e & f). A son sommet, ce banc s'enrichit en pellets à *N. oolithica*, dasycladales et à terriers. Cet ensemble montre des traces de karstification (fig. 152 f).

Il est recouvert par une quinzaine de mètres d'une succession de bancs décimétriques de calcaires à oolithes plus ou moins remaniés (figs. 152 g à m), riches en fer et dans lesquels, assez tôt, on rencontre des grains de quartz dans la matrice (figs. 152 i & k). Notons que la karstification touche aussi ces bancs (figs. 152 l & m). Le remplissage des karsts des niveaux sommitaux se fait par le biais de conglomérats mixtes (fig. 152 n) constitués de blocs de grès bordeaux à petits quartz anguleux (fig. 152 o) et à éléments de calcaires remaniés.



Figure 151 : Affleurements et lames minces de la coupe 23 de Jisir El Qadi.

a : base de la coupe ; b : affleurement des grès ; c à e : calcaires massifs et « rognoneux » ; c : affleurement ; d : lame mince de calcaire à *R. chouberti* (R.c.) ; e : lame mince de calcaire à *H. lemmensis* (H.l.) ; f & g : sommet des calcaires massifs ; f : affleurement ; g : lame mince *P. ampullaceas* (P.a.) ; h & i : base des calcaires récifaux ; h : affleurement ; i : lame mince de grainstone à graincoated ; j à l : calcaires récifaux ; j : affleurement ; k & l : lames minces, k : grainstone à *L. prima* (L.p.) , l : grainstone à *C. piae* (C.p.) ; m à o : grès recouvrant le calcaire : m surface du contact calcaire/grès (k) karst rempli de grès, n : affleurement, o : lame mince des grès.



Figure 152 : Affleurements et lames minces des dépôts chenalisés (proches de la coupe 23 : a à d) et de la coupe REH (e à o) de Jisr El Qadi.

a : affleurement chenalisés ; b : calcaires à *E. contorta* (E.c.); c : calcaire à *S. af. dinarica* (S.d.) ; d : calcaire gréseux (Q : quartz) ; e & f : base du banc de calcaire massif à *P. ampullaceas* (P.a.) karsté (K) ; g & h : Sommet du même banc ; g : affleurement ; h : lame mince de la pelmicrite et *N. oolithica* (N.o.) ; i à k : affleurement et lames minces (j & k) de calcaires oolithiques remanié (k) à quartz (Q) ou non remanié (j) ; l & m : affleurement et lame mince d'un calcaire oolithique karsté (St : stalactite) ; n & o : affleurement et lame mince du conglomérat à éléments gréseux et calcaire.

La dernière coupe a été levée le long de la route qui descend d'El Knaissé vers Jisr El Qâdi (fig. 148, coupe JEQ, 33°43'14,09''N 35°34'21,48''E de part et d'autre de l'altitude de la route : 350 m). en contrebas de la route, la coupe débute par 2 m d'alternances marno-calcaires où les bancs calcaires sont des grainstones à graincoateds ou à oolithes, riches en fragments de dasycladales, échinodermes et coraux (fig. 149). Au-dessus de la route, les lames minces contiennent des grains de quartz. Les 8 m échantillonnés sont de nature comparable à ceux prélevés de l'autre côté de l'Ouadi. On retrouve une succession de bancs d'oolithes plus ou moins remaniées, très riche en fer. les foraminifères sont rares, notons la présence de valvulines non déterminés et de *N. oolithica* vers le sommet de la coupe.

Ce site légèrement plus au Sud-Est que les précédents, enregistre les à-coups tectoniques de la zone. De sensibles modifications de l'énergie du milieu induisent l'arrachage de fragments d'un wackestone à algues, meuble et proche. Ces éléments s'interstratifient dans des niveaux marneux. Alors que quelques marnes ont été observées sur le site de la coupe 23 nous ne les avons pas retrouvés dans la coupe REH. Ainsi, le site de la coupe REH pouvait être bathymétriquement plus élevée ou plus agité que celui de la coupe 23. Les courants s'opposant au dépôt de la fraction argileuse présente dans ces eaux avant la mise en place des faciès subrécifaux.

Un autre comportement différent entre les 3 coupes de la base des grès (23, REH, JEQ) est à discuter (fig. 154). En effet, l'épaisseur du dépôt de calcaire oolithique (non contaminé par du quartz) des coupes REH et JEQ est beaucoup plus faible que celle de la coupe 23. Il est envisageable de considérer que la faille plio-quadernaire de direction Nord Ouest-Sud Est, qui sépare actuellement ces deux zones, ait été active au Jurassique (Faille J ; fig. 153). Cette hypothèse est confortée par la présence d'argiles volcaniques interstratifiées au Sud Ouest de la faille et son absence dans le compartiment Nord Est (fig. 153). Il est donc concevable de penser que cette faille ait induit des phases d'affaissement réguliers du compartiment Sud-Ouest expliquant la puissance des séries de ce côté et la pauvreté en oolithes au Nord Est, ces dernières étant évacuées vers la dépression.

Pour finir, nous avons pu observer dans cette région un « nouveau » type de faciès à l'arrivée des quartz. Alors qu'ailleurs le détritique se met en place lors d'un bouleversement notable de l'environnement sédimentaire (émersion, ravinement, ...), ici, les quartz apparaissent dans les carbonates qu'ils enrichissent progressivement (coupe 23). Il est donc souhaitable de modifier la carte géologique de Djezzine en ce sens, et de différencier les faciès oolithiques purs et ceux contaminés par les quartz (en rouge sur la carte de la fig. 153)

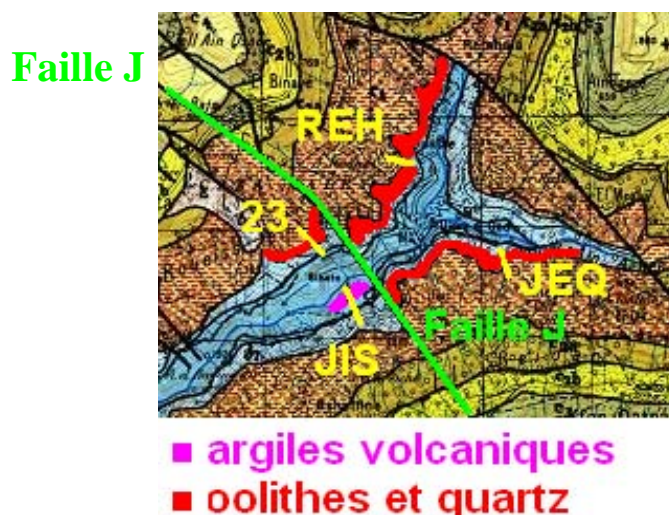


Figure 153 : Carte modifiée de la région de Jisr El Qâdi

(extrait de la carte géologique de Djezzine, Dubertret & Hoybroek, 1945)

Une première phase de contamination est donc observable, avant l'arrivée massive de grès associés dans un premier temps à un remobilisation des formations oolithiques. On peut souligner que les formations jurassiques mais aussi ces formations mixtes (calcaires gréseux) sont karstifiées et comblées par des grès « purs » dépourvus de matrice ou de ciment carbonatés. On peut supposer que l'émersion est donc postérieure au Jurassique.

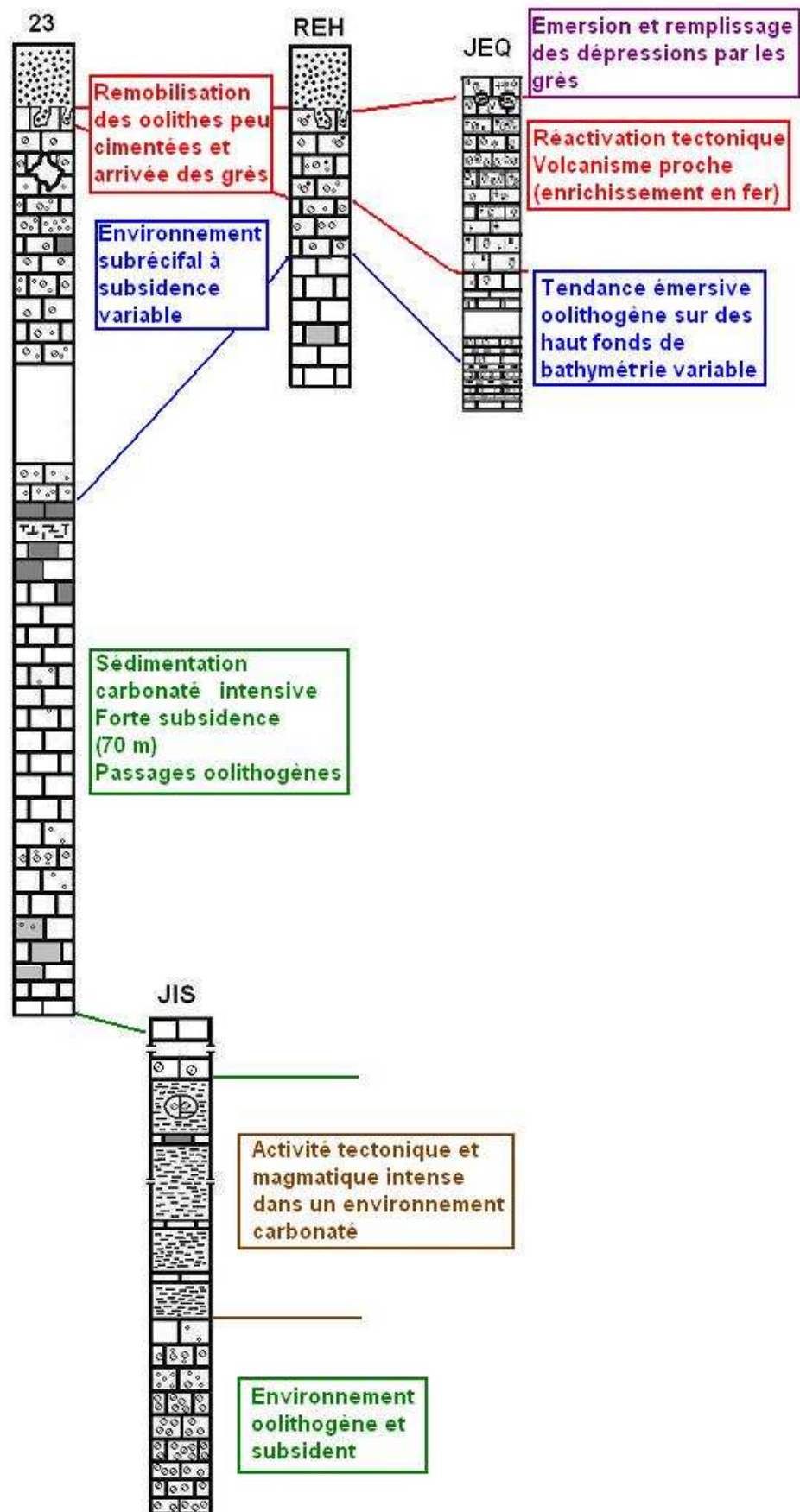


Figure 154 . Synthèse des logs de Jisr El Qâdi

2B2b. LE DOMAINE DE JEZZINE

La zone de Jezzine correspond au prolongement Ouest du Jabal Sud au Sud Ouest de Niha (figs. 21, 120). Ce domaine présente une structure anticlinale d'axe Nord Sud, déversée vers l'Ouest et tronquée par la faille de Roum. Ce grand plissement est associé à un ensemble de fracturation dans la même direction, c'est à dire orthogonal à la faille de Roum. Cette tectonique et le système hydrographique font apparaître le Jurassique aux abords de la faille de Roum (fig. 17) et la surface structurale du sommet des grès.

Riche en enseignement, le Jurassique est continu jusqu'aux grès, comme nous le montrerons à l'aide de la première coupe (coupe Aazour, fig 155). C'est sans doute dans cette région que l'épaisseur des grès est la plus importante sur le territoire libanais. Elle est en moyenne de 200 m (Dubertret, 1950) et a été mesurée à 280 m au sud de Jezzine (Massaad, 1976). Nous nous pencherons sur son mode de dépôt grâce à une série de coupes et de prélèvements effectués à divers endroits clef de leur affleurement (coupes SEP, BEK et JEZ, fig 155). Une troisième caractéristique intéressante de ce site est la richesse des grès en ambre (Azar, 2000a ; 2007). Comme à Hammâna, l'entomofaune qu'il recèle nécessite une datation et la détermination d'une origine géographique que nous tenterons de faire. La quatrième caractéristique de Jezzine est la présence au sommet des grès d'un niveau pisolitique, nous nous interrogerons sur la signification qu'il faut leur donner ici. L'ultime point à aborder est l'importance des épisodes magmatiques (non cartés pour la plupart) et les enseignements qu'ils nous apportent pour l'interprétation de l'histoire du site.

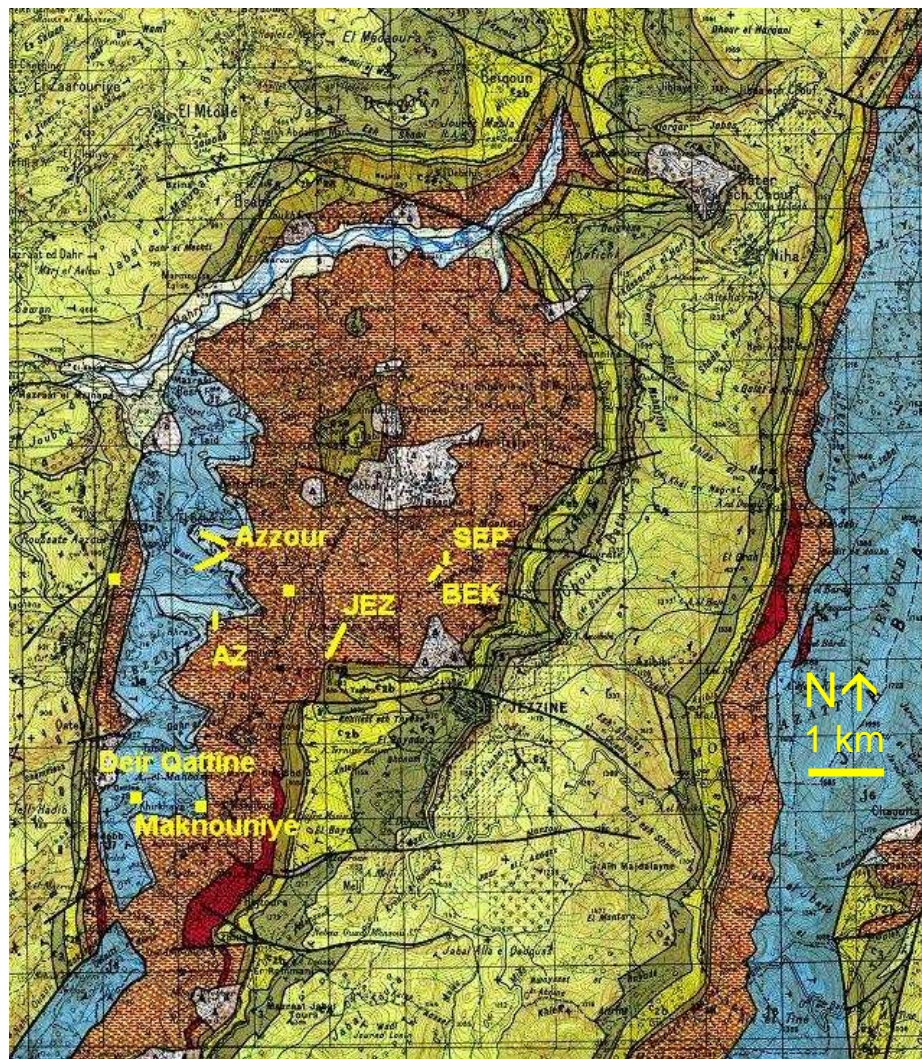


Figure 155 : localisation des coupes et des prélèvements effectués autour de Jezzine.

(extrait de la carte géologique de Djezine, Dubertret & Hoybroek, 1945)

Notre étude de la zone débute par le levé de la coupe d'Aazour, dont la base se situe au fond de l'Ouadi El Marchraa (33°33'27,11''N 35°32'46,41''E , à 700 m d'altitude) le long de la route qui dessert El Bébé, et se termine au niveau du replat qui correspond à l'arrivée des grès au niveau du lieu dit El Ballané à 849 m d'altitude (fig. 157 a, 158).

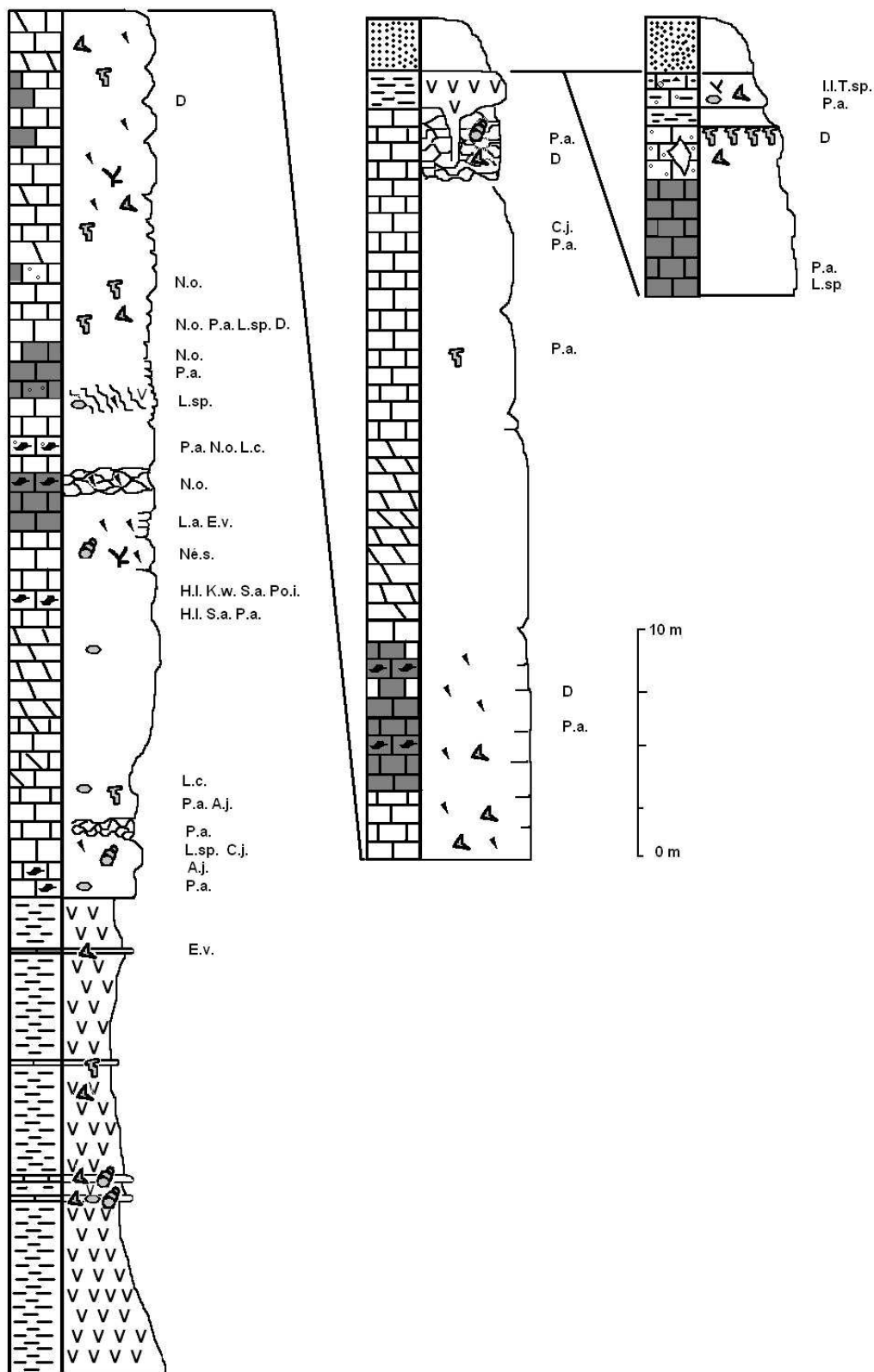


Figure 156 : Log de la coupe d'Aazour avec les deux faciès sommitaux.



Figure 157. Affleurement et lames minces de la base de la coupe d'Aazour.

a : point de vue sur la coupe ; b : bancs calcaires dans les argiles volcaniques ; c : lame mince de packstone à mollusque ; d : pistes et terriers ↓ ; e : argiles volcaniques à organismes ↓ ; f : pelmicrite à *E. virculina* (E.v.) ; g à l : micrite gris-rose à *L. cultrata* (L.c.), *H. lemmensis* (H.l.), *Né. salinensis* (Né. s), *C. jurassica* (C.j.), *P. ampullaceas* (P.a.) ; m : passée volcanique interstratifiée ; n : grès blancs ; o : pelmicrite à algues.

La coupe débute par une vingtaine de mètres d'argiles volcaniques entrecoupées de fins niveaux calcaires (figs. 156 & 157 b). Ces bancs carbonatés, d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, sont particulièrement riches en fossiles. Ce sont des packstones à coquilles de mollusques englobés dans une matrice micritique brune bioturbée (fig. 157 c) ; on note dans certains niveaux la présence de terriers et de pistes (fig. 157 d). Ces bancs montrent l'arrivée de formations magmatiques dans un environnement aquatique riche en organismes (fig. 157 e).

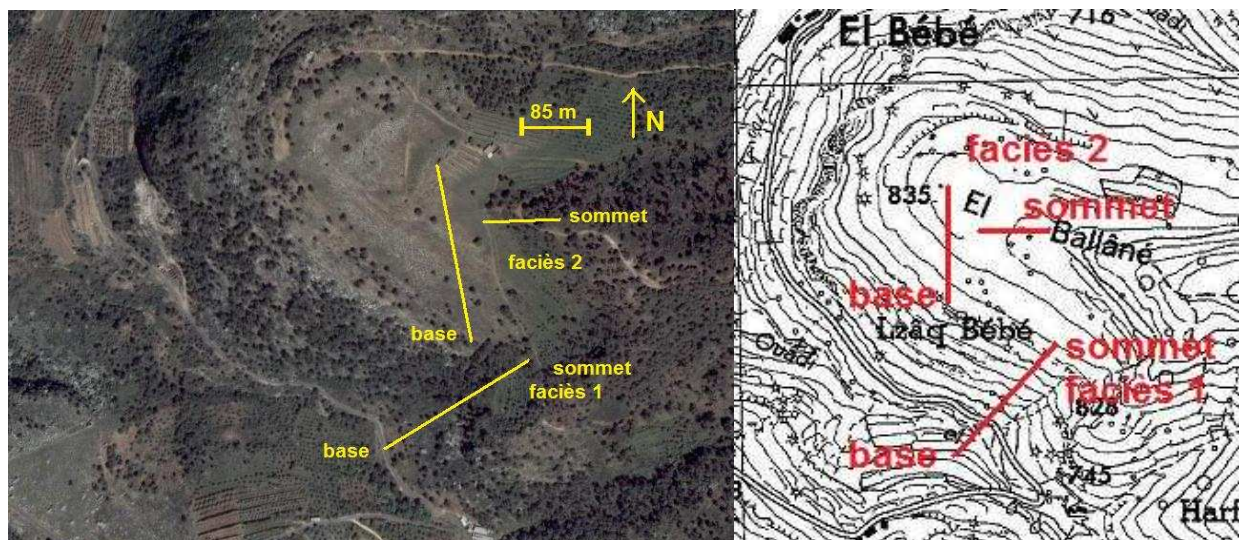


Figure 158 : Coupe d'Aazour.

vue satellitale (Google Earth), localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

L'activité tectono-magmatique à Jezzine est donc ancienne et intense. Elle va orchestrer la mise en place des calcaires jurassiques et des grès.

Vers le sommet de ces formations d'origines magmatique, un banc carbonaté plus massif est une pelmicrite assez pauvre en organisme hormis la présence de quelques tests de foraminifères agglutinés *E. virculina* (fig. 157 f).

Vont suivre plus de 80 m de calcaires gris-rose (fig. 157 g) passant du massif au « rognoneux », à passées plus ou moins dolomitisées ou marneuses. Microscopiquement ces carbonates alternent entre le mudstone, le packstone et la pelmicrite, rarement on distingue une micrite fenestrée ou l'apparition de graincoateds. L'environnement est donc de faible énergie. L'intensité des apports carbonatés fluctue (niveaux « rognoneux ») mais elle reste globalement importante compte-tenu de l'épaisseur de cet ensemble carbonaté de milieu protégé.

Cependant, vingt mètres après les argiles volcaniques, les affleurements montrent les effets d'une légère agitation tectonique.

Des micrites slumpées soulignent la formation d'écoulements gravitaires probablement induits par une réactivation des failles locales. Les trente premiers mètres sont riches en microfossiles contrairement aux suivants. Soulignons la présence de *C. jurassica*, *A. jaccardi*, *L. cutrata* (fig. 157 h) et *sp.*, *N. oolithica*, *E. virculina*, *K. wellingsi*, *H. lemmensis* (fig. 157 i), *Po. Incrustata*, *P. ampullaceas*, *S. annulata*, associés à une macrofaune et flore riche en mollusques notamment *Né. salinensis* (fig. 157 j), stromatoporidés, échinodermes, éponges. Les quarante mètres de calcaires plus ou moins dolomitisés suivants sont pauvres en foraminifères, on distingue essentiellement au microscope des spicules, des fragments de mollusques, d'échinodermes, de *C. jurassica* (fig. 157 k) et de *P. ampullaceas*.

Après un ultime niveau de micrite « rognoneuse » à *P. ampullaceas* (fig. 157 l), un événement magmatique recouvre le calcaire (fig. 157 m). La coulée basaltique est très localisée sur le site, elle semble remplir une paléo-dépression, probablement liée à la remontée du magma. Cette micrite est recouverte par un grès blanc (fig. 157 n). Latéralement, la sédimentation carbonatée se poursuit par une pelmicrite à algues et mollusques (fig. 157 p). C'est un faciès que l'on retrouve un peu partout dans la zone comme l'on montré les échantillonnages réalisés à 3 km au Sud autour de Maknounîyé (fig. 159 a) et Deïr Qattîne (fig. 159 b).

Au niveau de notre coupe, nous retrouvons cette pelmicrite à quelques dizaines de mètres vers le Nord (figs. 159 c & d). Ce banc n'est pas l'ultime niveau avant les grès et nous avons pu continuer la coupe (fig. 156). Ainsi, au-dessus, un banc d'environ deux mètres d'épaisseur, poursuit la sédimentation carbonatée (fig. 159 e). Il est constitué d'un grainstone à graincoateds légèrement ferrugineux (fig. 159 f) à dasycladales. Ce banc est riche en petits nodules de fer (fig. 159 g) qui signent une tendance émergitive. Tendance confirmée par la présence de perforations de lithophages à sa surface (fig. 159 h). Ce banc qui a donc été porté au niveau intertidal une fois durci est recouvert par deux mètres de sédiments marno-calcaires ocre (fig. 159 i).

Nous y avons échantillonné les deux derniers niveaux calcaires. Le plus basal est un grainstone à graincoateds très ferrugineux à échinodermes et mollusques. Le sommital est plus ou moins bréchiq ue et contient des éléments calcaires remobilisés (notamment à oolithes, fig. 159 k). La présence de cnidaires suggère un environnement subrécifal voisin riche en organismes (mollusques, échinodermes, ...).

La matrice est extrêmement ferrugineuse mais on observe en abondance *P. ampullaceas* (fig. A159 l), *I. Liasica* et *Trocholina sp.* (fig. 159 m). Cet ultime banc est recouvert par des grès probablement sédimentés dans cet environnement marin puisque les grains sont cimentés par de la micrite (fig. 159 n). Les premiers grains de quartz sont petits et anguleux, mais dans les niveaux suivants on observe des associations hétérométriques de quartz.

A Aazour, comme à Jisr El Qâdi, on retrouve une importante série sédimentaire au-dessus d'un épisode volcanique jurassique. Nous proposons que cette activation volcano-tectonique peut être reliée à la mise en place des marnes de l'Unité 1 Niha (fig. 134) située à quelques kilomètres à l'Est. Cependant le site d'Aazour ne passe pas à un environnement oolithogène. L'absence de ce type d'environnement, présent à plusieurs reprises à Niha (10 km à l'Est), suggère que le site est resté bathymétriquement plus profond que dans les zones avoisinantes et assez subsident.

Les faciès sommitaux montrent cependant, que vers la fin du Jurassique une certaine homogénéité règne puisque qu'à Niha, comme à Maknounîyé-Deïr Qattîne et peut être jusqu'à Mazraat Srairi, on retrouve des calcaires à graincoateds ferrugineux.

L'intérêt des affleurement d'Aazour est que ce calcaire est recouvert par des niveaux marins alors qu'autour il est surmonté par des grès. Ces niveaux marins, contemporains et voisins d'un épisode magmatique, d'un environnement subrécifal (dont nous n'avons pas trouvé l'origine) sont, les signes précurseurs des bouleversements tectoniques qui charrient les grès. Ils sont vraisemblablement « LE » niveau de passage du Jabal Sud.

Cependant, bien que la région ait une tendance à l'émergence, la zone de Jezzine poursuit la subsidence amorcée précédemment. Les grès qui vont recouvrir ce site sont les plus épais de tout le Liban, nous considérerons leur dépôt afin de circonscrire tant spatialement que temporellement les événements liés à notre étude.

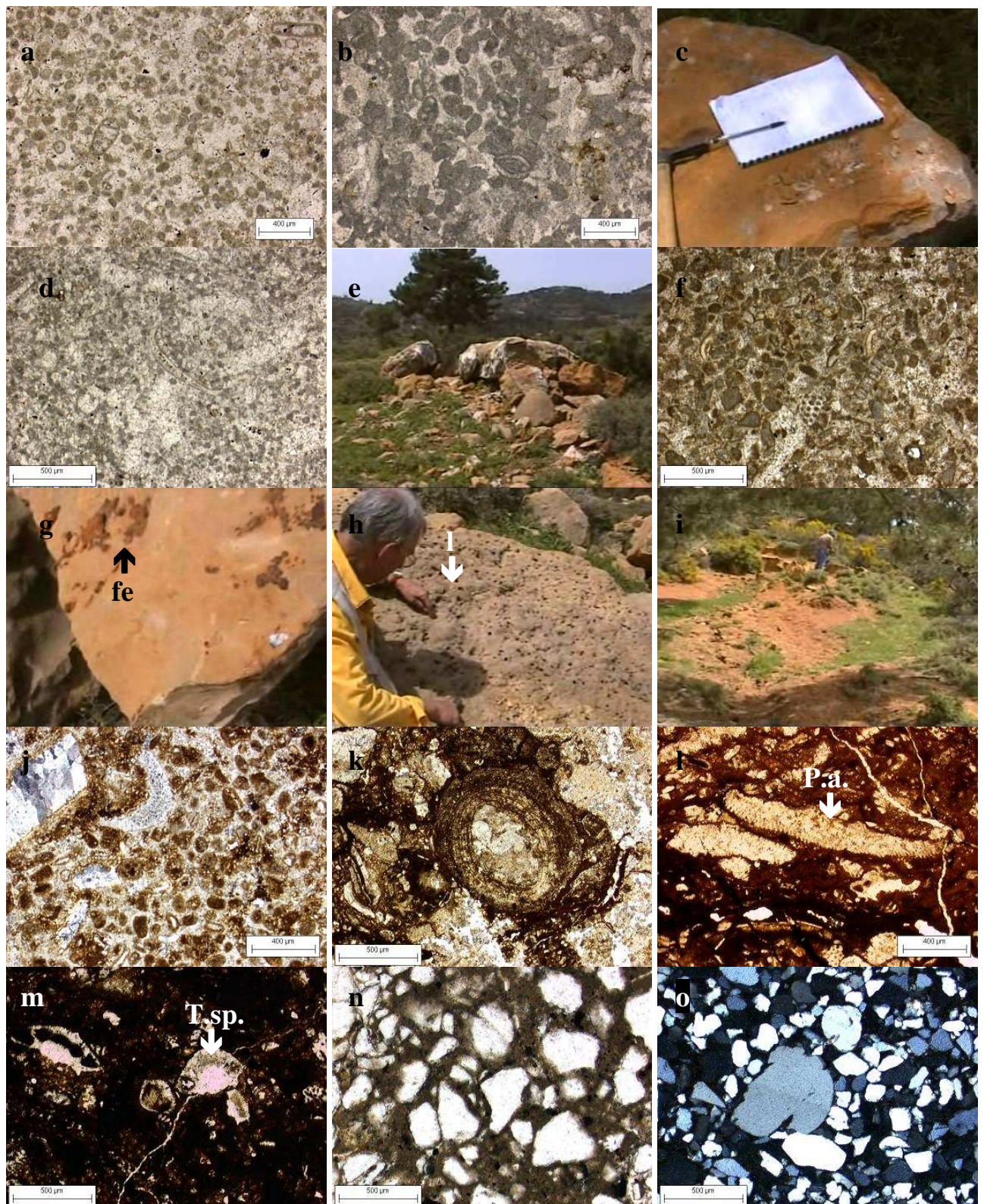


Figure 159. affleurement et lames minces du second faciès sommital de la coupe d'Aazour.

a : lame mince de la pelmicrite de Maknounîyé; b : lame mince de la pelmicrite de Deïr Qattîne ;
 c & d : affleurement et lame mince d'Aazour (faciès 2) ; e à h : affleurement et lame mince du
 grainstone ferrugineux à dasycladales, nodules de fer (fe) et perforations de lithophages (l) ; i à m
 : affleurement et lames minces des sédiments marno-calacaires ocre à *P. ampullaceas* (P.a.) et
Trocholina sp. (T.sp.); n & o : grès à matrice micritique et quartz hétérométriques.

A environ deux kilomètres à vol d'oiseau de notre coupe d'Aazour, nous avons réalisé deux levés successifs au Sud Est de la commune de Bkâssine. Les coupes se situent aux abords de la route qui descend de la route principale vers Ouadi Jezzine, après la localité de Ej Jdaïdé.

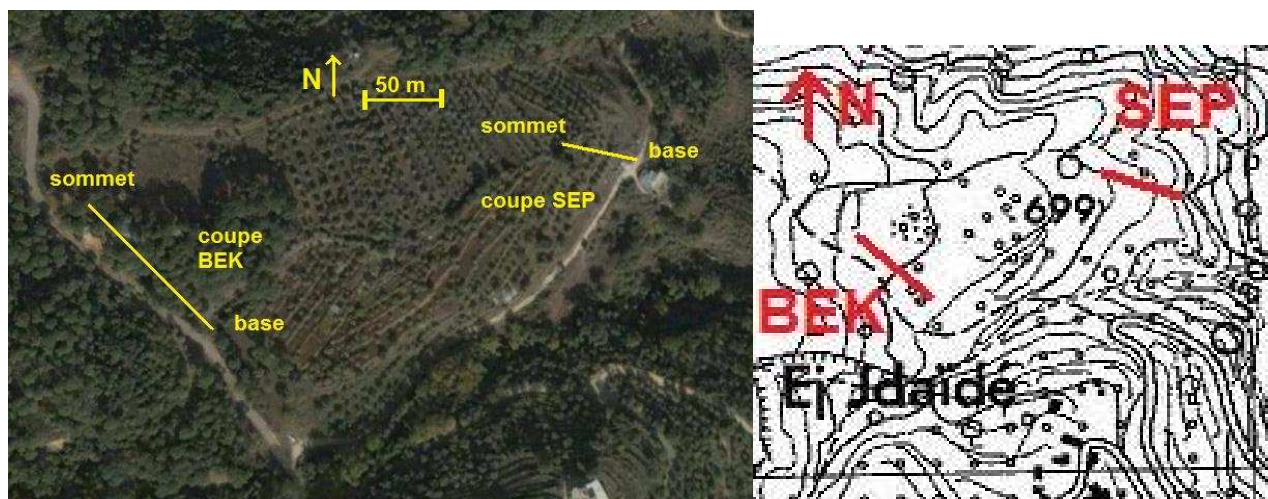


Figure 160 : Coupes de Bkâssine.

vue satellitale (Google Earth), localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

Le premier levé (BEK, $33^{\circ}33'27,34''N$ $35^{\circ}34'59,17''E$, figs. 160, 161) se situe vingt mètres au-dessus du Ouadi Aaray. Il débute par l'association d'une formation volcanique (d'une vingtaine de mètres d'épaisseur) et d'un imposant affleurement de « schistes cartons » (figs. 162 a & b).

Ces sédiments sont riches en poissons et en carapaces d'ostracodes (fig. 162 c) et par endroits en niveaux de nodules carbonatés hétérométriques d'origine diagénétique (quelques centimètres à la vingtaine de centimètres, fig. 162 d).

Ce faciès correspond à un environnement dulçaquicole, où un cours d'eau est en parti bloqué par une succession de coulées volcaniques. La chaleur dégagée par le refroidissement de la lave cuit les sédiments (recristallisation des calcaires en structure noduleuse, feuilletage et craquelage des lamines microbiennes, fig. 162 e).

Les gaz émis par les magmas pouvant provoquer des thanatocénoses de type hécatombes récurrentes dans le cours d'eau. En remontant vers le sommet des formations magmatiques, on observe à plusieurs reprises que le basalte remobilise les calcaires riches en ostracodes, déposés pendant des périodes d'accalmie tectonique (fig. 162 f). Vers le sommet des « schistes cartons », de petits bancs argileux à quartz sont visibles (fig. 162 g). Ils enregistrent l'arrivée des grès en parallèle de l'activation tectonique de la région. Les quartz sont hétérométriques et d'aspect variable. Le magma est latéritisé à sa surface (fig. 162 h) et les fruits de son démantèlement, riche en nodules de fer recouvrent une bonne partie de la zone étudiée (fig. 162 i).

Au-dessus de cette formation, les grès s'installent franchement et un échantillonnage réalisé à quelques dizaines de mètres du précédent (coupe BKE, fig. 160 & 161) montre l'hétérogénéité des quartz entre les niveaux. Les premiers grès sont rouilles (liaison avec la latérite qu'ils recouvrent). Les quartz sont de grande taille, subarrondis et corrodés (fig. 162 j). Ils sont recouverts par un niveau de lignite noir à feuilles, ambres et lentilles d'argiles gréseuses à quartz hétérométriques (50 à $500\mu m$, fig. 162 k). La coupe se poursuit par des formations gréseuses

blanches à stratifications entrecroisées et lits progradants de lignite. Une alternance de grès et des lamines ligniteuses prolongent la coupe et enregistrent une modification passagère de la sédimentation. Le dépôt entrecroisé des grès reprend ensuite jusqu'en haut de l'échantillonnage, où des grès blancs alternent avec d'autres plus ferrugineux à quartz plus petits (fig. 162 l).

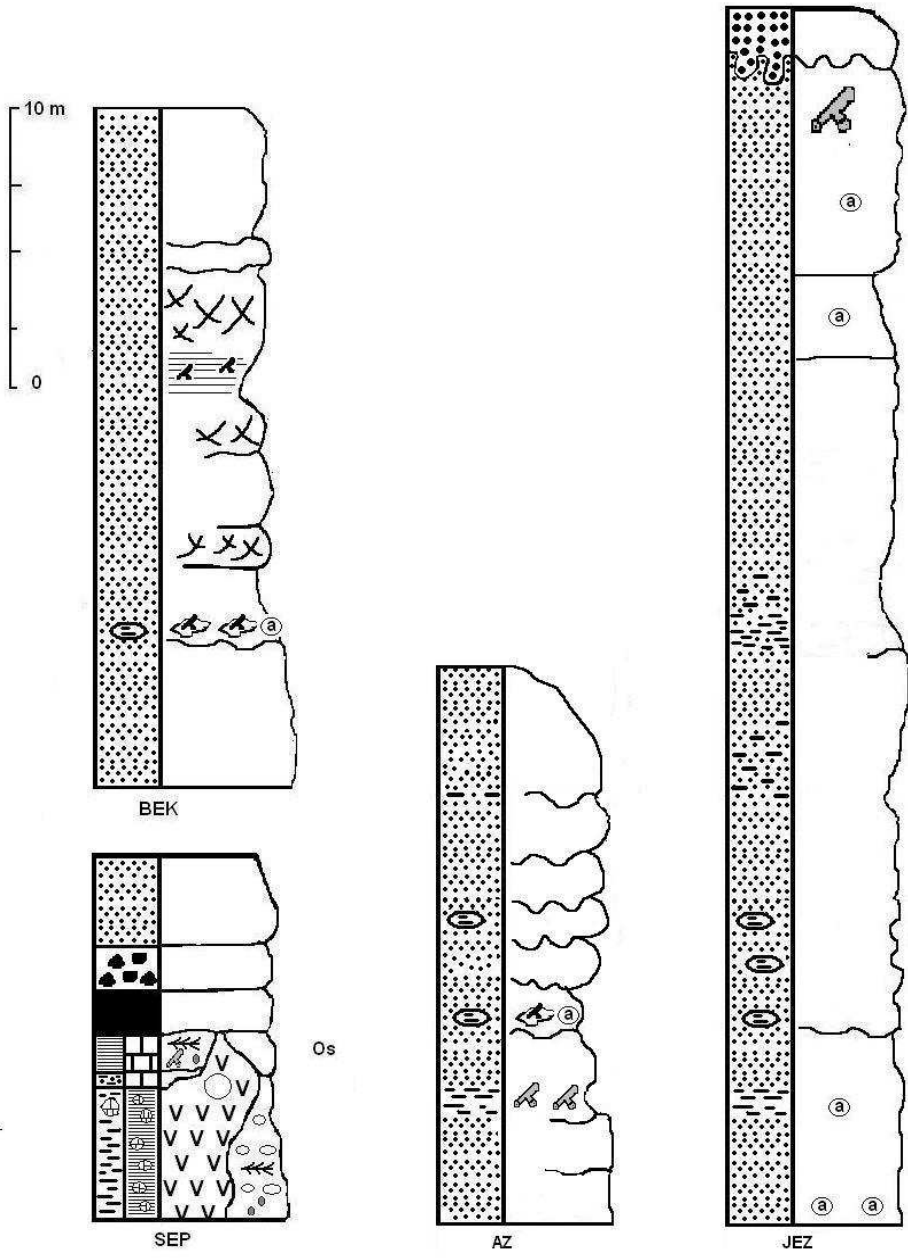


Figure 161 : Logs des coupes dans les grès du domaine de Jezzine.

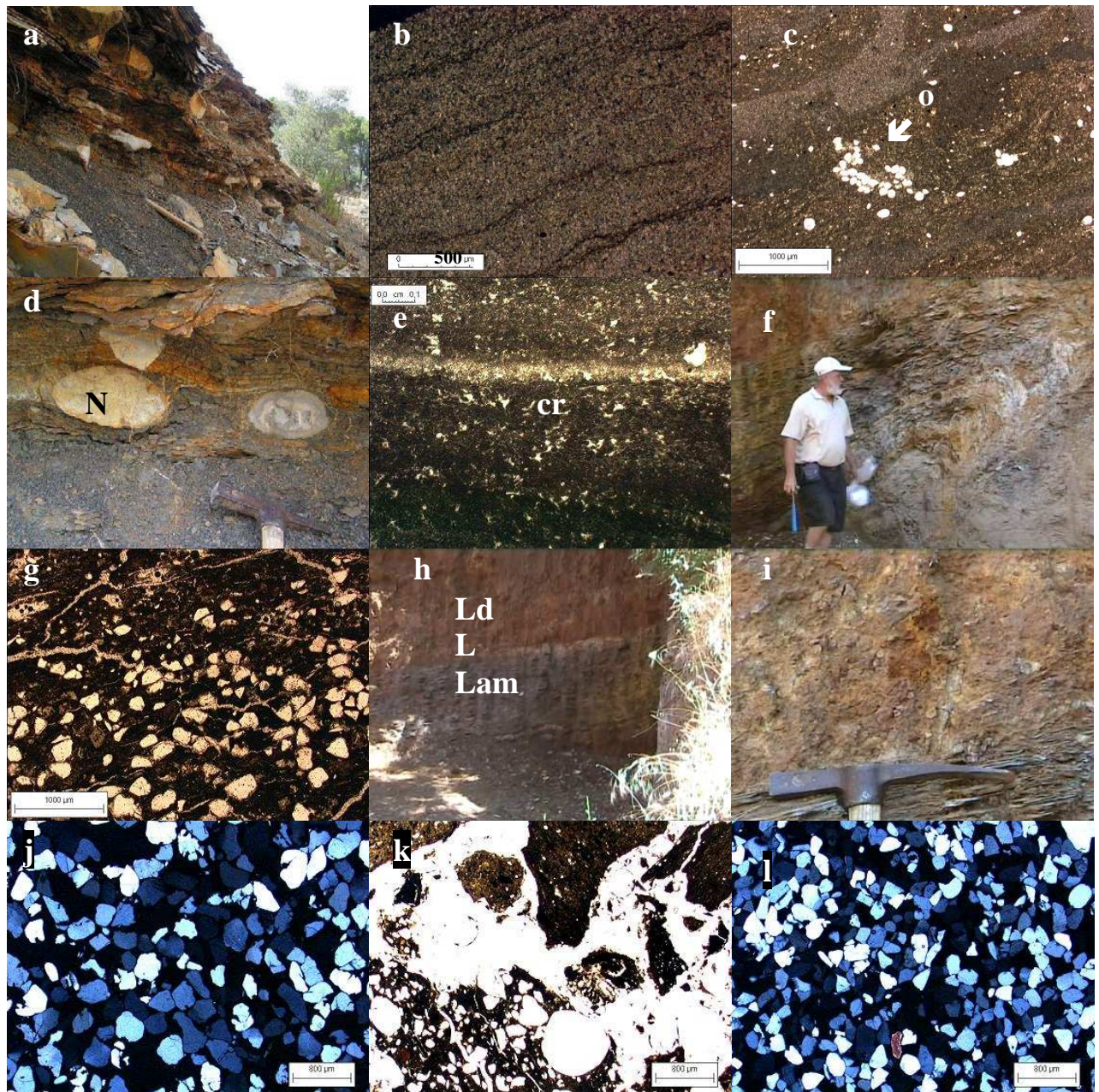


Figure 162. Affleurement et lames minces des coupes de l'Ouadi Jezzine.

a : affleurement des « schistes cartons » ; b et c : lame mince des lamines microbiennes à ostracodes (o) ; d : nodules (N) ; e : lame mince des lamines cuites (cr : craquelures) ; f : remobilisations des calcaires par les productions magmatiques ; g : argiles à quartz ; h et i : affleurement de la latérite à nodules (lamines : Lam ; latérite : L ; latérite démentelée : Ld) ; j : lame mince des grès rouilles ; k : lame mince de lignite à ambre ; l : grès à petits quartz.

Les formations gréseuses se poursuivant ensuite sur plusieurs dizaines de mètres, nous nous sommes intéressés plus particulièrement à des niveaux caractéristiques. Le levé suivant a été effectué au sud de notre coupe d'Aazour, le long de la route avant El Homsiyeh (AZ, figs. 152, 162, 164 ; 33°33'00,46''N 35°32'58,44''E). Là entre 920 et 960 m d'altitude, soit 60 m au-dessus de la limite des calcaires de la rive Sud de l'Ouâdi Abou Zraïq, les grès présentent un dépôt sous forme de grosses unités progradantes vers l'Ouest (fig. 163 a). Ces unités ravinent les couches inférieures à pendage subhorizontal. Ces formations gréseuses renferment des troncs (fig. 163 b) et sont interprétables comme une succession d'événements (crues) liés à des instabilités tectoniques qui remobilisent des sédiments proches.

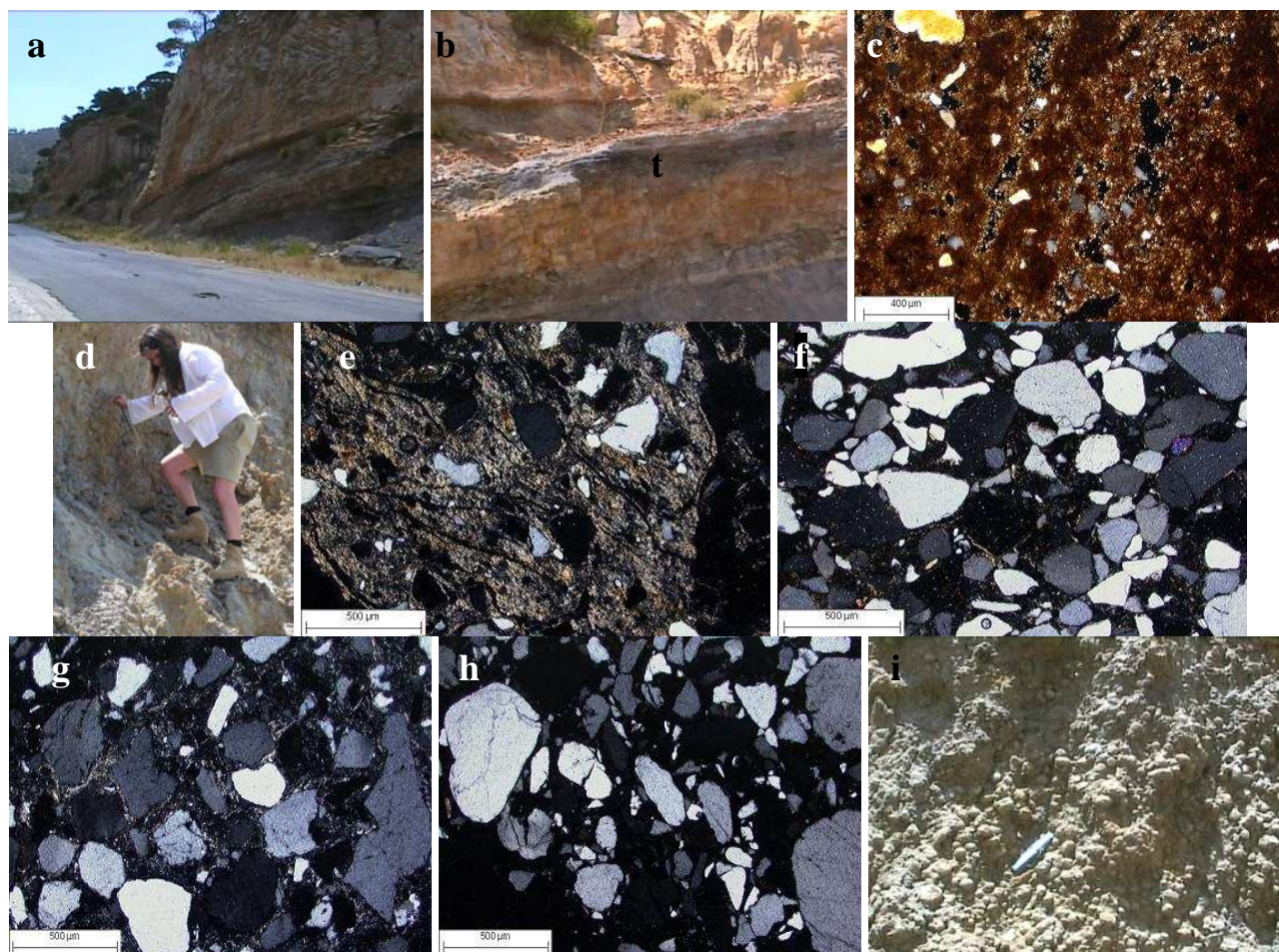


Figure 163. Affleurement et lames minces des prélèvements d'El Homsiyeh.

a à c : affleurements et lame mince des dépôts de crue (t : tronc) à argiles gréseuses en nuage de bioturbation ; d : affleurement d'argiles ambrifères ; e : lame mince de grès argileux ; f : lame mince de grès à figures de dissolution –recristalisation des quartz ; g : lame mince de grès sableux ; h : lame mince de grès consolidés ; i : affleurement des pisolithes de Jezzine.

Quelques niveaux sont ligniteux, d'autres sont des argiles gréseuses (fig. 163 c) où de petits quartz anguleux s'agencent en nuages (bioturbation). Dans ces dépôts, tectoniquement plus calmes, nous avons trouvé de petits fragments d'ambre dont une partie contenait des insectes. Compte-tenu du fait que les ambres flottent, la hauteur d'eau au moment de leur dépôt doit être quasi nulle. Ce remplissage par les grès puis par des sédiments plus fins se fait donc à l'air libre et sous faible tranche d'eau.

Les phases d'activité tectonique approfondissaient par à-coups ce site qui, ensuite, se remplissait brutalement.

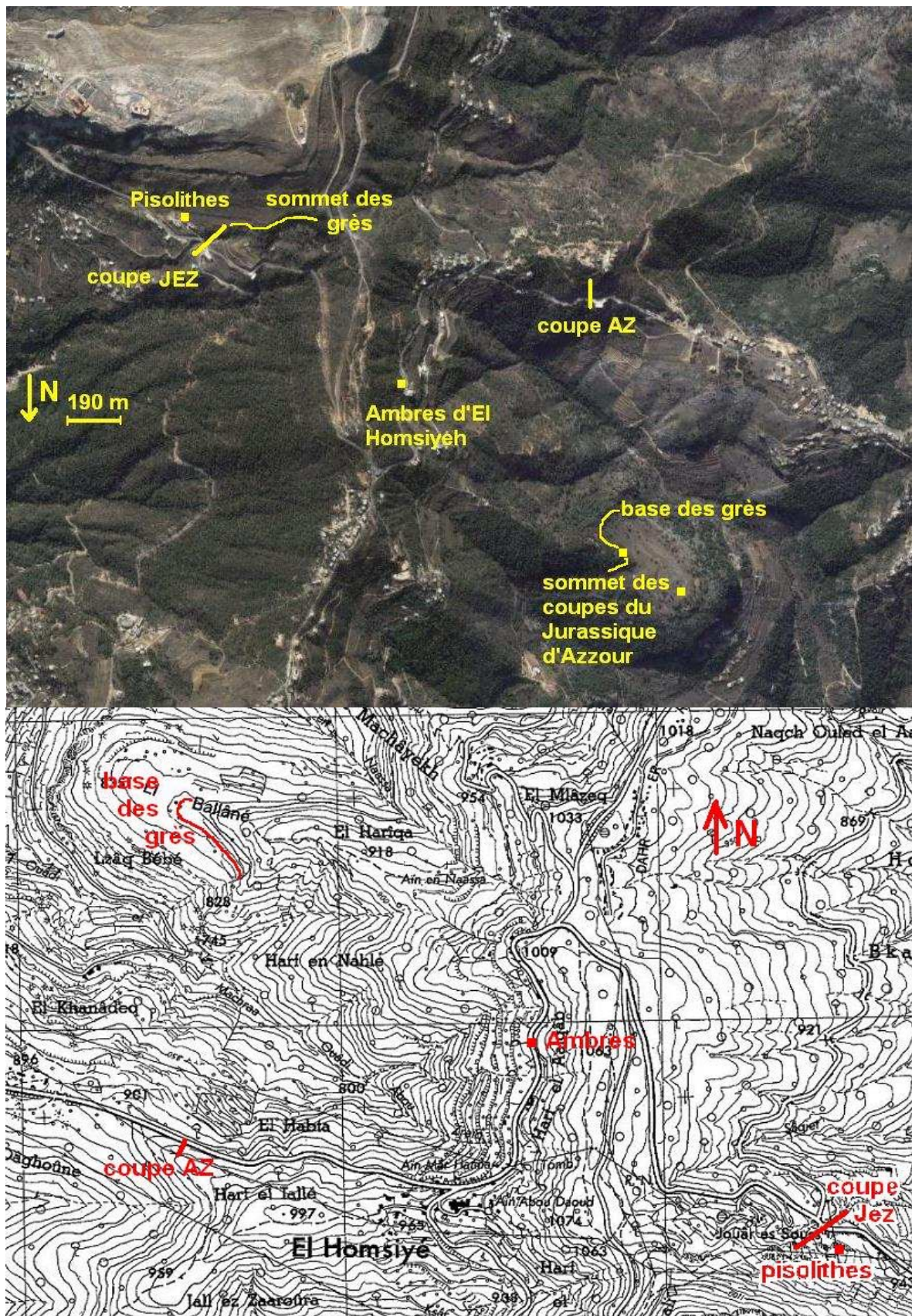


Figure 164. Localisation des couches sommitales de grès d'Aazour à Jezzine.

vue satellitale (Google Earth), localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

En poursuivant la route vers Jezzine après El Homsiyeh (33°33'14,16''N 35°33'30,82''E, figs. 163 d & 164), de nombreux dépôts ambrifères jalonnent les grès sommitaux. Les fragments d'ambre retrouvés sont parfois assez gros (10 cm de diamètre). Plus loin, à la bifurcation qui descend vers Bkâssîne au niveau de Jouâr Es Souss, une dernière coupe a été levée entre 1006 et 1045 m d'altitude (coupe JEZ, 33°32'53,04''N 35°34'06,84''E, figs. 155, 161 & 164). L'échantillonnage montre une succession de grès plus ou moins cimentés, de couleurs variées (violets, jaunes, gris,...) alternant avec des niveaux riches en argiles soit dans la matrice soit sous forme de lentilles. Les grès de la base de la coupe sont davantage associés aux argiles (Fig. 163 e), les quartz sont petits et anguleux. Mais cette tendance ne se prolonge pas dans les niveaux au-dessus ; les quartz sont à nouveau de grosse taille et dans certains cas on observe comme l'avait écrit Massaad (1975, 1976) des figures de dissolution-recristallisation qui fusionnent des grains (fig. 163 f). Les niveaux sommitaux sont plus sableux (fig. 163 g) ou bien consolidés (fig. 163 h) mais dans les deux cas les quartz sont hétérométriques. Les argiles contiennent des lignites, des bois et des particules d'ambres. C'est à cet endroit qu'a été découvert par Nel une dent de brachiosaures (Buffetaut *et al.*, 2006). La mauvaise conservation de ces restes de vertébrés ne nous permet pas d'affiner une datation, la répartition des brachiosaures s'étendant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur...

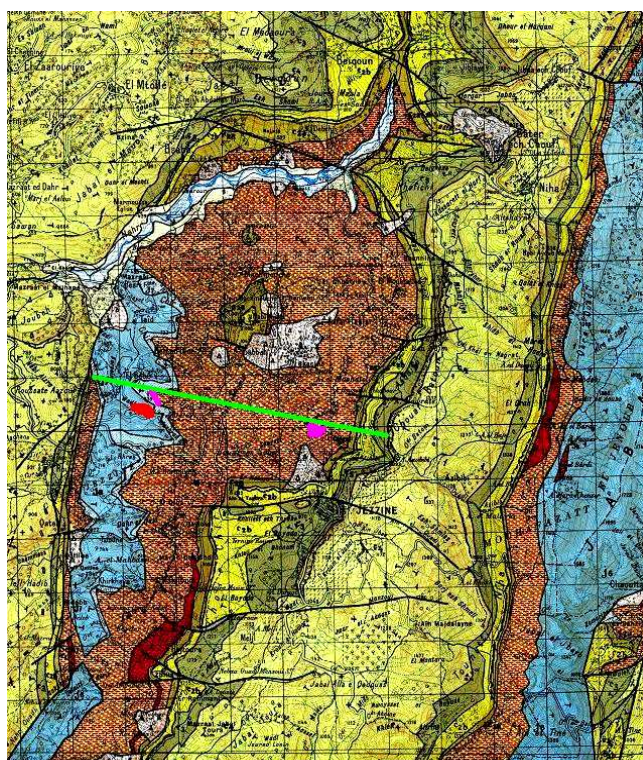
Cette coupe s'achève par un dépôt ravinant d'un mètre de pisolithes (fig. 163 i). Les pisolithes sont grisâtres et de taille comprise entre 1 et 2,5 cm. Bien que ce banc ne soit pas épais, son aspect ravinant laisse envisager un dépôt « dynamique » d'un remobilisa allochtone. Ce niveau coiffe les dépôts ambrifères contrairement à ce que l'on a observé à Hammâna (Cf. chapitre 2B). Cependant rien n'indique, hormis son mode de formation et l'aspect ravinant de sa base, une parenté quelconque avec les autres dépôts de pisolithes. Il est donc absolument nécessaire d'arrêter de concevoir ces dépôts de pisolithes comme un niveau repère comme le font toujours actuellement de nombreux auteurs (Toland, 2000). Ce ne sont que des dépôts de faciès qui ne permettent aucune corrélation spatiale ni temporelle.

Cette région de Jezzine est donc comme nous l'avons montré un site qui a subi, au moins depuis le Jurassique supérieur et avec certitude pendant Kimméridgien, une subsidence intense et relativement régulière (fig. 166). La présence de plusieurs évènements magmatiques (non cartés) nous permet d'envisager dans le périmètre étudié la présence d'une faille qui n'apparaît pas non plus dans la carte de Jezzine (Dubertret & Hoybroek, 1945). Plusieurs failles Est- Ouest sont visibles dans le Crétacé supérieur et découpent en compartiments la « falaise de Blanche ». L'une de ces failles sub-actuelles (fig. 165) présente une direction qui passe par le site des coupes SEP, BEK et Aazour.

Nous proposons donc que cet accident, comme probablement la majorité des autres accidents cartés sur la feuille de Jezzine, soient des réactivations de paléo-accidents au minimum d'âge Jurassique supérieur. Le site de Jezzine serait donc un graben qui s'est enfoncé progressivement au cours des aléas tectoniques de l'ouverture du bassin.

Figure 165 : Localisation des basaltes → kimméridgiens (rouge) et fin kimméridgiens (roses) et de la paléofaille (vert)

(extrait de la carte géologique de Djézine, Dubertret & Hoybroek, 1945)



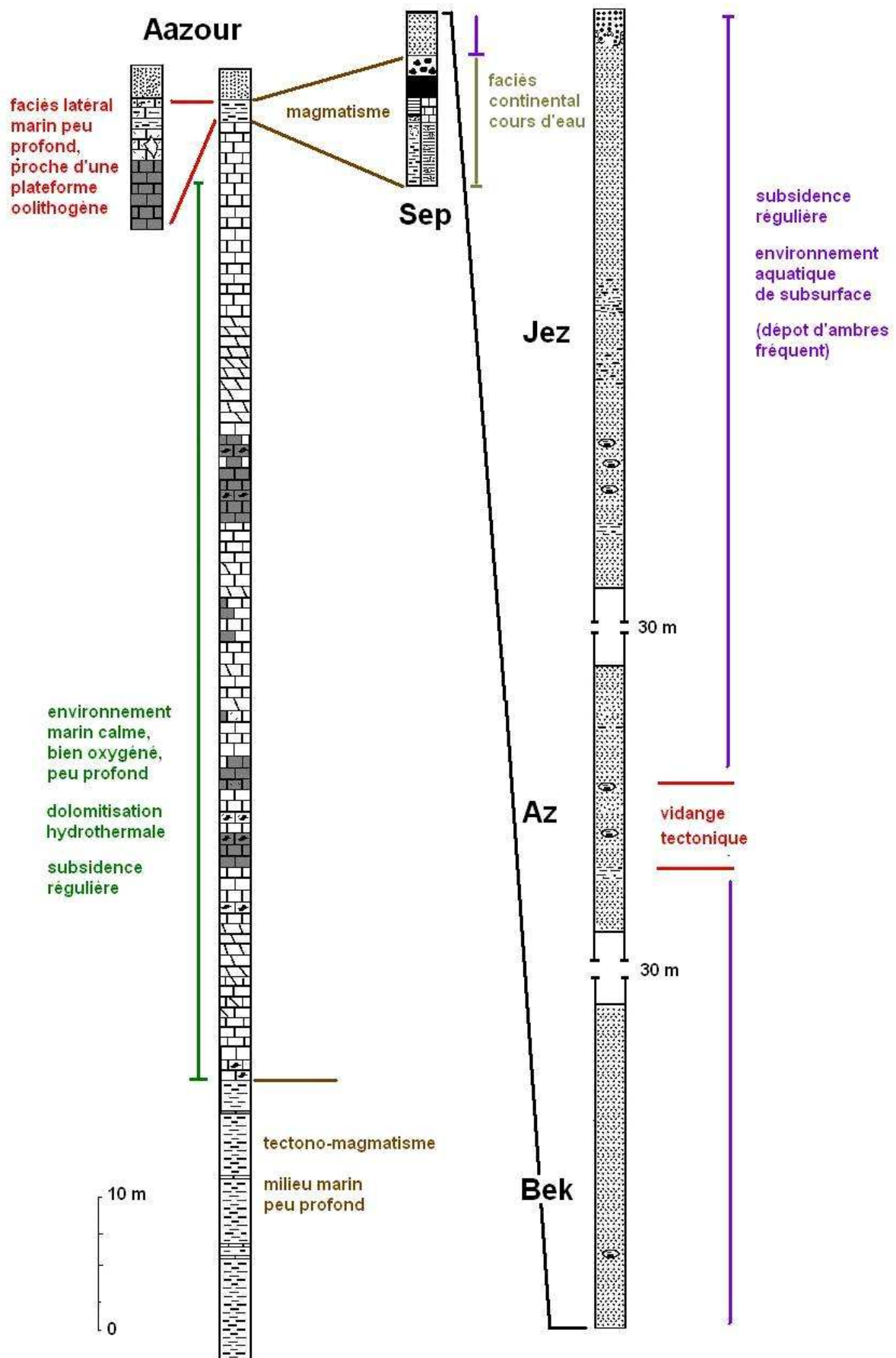


Figure 166 : Synthèse des coupes autour de Jezzine.

Chapitre 3
L'Anti-Liban.

La chaîne de l'Anti Liban est en partie située en Syrie, où nous n'avons pas échantillonné. Cependant, les travaux de Chatta (1980) nous permettront de généraliser nos données à l'ensemble du massif. Nos prélèvements s'étalent du Nord au Sud sur les deux flancs du massif (figs. 17, 21 & 167) le long de la frontière Syrienne à l'Est et Israélienne au Sud.

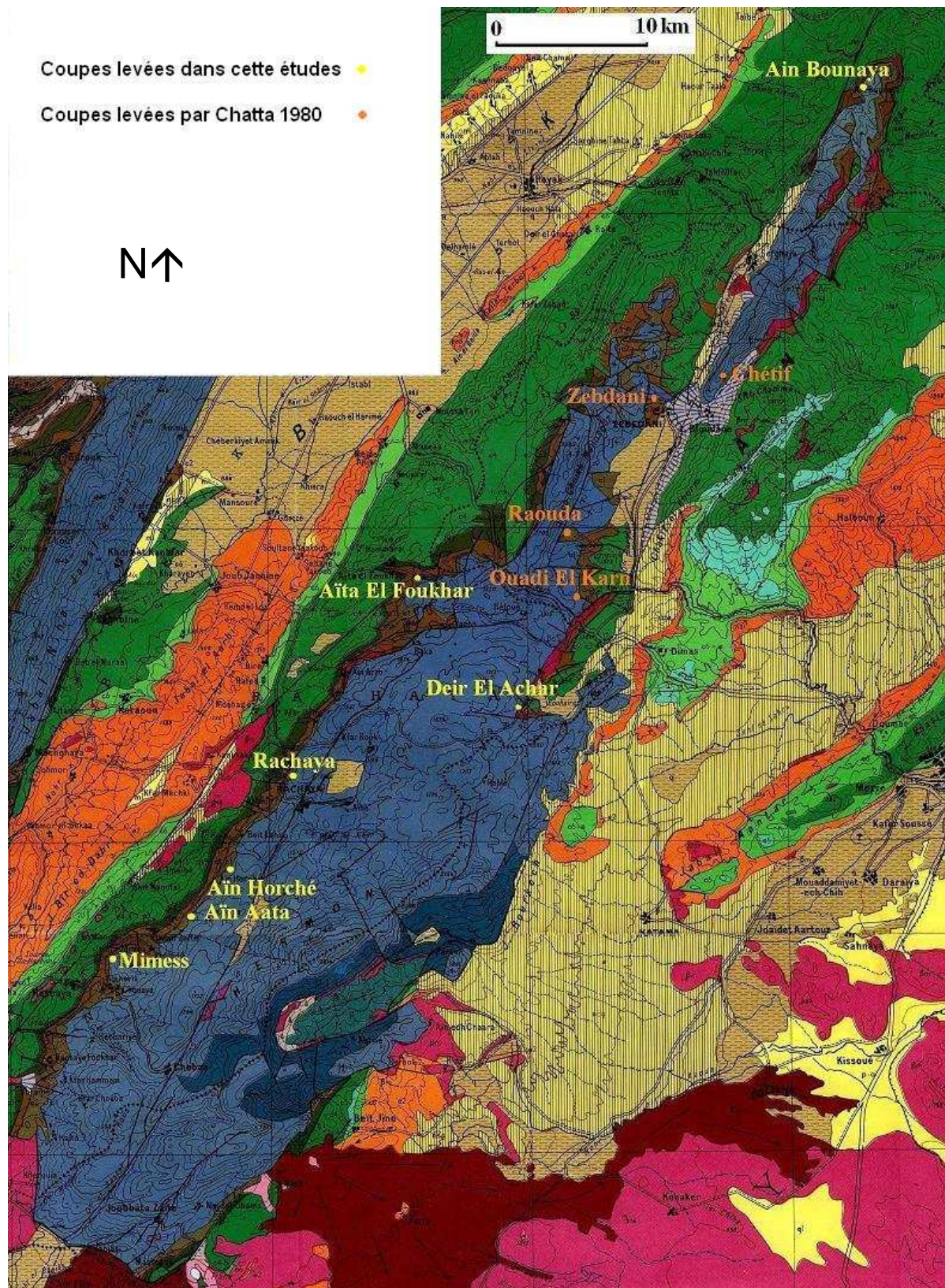


Figure 167 : Localisation des coupes et des prélèvements effectués dans l'Anti-Liban.
(extrait de la carte du Liban, Dubertret, 1955a)

Les coupes les plus septentrionales ont été réalisées à Ain Bounaya, (33°55'16,48''N 36°14'23,43''E ; figs. 167 & 169) sur le bord nord-ouest de la terminaison anticlinale (fig. 168 a) de l'extrémité septentrionale de l'Anti-Liban, à l'Ouest de Hortalé dans le Jebel en Namous (fig. 168 b). Cet anticlinal est dissymétrique, son flanc oriental présente un pendage très faible alors que son flanc occidental plonge assez fortement vers l'Ouest (fig. 168 a). Un système de failles globalement parallèles à cet anticlinal et à la faille de Serghaya accompagne ce plissement.

Le premier levé (coupe VV) a été effectué à environ 1640 m d'altitude, sur la rive gauche de l'Ouadi El Tfailyeh (figs. 168 c & d).

L'échantillonnage a été effectué sur les 50 derniers mètres précédant les grès classiquement attribués au Crétacé (figs. 168 b & c), entre deux décrochements de direction Est-Ouest (fig. 168 b).

De la base de la coupe (fig. 170 & 171 a) vers le sommet, on distingue 20 m de wackestone pouvant passer latéralement à un packstone, particulièrement riche en gros foraminifères benthiques : *N. oolithica*, *K. wellingsi* et *palastiniensis*, *S. beydouni*, *Riyadhella* sp.. Ce calcaire gris (fig. 171 d) possède des niveaux plus riches en spicules d'éponges, en coquilles de lamellibranches et de gastéropodes et en terriers comblés par des coprolithes cimentés par une sparite (fig. 171 e). Les derniers mètres de cet ensemble présentent une succession de petits bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur, riches en radioles d'oursin.

Un passage à des marnes (3 m) souligne un changement notable du faciès sédimentaire. Cet approfondissement est suivi par le dépôt, sur environ dix mètres d'épaisseur, de calcaires bréchiques plus colorés qui enregistrent à nouveau l'instabilité du milieu. Cette série est structurée en petits bancs de vingt à quarante centimètres d'épaisseur (fig. 171 f). Les lames minces de la base correspondent à un wackestone à *K. wellingsi*, *K. palastiniensis* (fig. 171 g) et *N. oolithica*, riche en restes d'échinodermes et d'algues (*P. ampullaceas*). Les lames des bancs sommitaux montrent des mudstones très pauvres en organismes. Notons par endroit quelques spicules d'éponges et des fantômes de foraminifères.

Deux bancs plus épais, d'aspect toujours bréchique, poursuivent la série ; microscopiquement, ce sont des pel-mudstone à spicules contenant *K. wellingsi*, *N. circularis* et quelques dinokystes.

Les bancs calcaires du sommet de cette coupe (fig. 171 h), sont à nouveau peu épais et contiennent *K. wellingsi*, *N. oolithica*., des dinokystes calcaires, des spicules d'éponges. Le dernier niveau échantillonné (fig. 171 i) avant le plaquage de grès est un mudstone pauvre en faune (spicules, lamellibranches, ... ; fig. 171 j) présentant par endroit des terriers. On peut donc envisager un environnement calme mais bien oxygéné avant l'arrivée des sédiments détritiques.

Le passage entre les calcaires et le grès ne présente, dans cette zone de l'Anti-Liban, aucune trace d'émersion : pas de karst, pas de dépôts notables de fer, ni de niveau oolithique. Mais les bancs de calcaires bréchiques soulignent l'instabilité tectonique de la région durant la fin du Jurassique.

Les premiers grès (fig. 171 k) sont constitués de grains de quartz hétérométriques, plus ou moins corrodés et cimentés par une micrite ferrugineuse (fig. 171 l). Ils se sont donc déposés dans un environnement peu différent du précédent. A cet endroit, les grès ont une épaisseur cumulée d'environ 5-6 mètres. Des niveaux argileux lenticulaires y sont interstratifiés. Les argiles sont très riches en ambre et en cuticules végétales. C'est d'ailleurs sur ce site que nous avons échantillonné un morceau d'ambre de la taille d'une tête d'enfant (découvert par Paicheler et actuellement conservé au Musée de la faculté de Beyrouth). La taille et le bon état de conservation de ce morceau d'ambre suggèrent un transport court voir nul, et un environnement sédimentaire assez calme. Il n'est pas envisageable qu'il ait été remobilisé et son origine est très proche du lieu de dépôt.

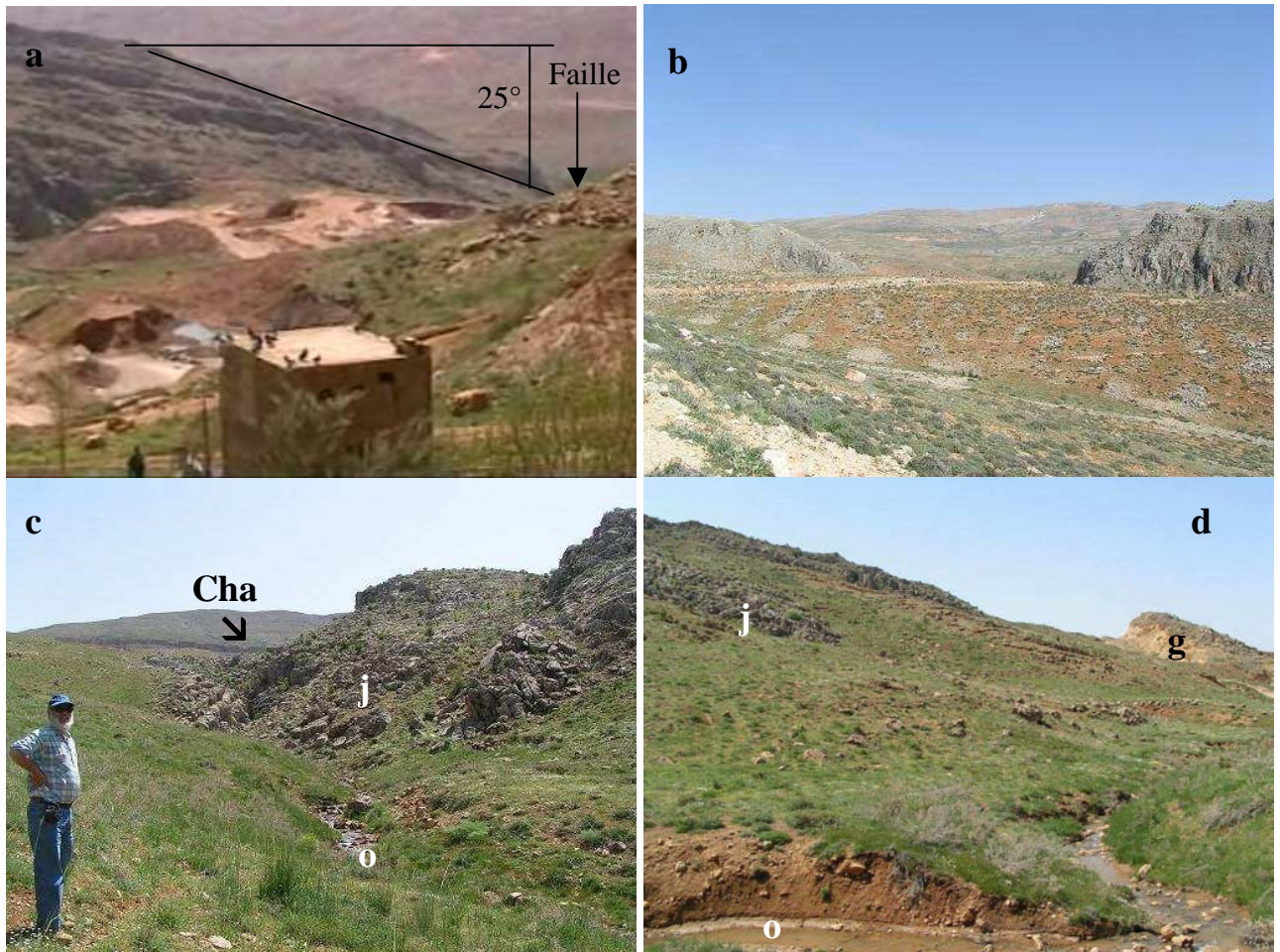


Figure 168 : Affleurements d'Ain Bounaya ;

a : vue de l'extrémité de l'anticlinal, sur la coupe VV ; b : Jebel en Namous ; c : terminaison anticlinale ; d : Vue générale de la coupe VV (j : jurassique, g : grès, Cha : localisation de la coupe Cha, o : Ouadi El Tfailyeh)

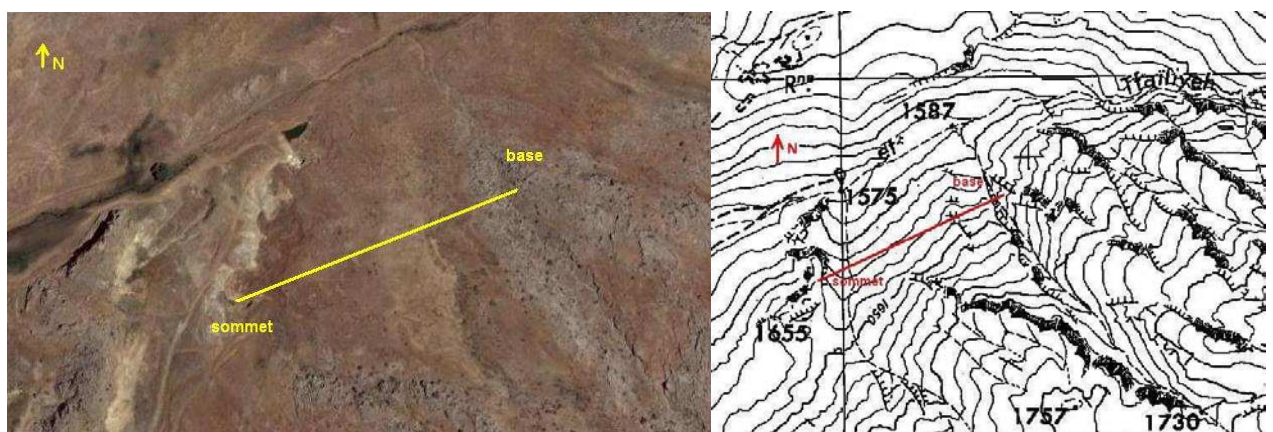


Figure 169 : Coupe VV d'Ain Bounaya.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Baalbek, Direction des Affaires Géographiques, 1962d)

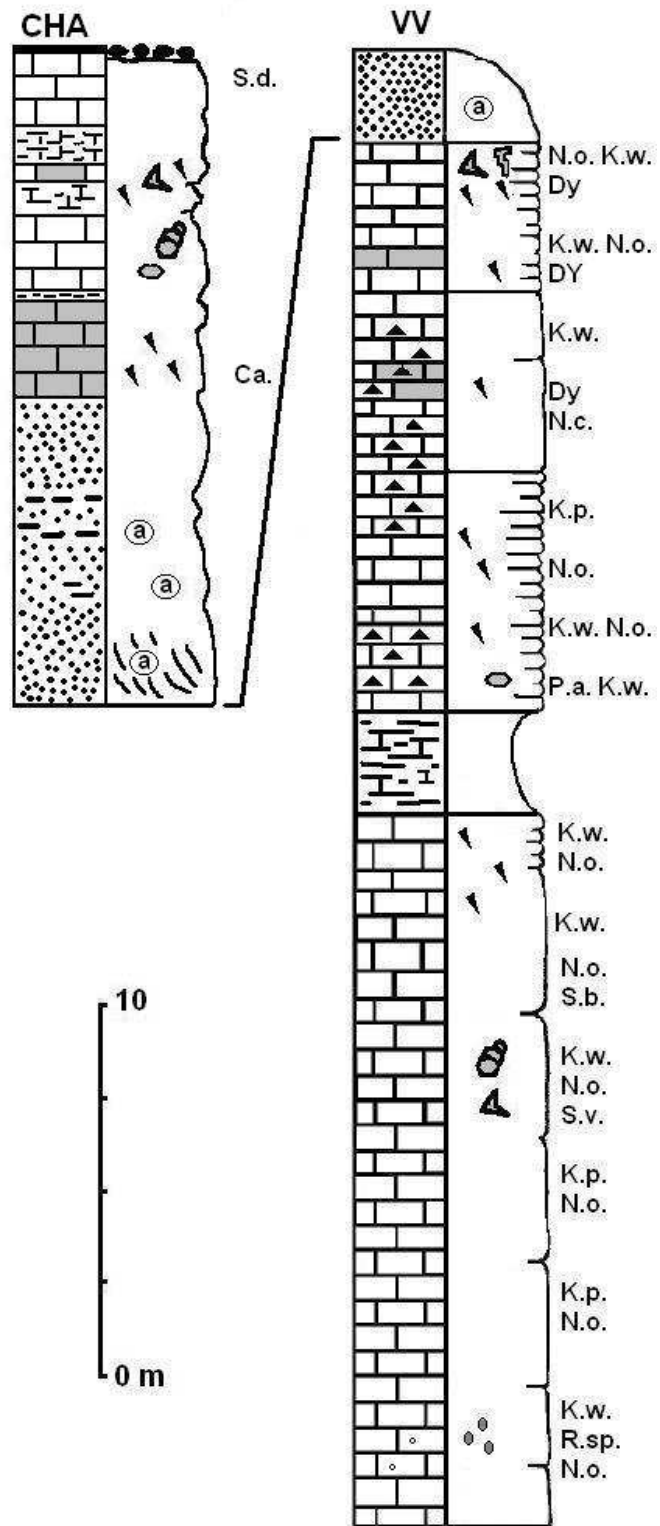


Figure 170 : Logs des coupes de Ain Bounaya



Figure 171 : Affleurements et lames minces des échantillons d'Ain Bounaya.

a : micrites massives de la base de la coupe, b : grès à lentilles argileuses et ligniteuses, c : affleurement des grès ; d & e : affleurement (d) et lame mince (e) de la micrite à coprolithes (K.w. : *K. wellingsi*, N.o. : *N. oolithica*), f & g : affleurement (f) et lame mince (g) des calcaires bréchiques colorés (K.p. : *K. palastiniensis*), h : bancs peu épais du sommet de la coupe ; g & h : affleurement (g) et lame mince (h) du dernier niveau avant le grès (K.w. : *K. wellingsi*) ; i : affleurement et lame mince du premier placage de grès (Q : quartz, M : matrice micritique).

A quelques centaines de mètres du précédent levé, nous avons effectué une coupe dans les niveaux post calcaires à l'extrémité septentrionale de l'anticlinal (coupe Cha : 33°55'34,57''N 36°15'26,67''E entre 1824 et 1912 m d'altitude, fig. 172). Le pendage des couches y est sub-horizontales (figs. 168c & 173 a), et permet une meilleure compréhension de l'histoire des dépôts.



Figure 172 : Coupe Cha d'Ain Bounaya.

vue satellitale (Google Earth).

La base de la coupe correspond aux grès (fig. 173 b) qui reposent sur les calcaires préalablement étudiés dans la coupe précédente. Ces grès sont plus ou moins sableux, plus ou moins grésifiés et présentent une stratification oblique bien nette (fig. 173 c). Les quartz des prélèvements basaux sont gros (200 à 500 μm), subarrondis et corrodés (fig. 173 d). La matrice est souvent ferrugineuse. Par endroits on distingue la présence de lentilles d'argiles à lignites et à ambre ou de passées de grès argileux. Dans ces niveaux, les grains sont majoritairement petits (100 μm) et anguleux (fig. 173 e). Après le dépôt de grès de 5 à 6 mètres d'épaisseur, un environnement marin franc réapparaît. On observe un dépôt de micrite à calpionelles et spicules très bioturbée (fig. 173 f). Les loges des calpionelles sont mal conservées. Elles présentent un aspect qui tend à les rapprocher de *Calpionellopsis simplex* (Berriasien) ou de *Crassicollaria parvula* (Portlandien).

Cette succession de petits bancs ocre se poursuit par un ensemble d'épais (3-4 m) bancs calcaires. Ce sont des packstones, plus ou moins riches en pellets, à mollusques et échinodermes (figs. 173 g & h). Le sommet de la corniche (fig. 173 a) est un banc épais (4 m) constitué d'un mudstone à *S. dinarica* (fig. 173 i). On observe donc une rupture franche entre les environnements nettement certainement littoraux et cet ultime banc de bathymétrie plus profonde. Compte tenu du fait qu'aucun signe d'activité tectonique n'est visible aux abords de ce banc, on peut envisager une remontée eustatique.

Cependant, cette transgression ne dure pas car ce banc est recouvert d'une formation plus ou moins nodulaire de fer (métal) qui souligne la mise en place d'un sol donc d'une émergence du fond marin sous un climat chaud.

Cette coupe (Cha) confirme ce que nous avons observé à Ain Bounaya ; l'épaisseur des grès est peu importante, quelques mètres tout au plus. La présence de niveaux ligniteux, d'ambres stratigraphiquement assez bas suggère qu'ils se sont déposés plus « tôt » que ce que l'on constate dans le Mont Liban. Après ce bref épisode gréseux, le retour à un environnement marin est franc et relativement durable. La présence de calpionelles indique un âge compris entre le Portlandien et le Berriasien. Cette hypothèse est confirmée par la présence de *S. dinarica*, dans les niveaux

sommitaux, d'âge postérieur au Berriasien. Enfin, dans aucun niveau nous n'avons retrouvé d'orbitolines.

Nous observons donc des faciès très différents de ceux habituellement rencontrés et décrits plus à l'Ouest. Contrairement à ce qu'à décrit Dubertret (1946 ; 1975) il n'y a pas de « Falaise de Blanche » dans cette région de l'Anti Liban.

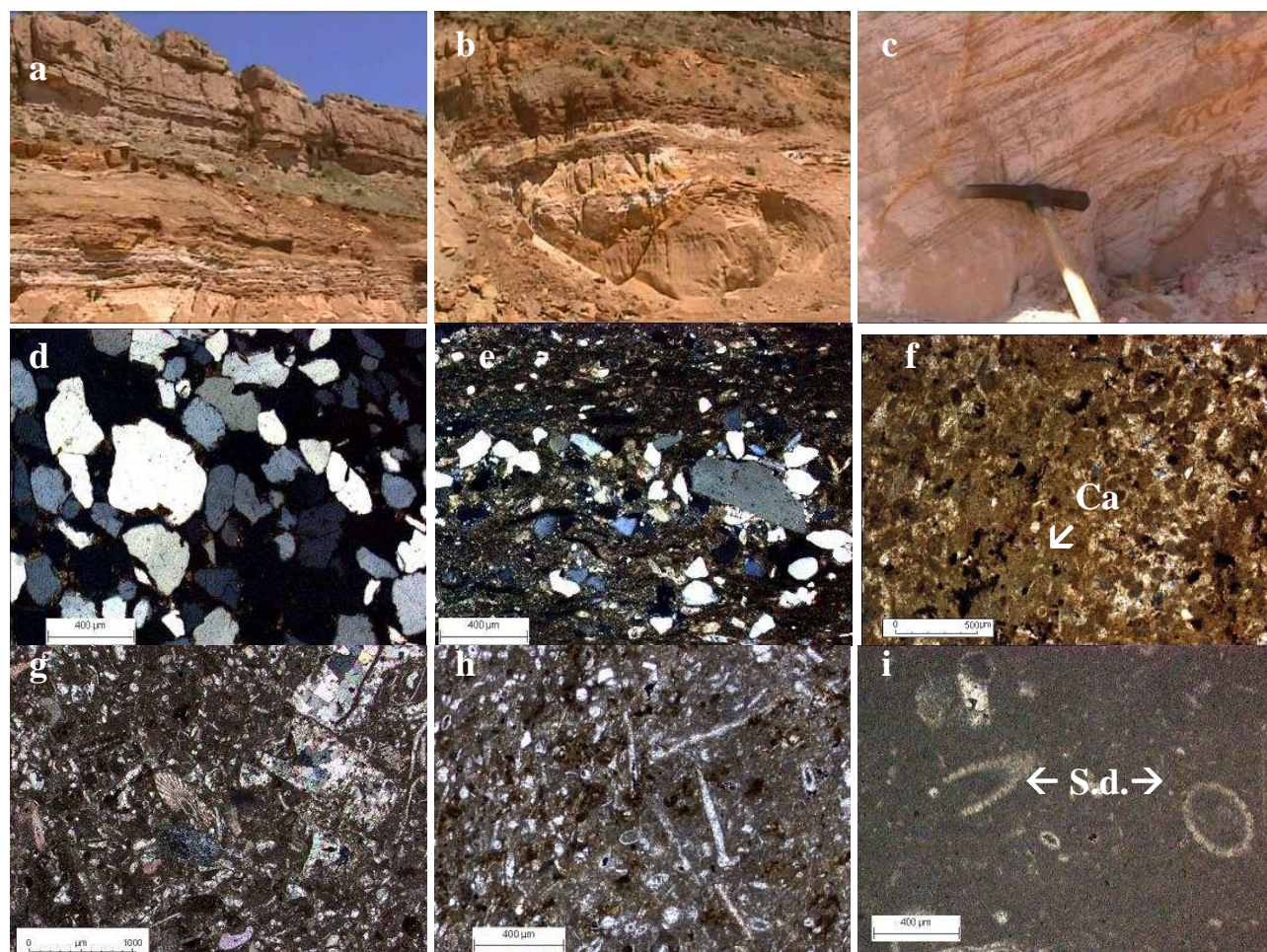


Figure 173 : Affleurements et lames minces d'échantillons d'Ain Bounaya.

a : coupe ; b : affleurement des grès ; c : stratification des grès, d : lame mince des grès échantillonnés à la base de la coupe ; e : passées de grès à petits grains anguleux ; f : pelmicrite à calpionelles ; g : packstones à milioles et échinodermes ; h : packstones à spicule ; wackestone à *S. dinarica* (S. d.).

Au sud de la route Beyrouth Damas une coupe a été levée au bord de la frontière Syrienne à la sortie ouest du village de Deir El Achair. L'étude a été menée sur le bord occidental de la terminaison sud-ouest d'un synclinal orienté Nord-Est / Sud-Ouest (figs. 167 & 174).

Le cœur de ce synclinal est constitué d'un noyau dur de calcaire qui coiffe dix mètres de grès reposant sur des argiles basaltiques qui n'affleurent que sur le flanc ouest du synclinal (figs. 174 & 175 a). La géométrie de ces basaltes à l'affleurement ne permet pas de les dater avec certitude. Ils peuvent s'être mis en place entre les grès et les calcaires lors des plissements affectant cette région. Cependant, vu l'état d'altération de ce basalte, nous pouvons proposer un âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (fig. 175 b). Les formations que nous venons de décrire reposent sur des formations calcaires dont le pendage vers l'Est est faible (6°).

L'échantillonnage pour la coupe a été effectué le long du Chemiss Ez Zeïtoun (33°33'33,67''N 35°59'42,74''E, entre 1298 et 1318 m d'altitude ; figs. 174 & 176) et correspond aux cinquante derniers mètres de calcaire sur lesquels affleurent les argiles basaltiques. Nous avons, par ailleurs, réalisé des prélèvements un peu plus à l'Ouest, notamment au niveau d'un karst dont le remplissage nous paraissait surprenant.



Figure 174 : Coupe de Deir El Achair (v : argiles volcaniques, g : grès).
vue satellitale (Google Earth)

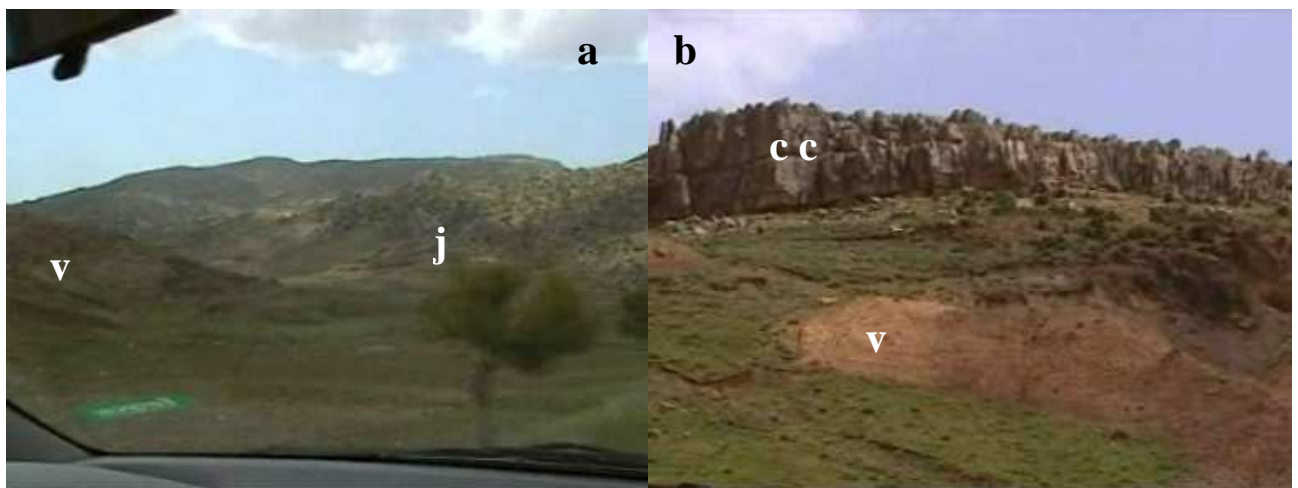


Figure 175. Synclinal de Deir El Achair ; vues sur la terminaison synclinale jurassique (a) et sur le cœur de la structure (b).

(v : argiles volcaniques, j : Jurassique, cc : calcaires crétaçés).

La coupe (fig. 176) débute au-dessus des niveaux marneux jaunes (fig. 177 a) correspondant aux « marnes lusitaniennes » de L'Ouadi El Qarn (Dubertret, 1949 b & c) et sur lesquels nous reviendrons par la suite. Les quinze premiers mètres échantillonnés (figs. 177 b à e) correspondent à des micrites fenestrées passant à des packstones dont la faune de foraminifères benthiques est constituée principalement par *K. wellingsi*, *A. jaccardi*. (fig. 177 c), *Valvulina sp.*, *M. egyptiensis*. (fig. 177 e), associés à des stromatoporiés *St. somaliensis*. (fig. 177 d).

Après un court épisode plus marneux, un nouveau cortège micritique (12 m) poursuit la série. Les bancs sont à la base d'une quarantaine de centimètres d'épaisseur puis deviennent plus massifs au sommet. Ce sont des alternances de mudstones et de packstones riches en mollusques, échinodermes, foraminifères (*V. longeonii*, *E. virculina*, *K. wellingsi*, *R. chouberti*, *A. powersi*, *N. circularis*, ...), algues (*Ne. gallaeformis*. (fig. 177 f), *S. annulata*, *C. jurassica*) ou en Stromatoporiés (*Cl. dubertreti*).

Plusieurs petits bancs constitués d'intraclastes, dont les éléments micritiques sont très hétérométriques. En lame mince ils passent de 100 à 1000 µm et peuvent être visibles à l'affleurement (1 à 2 cm, figs. 177 g & h). Le sommet de cette unité est constitué d'une micrite non remaniée plus pauvre en organismes (*S. annulata*, *K. wellingsi*) mais riche en silex (figs. 177 i & j).

Un nouvel intervalle marneux marque une transition vers des passages plus agités, puisque sur quelques mètres on observe des bancs constitués de grainstones à graincoateds (fig. 177 k). On y note la présence de *R. chouberti*, *K. wellingsi*, *N. oolithica*, *A. jaccardi*, de crinoïdes et autres échinodermes. La présence de graincoateds, de fer mais surtout de grains de glauconie (fig. 177 l) soulignent l'apparition d'un contexte transgressif. Cependant ces bancs sont intercalés avec des marnes, ce qui indique une instabilité du milieu. Cette instabilité n'étant pas forcément associée à un approfondissement mais éventuellement associée à des modifications de la courantomologie des eaux ou au climat.

Les cinq derniers mètres correspondent à des bancs massifs de micrite plus rosée, riche en nodules de fer (fig. 177 m) et constituée d'un wackestone passant à un packstone vers le sommet. Les microfossiles y sont plus ou moins nombreux et plus ou moins bien conservés. Parmi les fragments de lamellibranches et les spicules très abondantes vers le sommet, on reconnaît *S. johnsoni* (fig. 177 n), *S. bedouni*, *V. longeonii*, *K. wellingsi*, *N. oolithica* et *N. circularis*, *A. jaccardi*.

Hormis la présence de fer au sommet de la coupe, nous n'avons relevé aucun autre signe d'émersion dans ces niveaux terminaux. Nous pouvons souligner en revanche une importante karstification de certains niveaux du Jurassique (fig. 177 o) fortement dolomitisés 1 km à l'ouest de notre coupe dans le long du Chemiss Ez Zeitoun (fig. 174).

Ce karst de grande ampleur creuse ce massif calcaire à structure tabulaire qui sépare le synclinal de Deir El Achair du flanc Ouest de l'Anti Liban. Il est par endroit comblé par du grès.

Les micrites grises que nous avons échantillonnées sont fenestrées et riches en foraminifères (*S. beydouni*, *K. wellingsi*, figs. 178 a & b) et dasycladales (fig. 178 c) abondant au Jurassique supérieur. Cependant, ces affleurements sont datés par Dubertret (1950) Jurassique moyen.

Ces niveaux cariés sont par ailleurs recouverts vers le centre du synclinal par les marnes jaunes. La fraction meuble est assez riche en petits quartz (50 à 70 µm) anguleux et mates, en crustacés, mollusques et foraminifères (*Proteonina sp.* : fig. 178 d, *Nodosaria sp.* : fig. 178 e, *Spirillina sp.* : fig. 178 f, *Lenticulina sp.* : fig. 178 g). Ces formes sont fréquentes pendant tout le Jurassique (Boutakiout, 1990), Dubertret (1975) les date du Lusitanien. Les fractions plus carbonatées sont des packstones à spicules (fig. 178 h), algues encroûtantes (fig. 178 i), dinokystes calcaires et coraux isolés. Les foraminifères présents ne permettent pas de datation précise.

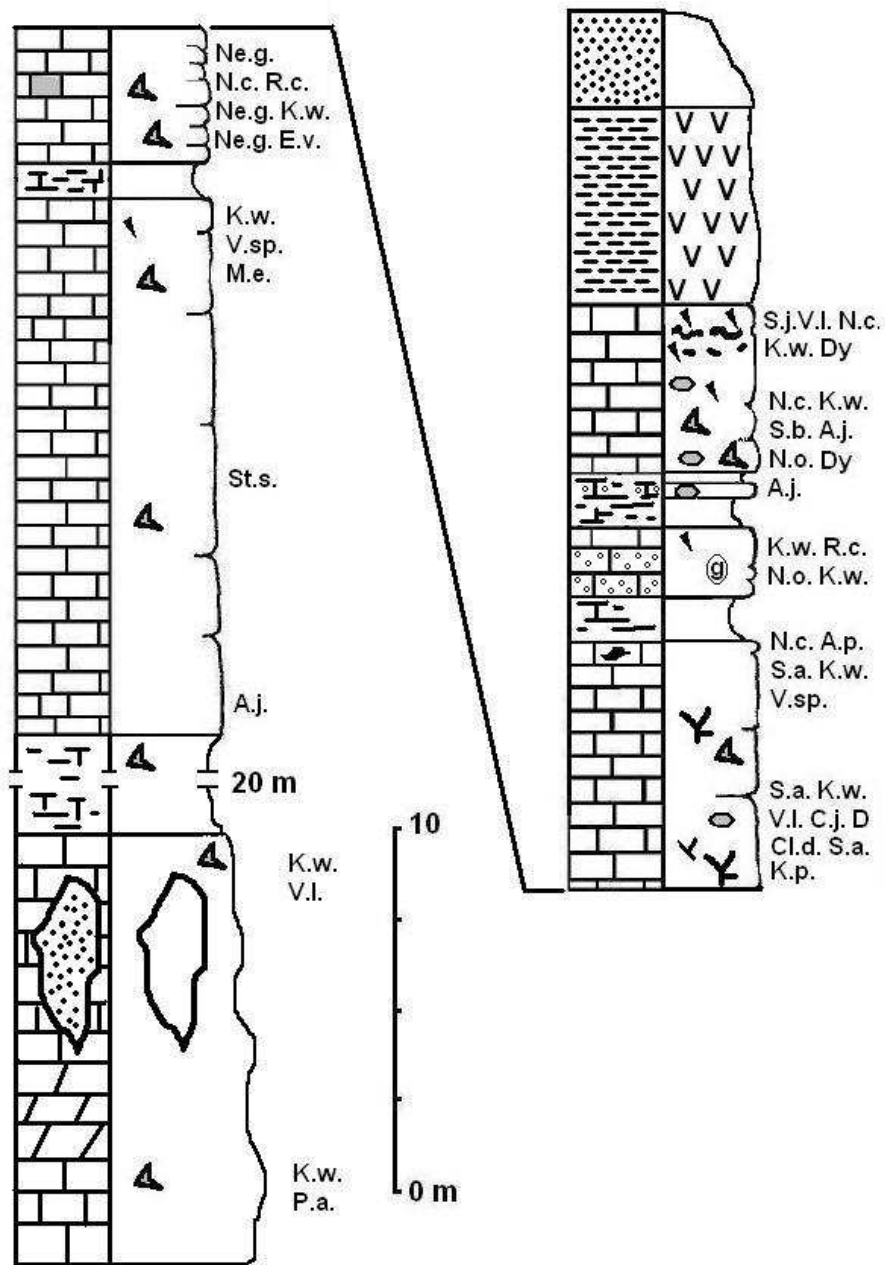


Figure 176 : Log de la coupe de Deir El Achair

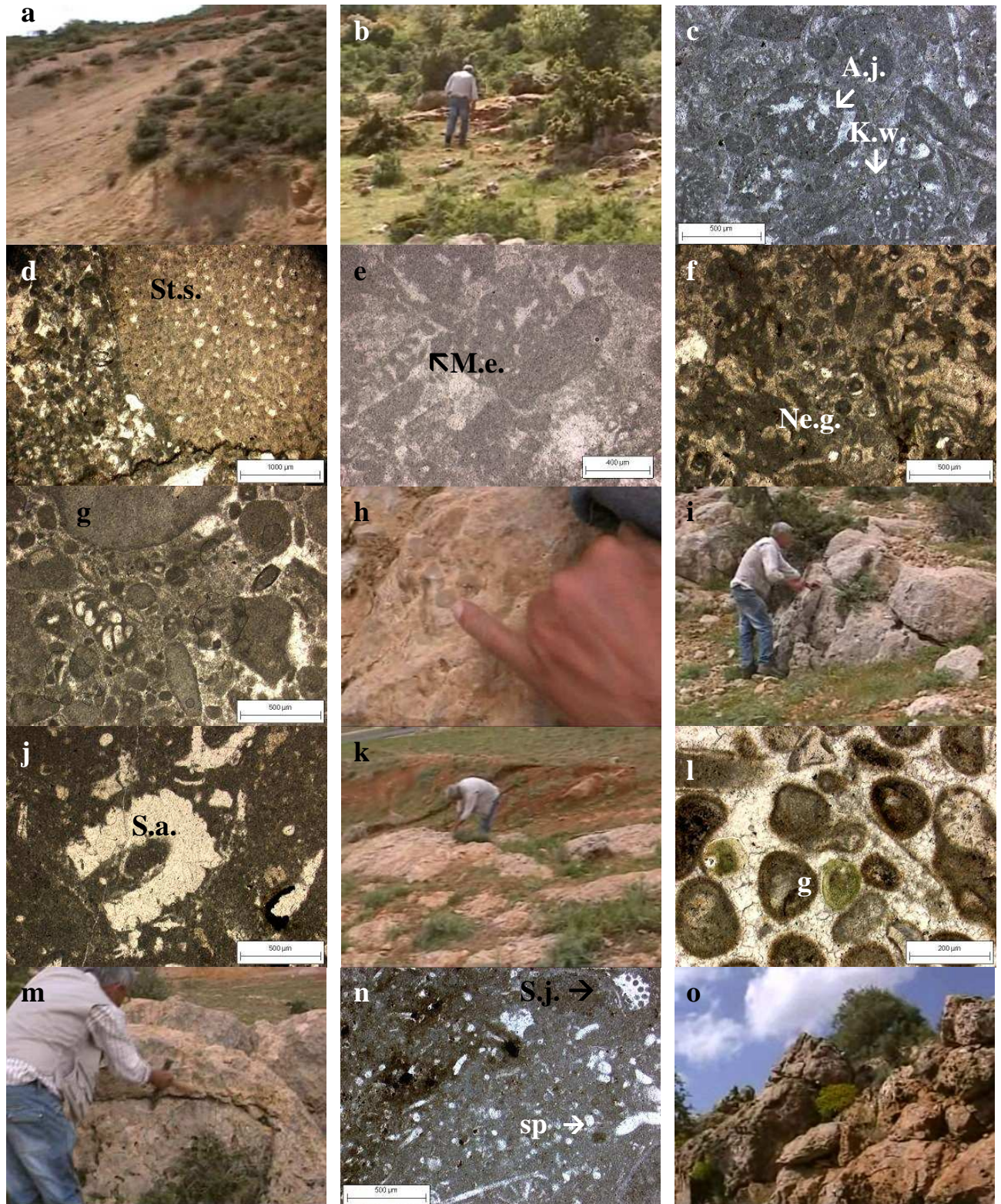


Figure 177 : Affleurements et lames minces de la coupe de Deir El Achair.

a : affleurement des marnes jaunes ; b à e : affleurement et lames minces de micrites fenestrées (A.j. : *A. jaccardi* ; K.w. : *K. wellingsi* ; St.s. : *St. somaliensis* ; M.e. : *M. egyptiensis*) ; f : packstone à *Ne. Gallaeformis* (Ne.g.) ; g & h : micrite fenestrée à intraclastes hétérométriques ; i & j : affleurement et lame mince de packstone à *S. annulata* (S.a.) ; k & l : affleurement et lame mince de grainstone à graincoateds et glauconie (g) ; m & n : affleurement et lame mince des packstones sommitaux à nodules de fer (sp : spicule ; S.j. : *S. johnsoni*) ; o : karst.

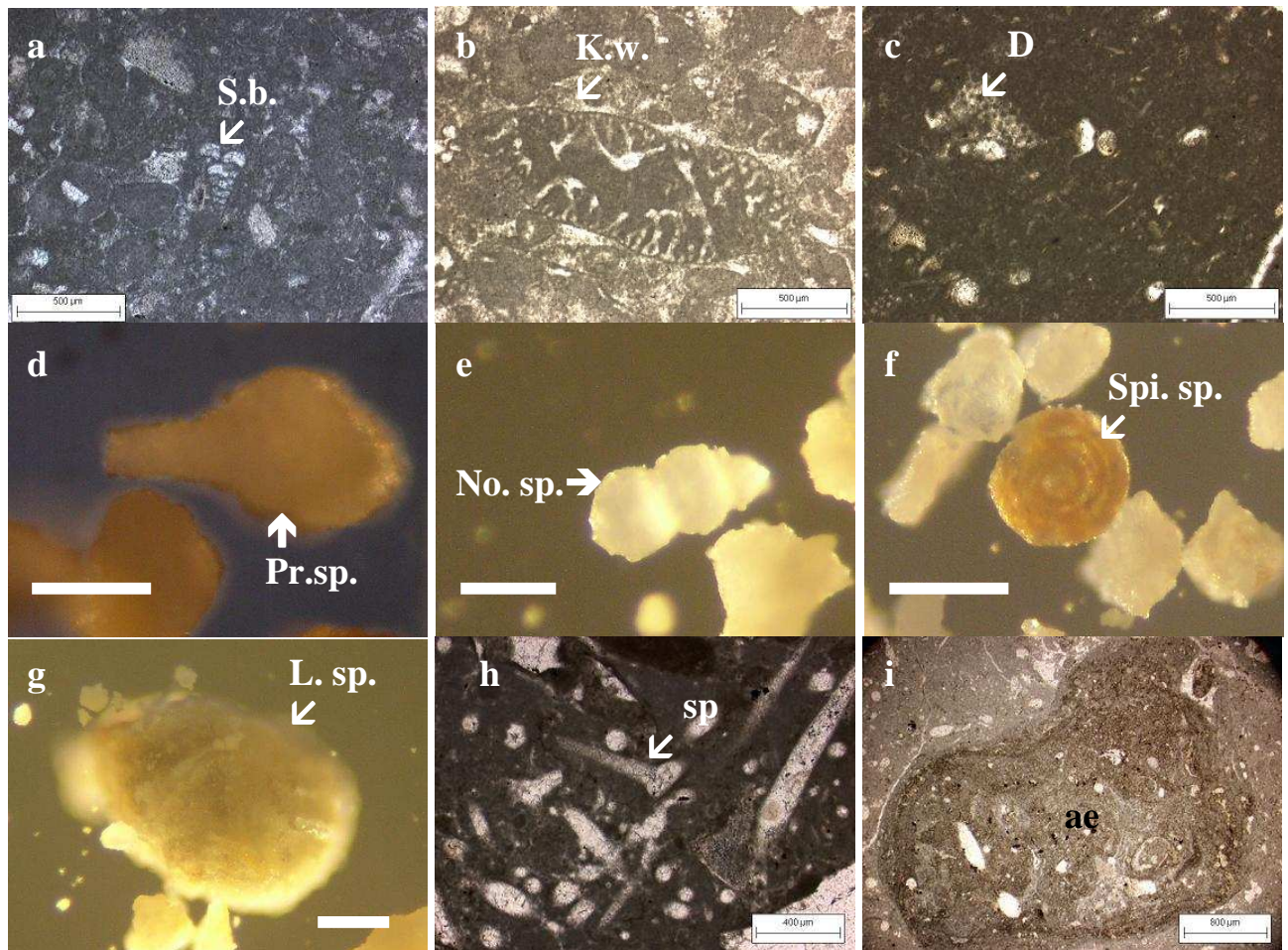


Figure 178 : Lames minces des calcaires karstés et contenu des marnes jaunes de Deir El Achair.

S.b. : *S. beydouni*, K.w. : *K. wellingsi* , D. dasycladale ; Pr.sp. : *Proteonina sp.*, No. sp. : *Nodosaria sp.*, Spi. Sp. : *Spirillina sp.*, L.sp. *Lenticulina sp.* , sp : spicule, ae : algue encroûtante (barre d'échelle : 100 µm).

Nous proposons donc que dès le milieu du Jurassique supérieur, cette partie de l'Anti Liban ait subi des contraintes tectoniques (bombement) conduisant à l'émergence des calcaires à l'Ouest de Deir El Achair. Cette activation tectonique a sans doute été progressive car aucun signe de magmatisme n'a été pour l'instant retrouvé dans cette partie de l'Anti-Liban. Les calcaires exondés ont subi une karstification qui a pu conduire à une production d'argiles de décalcification. Ces argiles se sont déposées dans les littoraux carbonatogènes des flancs (Est) des calcaires karstifiés conduisant à la genèse des marnes jaunes. Cependant, les sables transportés par des cours d'eau venant du Sud, ont pu, dans le même temps, combler les karsts et enrichir de quartz la sédimentation marneuse. Des faciès plus carbonatés se sont ensuite remis en place pendant le Kimméridgien. La subsidence devenant modeste, a amoindri l'espace d'accommodation. La bathymétrie a momentanément diminué, favorisant la genèse de graincoateds, de glauconie et finalement de nodules ferrugineux. Les grès qui ne se déposaient alors pas dans cet environnement ont pu, consécutivement à une réactivation tectonique et magmatique, recouvrir la zone de Deir El Achair. Notons que cet épisode gréseux est modeste.

Compte-tenu de la morphologie du synclinal de Deir El Achair mais surtout de la localisation par rapport à l'accident crustal de Serghaya. Nous proposons la mise en place d'un pull apart coincé entre la masse calcaire de l'Anti Liban à l'ouest et la faille de Serghaya à l'Est. Au sein de cette dépression, momentanément comblée par les formations magmatiques se serait vidangés des sables avant le retour à un environnement plus carbonaté. La modeste épaisseur des grès et des calcaires postérieurs indique que la subsidence de cette dépression n'a probablement pas été très importante.

Plus à l'Ouest (Fig. 167), une nouvelle coupe de direction Est-Ouest a été effectuée dans le Jabal El Kahiakad, 3 km après la sortie du village Aita El Foukhar ($33^{\circ}37,49,67''\text{N}$ $35^{\circ}56'03,72''\text{E}$ à 1500 m d'altitude moyenne, fig. 179). Le Jurassique ici fait partie de la retombée Ouest de l'anticlinal de l'Anti-Liban.

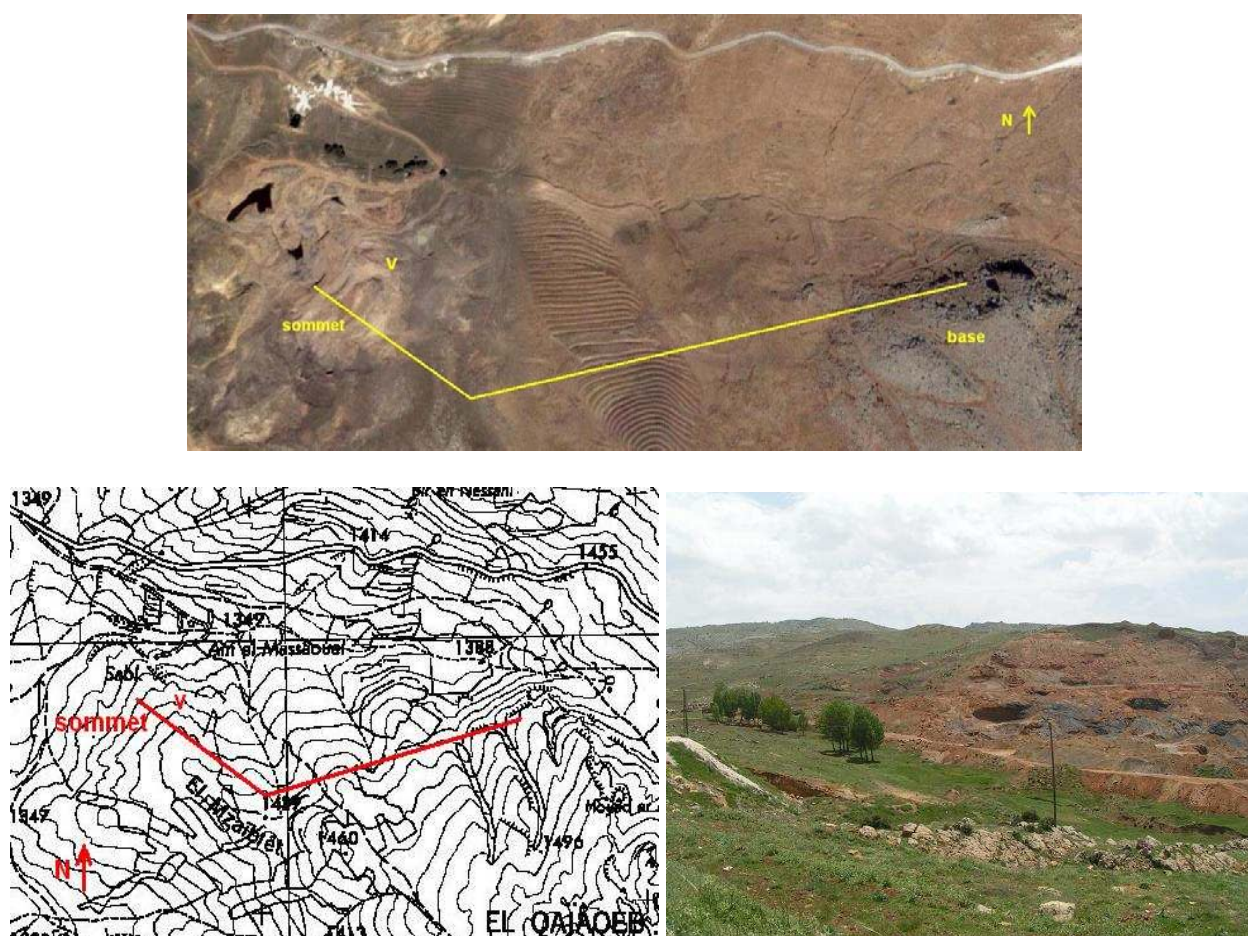


Figure 179 : Coupe d' Aita El Foukhar.

vue satellitale (Google Earth), localisation topographique (extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f) et vue sur la coupe

Notre échantillonnage correspond aux 40 derniers mètres de Jurassique (fig. 180). Les vingt cinq premiers mètres de la coupe correspondent à un grainstone à graincoateds passant latéralement ou verticalement à un packstone à intraclastes. L'environnement est donc passablement bioturbé et agité. Ce calcaire beige (fig. 181 a) est, de plus, riche en grands foraminifères benthiques et en algues. Notons la présence de *M. egyptiensis* (fig. 181 b), *P. caelinensis* (fig. 181 c), *K. wellingsi*, *S. beydouni*, *V. longeonii*, *A. jacquardi.*, *E. virculina*, *N. oolithica* et *circularis*, *Ammobaculites sp.*, des codiacés (*C. piaie* ; fig. 181 d), *C. jurassica* (fig. 181 e).

Les macrofaunes et flores sont en revanche moins riches, mais l'on observe cependant, dans certains bancs, quelques polypiers solitaires, coquilles de mollusques, débris d'échinodermes, associés par niveaux à des intraclastes, des graincoateds et parfois des oolithes. La subsidence de la région pendant le dépôt de cette unité, semble relativement régulière. Les périodes d'approfondissement (bathymétriquement peu important) sont marquées par les niveaux où les intraclastes dominent au dépend des graincoateds. Ces derniers sont le signe d'une agitation plus forte du milieu et donc probablement d'une tranche d'eau moins profonde (comblement du système).

Au-dessus de cette unité, sur 15 m d'épaisseur, une alternance de bancs calcaires et de marnes traduit un changement notable de faciès et de stabilité du milieu. Les bancs plus calcaires sont constitués d'une micrite quasi azoïque qui contient des restes d'éponges, associés à quelques rares organismes (*Nodosaria sp.* (fig. 181 f), *V. longeonii*, *K. palastiniensis* et *wellingsi*, *N. circularis*). A la base, cette micrite est affectée par un karst dont le remplissage est riche en sidérose (fig. 181 g). Cette karstification n'est pas synchrone du dépôt et semble assez tardive.

La dernière unité directement sous les grès est représentée sur environ 2 m d'épaisseur par un grainstone à graincoateds, oolithes, mollusques et algues (figs. 181 h & i). Cette formation n'a livré que très peu de foraminifères (*Lenticulina. sp.*). Cependant, ces quelques bancs reposant sur les formations marno-calcaires, indiquent une tendance émergitive de la région qui apparaît sans transition.

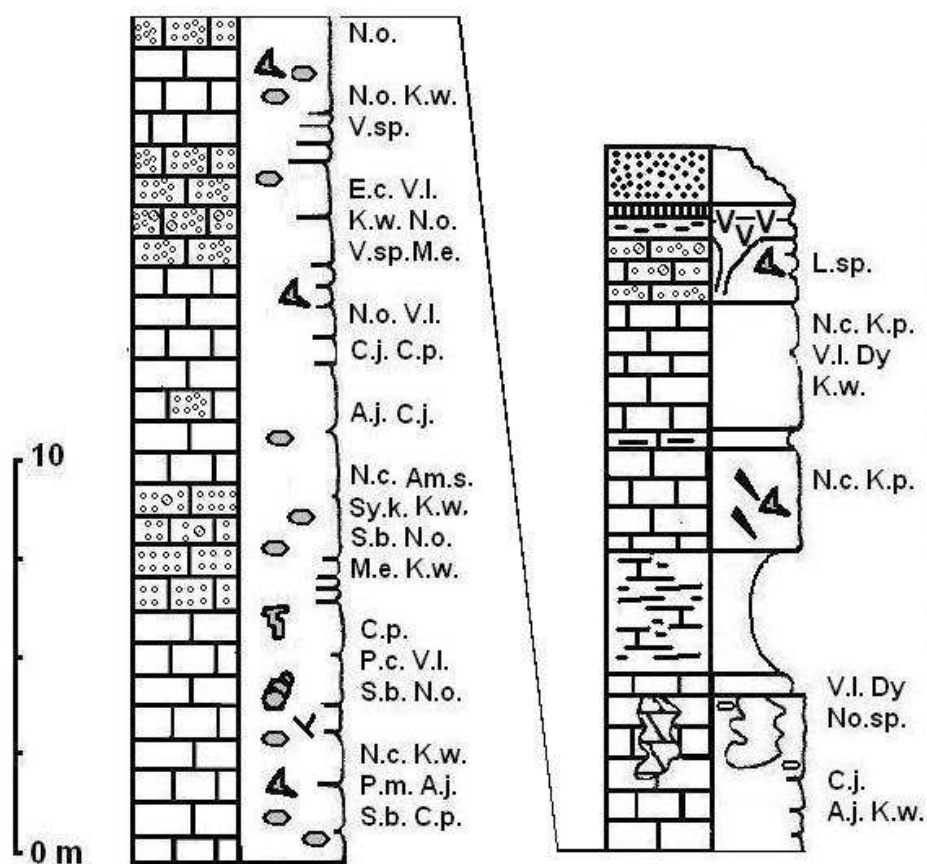


Figure 180 : Log de la coupe d'Aita El Foukhar

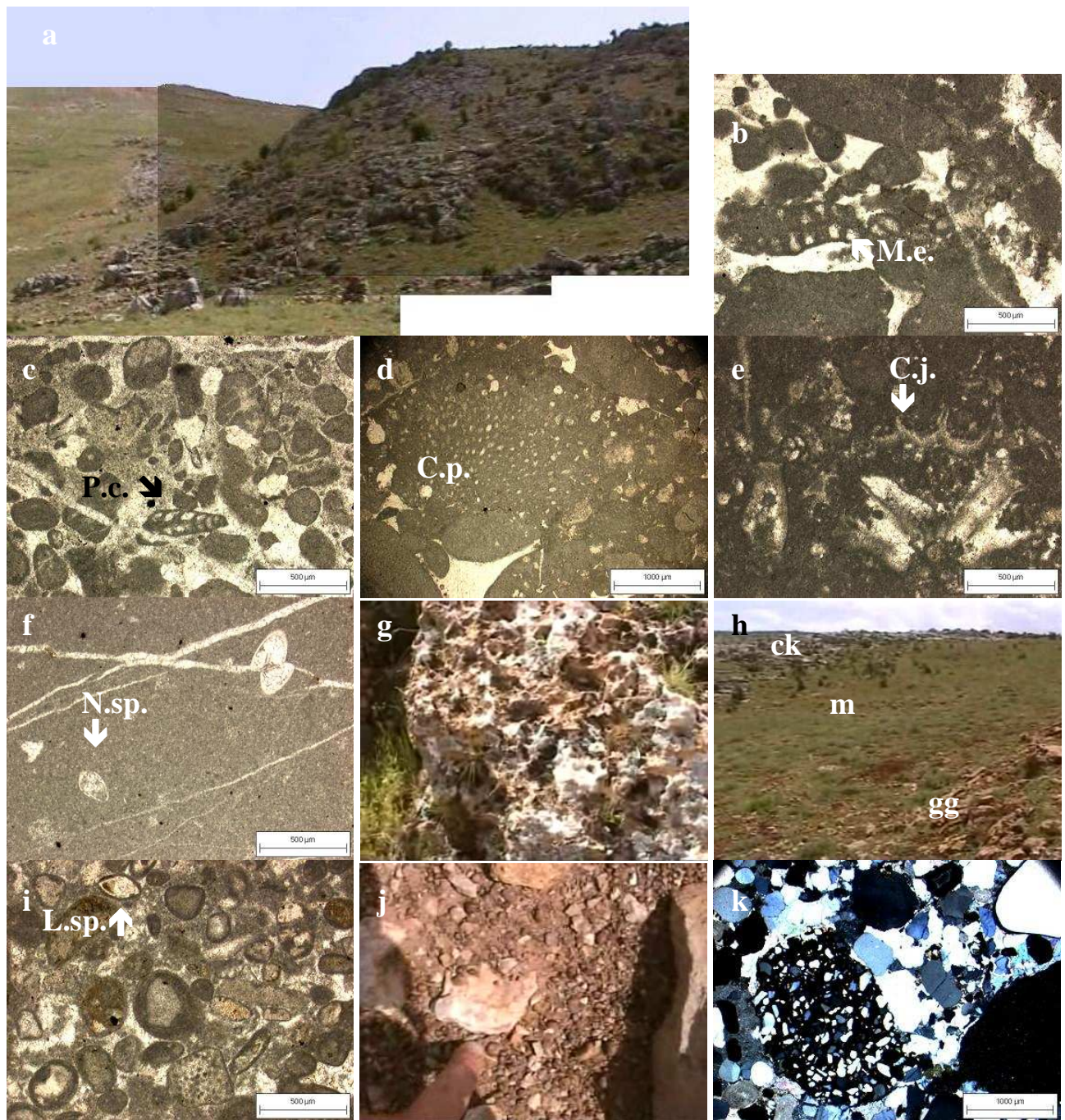


Figure 181. Affleurements et lames minces de la coupe d'Aita El Foukhar.

a : base de la coupe ; b à e : lames minces des calcaires de la base de la coupe (M.e. : *M. egyptiensis* ; P.c. : *P. caelinensis* ; C.p. : *C. piae* ; C.j. : *C. jurassica*) ; f : lame mince de micrite à *Nodosaria sp.* (N.sp.) ; g : affleurement de micrite karsté à remplissage riche en sidérose ; h : affleurement du sommet des calcaires karstés (ck), des marnes (m) et des grainstones à graincoateds (gg) ; i. lame mince de grainstone à *Lenticulina sp.* (L.sp.) ; j : affleurement des formations magmatiques ; k : lame mince de grès hétérogène.

Cette brutalité des modifications environnementales atteint son paroxysme avec la mise en place d'une formation magmatique (non cartée). Associé à cet épisode volcanique ancien matérialisé par des argiles ferrugineuses, un second événement préserve la structure. Cette réactivation magmatique probablement plio-quadernaire forme des dépôts stratifiés de tuff qui conservent la forme du cône volcanique. Le basalte plio-quadernaire est bulleux et à olivine. En

surface, on note la présence d'un tapis de billes ferrugineuses centimétriques (fig. 181 j) qui pourrait correspondre une forme d'altération d'une latérite très peu épaisse.

Les grès reposent sur la formation volcanique ancienne. Ils ont dans cette zone une plus forte épaisseur (15 m) et sont riches en niveaux ligniteux, à leur base, les quartz sont très hétérogènes. Ils contiennent des débris millimétriques de grès remaniés à très petits quartz (50 μm) ; des nodules d'oxyde de fer et des grains de quartz plus gros (300 à 800 μm), subarrondis et corrodés (fig. 181 k).

Plus au sud, une petite coupe a été effectuée 2 km au Nord Ouest de Rachaiya (33°30'15,22'' N 35°49'49,12''E entre 1132 et 1134 m d'altitude, fig. 167) le long de la route qui monte vers Aita el Foukhar (fig. 182). Le contact entre les grès et les bancs de Jurassique est cacheté par des alluvions quaternaires qui comblent une dépression marneuse entre la route construite sur les grès et les derniers bancs de Jurassique échantillonnables. La micrite beige jurassique est assez riche en stromatoporidés.



Figure 182 : Coupe Rachaiya.
vue satellitale (Google Earth)

L'affleurement échantillonné d'une épaisseur totale de 6 m comprend trois bancs individualisés (figs. 183 a & 184). Le banc inférieur de la coupe est un grainstone à intraclastes de micrite de tailles très variables (50 à 2000 μm , fig. 183 b). Les foraminifères sont peu nombreux (*N. oolithica*, *Valvulina sp.*). L'ensemble est surmonté par un banc d'une épaisseur de 3 m qui contient les Stromatoporidés. C'est un packstone à intraclastes, à algues encroûtantes formant de petits oncolithes (2 à 300 μm) et à foraminifères (*Nautiloculina sp.*, *K. wellingsi*, *Valvulina sp.*).

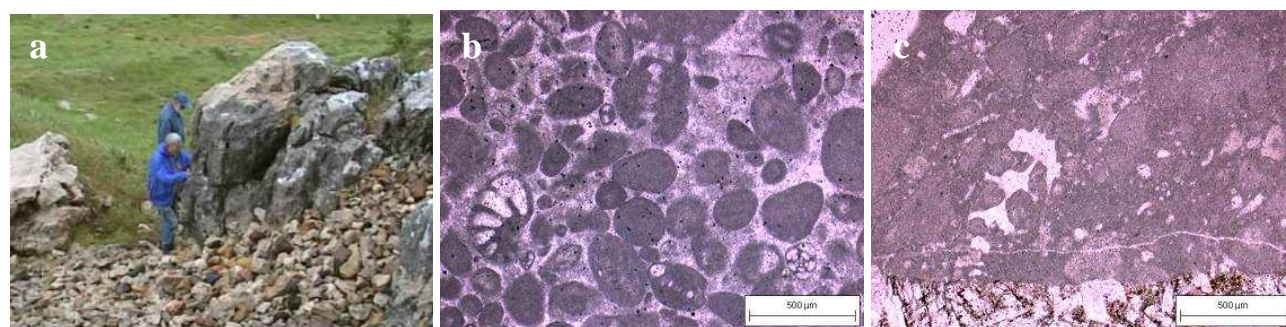


Figure 183. Affleurement et lames minces de la coupe de Rachaiya.

a : coupe vue du sommet ; b : lame mince du grainstone de la base de la coupe ; c : lame mince du packstone à intraclastes du sommet.

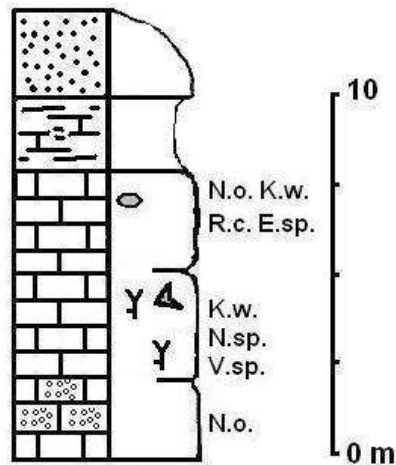


Figure 184 : Log de la coupe de Rachaiya

Le dernier niveau échantillonné à Rachaya est identique microscopiquement au précédent mais il est dépourvu de stromatoporidés. Il présente des restes d'échinodermes, *N.oolithica*, *K. wellingsi*, *R. chouberti* et des terriers (fig. 183 c).

Une corrélation de ces bancs avec les niveaux à intraclastes de la coupe d'Aita El Foukhar est tout à fait envisageable. Notons cependant l'absence des niveaux sommitaux à graincoated entre les marnes et les grès.

Toujours plus au Sud, nous avons procédé au levé de la coupe d'Ain Horché située sur le flanc Nord de l'Ouadi Ed Mtollé. Ces prélèvements ont donc été effectués à environ 2 km au Nord de la station d'épuration (33°27'45,36'' N 35°47'14,33'' E entre 940 et 982 m d'altitude, figs. 167 & 185) d'Ain Horché. Dans cette zone les couches de Crétacé, notamment les grès, sont peu épaisses et recouvrent en placage (fig. 187 a), vers l'Est, le Jurassique.

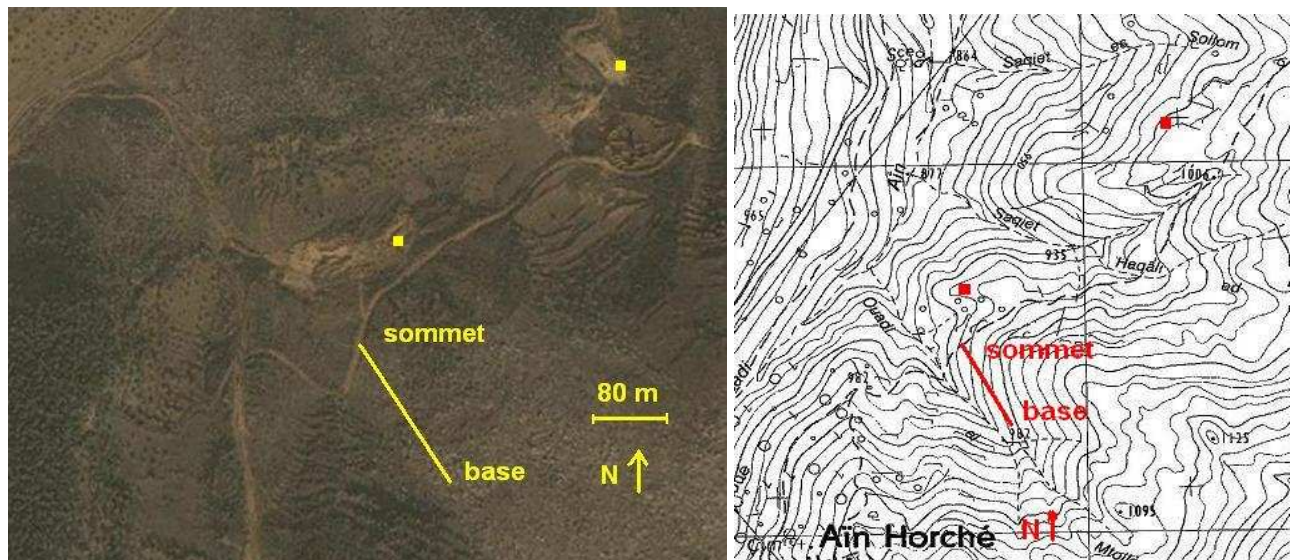


Figure 185 : Coupe et des prélèvements d'Ain Horché.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

Notre échantillonnage (fig. 186) correspond aux 22 derniers mètres de Jurassique (fig. 187 b). La coupe débute (fig. 187 c) par 20 m d'alternances de bancs calcaires et de marnes. Les micrites gris roses sont des packstones passant à des mudstones, dont les niveaux supérieurs s'appauvrissent quantitativement en foraminifères. A la base la micrite est en partie recristallisée.

A chaque sommet de banc on observe une dolomitisation ou/et l'apparition de sidérose qui colore certains niveaux en rouge (faciès de plage ?). La microfaune est assez variée : *N. oolithica*, *K. wellingsi*, *K. blancheti* (fig. 187 d), *V. longeoni*, *S. beydouni*, *E. virculina* ; certains niveaux sont très riches en *S. annulata* (fig. 187 e) et nous avons noté la présence de *Cl. Dubertreti* (fig. 187 f).

Le dernier banc d'un mètre d'épaisseur est un mudstone à *M. egyptiensis* (figs. 187 g & h), *K. wellingsi* et *R. chouberti*. Il affleure par endroit sur le chemin qui mène à une ancienne carrière de grès (fig. 187 i). On distingue de nombreux terriers remplis par du grès (fig. 187 j). Les grains de quartz dans ces terriers sont anguleux et hétérométriques (40 à 400 µm, fig. 187 k). L'intérêt de ces niveaux est qu'une partie des grains de quartz se retrouvent à l'intérieur de la micrite ; ceci indique que le substrat (wackestone à *K. wellingsi*, *R. chouberti*, *V. longeoni*) était meuble lors de la bioturbation (figs. 187 k à o).

L'arrivée des quartz est donc contemporaine du dépôt de la micrite ; Or cette micrite est faunistiquement kimméridgienne (*K. wellingsi*, *V. longeoni*), ainsi l'arrivée des quartz dans l'Anti-Liban est Jurassique.

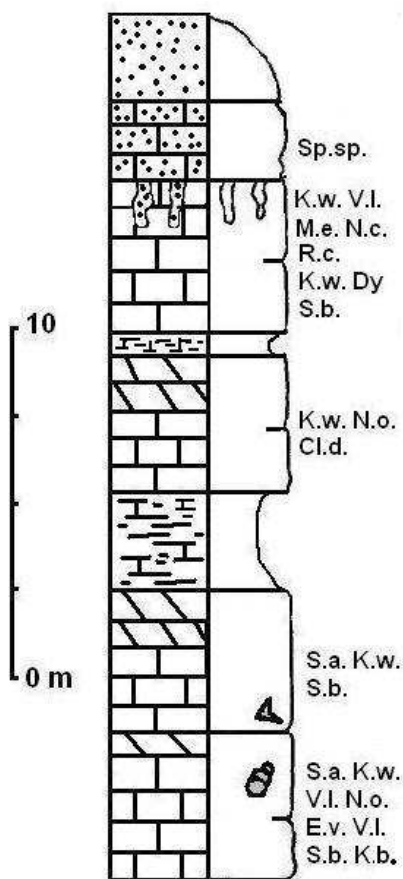


Figure 186 : Log de la coupe d'Ain Horché

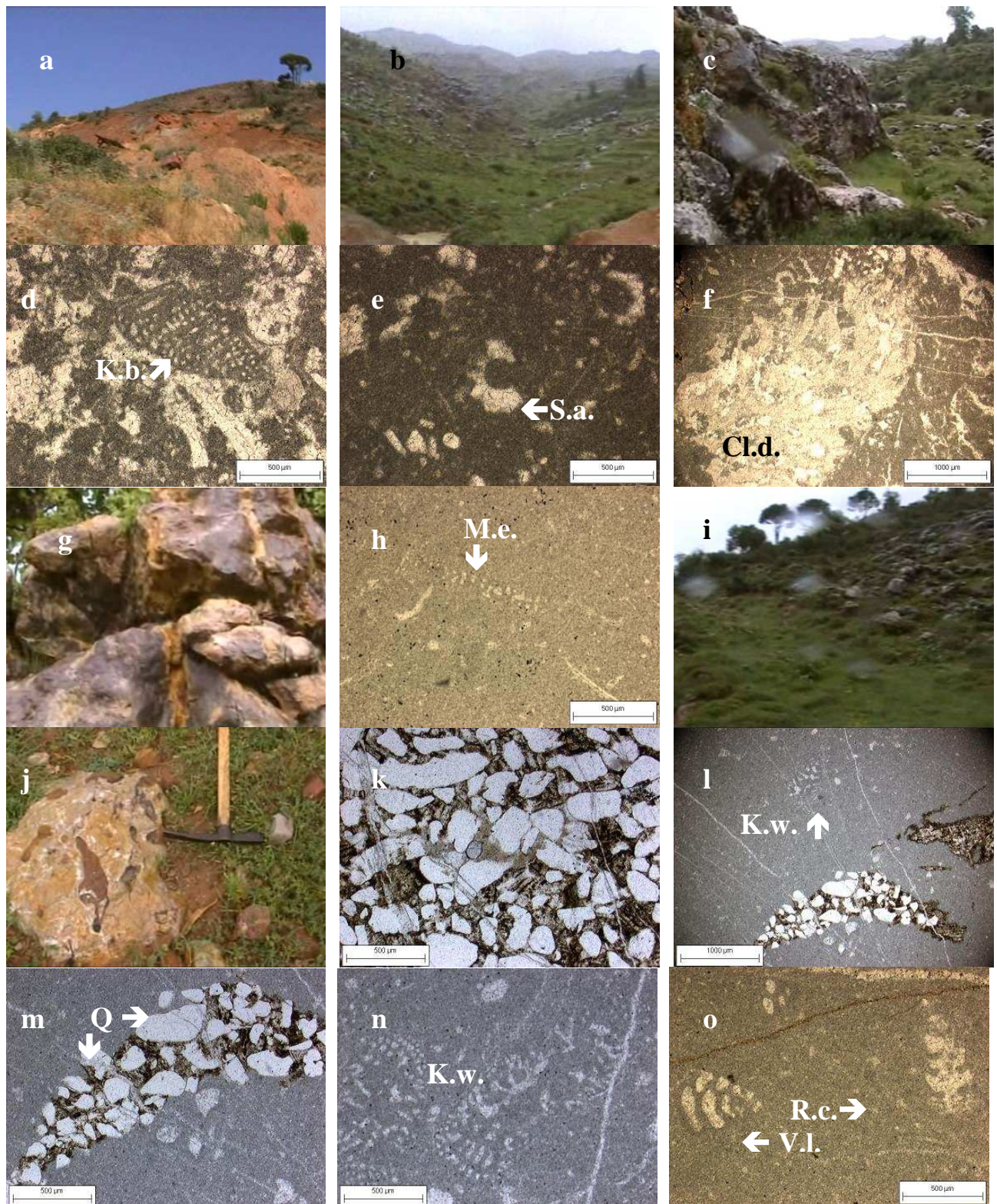


Figure 187. Affleurements et lames minces de la coupe d'Ain Horché :

a : placage des grès sur les calcaires ; b : vue de l'Ouest sur la coupe le long de l'Ouadi Ed Mtollé ; c : micrites de la base de la coupe ; d : lame mince d'un packstone à *K. blancheti* (K.b.) ; e : lame mince d'un wackestone à *S. annulata* (S.a.) ; f : lame mince d'un wackestone à *Cl. dubertreti* (Cl. d.) ; g : affleurement des derniers bancs de la coupe ; h : mudstone du sommet de la coupe (M.e. : *M. egyptiensis*) ; i : contact entre les grès et les calcaires ; j à o : affleurement et lames minces des micrites à terriers ; k : quartz en remplissage des terriers ; l et m : terrier avec quartz au sein de la micrite (K.w. *K. wellingsi* ; Q : quartz dans la micrite meuble), n et o : foraminifères présents dans cette micrite (K.w. : *K. wellingsi*, V.l. : *V. longeoni* ; R.c. : *R. chouberti*)

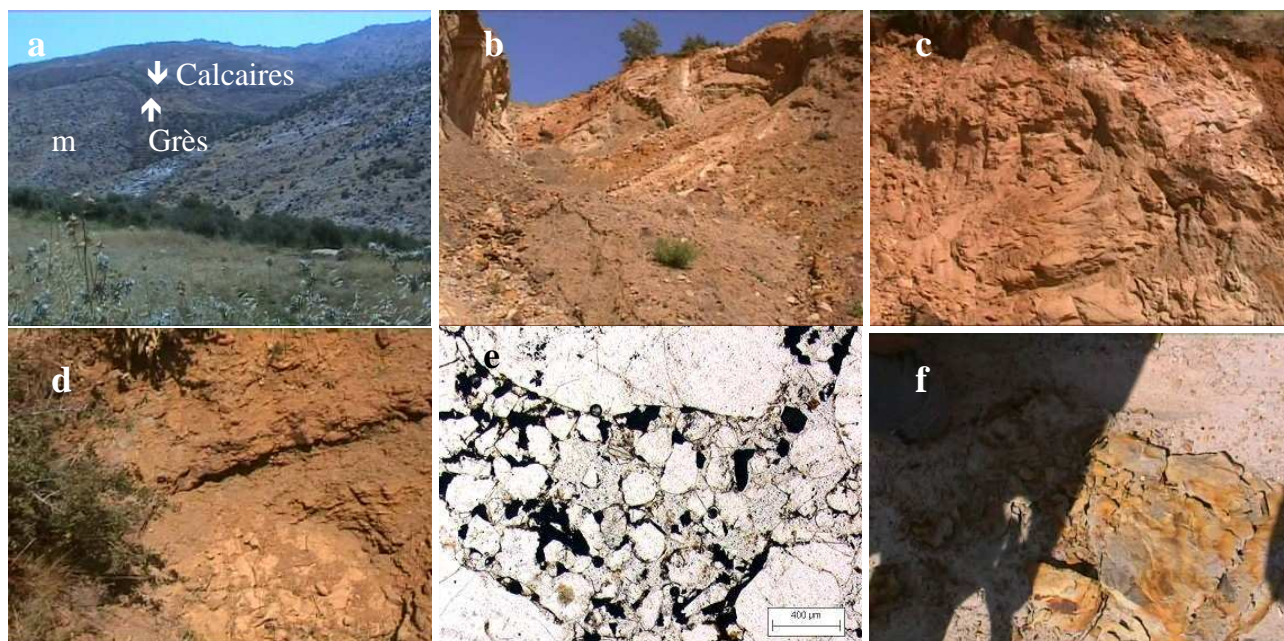


Figure 188. Affleurements et lame mince des prélèvements effectués au-dessus de la coupe de Ain Horché.

a : placage des grès peu épais sur les calcaires ; b : affleurement des grès et des argiles qui les recouvrent ; c : injection d'argile dans les sables grésifiés ; d et e : affleurement et lame mince de remobilisa gréseux ; e : affleurement des niveaux argileux à feuilles.

Cette micrite à terriers est recouverte par un packstone à *Salpingella sp.* et à grains de quartz. Les grains de quartz corrodés, de formes et de tailles très variables (100 à 1500 µm), ne présentent aucun granoclassement. Par endroit, dans des zones où la matrice apparaît recristallisée, nous avons pu observer des carapaces d'ostracodes et probablement des dinokystes calcifiés. Outre la présence de quartz, ce calcaire présente de nombreuses traces de remobilisation : intraclastes de grande taille, absence d'orientation des éléments... Ce banc a une composition assez similaire à celui retrouvé à Hammâna et à Blâte. Cependant à Hammâna il se situe à un niveau très élevé de la coupe. Ainsi si ces couches ont le même âge elles recouvrent en discordance bien des niveaux dans le Mont Liban.

Cette couche de 2 m d'épaisseur fait la transition avec les grès et les sables qui la recouvrent en placage (fig. 188 a). Ceux ci d'une faible épaisseur (5 m maximum, fig. 188 b) sont recouverts par des argiles qui sont injectés par endroit dans les sables grésifiés (fig. 188 c). Ces niveaux argileux riches en feuilles sont associés à d'autres plus détritiques qui correspondent à des remaniements des couches inférieures (grès notamment, figs. 188 d à f).

Ainsi, après le dépôt des grès et sables, une succession de dépôts montre l'alternance entre des périodes d'intense érosion et d'autres plus calmes. On peut envisager une altération sous climat contrasté des dépôts sous-jacents, avant le retour à un environnement marin franc à dépôts carbonatés (fig. 188 a (m)).

A 4 km plus au Sud de la coupe d'Ain Horché, nous avons procédé au levé de celle Ain Aata à 1 km au Sud Ouest du village (33°25'57,26'' N 35°46'01,34''E entre 1200 et 1248 m d'altitude, fig. 167). Les niveaux de calcaires jurassiques collectés sont peu épais car un réseau de failles Nord-Est Sud-Ouest et Est-Ouest (non cartée par Dubertret, 1948) appartenant probablement au système de la faille de Rachaiya, découpe un compartiment (El Aazâr) où nous avons levé la coupe (figs. 189, 190 a, 192). Ces deux failles sont soulignées par des affleurements d'argiles volcaniques interstratifiées dans les calcaires jurassiques (figs. 188 b & 189 avj). L'activité de la faille Est-Ouest permet des épanchements volcaniques successifs jusqu'à une période récente (fig. 189 cv ; avj), ce qui souligne une activité tectono-magmatique régulière.

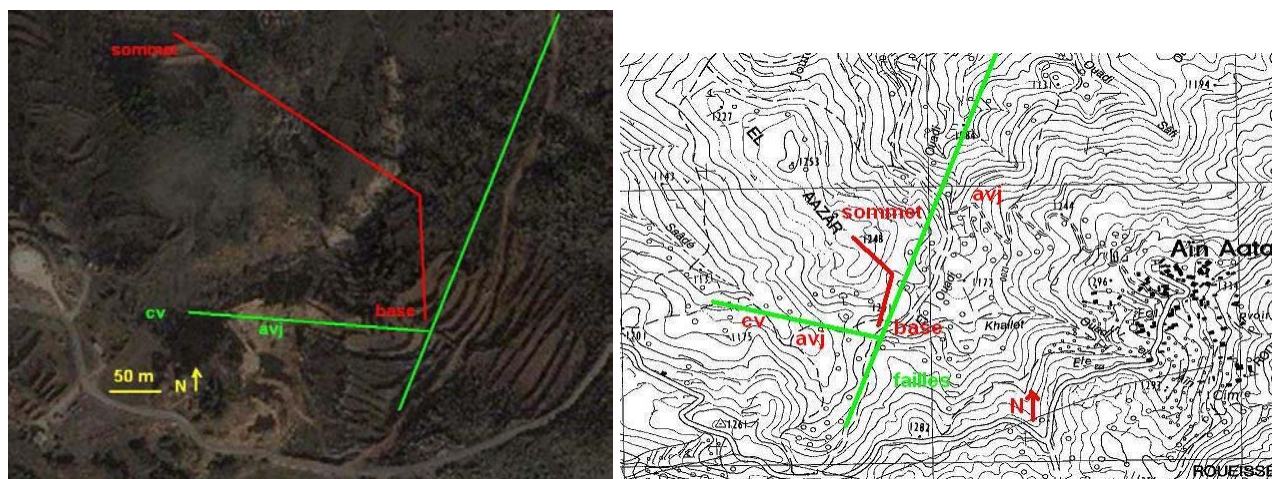


Figure 189 : Vue satellitale et carte topographique de la coupe d'Ain Aata.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

Au fond du vallon où débute notre coupe, les niveaux argileux bruns interstratifiés dans les calcaires jurassiques (figs. 189 avj & 190 c) correspondent à l'altération de basaltes, probablement kimméridgiens. Ce magmatisme confirme que l'activité tectonique de l'Anti-Liban est ancienne (Callovien pour Chatta, 1980). La localisation des formations volcaniques (figs. 189 cv, 190 d & e) observables un peu plus haut (sous le poste militaire) indique un âge probablement Crétacé pour la plus ancienne (fig. 190 d). La plus récente certainement plio-quadernaire correspond pétrographiquement à une dolérite (figs. 190 e & f).

C'est donc probablement un dyke dont le magma s'est réinjecté dans un filon plus ancien.

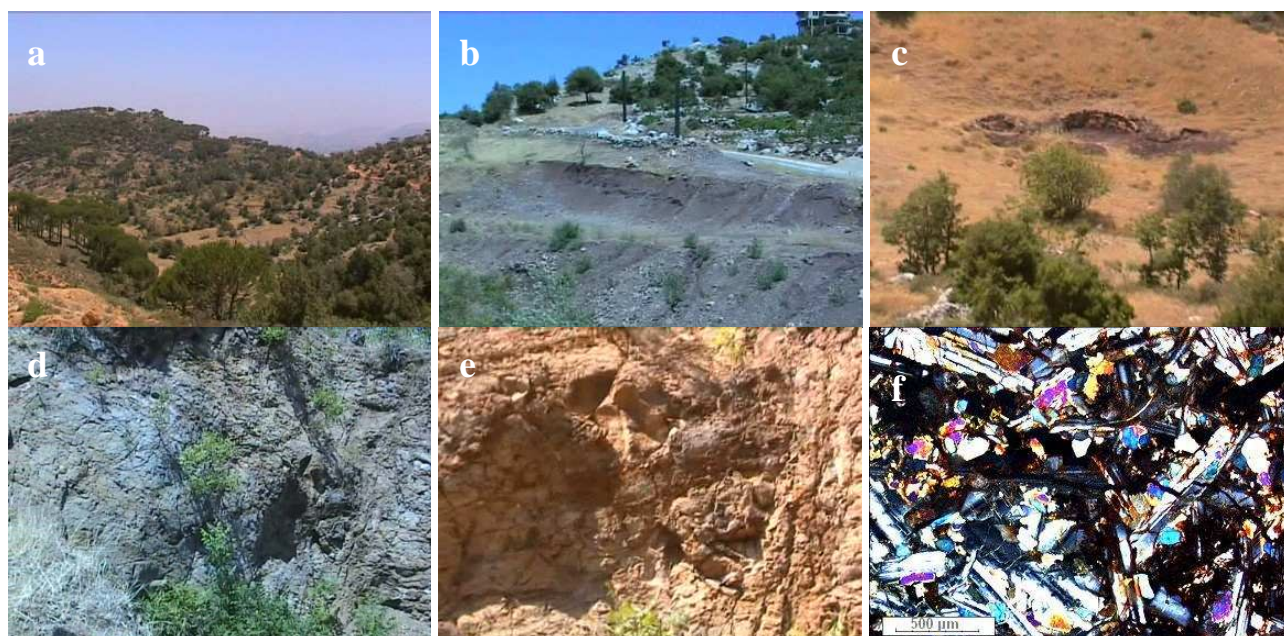


Figure 190. Affleurements et lame mince des basaltes d'Ain Aata.

a : vue sur la coupe ; b & c affleurements des argiles volcaniques interstratifiées dans les calcaires jurassiques ; d : affleurements des formations magmatiques crétacées ; e : inclusion du dyke de dolérite plio-quadernaire dans les formations antérieures ; f : lame mince de dolérite.

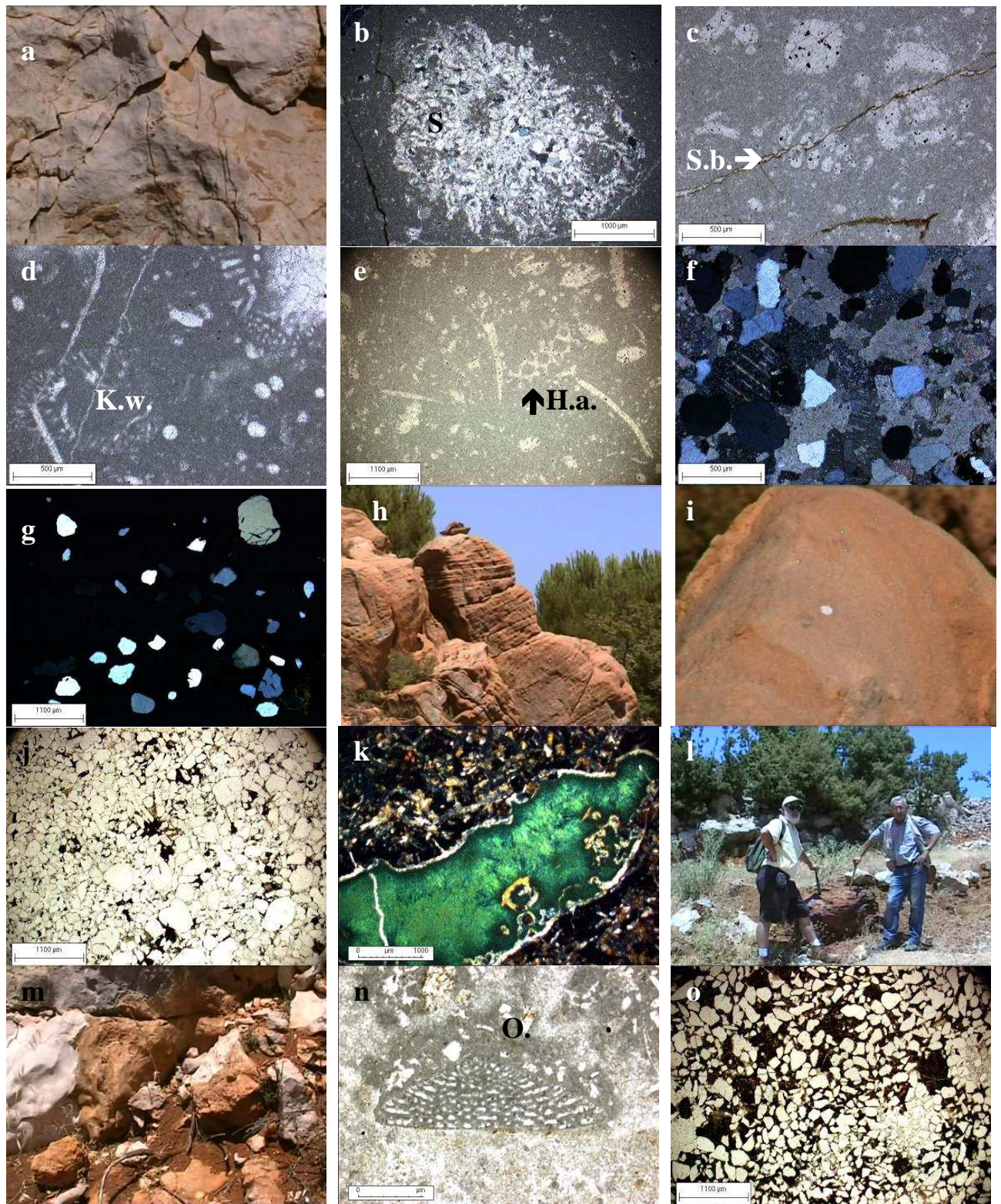


Figure 191. Affleurements et lames minces de la coupe de Ain Aata ;

a : micrite à terriers et stromatoporiés ; b à e : lames minces de la micrite à terriers (S. : stromatoporié recalcifié ; S.b. : *S. bedouni* ; K.w. : *K. welingsi*, H.a. : *H. anici*) ; f & g : lame mince du contenu des terriers à grains de quartz cimentés par de la calcite observée en lumière polarisée ; h : affleurement des grès ; i : échantillon de grès à quartz très hétérométriques ; j : lame mince du grès à matrice ferrugineuse ; k : basalte à faciès mandelstein ; l : latérite ; m : calcaire marin karsté ; n : lame mince du calcaire marin karsté à orbitolines (o) ; o : grès remaniés du sommet de la coupe.

Les micrites gris clair au-dessus de ces argiles contiennent des terriers et des stromatoporidés (fig. 191 a) comme *Cl. dubertrei* souvent recristallisés (fig. 191 b). Dans ce wackestone, la faune et la flore sont assez nombreuses mais peu diversifiées (figs. 191 c à e) : *K. wellingsi*, *S. bedouni*, *Heteroporella anici* (*H. anici* ; BERNIER 1984). Notons cependant la richesse en spicules d'éponges.

Certains terriers contiennent des pellets, mais la majorité d'entre eux est comblée par des grains de quartz subarrondis et assez gros (jusqu'à 900 µm) englobés dans une matrice de calcite (fig. 191 f & g). Dans cette zone de l'Anti Liban le dépôt des grès est particulièrement important. Sur 50 m d'épaisseur on observe une accumulation stratifiée de grès ocre (fig. 191 h). Les grains de quartz ont une granulométrie assez hétérogène (fig. 191 i). Ils sont fortement soudés par une matrice ocre et montrent de nombreux contacts de dissolution (fig. 191 j).

Au-dessus de ces grès apparaissent un basalte à faciès mandelstein (fig. 191 k) et une croûte ferrugineuse (40 cm, fig. 191 l) intercalés sous une formation calcaire peu épaisse, très karstifiée (fig. 191 m), à orbitolines et algues (fig. 191 n), recouverte par des grès attribués à l'Albien correspondant au remaniement des grès inférieurs et des calcaires (fig. 191 o).

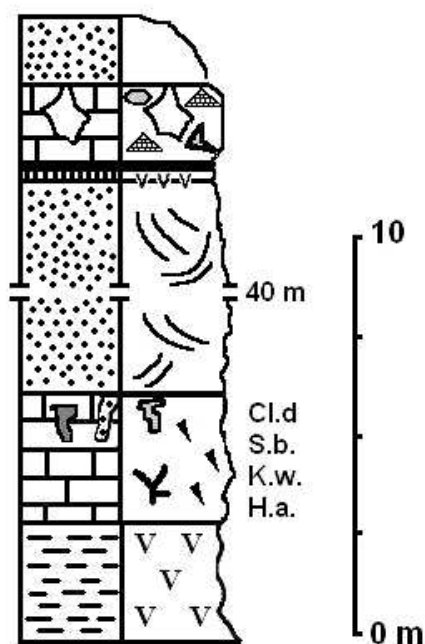


Figure 192 : Log de Ain Aata

L'ultime coupe réalisée dans l'Anti-Liban a été levée 1 km au Sud du village de Miness dans le premier lacet de la route menant à Hasbaya près du terrain de sport (33°24'46,39'' N 35°42'43,95'' E à environ 680 m d'altitude ; figs. 167, 193 & 195a).



Figure 193 : Coupe de Miness.

vue satellitale (Google Earth) et localisation topographique
(extrait de la carte de Rachaiya, Direction des Affaires Géographiques, 1962f)

Cette coupe concerne les 5 derniers mètres de Jurassique présent sous les grès (fig 194). A sa base on observe environ 2 m de mudstone où seuls quelques foraminifères apparaissent *K. wellingsi*, *N. oolithica*, *S. bedouni* (fig. 195 b). Au-dessus un banc de 80 cm est entièrement dolomitisé (figs. 195 c & d). Le toit du dernier banc de 2 m, correspond à la surface de dépôt du grès (fig. 195 e). C'est un wackestone riche en foraminifères : *K. wellingsi*, *N. circularis*, *S. beydouni* (fig. 195 f) associés à des restes d'échinodermes (radioles et fragments de tests (fig. 195 g) et d'éponges.

Ce banc est aussi perforé par des terriers comblés par une micrite ocre à grains de quartz (fig. 195 h). Là encore les grains de quartz sont de taille variable, sub-arrondis et fortement corrodés. Le grès recouvre directement le calcaire et aucun karst n'a été observé aux abords (fig. 195 i). La présence du ciment micritique entre les quartz du terrier, montre que l'arrivée de ces derniers s'est fait dans le même environnement carbonaté ; la présence d'oxyde de fer souligne la faible profondeur d'eau.

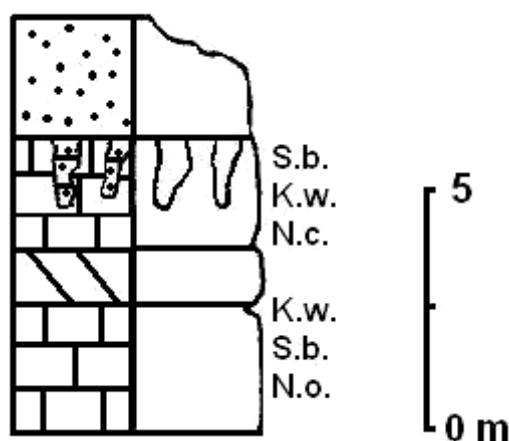


Figure 194 : Log de Miness

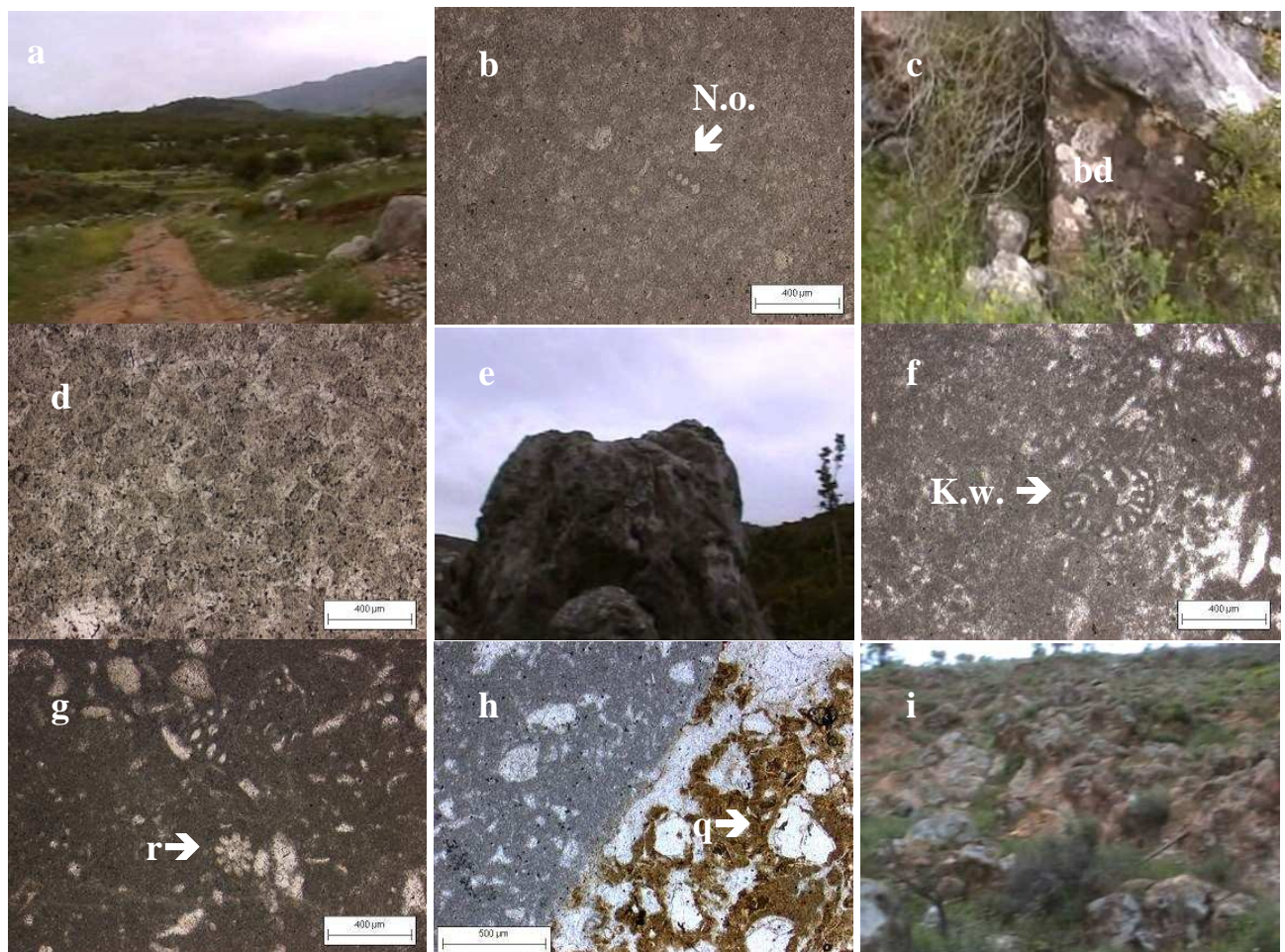


Figure 195. Affleurement et lames minces de la coupe de Mimesh.

a : vue sur la coupe ; b : lame mince du mudstone à *N. oolithica* (N.o.) ; c et d : affleurement (c) et lame mince du banc dolomitisé ; e : sommet des calcaires ; f & g : lames minces du packstone sommital à *K. welingsi* (K.w) et radioles ; h : lame mince d'un terrier à remplissage de quartz (q) ; i : contact sans karst entre les grès et le calcaire.

L'analyse de nos relevés montre que le contact entre les « grès de base » décrits par Dubertret (1945, 1949 b, c & d, 1951 b, c, d, 1952, 1955 a & b, 1957, 1960 b, c, d, 1975) et le Jurassique n'est, dans l'Anti-Liban, ni homogène, ni synchrone.

A l'extrême Nord (Ain Bounaya), le passage ne présente aucune trace d'émergence significative : pas de karst, pas de dépôts de fer significatifs, ni de niveaux oolithiques. Mais les bancs de calcaires bréchiés soulignent l'instabilité tectonique de la région pendant le Kimméridgien. Dans cette zone de l'Anti-Liban nous pouvons envisager un passage progressif du calcaire au grès à la fin du Kimméridgien. Plus au Sud (Deir El Achair), hormis la présence de petites croûtes et de nodules de fer au sommet de la coupe nous n'avons pas relevé la présence de signes d'émergence dans les niveaux terminaux.

Nous pouvons souligner en revanche une importante karstification de certains niveaux du Jurassique fortement dolomitisés 1 km à l'Ouest de notre coupe le long du Chemiss Ez Zeitoun. Ce karst de grande ampleur creuse cet anticlinal jurassique à cœur tabulaire qui sépare le synclinal de

Deir El Achair du flanc Ouest de l'Anti-Liban. Ce Karst est par endroit comblé par du grès. Le plissement est donc antérieur à la mise en place des grès.

Les niveaux à oolithes d'Aita el Foukhar sont les seuls que nous ayons observés dans l'Anti-Liban, leur présence est le signe d'un milieu plus agité et peu profond que nous ne retrouvons ni au Sud ni au Nord ni à l'Est. Par ailleurs le dépôt des grès dans cette localité est assez épais. Il semble donc qu'après la mise en place, pendant une courte période d'un environnement favorable à la genèse d'oolithes, un événement tectonique ait induit l'enfoncement de cette région de telle manière qu'une épaisseur assez importante de grès et d'argiles à lignites y ont été piégées. Il faut néanmoins rester prudent quant à l'évaluation de la durée de fonctionnement de l'environnement à oolithes, car un brusque événement tectonique aurait facilement pu éroder ce calcaire oolithique, mais aucune trace de cannibalisme n'a été observée.

A Rachaya, l'enrichissement en argile dans le niveau supérieur de l'affleurement est probablement lié à une altération de zones proches émergées. Ces marnes se sont mises en place dans un environnement où la diminution du niveau d'énergie du système pourrait être liée à un effondrement tectonique localisé.

En effet, ce comportement différent de la zone de Rachaya, par rapport au site de Aita El Foukhar plus au nord et de la zone de Ain Horché à Mimess, plus au Sud, est à relier à une fracturation peu marquée à l'affleurement mais bien visible sur les photos satellites qui montrent très nettement une faille Est-Ouest affectant l'Anti-Liban sous Rachaya.

De Ain Horché à Mimess la transition calcaires/grès se fait sans discontinuité, ce qui confirme notre hypothèse que le grès de l'Anti-Liban est d'âge Jurassique. Nous pensons en revanche que plusieurs nappes de sables se sont déposées et ont été successivement érodées du Kimméridgien au début du Crétacé. La nature des deux dépôts riches en quartz dans cette zone en est une manifestation.

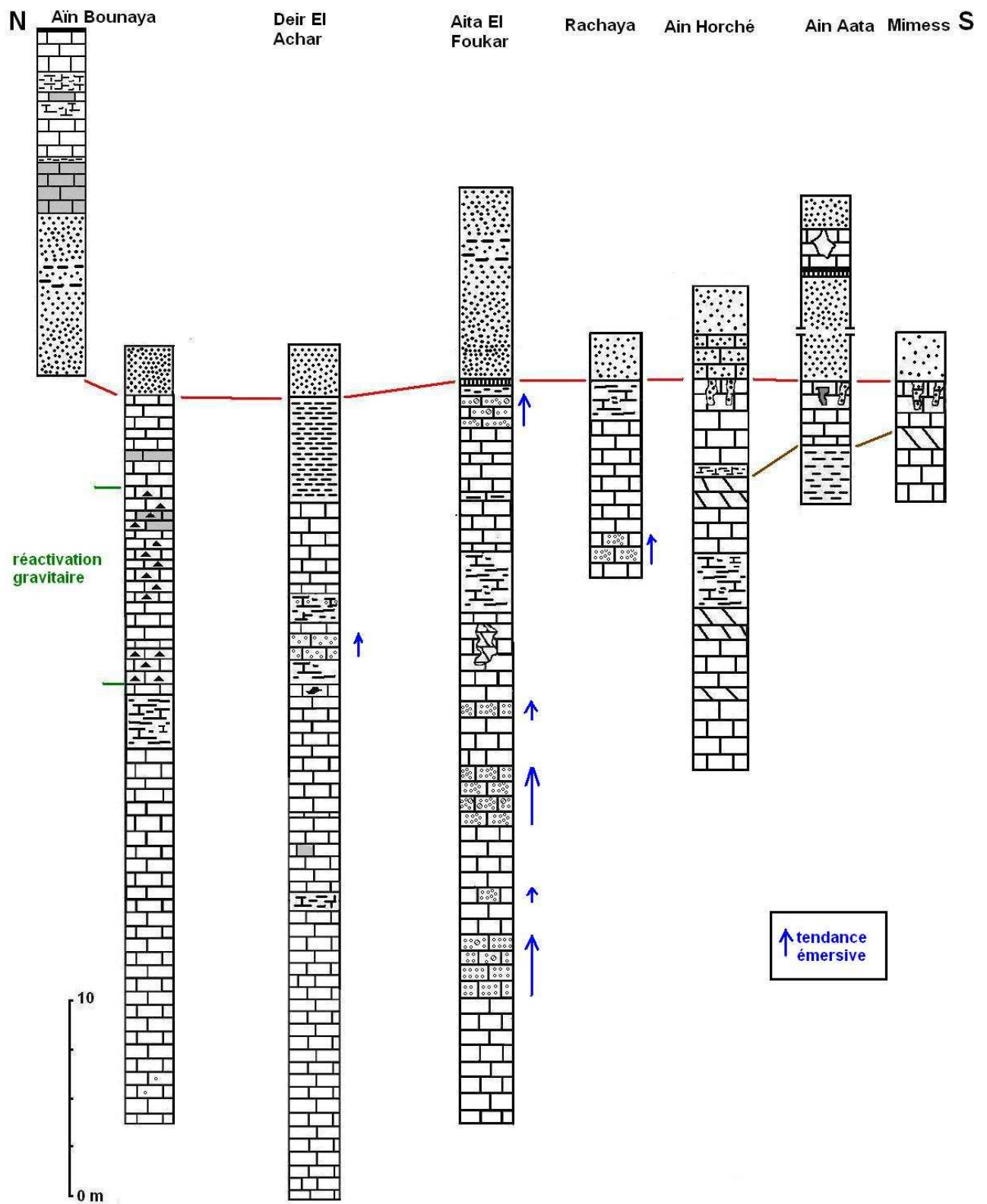


Figure 196 : Synthèse des logs des coupes levées dans l'Anti-Liban.

Chatta (1980) a levé 4 coupes (fig. 197) dans l'Anti-Liban syrien (fig. 167). La première dans l'Ouadi El Qarn au Nord de la frontière avec le Liban le long de la route Beyrouth-Damas. La seconde se situe à 5 km au Nord-Est de la précédente, à proximité du village de Raouda (ex. Batroun), la pénultième est à 2 km au Nord de la ville de Zebdani, la dernière coupe se situe 4 km au Nord de la ville de Bloudan dans le Sud du Jabal Chékif.

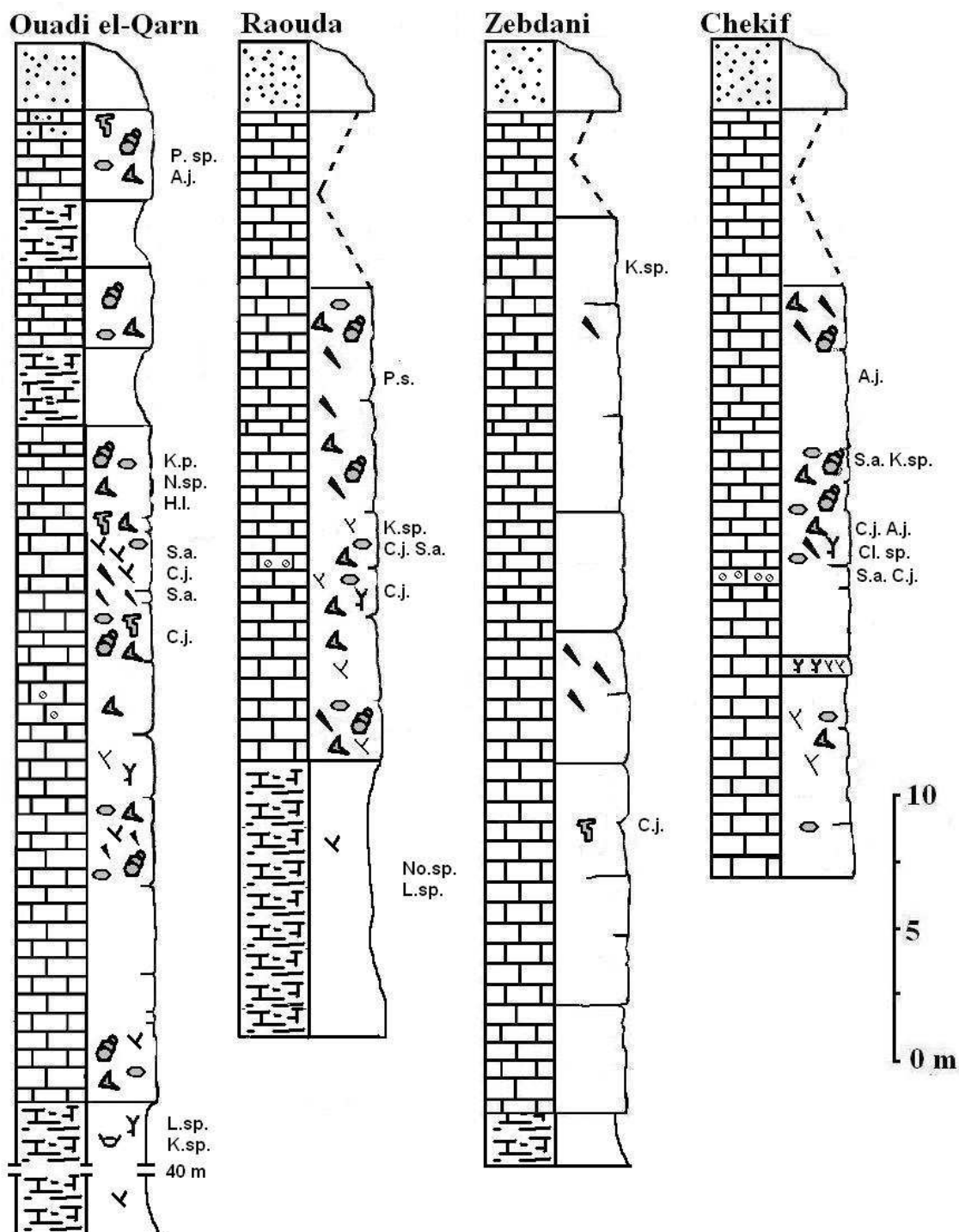


Figure 197 : Logs des coupes levées par Chatta (1980) dans l'Anti-Liban syrien.

Les deux premières coupes sont actuellement proches géographiquement de notre coupe de Deir El Achair (10 à 15 km plus au Nord). Elles correspondent à la poursuite Nord-Ouest de ce synclinal.

Malgré leur proximité on observe une nette différence entre ces deux zones (fig. 198). En effet les derniers niveaux jurassiques de la coupe de Ouadi El Qarn montrent une alternance de marnes et de calcaires alors qu'à Raouda les marnes n'ont pas été décrites par l'auteur. Cependant la coupe d'Ouadi El Qarn montre l'apparition dans les calcaires sommitaux de grains de quartz. Ces données vont dans le sens de nos observations.

Les coupes de Zebdani et de Chékif (fig. 198) présentent une position intermédiaire par rapport à notre travail. La séquence terminale de la coupe de Zebdani est assez proche au niveau lithologique de notre levé de Ain Bounaya. Les terrains sont pauvres en fossiles, cependant l'épaisseur des calcaires kimméridgiens est importante, signe d'une forte subsidence du Nord de l'Anti-Liban au Jurassique.

La coupe de Chékif correspond à l'extrême Sud-Est de l'anticlinal d'Ain Bounaya. La présence à cet endroit de formations de type « récifal » (stromatoporidés, polypiers, oolithes et oncoïdes) rapprocherait davantage cette localité de la zone centrale de l'Anti-Liban (Ouadi el Qarn, Raouda, Aita el Foukhar)

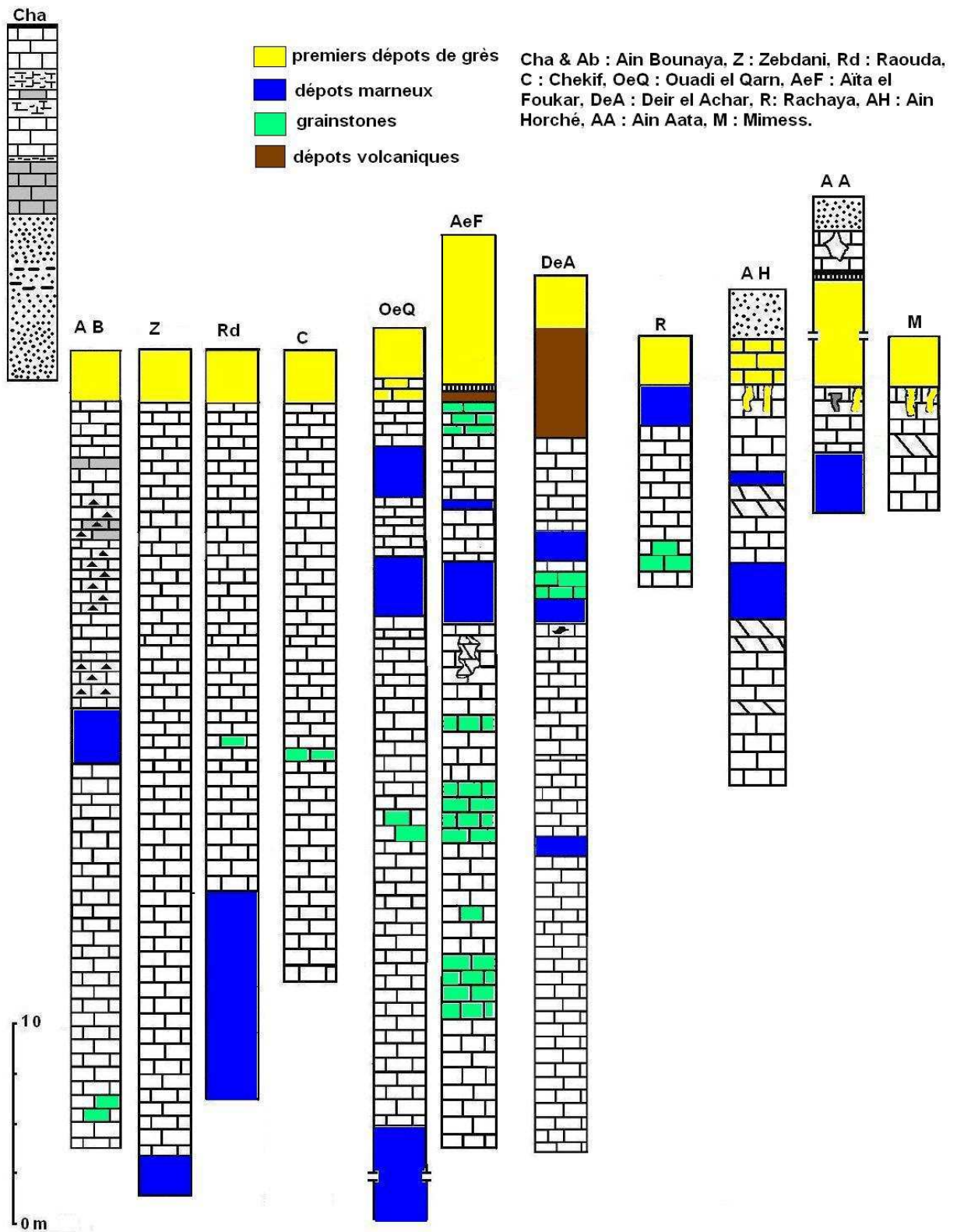


Figure 198 : synthèse des coupes de l'Anti-Liban.

Chapitre 4

Discussions et Synthèses

MISE EN PLACE ET AGE DES GRES

Un environnement fluvio-lacustre a déposé sur l'ensemble du Liban un dépôt grés-argileux riche en ambre et en débris végétaux. Ce niveau se réduit notablement au Nord et disparaît en Syrie où il fait place à des faciès marins : argiles vertes à intercalations de calcaires oolithiques ou de calcaires marneux à orbitolines (Dubertret, 1937). Il est en revanche assez épais en bordure Ouest du Mont Liban Sud, dans les domaines de Jirs El Qadi et de Jezzine, et dans le Mont Liban Nord jusqu'à la région d'Ehden.

L'ambre, en tant que particule sédimentaire flottante (Massaad, 1976) ne peut se déposer que dans un environnement calme sous peine d'être broyé, fragmenté et, disparaître à l'observation directe sur l'affleurement. Ainsi, lorsque la turbulence des eaux est trop forte, on retrouve des microparticules d'ambre dans les dépôts de grès remaniés d'Aazour (fig. 163 c). L'ambre est donc un bon indicateur de niveau d'énergie d'un fluide et fossilise le niveau bathymétrique de son médiateur.

Les gisements argilo-gréseux ambrifères ont fait l'objet de nombreuses études dont une partie est consignée dans la figure 200. Les gisements sont particulièrement nombreux et éparpillés sur le territoire libanais (Arslan *et al.* 1995 ; Azar, 2000a, 2007) mais ceux dont la faune et la flore ont été clairement déterminées sont moins importants bien qu'assez disséminés (fig. 199). La majorité des auteurs se sont concentrés sur la faune d'un gisement particulier comme par exemple Grimaldi à Bchareh (Grimaldi & Cumming, 1999 ; Grimaldi 2000, 2003 ; Grimaldi *et al.*, 2003 ; Grimaldi & Engel, 2006) ou Arca à Jezzine (Grimaldi, 2000 ; Azar, 2000a). Azar, en revanche, exploite avec ses collaborateurs une vaste zone qui concerne les bordures Est Mont Liban Nord, jusqu'à la zone de Sir El Daniè, le Liban central, la zone de Jezzine et l'extrême Sud du Jabal Sud et enfin des sites de l'Anti-Liban (Azar, 1997, 2000 a, 2007, Azar *et al.* 1999a & b, 2000, 2001, 2003 a, b & c, 2004, 2005). Notons cependant qu'à notre connaissance aucun ambre n'a été recueilli dans le domaine de Jisr El Qâdi où par ailleurs l'épaisseur des sédiments gréseux est importante.

Les organismes découverts par les différents auteurs (Annexe 3) montrent, tout d'abord, une richesse spécifique importante. Cette richesse, particulièrement en ce qui concerne les insectes, indique l'existence d'un environnement favorable et un biotope relativement complexe. Cette complexité permet le développement de réseaux trophiques variés. En effet, la seule multiplicité des pièces buccales rencontrées dans l'entomofaune souligne une grande variété de régimes alimentaires (détritovore, hématophage, carnivore, ...) et par conséquent une biocénose foisonnante.

En ce qui concerne la compréhension des environnements, nous nous fonderons davantage sur les végétaux que sur les animaux par peur d'actualisme arbitraire. Les insectes ne sont pas de bons marqueurs environnementaux car ils sont capables d'une grande adaptabilité (Brundin, 1976). Si l'on prend comme exemple celui des Chironomidae qui, en Europe, de nos jours, sont synonymes d'organismes inféodés au milieu dulçaquicole (notamment en ce qui concerne leur cycle de développement ; Séguy, 1950 ; Walker, 1987 ; Wootton, 1988), ils se retrouvent en fait de la glace du cercle polaire à l'extrême sécheresse des déserts. Les insectes ne peuvent donc pas être utilisés pour reconstituer les paysages crétacés du Liban comme de nombreux auteurs ont tenté de le faire (Azar, 2000a ; Azar *et al.* 2003 ; Poinar & Milki, 2001).

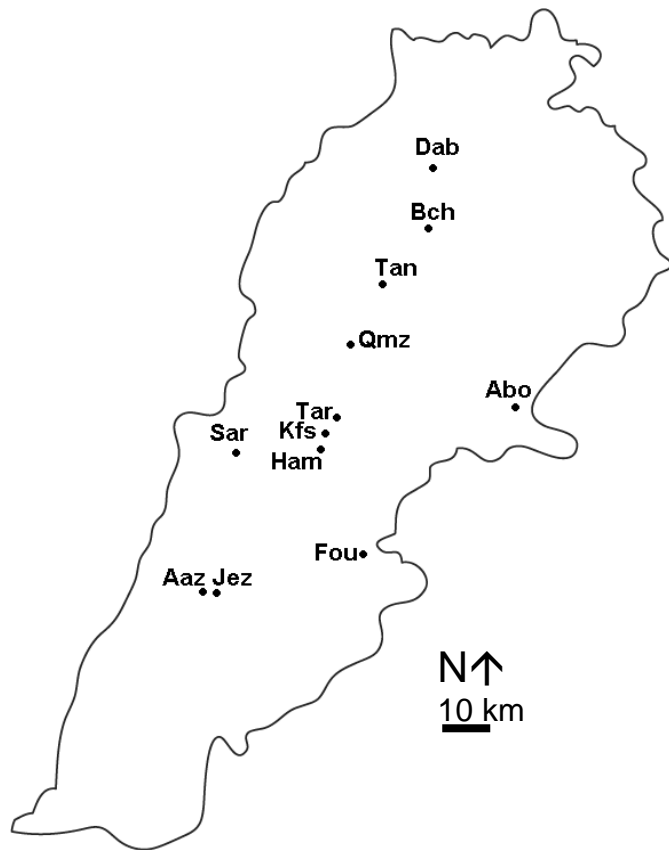


Figure 199 : Localisation des dépôts d'ambre où ont été déterminés des arthropodes, des végétaux et des restes de vertébrés.

(Dab : Dabcheh, Bch : Bcharré-Bkâa Kafra, Tan : Tannourine, Qmz : Qehmez, Tar : Tarchich, Kfs : Kfar Selouâne, Ham : Hammana, Sar : Sarhmaoul, Jez : Jezzine-Jouar Es Souss, Aaz : Aazour, Abo : Ain Bounaya, Fou : aita El Foukar).

Chez les végétaux en revanche, les protections tégumentaires sont de bons indicateurs climato-environnementaux. Ainsi, celles recueillies sur *Weilchselia reticulata* indiquent sans ambiguïté un environnement xérique. La présence de ce biomarqueur témoigne d'un milieu chaud à période de sécheresse. Cependant, une phyto-association de *Weilchselia* avec *Podozamites s.p.* indique que ces périodes de sécheresses sont entrecoupées d'épisodes franchement plus humides (Barale *et al.*, 2003). L'association *Weilchselia* – *Podozamites* - *Otozamites* est assez fréquente dans les formations gréseuses de cette période on les retrouve en Jordanie, là encore associés à des ambres (Edward, 1929 ; Bandel *et al.*, 1997 ; Shinaq & Bandel, 1998 ; Poinar & Milki, 2001). Notons aussi la présence dans les grès jordanien et israélien d'un environnement à araucarian-like conifer (Philippe *et al.*, 2004) où *Agathis levantensis* a été déterminé en association avec *Weilchselia reticulata*, *Zamites buchianus*, *Mesembrioxylon*, *Brachyphyllum*. Dans les mêmes niveaux on trouve des spores de *Steganosporium* et *Alternaria* au sein des feuilles remaniées de *Agathis levantensis*. Enfin, des angiospermes (*Leguminocarpon abbulalense*, *Afrasita lejalicoliae*) ont été reconnues dans les dépôts Aptien inférieur de Makhtest Ramon (Israël) en association avec des insectes suceurs de sève. Ainsi, l'environnement où se sont développés ces végétaux devait correspondre à une alternance de périodes sèche et chaude et de périodes plus humides.

Les divers ambres récoltés au Liban n'ont permis d'attester ni de leur origine végétale (Azar, 2000a) ni de leur origine géographique. Les plantes productrices d'ambre n'ont laissé en tous les cas dans les grès libanais aucune trace de vie. Nous n'avons en effet jamais observé de tronc ni de racine en place, pas plus d'ailleurs que de grésification ayant pu laisser penser à un lien avec une activité végétale. Les fractions végétales doivent donc être considérées comme des matériaux détritiques et peuvent donc aisément être allochtones.

Ainsi, si ni les ambres ni leurs contenus ne peuvent être utilisés comme des indicateurs écologiques du Liban au Crétacé, ils sont en revanche un outil précieux pour reconstituer l'histoire des flux sédimento-détritiques.

La présence assez généralisée de certaines espèces d'arthropodes sur tout le territoire libanais est un indicateur idéal pour la datation relative de ces couches. La présence conjointe du Psychodidae *Paleopsychoda jacquelinae* à Hammâna, à Jezzine et dans le Nord de l'Anti-Liban à Ain Bounaya (coupe Cha) permet de supposer que l'origine est probablement la même (fig. 200). Tout en restant prudent, le fait que ces passées argilo-grésivo-végétales ambrifères reposent en surface de formations gréseuses parfois très épaisses comme les 280 m de grès de Jezzine pourraient souligner le colmatage d'un système de grabens plus ou moins subsidents et ainsi signer l'arrêt d'une activité tectonique qui cours depuis (au moins) le Jurassique.

Type d'organisme	Dab	Bch	Tan	Tar	Ham	Sar	Jez	ABO
<i>Zelmiarcha lebanensis</i>	+		+		+			
<i>Enicocephalinus acragrimaldi</i>	+	+		+	+		+	
<i>Libanochlites neocomicus</i>	+		+		+	+	+	
<i>Archiaustroconops hamus</i>		+					+	
<i>Archiaustroconops szadziewskii</i>		+			+		+	
<i>Chimeromyia intriguea</i>		+					+	
<i>Archiaustroconops ceratiformis</i>		+					+	
<i>Austroconops fossilis</i>		+					+	
<i>Austroconops gondwanicus</i>		+	+				+	
<i>Libanophlebotomus lutfallahi</i>		+			+		+	
<i>Bcharregloris amunobi</i>		+			+		+	
<i>Setogloris reemae</i>		+			+		+	
<i>Libanogloris chehabi</i>		+			+		+	
<i>Libanogloris randatae</i>		+			+		+	
<i>Eophlebotomus gezei</i>				+	+			
<i>Paleopsychoda jacquelinae</i>					+		+	+
<i>Moundthrips beatificus</i>					+		+	
<i>Phaetempis lebanensis</i>							+	

Figure 200 : Répartition synthétique et non exhaustive d'espèces rencontrées dans les ambres de différents gisements libanais (fig. 199),
d'après les données consignées dans l'annexe 3 (+ : présence).

Ainsi, ce niveau ambrifère « cachetant » les grès se répand sur le Liban et l'Anti-Liban à peu près à la même période (?). Nous avons observé qu'il est recouvert de manière quasi générale par les passées marines et fossilifères de «Abeih formation» datées Aptien inférieur. Cependant sa datation reste encore controversée. En effet, l'âge des ambres libanais est un sujet de discussion récurrent. Plusieurs auteurs comme Poinar et Milki (2001) ou Schlee (1970) les situent entre le Barrémien et l'Hauterivien (voire du Valanginien basal). Dietrich (1976) les inclus dans une période comprise entre le Jurassique supérieur et l'Aptien basal. Les ambres jordaniens ont été datés de l'Aptio-Albien (Shinaq & Bandel, 1998), ceux de l'Hermon sont réputés Hauterivien-Valanginien.

Si l'on s'en tient à la proposition de Dietrich (1976), la période couverte correspond au Néocomien : Berriasien, Valanginien, Hauterivien (Foucault & Raoult, 1988 ; GTS 2004) et au Barrémien. Cependant si l'on considère les âges de ces formations on observe (annexes 4 et 5) qu'ils évoluent de manière considérable en fonction des chartes utilisées.

Ainsi, la base du Crétacé oscille entre 145,6 et 108 Ma depuis 1937 (en rouge, fig. 201); le sommet de notre sédimentation ambrifère correspondant à la base de l'Aptien qui représente quant à lui un âge oscillant entre 125 et 113 Ma (en bleu, fig. 201). Enfin, si l'on ajoute l'Aptien inférieur (car selon certains auteurs la partie inférieure de cet étage est de même faciès), nous obtenons comme sommet une période s'étalant de 109,5 à 119 Ma (en vert, fig. 201).

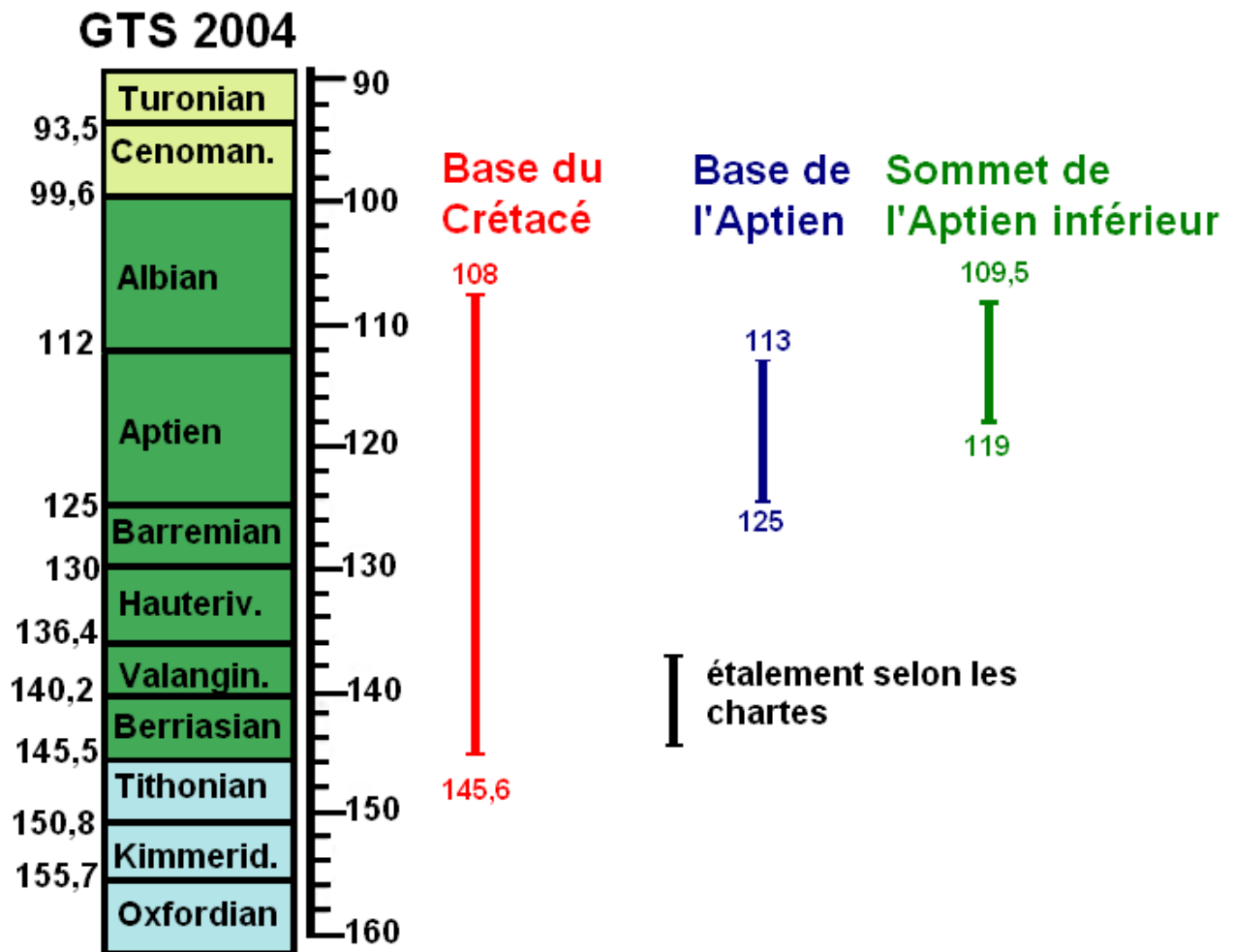


Figure 201 : Signification de l'âge de la base du Crétacé, de la base de l'Aptien et du sommet de l'Aptien inférieur.

Devant une telle imprécision nous nous sommes tournés vers les travaux interprétatifs plus géologiques de cette période de dépôts des grès notamment vers ceux de Massaad (1975, 1976) et de Dietrich (1976).

Dietrich (1976) a proposé, dans son travail réalisé dans les grès du Domaine de Jezzine (fig. 202), que les ambres des dépôts les plus profonds correspondaient à des dépôts d'ambres non remaniés. Ils se situent selon l'auteur à la base du « grès de base » qui correspond, dans notre étude, aux prélèvements de grès effectués à Aazour. Les dépôts secondaires sont ceux du sommet des grès de Jezzine (ceux notamment du gisement à dinosaures). L'auteur considère que ces dépôts secondaires contiennent des ambres remaniés (fig. 202).

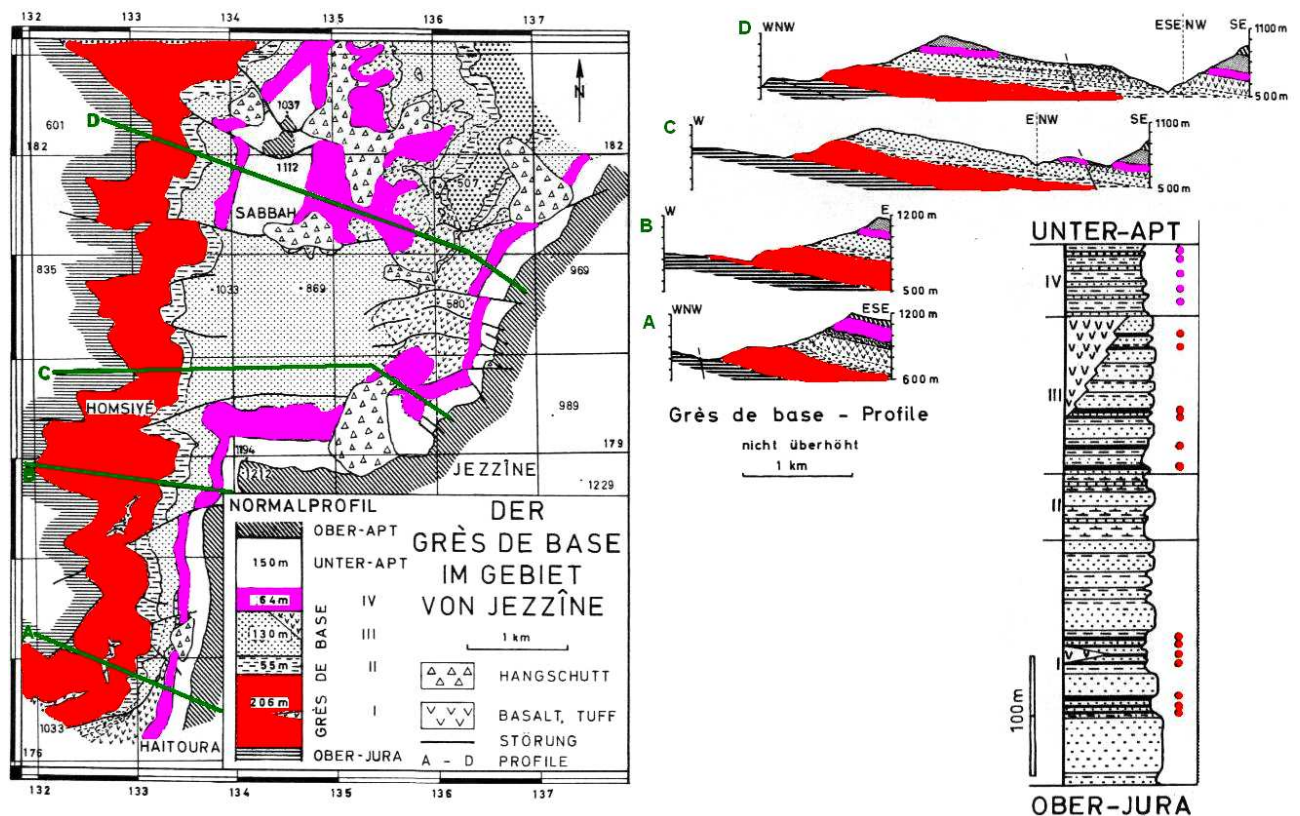


Figure 202. Résumé des travaux de Dietrich (1976) : carte, profils et Log de synthèse des dépôts de grès ambrifères des Grès de base (Néocomien) dans la région de Jezzine. I à IV formations gréseuses ambrifères (rouge : dépôts primaires ; fuchsia : dépôts secondaires).

Massaad (1975, 1976), a réalisé une étude poussée des grès. Il avait, lui aussi, remarqué une diachronie notable des dépôts entre les différentes zones du Liban, mais une ressemblance avec ceux de Jordanie et d'Israël. Comme Dietrich (1976), il avait caractérisé deux états de dépôts. Le dépôt primaire étant de type limno-fluviatile associé à un important volcanisme ; le secondaire à caractère plus deltaïque. Il associait par ailleurs les grès ambrifères basaux à des formations continentales. Il avait aussi noté l'hétérogénéité verticale et horizontale de l'épaisseur des bancs (alternant irrégulièrement du massif au très fin), l'absence de « dépôt final » et l'irrégularité des horizons des strates suggérant une activité érosive entre chaque cycle de dépôt. Les relevés d'orientation de la stratification oblique qu'il avait réalisé indiquent des angles (15 à 30°) identiques à ceux mesurés en Palestine. Ceux de la direction des paléocourants, grâce à l'alignement des bois pétrifiés, ont montré une orientation Est-Ouest selon ses mesures l'ambre venait de l'Est.

Ses conclusions étaient sans doute confortées par l'analyse minéralogique qu'il avait largement poussée et qui montrait que les quartz et les rares éléments traces étaient d'anciennes arénites issues du démantèlement d'un orogène précambrien jordanien fortement remaniées par un long transport et des dépôts fluvio-continentaux.

Cependant, si ces deux auteurs ont clairement observé cette dualité entre les dépôts basaux et terminaux, l'interprétation qu'ils en ont fait n'est pas satisfaisante. La première raison est de nature sédimentaire la seconde de nature tectonique.

Les grains de quartz présentent, dans les différents dépôts, des formes et des tailles extrêmement variables. Au sein de certains lits ils sont petits et anguleux (fig. 203 a), dans d'autres gros, ronds et corrodés (fig. 203 b), enfin à certains endroits nous avons échantillonné des quartz présentant des fracturations dont l'origine ne peut être que compressive (fig. 203 c).

Nous pensons que les petits grains anguleux proviennent du morcellement des gros grains, qui peut avoir deux origines : la fissuration des quartz par le biais de la corrosion qui devait être intense à cette époque sous ce climat, mais aussi par celui de l'écrasement des bancs par le biais de chevauchements.

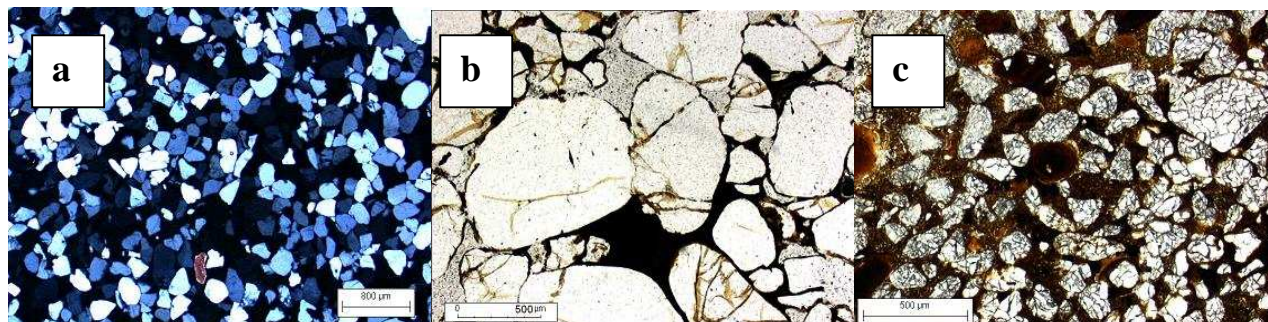


Figure 203 : Grès libanais

a : petits quartz anguleux, b : gros quartz corrodés, c : quartz fracturés.

Les quartz viennent de loin, leur histoire est complexe et multi-phasée. Ils ont subi comme le démontre Massaad (1975), des phases de transport aquatique mais aussi éolien, des périodes d'altération sous climats chaud et humide et par conséquent fortement corrosif pour les quartz. Cependant les quartz de type « broyés » n'ont pas été décrits. Nous proposons donc qu'ils aient été affectés par des épisodes tectoniques. Or ces niveaux de quartz broyés correspondent à des niveaux basaux. On peut proposer qu'un événement compressif ait induit leur fracturation, facilité leur remobilisation et leur dépôt un peu plus loin, le transport ne pouvant pas être trop long au risque de les fragmenter en petits quartz anguleux. Ceci nous indique déjà qu'au sein même du territoire libanais les grès peuvent être remobilisés.

L'épaisseur des dépôts de grès est extrêmement variable d'un site à l'autre (fig. 204). Ainsi, deux zones de dépôts majeurs se dessinent dans les domaines de Jisr El Qâdi et de Jezzine. Dans ces deux domaines, les quartz apparaissent directement dans les environnements carbonatés, il n'y a pas de phase émergives entre les deux. Ceci signifie que, dans un environnement peu profond (oolithogène à Jisr El Qâdi) les premiers apports de quartz interviennent sans notables événements tectoniques.

Cependant, les quartz retrouvés dans les niveaux suivants sont, dans un cas, observés dans des formations ravinantes de comblements karstiques à Jisr El Qâdi et dans l'autre cas, dans des sédiments volcano-marins à Jezzine. Ceci permet d'envisager que, dans ces deux domaines, une activité tectonique apparaît après les premiers dépôts gréseux.

Si l'on considère le type de stratification dans ces deux domaines où l'épaisseur des grès peut atteindre 250 m, on observe une superposition de dépôts dont le volume de chaque sous-unité est si important qu'il peut, à lui seul, combler une dépression de plusieurs décimètres cubes. Rappelons que des épisodes magmatiques sont intercalés dans ces niveaux à Jezzine (fig. 205). On peut donc envisager la mise en place de bassins à subsidence tectonique répétitive, qui accueilleraient régulièrement des dépôts de climatites, produits de remobilisation. Notons que, lors d'épisodes magmatiques, le climat peut momentanément varier et induire des précipitations notables pouvant remanier facilement des dépôts sablo-gréseux.

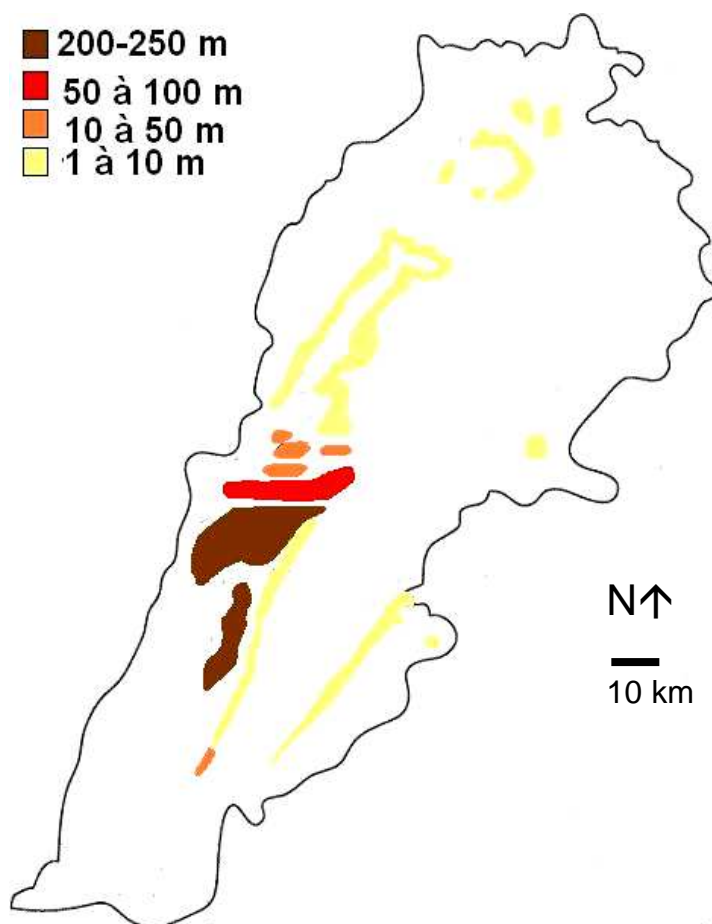


Figure 204 : Epaisseurs des dépôts de grès du Liban.

Dans les Qadaas Sud (Hammâna, Kfar Selouane, Tarchich, ...) où les dépôts sont plus faibles mais restent cependant de l'ordre de la centaine de mètres et où des intercalations magmatiques s'observent à proximité (fig. 205 a), on peut envisager le même type de formation. Les formations de type «cruies» étant bien nettes à Hammâna, elles pourraient signifier la présence de dépressions sans doute moins subsidentes et plus lointaines de l'origine des dépôts primaires de grès. Dans le Sud du Mont Liban Nord (région de Bikfaya-Ed Douar-Beskinta) et à l'Ouest de Marjayoun (Sud Liban) les dépôts font parfois plusieurs dizaines de mètres (fig. 204), les figures de crues sont moins nettes, mais l'épaisseur des dépôts souligne une subsidence de ces localités.

Enfin, sur le pourtour de la zone de Qartaba, de Sir Ed Danié, de Koubayate, sur le flanc Ouest du Jabal Sud et dans l'Anti-Liban (fig. 204), les dépôts sont de faible épaisseur et en continuité avec les dépôts ambrifères colmatant.

Nous proposons donc d'interpréter ces grès comme le résultat de l'arrivée par le Sud/Sud-Est de sédiments détritiques qui vont se déposer dans un premier temps dans des environnements carbonatés. Cette pollution quartzique, probablement diachrone, se retrouve aussi bien dans l'Anti-Liban que dans les domaines de Jezzine, de Jisr El Qâdi, d'Aazour, de Baatouta. Puis, une réactivation tectonique du centre du Liban va induire des émergences et des approfondissements différentiels de compartiments dont le découpage, nous le verrons plus loin est déjà préstructuré depuis longtemps.

Soulignons que les émergences ne sont pas forcément de grande ampleur car la karstification des carbonates ne nécessite que quelques mètres de dénivellation au-dessus du niveau de l'eau. Rappelons encore que nous nous trouvons dans un contexte géomorphologique totalement différent de l'actuel et que les continents sont plats. Ainsi, le simple fait d'avoir un élément qui n'est plus sous l'action des marées induit sa soumission à l'action des pluies.

Les dépressions, dont l'enfoncement régulier est lié à des réactivations tectoniques et magmatiques, libérées des influences marines par le biais de la mise en place d'une barrière située à l'Ouest (rehaussement du compartiment Ouest de la Faille de Roum, se trouvant à l'époque plus au Nord, fig. 205 b) pourraient être comblées en un laps de temps très court par des « vagues » de grès. Si l'on considère le caractère évènementiel de ces remobilisations, on peut concevoir que les quartz corrodés et les fragments d'ambres charriés par de telles turbidites puissent être dans un état fragmentaire et ne laisser paraître aucune trace de vieillissement (la gangue de l'ambre dispersée, son cœur paraît frais et associé à un dépôt primaire).

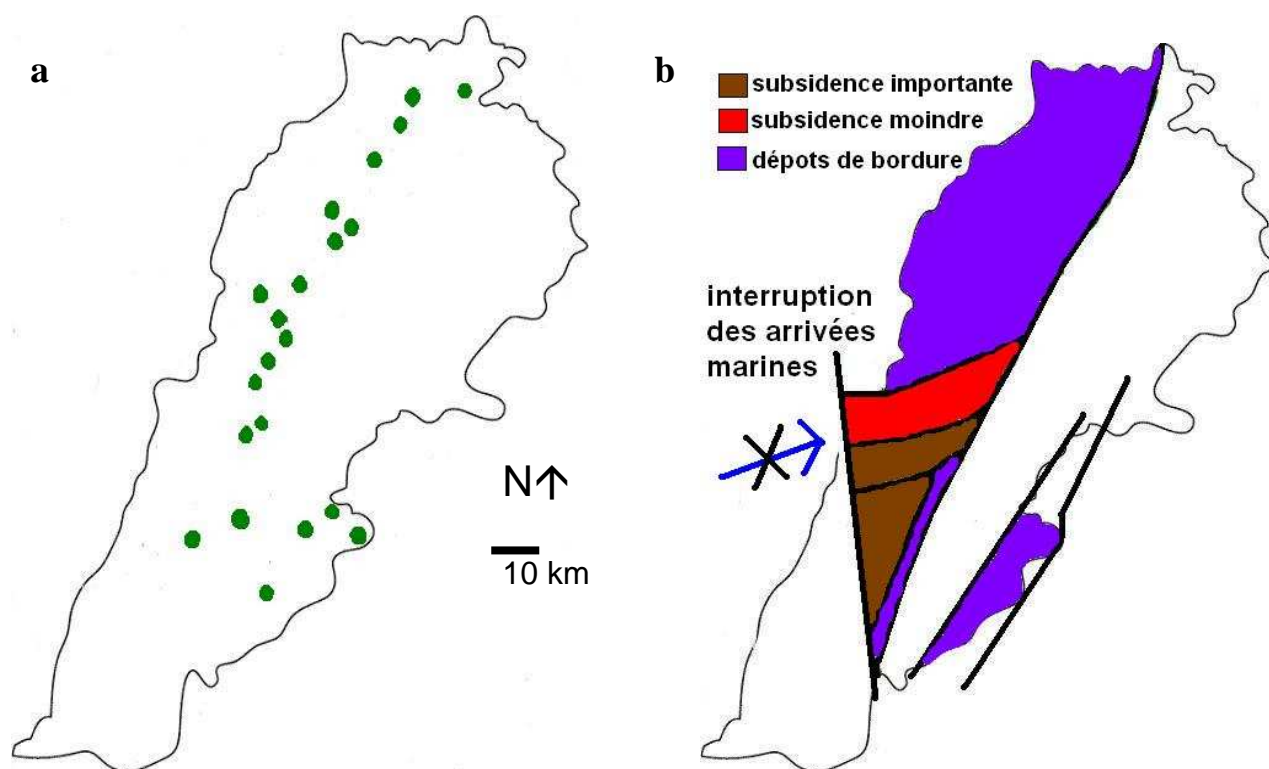


Figure 205 : Formations Crétacées.

**A : Localisation des principales coulées basaltiques interstratifiées dans les grès ;
B : zones subsidentes et dépôts de grès.**

L'émergence des compartiments, peut perdurer et permettre la structuration de « falaises » surplombant des lagunes saumâtres comme nous l'avons vu au Barouk, ou de plus vastes surfaces émergées comme c'est le cas pour le cœur de l'Anti-Liban et celui du « horst » de Qartaba qui subiront une karstification plus ou moins importante. Rappelons que cette karstification atteint par endroit le Jurassique moyen dans l'Anti-Liban alors que dans le Nord du Liban elle ne touche que le Jurassique supérieur. Le long de ces reliefs émergés les dépôts gréseux « secondaires » colmatants peuvent se déposer au gré des apports fluviaux dont les divagations sont conditionnées par le modelage tectonique de la région.

Parfois ces cours d'eau sont entravés par des coulées magmatiques qui créent des environnements lacustres (lacs de barrage) propices à la genèse des « schistes cartons » et des thanatocénoses à ostracodes, insectes et poissons. Dans d'autres cas, des surfaces plus ou moins vastes peuvent être inondées et favoriser la genèse de pisolithes vadose (Ratcliffe, 1988 ; Smith & Mason, 1991 ; Holail, 2000). Cependant ni les gisements de « schistes carton » ni les niveaux à pisolithes ne sont corrélables temporellement. Ces formations apparaissent à différents moments de la période de dépôt de grès sur le Liban et sont absolument diachrones. Ces éléments sont à envisager uniquement comme des indicateurs faciologiques et parfois tectoniques (Tarchîch Nord) de la période des dépôts de grès.

Ainsi, nous proposons que les grès au Liban soient arrivés alors que la sédimentation carbonatée fonctionnait encore, puis peu de temps après ces premiers apports, une réactivation tectonique et magmatique du Liban a induit la mise en place de zones nettement plus subsidentes (fig. 197) au sein desquelles des décharges brusques de sédiments se faisaient, colmatant à chaque fois le système puisque leur surface supérieure est cannibalisées. Ces phases d'effondrement remobilisent verticalement d'anciens petits bassins plus ou moins actifs tectoniquement.

On ne note pas de direction privilégiée des flux à l'échelle du Liban puisque dans certains cas le remplissage se fait vers l'Ouest, le Nord ou l'Est avec toutes les directions intermédiaires d'un banc à l'autre ; ce qui souligne le caractère chaotique de la géographie des terres émergées à cette époque.

A l'issue de cette période d'intense activité, un retour au calme tectonique permet, sur une vaste région couvrant un Liban dont la couverture est hétérogène, le dépôt des grès-argileux ambrifères. La structure des dépôts « primaires » sous-tend l'hypothèse que la durée de leur mise en place peut être très courte à l'échelle géologique. Le remplissage de ces dépressions comme la karstification des carbonates sous climat chaud et humide ont très bien pu s'effectuer en quelques milliers d'années tout au plus, même avec un réseau hydrographique intermittent. Il est donc nécessaire de poursuivre l'investigation dans les terrains sous-jacents.

AGE DES FORMATIONS CARBONATES D'ENVIRONNEMENTS INSTABLES.

En dehors des différenciations compartimentales, liées à l'émersion ou à l'enfoncement différentiel des régions du Liban que nous venons de décrire, les derniers niveaux carbonatés rencontrés dans notre étude sont très variables d'un domaine à l'autre. Ils passent latéralement d'une micrite azoïque, au grainstone à oolithes ou à graincoateds, à la pelmicrite ou au volcanosédimentaires pour ne citer que les plus caractéristiques. Une telle variabilité est liée à la structuration morcelée précédemment décrite dans le cas des dépôts gréseux. En effet, bien que nous n'ayons pas forcément accès à la totalité des formations du Jurassique supérieur, on note cependant que, dans certaines zones géographiques, l'épaisseur de ces formations est impressionnante (plusieurs centaines de mètres). Ceci suppose une continuité de dépôts sur une longue période.

Cependant l'étude microscopique souligne que les conditions de sédimentation changent assez rapidement puisque, verticalement, on alterne entre des faciès de milieux confinés à des environnements de plus haute énergie. Une telle variabilité verticale et horizontale ne peut pas être uniquement associée à des mécanismes eustatiques sur une plate-forme carbonatée typique, comme trop souvent les auteurs le décrivent (Arnaud-Vanneau & Darsac, 1984 ; Noujaim-Clark et Boudagher-Fadel, 2002, 2004).

Rappelons, que les secteurs intertidaux à cette époque géologique étaient constamment à la limite de l'exondation. Si l'on prend l'exemple actuel des plaines d'estran bahamiennes dont la surface représente plusieurs kilomètres carrés, l'amplitude verticale de la marée n'excède pas 0,70 m (Bernier, 1984). Il n'est donc pas nécessaire d'envisager des pulsations de grande ampleur du substratum. Des ruptures modifiant le milieu de quelques décimètres peuvent se traduire par l'apparition de conditions bathymétriques extrêmement différentes oscillant de subtidales à supratidales.

Nous nous trouvons ici dans un réseau de haut-fonds et de bassins (ou tout du moins de dépressions relativement plus profondes), recevant ou générant des sédiments carbonatés variables. Ces différences sédimentologiques sont liées à la courantologie qui règne entre ces haut-fonds, mais aussi à la réactivation tectonique qui induit régulièrement des glissements de sédiments non consolidés. Ces soubresauts tectoniques sont fréquents et enregistrés grâce aux épanchements sous-marins de laves et de produits pyroclastiques.

Nous avons fréquemment retrouvés ce magmatisme, interstratifié dans les micrites jurassiques de nombreux sites du Liban (fig. 206). Dans les domaines de Jisr El Qâdi, de Jezzine, de Zaarour ils sont assez profonds ce qui confirme notre hypothèse d'une subsidence active et ancienne de ces zones. Cette relation entre un magmatisme jurassique et une activité tectonique de la zone avait d'ailleurs été proposée par Dubertret (1975), cependant il l'associait à l'activité de la faille de Yamouneh qui n'existait pas alors. Plus au Nord, dans la zone de Qartaba, les épanchements basaltiques sont en revanche situés plus haut dans les coupes. Ils pourraient donc être plus jeunes. Pour finir, rappelons qu'un magmatisme plus ancien encore (liaso-triasique ?) a été observé au fond des gorges du Nahr Ibrahim (Géze, communication personnelle), ce qui confirme l'ancienneté de l'histoire tectonique du Mont Liban Nord.

La diversité de la sédimentation carbonatée de cette bordure active de bassin est donc à relier aux jeux relatifs de blocs indépendants. Cependant, même si la chronologie des événements semble claire, nous n'avons à ce stade pas encore pu les dater précisément.

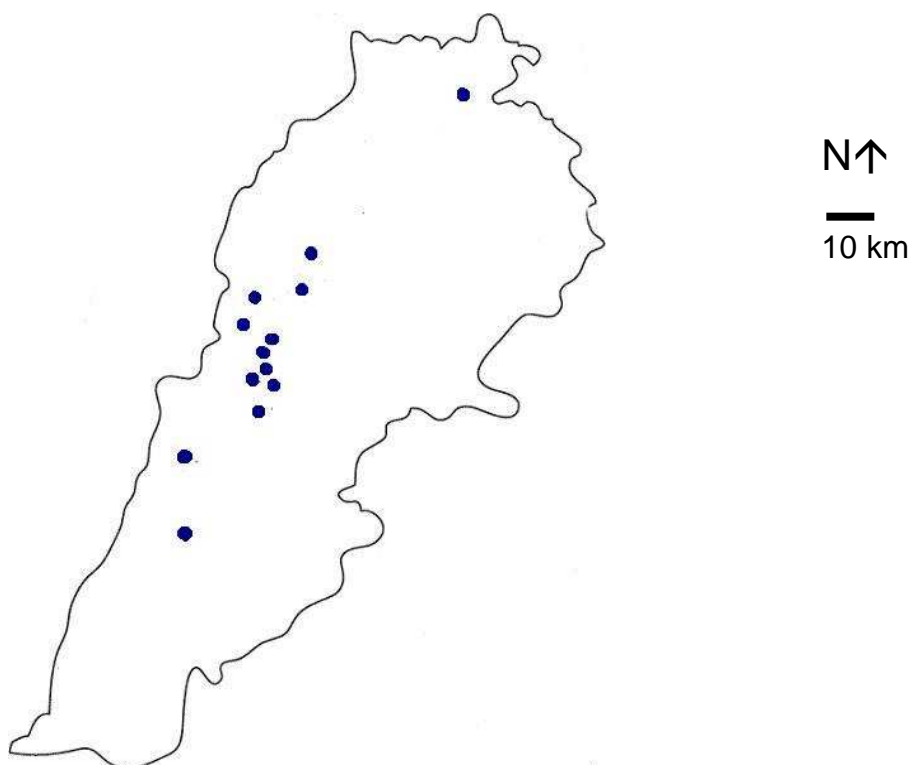


Figure 206 : Localisation des formations d'origine magmatique interstratifiées dans les micrites jurassiques relevées dans notre travail.

Dans ces conditions environnementales, la bathymétrie est trop faible pour que les organismes pélagiques y soient fossilisés, nous n'avons en effet pas retrouvé de céphalopodes dans les niveaux dont nous tentons de déterminer l'âge. Nous avons donc tenté une approche stratigraphique par le biais des microorganismes benthique présents dans nos lames.

Afin de confronter les résultats de nos déterminations paléontologiques avec ceux d'un spécialiste, nous avons envoyé à Boudagher-Fadel quelques lames dont elle a bien voulu faire une détermination en aveugle (elle ne disposait en effet que des lames et de leurs numéros). Ses conclusions sont consignées dans le tableau suivant (fig. 207).

Les périodes proposées par ce micropaléontologue, spécialiste des plates-formes téthysiennes et libanaise, confirment nos suppositions. Ainsi, l'âge des micrites échantillonnées se calque parfaitement aux interprétations de nos logs. Ils nous confortent aussi dans l'estimation de la durée de l'émersion, de l'importance de l'érosion ou de la karstification.

En ce qui concerne la détermination de l'âge de deux de ces lames JEQ 23BHH et ZAA 16, qui correspondent respectivement à un banc de la coupe 23 de Jisr El Qâdi et des dépôts sommitaux de la coupe de Zaraaoûn, la fourchette de temps proposée est vaste (fig. 207). Cependant, elle laisse sous-entendre que les niveaux carbonatés reposant sous les grès peuvent, dans certains cas, être plus jeunes que ce que les anciens auteurs avaient proposés (Dubertret, 1950d, 1951a). Cette fourchette temporelle confirme le raisonnement que nous allons développer plus loin mais demeure vague et ne permet pas de dater les événements avec la précision attendue.

Cette imprécision souligne le problème que nous avons observé lors de l'utilisation des microfossiles pour la datation de cette période charnière de nos échantillons. En effet, la grande majorité des foraminifères et des algues déterminés dans ce travail semble présenter des biozones s'étendant souvent de part et d'autre de la limite Jurassique-Crétacé. Cet étalement des biozones est amplifié par la variabilité des âges recueillis dans la littérature (annexe 2).

LEBANESE SAMPLES	MATRIX	OBSERVATIONS		AGE
HNM 1	Peloid-algal grainstone	Shallow agitated environment Reworking occurred.	<i>Cayeuxia piae</i> , gastropods, <i>Cladocoropsis</i> , echinoid spp., <i>Amijiella amiji</i> , <i>Nautiloculina oolithica</i>	Bathonian
BAR N1A	Micritic wackestone	Shallow environment	<i>Kurnubia jurassica</i> , <i>Textulariopsis</i> spp.	Bajocian-Kimmeridgian
MACH 7	Oolitic grainstone	Shallow agitated environment	Gastropods spp., <i>Textularia</i> spp., <i>Miliolid</i> spp., <i>Decussoloculina</i> spp., <i>Nautiloculina oolithica</i> , <i>Alveosepta powersi</i>	Upper Oxfordian-Mid Kimmeridgian
2ATAA 1'	Micritic wackestone	Shallow environment	<i>Siphovalvulina colomi</i>	Jurassic
2 ATAA 1"	Micritic wackestone	Shallow environment	<i>Kurnubia wellingsi</i> , <i>Nautiloculina oolithica</i>	Kimmeridgian
JEQ 23BHH	Oolitic grainstone	Shallow agitated environment	<i>Ammobaculites</i> spp., <i>Textularia</i> spp., <i>Neotrocholina</i> spp., Gastropod spp., echinoid spp. <i>Trocholina elongata</i>	Upper Jurassic/Lower Cretaceous
BIR 10	Sparitic wackestone	Shallow environment	<i>Anchispirocyclina lusitanica</i> , <i>Choffatella</i> spp., <i>Choffatella cf. decipens</i>	Berriasian - Valanginian.
KFA 10	Micritic wackestone	Shallow environment	Gastropods, <i>Cladocoropsis</i> , <i>Choffatella</i> spp., <i>Choffatella cf. decipens</i> , <i>Nautiloculina oolithica</i> , <i>Pseudocyclammina lituus</i> .	Berriasian - Valanginian.
ZAA 16	Sparitic wackestone	Shallow environment	<i>Salpingoporella annulata</i> , <i>Textularia</i> spp., <i>Miliolid</i> spp., <i>Siphovalvulina</i> spp., <i>Nautiloculina oolithica</i> , <i>Pseudocyclammina lituus</i> , <i>Riyadhella</i> spp.	Kimmeridgian-Valanginian
BQ A 8	Micritic wackestone	Shallow environment	<i>Alveosepta jaccardi</i> , <i>Alveosepta</i> spp., <i>Miliolid</i> spp.	Upper Oxfordian-Mid Kimmeridgian
KFAD 15	Oolitic grainstone	Shallow agitated environment	<i>Pseudocyclammina ?bukowensis</i> , <i>Textularia</i> sp., Gasropod spp.	?Bajocian-Kimmeridgian

Figure 207 : Diagnose par Boudagher-Fadel de quelques échantillons de nos levés.

De plus, pour une grande partie des microfossiles rencontrés nous envisageons qu'ils correspondent d'avantage à des fossiles de faciès qu'à de bons fossiles stratigraphiques.

Nautiloculina oolithica est reconnu comme étant un fossile caractéristique de milieux agités (Bernier, 1984). Or, bien que d'âge identique, on ne retrouve pas *N. circularis* dans les mêmes niveaux, cette forme plus pointue se retrouve dans des milieux moins agités, on peut supposer que c'est la même espèce qui présente des formes adaptées à l'agitation du milieu ; *N. circularis* serait l'écophénotype « boueux » de *N. oolithica*.

On peut envisager qu'il en va de même pour le couple *Kurnubia wellingsi* - *palastiniensis*, dont la forme *palastiniensis* plus élancée se plaît dans les environnements « boueux » alors que la forme *wellingsi* plus trapue fréquente des eaux agitées, ici *K. wellingsi* (déterminé plus récemment dans la littérature) pourrait être l'écophénotype « agité » de *K. palastiniensis*.

Enfin, la signification de la spéciation d'*Alveosepta* en *jaccardi* ou *powersi*, ne peut elle pas correspondre là encore à une modification faciologique. *Alveosepta jaccardi* est organisme ubiquiste sans exigences strictes présent dans de nombreux types d'environnements, en revanche, *A. powersi* que l'on retrouve sur une « courte » période (? Oxfordien supérieur - Kimméridgien) est inféodé à des milieux calmes et boueux.

Nous proposons l'hypothèse que ces différents organismes soient des cas d'hétéromorphies d'organismes présentant la capacité à adapter leur structure pariétale aux conditions de milieu.

Le problème des hétéromorphoses a été démontré aussi chez les algues, notamment les Dasycladales. Valet a montré que ces organismes sont très sensibles aux variations de la température et de l'intensité lumineuse (1968, cité par Bernier, 1984). Par exemple, une lumière intense entraîne une croissance exagérée des verticilles. La nouvelle forme acquise par une modification du biotope peut ainsi entraîner des déterminations erronées. Soulignons dans ce cas, qu'une modification de l'éclairement liée, par exemple, à un brusque événement tectonique

(exondation ou affaissement d'un compartiment), peut facilement induire l'apparition de formes variables.

D'autres particularités morphologiques, sur lesquelles se fonde la classification des algues, comme, la division de l'axe principal, l'apparition de constriction, la variabilité de l'emplacement des ramifications et des organes reproducteurs, ont été signalées comme étant générées par des variations physico-chimiques du milieu (pH, concentration en carbonate, ... ; Bassoulet *et al.*, 1975). C'est en effet le cas de *Clypenia jurassica* qui peut acquérir une forme identique à *Pseudoclypenia cirici*, algue présentant un thalle nettement moins calcifié (Bassoulet *et al.*, 1978).

Il a été démontré qu'une diminution brusque de la concentration en carbonates, que l'on peut par exemple relier à une modification physico-chimique de l'environnement, peut induire un stress calcique et modifier la forme du thalle de certaines algues (Bernier, 1984).

Une précipitation brutale des carbonates, fréquente dans les milieux confinés (Purser, 1980), peut être reliée à des activités hydrothermales. L'aspect du Liban à cette période correspond en tout point à un environnement où, par une géométrie du fond en touches de piano, est propice au confinement aléatoire de dépressions. Le magmatisme récurrent peut altérer sporadiquement la physico-chimie des eaux et ainsi avoir des impacts, même à plus longue distance, sur les organismes benthiques.

Il est donc nécessaire de rester vigilants quant à la signification des micro-organismes que nous avons retrouvés-utilisés dans notre travail. Ainsi, la disparition d'un organisme au bénéfice d'un autre du même genre peut être envisagée au Liban comme la conséquence de la modification du biotope et pas comme un marqueur stratigraphique comme la d'ailleurs observé Bernier (1984) dans son étude des formations carbonatées du Jurassique terminal.

Enfin, nous n'avons pas retrouvé dans la littérature de foraminifères ou d'algues dont l'apparition ou l'extinction pouvait permettre de positionner LA limite entre le Jurassique et le Crétacé dans nos coupes du Liban.

A cette période, au niveau de la Téthys, certains auteurs soulignent un appauvrissement en foraminifères benthiques relayés par des dasycladales du Portlandien au Berriasien (Benest *et al.*, 1975). Bien qu'à plusieurs reprises dans nos échantillonnages nous avons observé ce type de relais, notamment dans nos levés du Mont Liban Sud et des Qaadas Sud, il n'intervenait jamais dans les niveaux carbonatés terminaux. De plus, ces phases de relais pouvaient se répéter à plusieurs reprises sur une même coupe, ce qui nous conforte dans l'idée qu'ils soulignent des modifications faciologiques et dans le cas du Liban de modifications faciologiques cycliques.

Ainsi, si comme nous le pensons, les organismes que nous retrouvons sont capables de s'adapter grâce à un patrimoine génétique stable mais varié, aux paramètres du milieu et, si cet état d'instabilité perdure jusqu'à l'apparition des grès, nous pouvons envisager que, dans les cas où aucun signe d'émersion n'a été observé, l'environnement carbonaté se soit maintenu au-delà du Jurassique. Nous envisageons, et les propositions de Boudagher-Fadel vont en ce sens, que dans le cas des domaines de Jezzine, de Jisr El Qâdi et des Qaada Sud l'environnement carbonatogène ait pu se maintenir jusqu'à la fin du Néocomien. Cependant pour d'autres lieux, Anti Liban notamment, les dépôts de grès sont d'âge Kimméridgien.

Il faut donc concevoir l'histoire géologique du territoire libanais sous un angle beaucoup moins global que cela a été fait jusqu'à présent et considérer l'existence de sous domaines à comportement indépendant.

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU TERRITOIRE LIBANAIS

Ainsi, si l'on considère l'analyse de nos données sur l'Anti-Liban et leurs comparaisons à celles de Chatta (1980, fig. 197 & 198), nous observons que les coupes de Ain Bounaya et de Zebdani présentent de nombreuses similitudes lithologiques et faunistiques. Nous proposons qu'à la fin du Jurassique, l'actuel anticlinal de Ain Bounaya-Chékif se situe à au moins 20 km plus au sud qu'actuellement (fig. 208). Si l'on tient compte de ce déplacement, les coupes de Ouadi El Qarn, de Raouda, de Deir El Achair, d'Aita El Foukhar et Chékif devaient être très proches l'une de l'autre. L'examen des données de ces coupes nous indique le passage d'un environnement peu profond à niveau d'énergie assez élevé à un environnement plus marneux vers le haut dans la partie médiane de la zone concernée. Cette reconstitution est appuyée par les données géophysiques consignées par de nombreux auteurs (Khair *et al.* 1993 ; Walley, 2001) qui proposent que la faille de Serghaya fait coulisser vers le Nord le compartiment Est (zone Ain Bounaya/Chékif) depuis le Miocène. Cette tectonique étant liée à l'ouverture de la Mer Rouge et le coulissement général du système de la faille transformante de la Mer Morte. Cependant il faut noter que cette structure tectonique n'est que la manifestation contemporaine d'un système tectonique qui a affecté le Gondwana bien avant le Mésozoïque.

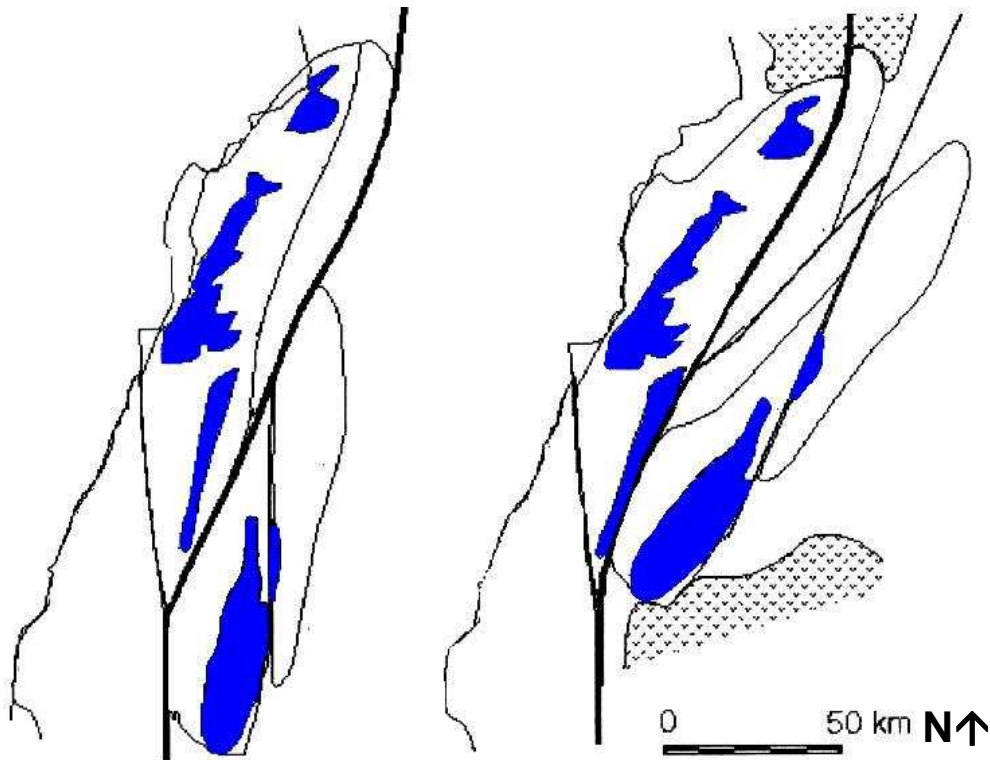


Figure 208 : Localisation de l'emplacement des deux blocs crustaux constituant l'actuel Anti-Liban avant le Miocène (à gauche) et aujourd'hui (à droite) ; d'après Khair *et al.*, 1993.

Le sommet de la coupe de Rachaiya enregistre cette activité tectonique kimméridgienne en montrant, dès cette période, de rapides variations de faciès sédimentaires (récifal à marneux). Cette zone aurait, pendant une courte période, permis l'installation d'un environnement « récifal à sub-récifal » relayé par un milieu plus profond et calme. On peut concevoir dans cette zone un « micro-graben » en bordure de plate-forme recueillant les produits d'altération d'un relief en formation :

l'Anti-Liban kimméridgien à l'Est. Nous proposons qu'au Kimméridgien, un soulèvement du futur Anti-Liban a conduit le Jurassique inférieur et moyen à l'émergence.

Une telle surrection a été décrite par plusieurs auteurs dans le Mont Liban (Nader et Swennen, 2004 ; Noujaim-Clark et Boudagher-Fadel, 2001, 2002, 2004). Grâce à l'étude des étapes de la dolomitisation et de la microfaune, ces mêmes auteurs démontrent l'existence d'un relief équivalent : le horst de Quartaba, qui structure le Mont Liban au début du Crétacé. Ces deux soulèvements identiques mais diachrones, entrent bien dans la logique du déplacement d'une « onde » tectonique Sud-Nord générant une série de bassins en pull apart (Reynolds *et al.*, 1997) sur toute la zone levantine, qui subiraient en échos les effets d'événements plus lointains pouvant être tour à tour distensifs ou compressifs.

Au Sud-Est de ce paléomassif, une plage devait s'étendre de Ain Horché jusqu'au moins Mimess. La présence de quartz dans les carbonates kimméridgiens signe l'arrivée des premières passées détritiques qui atteignent l'Anti-Liban.

L'arrivée des épandages successifs des sables venant de régions plus méridionales (Reynolds *et al.*, 1997) comble rapidement les dépressions. Ces grès correspondent à une remobilisation des grès de Nubie comme l'ont démontré Massaad (1975, 1976) et Dietrich (1976). L'activité tectonique post-kimméridgienne, qui déplace à nouveau les grès par vagues successives vers le Nord, est soulignée par l'intrusion de basaltes (Deir El Achair, Aita El Foukhar, Ain Aata). Comparativement aux très importantes épaisseurs (100 à 250 m) rencontrées dans les régions de Hammana et de Jezzine, la puissance des grès dans l'Anti-Liban n'atteint qu'une à deux dizaines de mètres. Nous proposons que les grès déposés au Kimméridgien dans l'Anti-Liban aient été remobilisés et évacués de manière diachrone vers le Nord et l'Ouest.

Pour terminer, les grès actuellement en place sont particulièrement ambrifères, la taille parfois imposante des boules d'ambre permet d'envisager une origine très proche tant géographiquement que temporellement. On peut donc considérer que l'environnement ambrifère se trouvait proche de la latitude de Tyr. Une érosion de ces grès ambrifères peut être responsable du colmatage sur une surface aplanie du Liban.

En ce qui concerne le Mont Liban, il existe une nette différence entre le comportement des domaines Ouest de Jezzine, Jisr El Qâdi et dans une moindre mesure, celui des Qadaas Sud, par rapport à la bordure du Jabal sud et au Mont Liban Nord (figs. 209).

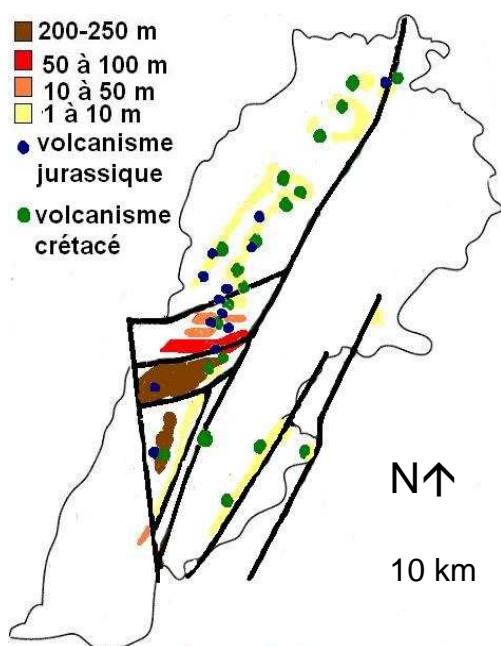


Figure 209 : Synthèse des données sédimentaires, magmatiques et tectoniques.

Nous proposons ainsi que pendant le Jurassique supérieur la sédimentation carbonatée du Mont Liban se déroule sur un substratum morcelé correspondant aux bordures parfois exondées parfois bathymétriquement plus profondes d'un bassin tectoniquement actif. Cette sédimentation très variable latéralement et verticalement est principalement conditionnée par les jeux relatifs et indépendants de chaque compartiment à subsidence « versatile » (fig. 210).

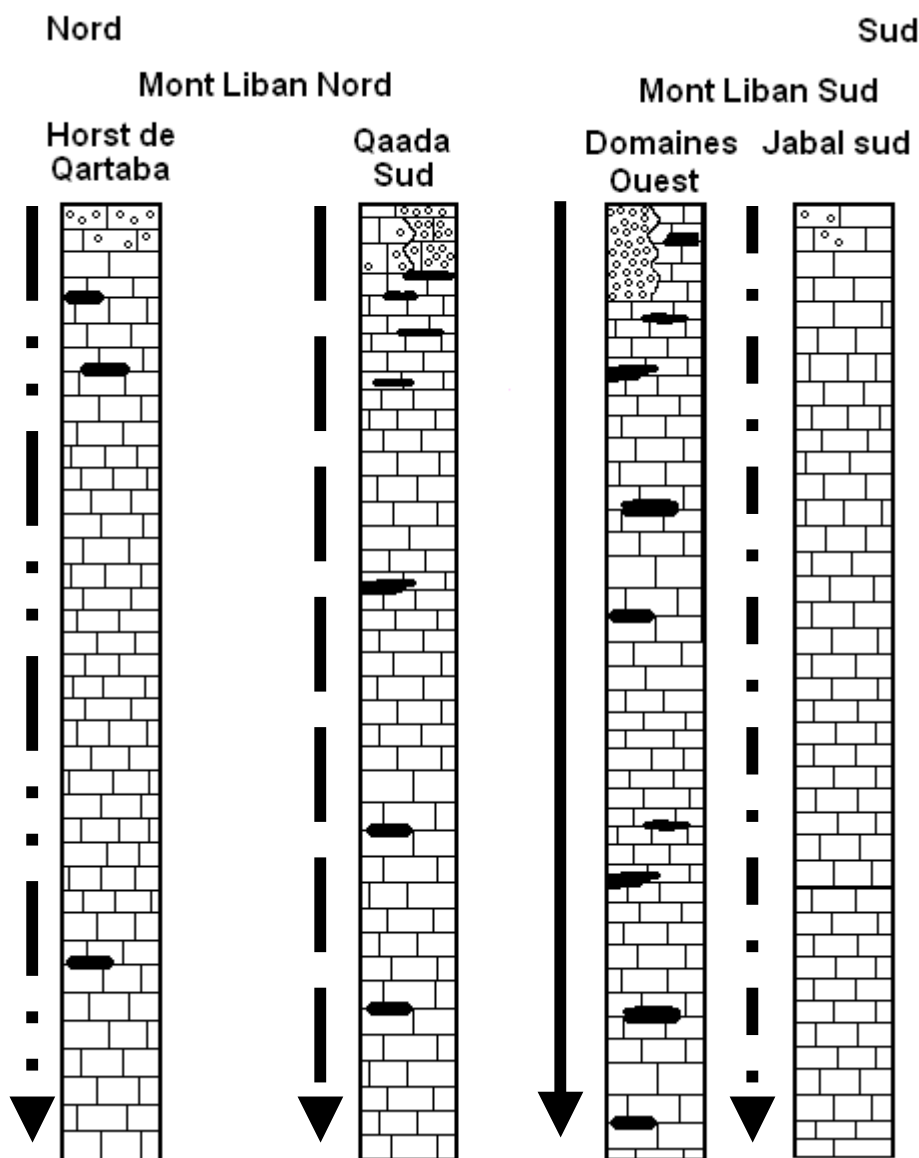


Figure 210 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban pendant le Jurassique supérieur.

(la variabilité latérale de la subsidence est matérialisée par le style des flèches, traits plein : subsidence régulière, pointillés : subsidence discontinue, les taches noires correspondent aux épisodes magmatiques, l'épaisseur relative des formations n'est pas respectée).

Au Kimméridgien terminal le Nord du Mont Liban (régions de Qartaba et de Sir Ed Danié) et le Jabal sud montrent des signes d'émersion conduisant ces domaines à une karstification alors que dans les domaines Ouest de Jezzine, de Jisr El Qâdi et plus modestement dans les Qadaas Sud une sédimentation carbonatée variée se poursuit (fig. 211).

Dans ces zones une sédimentation carbonatée active conditionnée par le maintien d'un espace d'accommodation suffisant se poursuit pendant le Thitonien et le Néocomien (fig. 211) et enregistre donc le passage Jurassique-Crétacé (faunistiquement et floristiquement déterminé). Rappelons que Noujaim-Clark et Boudagher-Fadel (2001), avaient envisagé une sédimentation jusqu'au Berriasien-Valanginien dans le Nord des Qadaas Sud (zone de Bikfaya notamment).

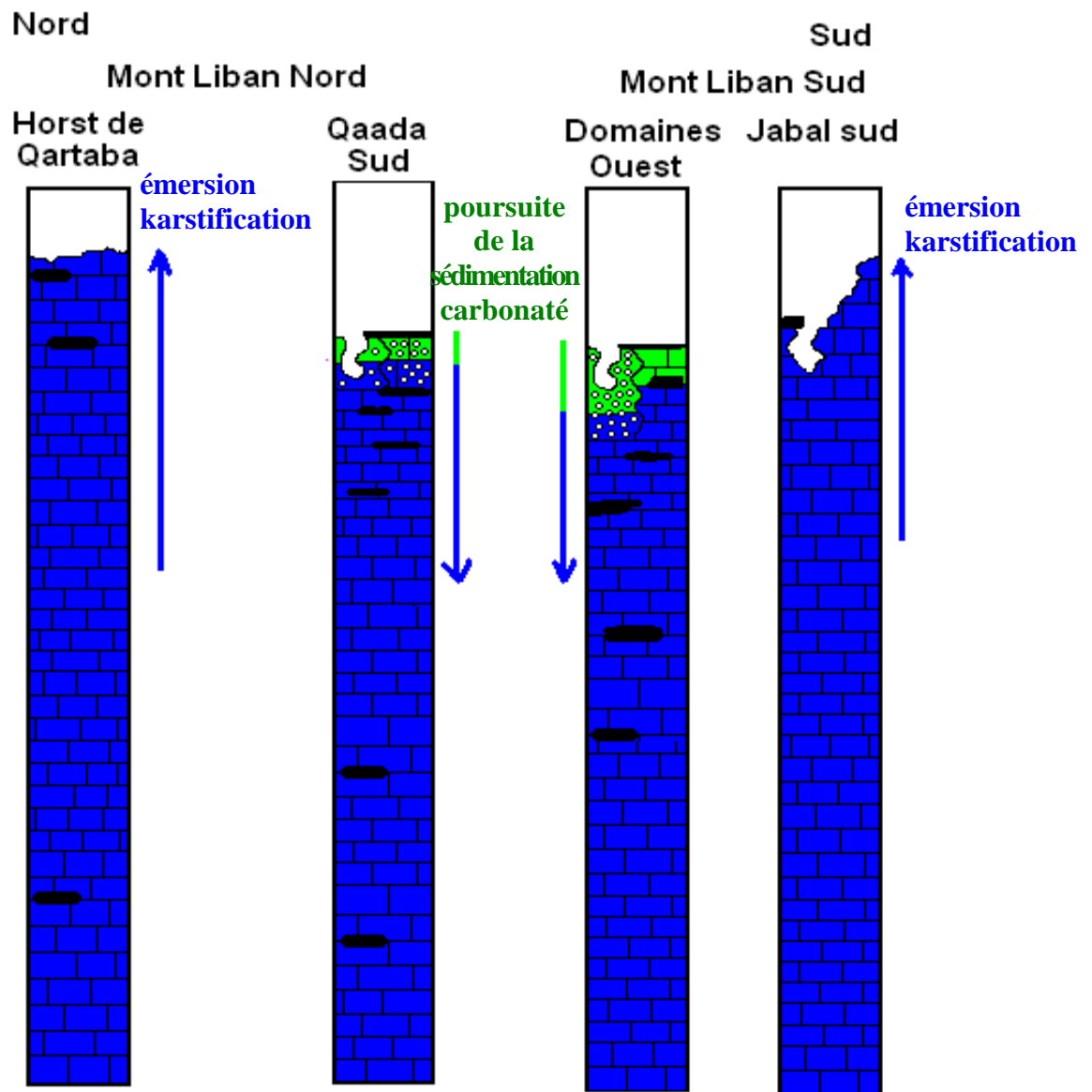


Figure 211 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban pendant le Kimméridgien terminal et le Néocomien.

(Jurassique : bleu, Crétacé : vert ; sens des flèches : la variabilité latérale de la subsidence ou de l'émersion, les taches noires correspondent aux épisodes magmatiques, l'épaisseur relative des formations n'est pas respectée).

Puis, à cause d'une phase de réactivation tectonique, nous proposons que la communication avec le domaine marin situé à l'Ouest cesse. Les dépressions, toujours subsidentes, privées des arrivées maritimes voient leur environnement sédimentaire varier du tout au tout (figs. 205 b & 212). Dans ces dépressions (Domaines Ouest et Qadaas Sud), où se développe un magmatisme important siège ; les premiers grès, chassés du Sud, se déposent, au gré du ruissellement de pluies torrentielles s'abattant sur des régions méridionales (Israël - Anti-Liban) à présent exondées.

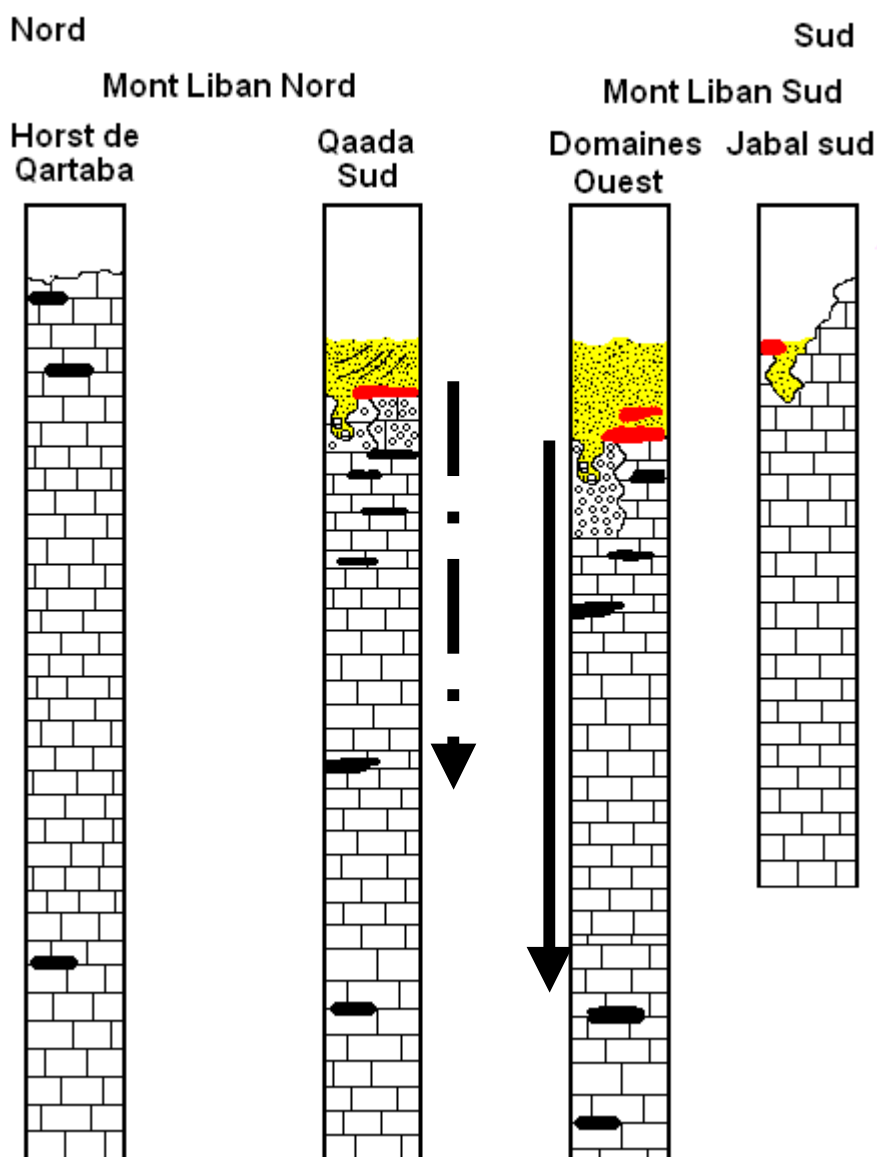


Figure 212 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban à la fin du Néocomien.

(grès : jaune, magmatisme : rouge ; flèches : poursuite de la subsidence tectonique, l'épaisseur relative des formations n'est pas respectée).

Le comblement progressif de ces dépressions, toujours particulièrement subsidentes, se fait de manière événementielle par le biais de crues dont le volume de sable charrié est gigantesque comme le montrent les épaisseurs déposées à Jezzine (fig. 213). Ces crues peuvent être le reflet de variations climatiques liées à la recrudescence du magmatisme pendant le Néocomien. Bien que des

traces de ravinement soient observables à la base de certaines cruites et qu'une partie des dépôts ait pu être érodée, il est probable que le comblement se soit fait extrêmement rapidement. Ainsi, l'interprétation de l'épaisseur de ces formations gréseuses n'est en rien synonyme de durée de dépôt, le comblement des domaines subsidents par les grès est un épisode temporellement négligeable à l'échelle de l'histoire du Liban. Le fait que la bordure du Jabal sud et que la zone de Qartaba-Sir Ed Danié soient épargnées par ces remplissages de crues soulignent leur état émergé (falaise surmontant une lagune évaporitique au Barouk) depuis certainement le Kimméridgien.

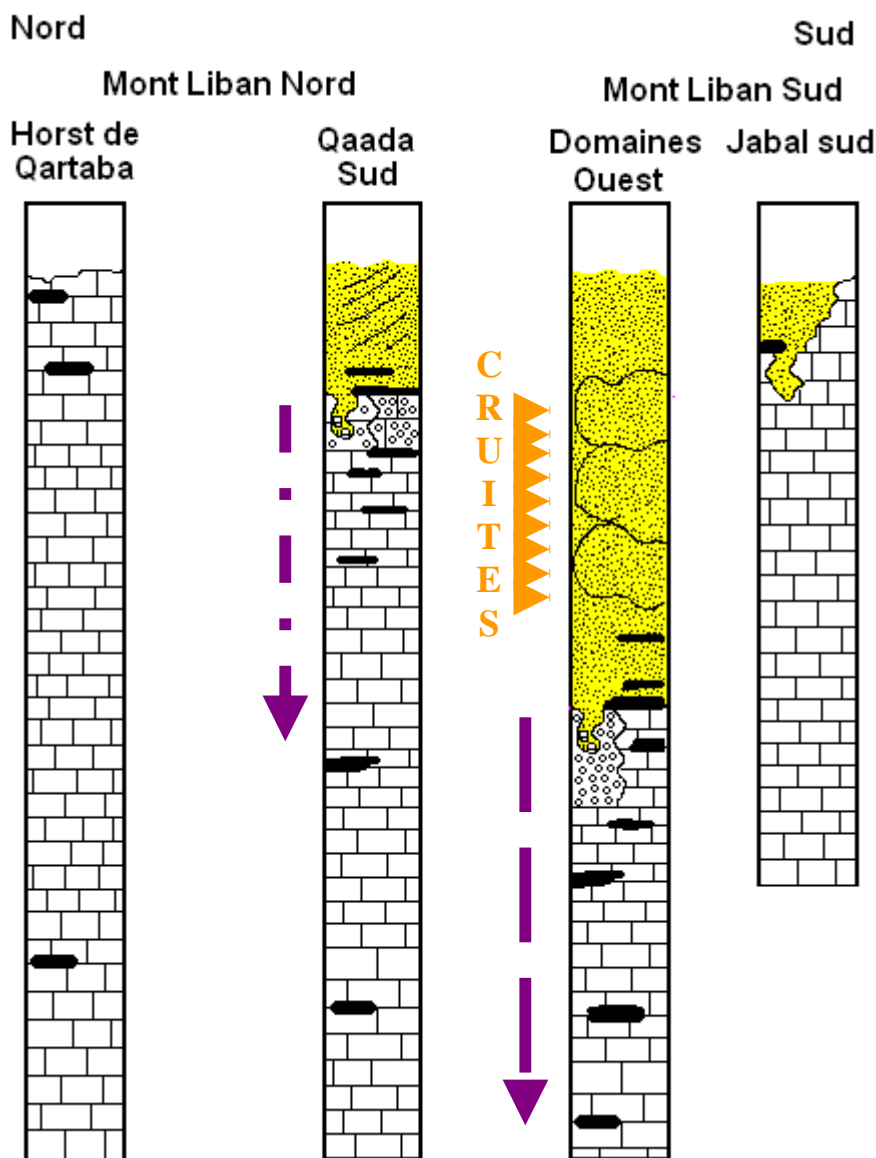


Figure 213 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban au Néocomien terminal.

(dépôts de grès : jaune, poursuite de la subsidence tectonique : flèches, les taches noires correspondent aux épisodes magmatiques, l'épaisseur relative des formations n'est pas respectée).

Recouvrant ces formations événementielles, le colmatage des dépressions se poursuit lorsque la subsidence s'amortie (fig. 214). Les formations gréseuses comblent, dans un premier temps, les dépressions tectoniquement très actives de la région correspondant à l'actuelle zone qui

s'étend des domaines de Jezzine, Jisr El Qâdi à la bordure méridionales des Qadaas Sud (Hammâna, Tarchich) puis, progressant vers le Nord, viennent se déposer le long du haut fond de Qartaba et touchent à peine l'extrémité Nord du Liban au niveau des régions de Chambouk. Ainsi, la mise en place des grès dans le Nord est tardive.

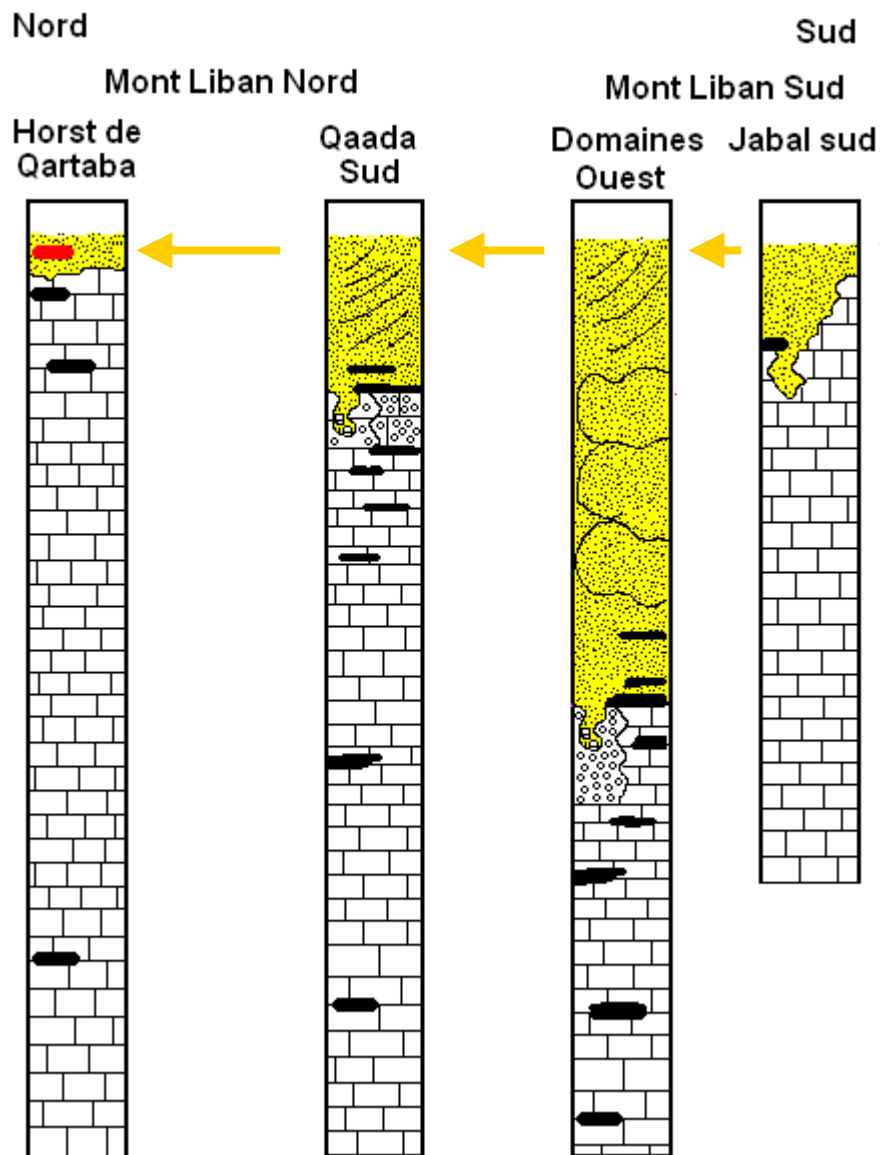


Figure 214 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban au Néocomien terminal-Barrémien Basal.

(dépôts de grès : jaune, épisode magmatique : rouge , flèche : sens des flux de grès, l'épaisseur relative des formations n'est pas respectée).

A la fin de cette période qui pourrait correspondre temporellement au Barrémien, l'activité tectonique diminue au Liban et les dépressions colmatées par les grès se voient cachetées comme le reste de la façade Ouest de la plaque Arabe par les grès et les argiles ambrifères (fig.215). Les tensions crustales qui avaient conduit à l'arrêt de la sédimentation marine sur le Mont Liban s'atténuent et la mer transgresse par à-coups sur la côte libanaise quelle recouvrira franchement dès l'Aptien Moyen.

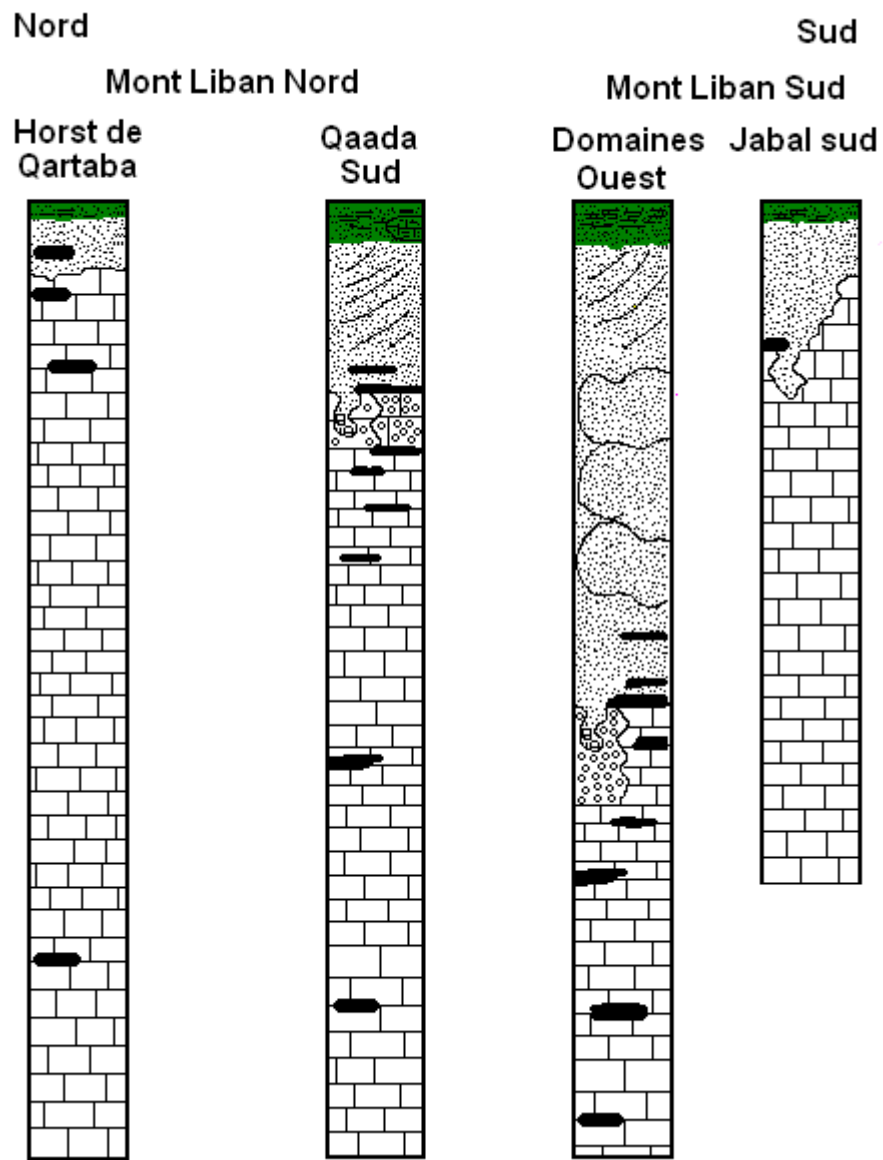


Figure 215 : Reconstitution schématique de l’histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban au Barrémien - Aptien.

(dépôts de grès argilo-ambrifères : vert, l’épaisseur relative des formations n’est pas respectée).

Envisageons pour finir les causes ayant conduit à cette succession d'évènements.

L'histoire géologique libanaise de la fin du Jurassique et du début du Crétacé est intimement liée à la structuration crustale du Liban. Si on se réfère aux données synthétisées par Kazmin (2002), on peut observer que les grandes structures géologiques du Liban (failles, bombements, bordures maritimes ...) sont issues d'évènements anciens que cet auteur fait remonter à la fracturation permo-triasique de la Pangée.

En effet, les distensions crustales qui vont notamment conduire à l'ouverture de la Néotéthys sont à l'origine de la mise en place de bassins losangiques de direction Nord-Ouest / Sud-Est. Cette direction préférentielle des distensions se retrouve aussi bien dans les Alpes que dans les Palmyrides. La majeure partie du territoire libanais (les $\frac{3}{4}$ Est) est associée jusqu'à une époque « récente » à la croûte syrienne (fig. 216, leg. 16). Ainsi, si l'on se fonde sur les travaux de Kazmin (2002) on peut donc concevoir qu'une faille majeure que nous pouvons associer au Linéament Trans Africain (T.A.L., de Reynolds *et al.*, 1997) sépare le Sud-Ouest du Liban du reste du bloc libano-arabe : cette faille correspond selon nous à la faille de Roum. La portion Sud-Ouest évoluera de manière identique aux territoires israélo-africains jusqu'à une période récente.

L'histoire géologique du Mont Liban et de l'Anti-Liban est donc à concevoir de pair avec celle des Palmyrides dont la dépression mésozoïque s'est mise en place le long d'une ancienne suture protérozoïque. La croûte syrienne est en effet constituée dans cette zone par l'accumulation de plusieurs terranes et des arcs volcaniques associés. Cet ensemble hétérogène a facilité la mise en place dans cette zone du complexe de failles de compression-coulissement de Jhar, dès la fin du précambrien (Chaimov & Barazangi, 1990 ; Seber *et al.*, 1993). Cette zone de fragilité crustale va depuis cette époque favoriser, par son hétérogénéité, les divers mouvements d'un socle arabe composite.

Cette zone de suture va être réactivée par un mouvement d'extension conduisant à la mise en place du bassin des Palmyrides dont les grandes phases d'expansion permo-triasique et triaso-liasique vont permettre une intense sédimentation. Cependant, si l'on resitue le Liban dans ce contexte régional (figs. 216 A & B) on constate que la portion Est du territoire (limité par Roum) est intimement incluse dans ces mécanismes de subsidence. Nous nous trouvons dans des bassins losangiques ayant subi des contraintes extensives de type Wernicke (Wernicke & Burchfiel, 1982). Bien que l'implication dans le contexte « Palmyride » ait été évoquée par Walley (1998) sa perception de la géométrie du bassin était totalement différente de ce que nous avançons ici.

Le glissement des blocs se fait par à-coups, parfois associé à un magmatisme sous-marin. La géométrie des blocs dessinant sur le fond un réseau de haut-fonds et de petites dépressions, la sédimentation durant le Jurassique est, comme nous l'avons montré, de nature variable intertidale à « plus » profonde. Cependant à la fin du Jurassique, les constituants du Liban ne sont jamais sous des faciès de bassins, ni même de plate-forme externe (absence d'organismes pélagiques). La faune indique une faible tranche d'eau. Ces conditions vont se maintenir dans le « centre » du Liban mais une tendance émergitive va s'observer tout d'abord dans le compartiment Anti-Liban puis dans la partie Nord du Mont Liban. Les données concernant les causes de ce phénomène majeur du Liban sont inexistantes dans la littérature cependant la réactivation tectonique est indéniable puisque le magmatisme est intense et la sédimentation varie notablement.

Nous proposons donc que le moteur de l'inversion des contraintes ayant conduit à la mise en place des grès de base est assujéti à l'ouverture de la dépression du Jabal Druz (rose, fig. 212). Cette dépression, dont l'activité débute au moins au Crétacé inférieur (Best *et al.*, 1993 ; Brew *et al.*, 1997 a & b ; Kazmin, 2002), de direction Nord-Ouest/ Sud-Est, découpe en deux zones émergentes les uplifts de Jordanie et de Rutbah (zones hachurées, fig. 217). Ces distensions au Sud

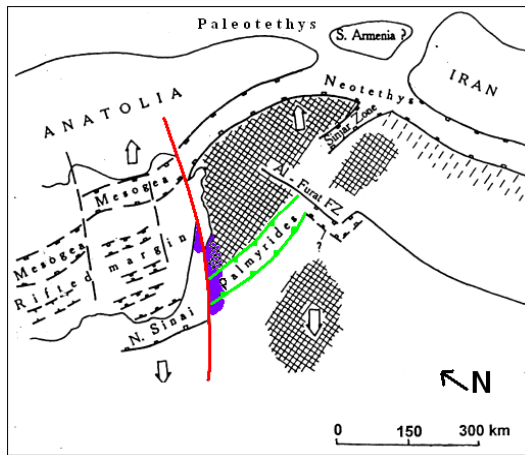
du Liban vont conduire à un soulèvement de la région « jordanienne » qui bute sur le système coulissant T.A.L.-Roum. Dans un premier temps seul l'Anti-Liban émerge progressivement. Puis, un glissement vers le Nord Ouest de l'onde compressive (que l'on peut associer à l'expansion du Jabal Druz) va réactiver les failles menant les compartiments libanais émergés à subir des émergences différentielles.

Si le Mont Liban Nord émerge avant même les domaines de Jezzine-Jirs El Qâdi et des Qadaas Sud c'est parce que les blocs de Qartaba sont proches du complexe de suture protérozoïque du Jrah fault system. Nous proposons par ailleurs que cette ligne majeure de compartimentation entre les bords de la « marge » Nord (liée au bloc d'Alep) et la zone plus subsidente des Qadaas Sud-Jirs El Qâdi-Jezinne se situe au niveau des fracturations de la zone Kfar Didiane-Bqaatouta-Jounier car au-dessus de cette zone, l'émergence débute rapidement et la karstification est intense. En cela nous nous différencions de la thèse de Walley (2001) selon laquelle le complexe de la faille de Jrah est en continuité avec la fracture de Qab Elias-Beit Ed Dine. En effet, si l'on considère le comportement relatif de la zone de Qartaba, de celui des Qadaas Sud et des domaines de Jirs El Qâdi – Jezzine il est net que la zone de Qartaba présente sédimentairement un comportement plus stable que la zone des Qadaas Sud (et que bien évidemment les domaines subsidents de Jirs El Qâdi – Jezzine). La fracture Qabb Elias-Beit Ed Dine est à concevoir comme une limite de blocs particulièrement active.

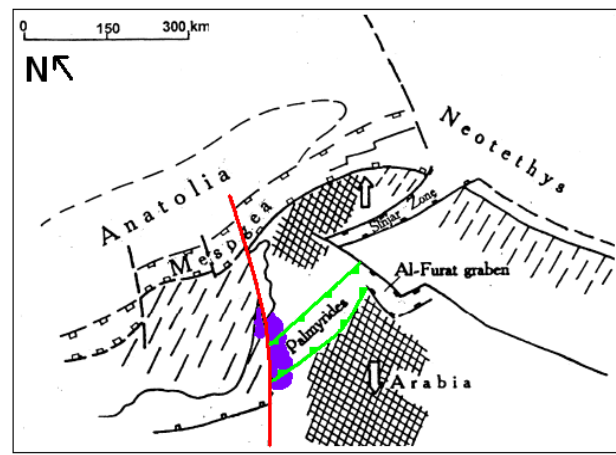
La faille de Roum va progressivement induire la fermeture des domaines restés sédimentairement actifs (Jezzine, Jirs El Qâdi) probablement lors de l'importante phase d'extension intraplaque du Crétacé inférieur (Litak *et al.*, 1997). Cette zone va être le dépôt centre de la sédimentation gréseuse, dont les éléments détritiques sont progressivement apportés de l'Anti-Liban en cours de surrection-lessivage. A ce titre, les grès de base peuvent donc être considérés comme l'équivalent d'une « molasse alpine », tantôt continentale, tantôt marine.

Les épisodes magmatiques soulignent, ainsi les intenses phases conflictuelles entre les tendances distensives et compressives-coulissantes qui règnent sur le pourtour des blocs basculés qui constituent à présent le Liban.

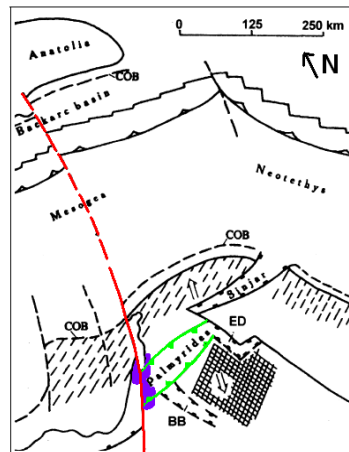
Ce système se maintient jusqu'au comblement sans doute assez rapide des domaines de Jezzine et de Jirs El Qâdi à l'issue duquel la tendance compressive va s'atténuer dans la région puisqu'une sédimentation détritico-ambrifère couvrira l'actuel Mont Liban. Ces dépôts seront ensuite recouverts par des dépôts marins soulignant, soit une variation eustatique globale comme la littérature l'envisage (Bosellini *et al.* 1999), soit un nouvel événement tectonique abaissant sensiblement la barrière maritime. On peut envisager que les contraintes s'exerçant à nouveau sur le système T.A.L.-Roum ont pu permettre l'inondation de ce Liban comblé (fig. 216 C). Puisque le magmatisme est toujours actif à l'Albien et qu'il se manifeste à la fois par la mise en place de dépôts de « plate-forme » mais aussi de remaniements intenses des formations sous jacentes tant dans l'Anti-Liban (Ain Aata) que dans le Mont Liban (Ghiné, Tannourine, ...).



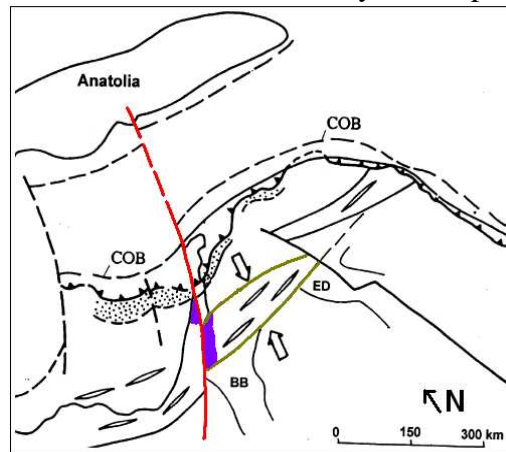
A. Carbonifère final-Permien inférieur



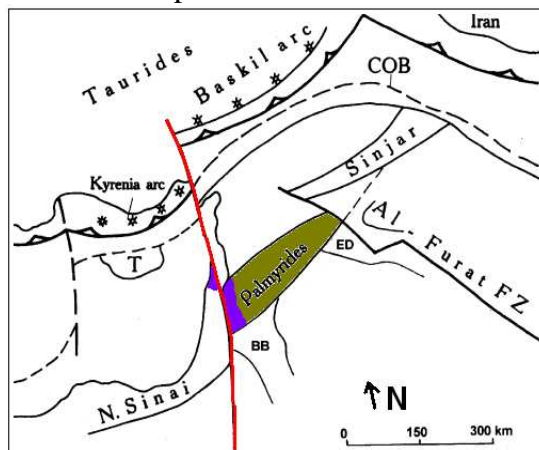
B. Trias moyen et supérieur



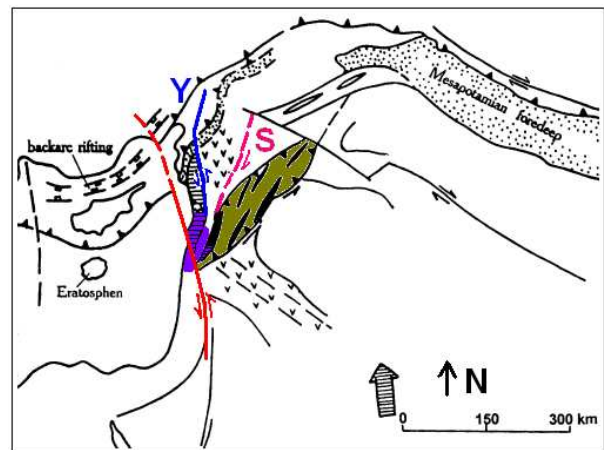
C. Albien supérieur



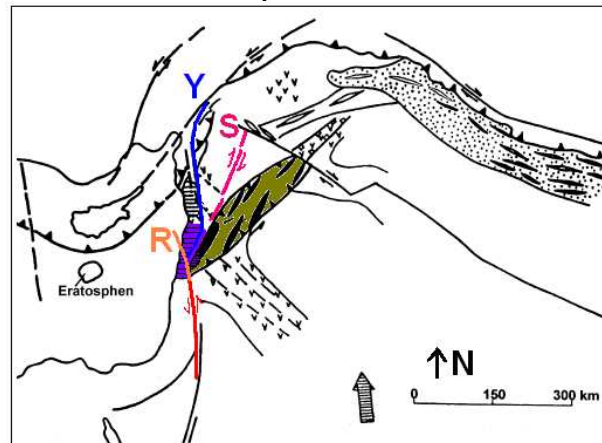
D. Sénonien supérieur – Maastrichtien basal



E. Maastrichtien supérieur-Paléocène



F. Miocène moyen et supérieur



G. Plio-Quaternaire.

Figure 216.
Tentative de
reconstitution
de la
structuration
crustale du
Liban.

(adapté de
Kazmin, 2002)



1 : faille ; 2 : faille de décrochement ; 3 : failles normales ; 4 : nappes de charriage ; 5 : subduction ; 6 : zone de spreading ; 7 : plissement (a : faible, b : fort) ; 8 : soulèvement ; 9 : marge subsidente ; 10 : avant fosse ; 11 : arc volcanique ; 12 : basaltes ; 13 : structures anticlinales liées à des failles ; 14 : direction hypothétique des déformations ; 15 : direction des mouvements relatifs entre l'Eurasie et la plaque Arabe ; 16 : emplacement présumé du Liban ; 17 : Palmyrides ; 18 : accident crustal majeur (T.A.L.) ; 19 : faille de Yammouneh ; 20 : Faille de Roum ; 21 : système de fractures crustales de Serrahya ; 22 : limites de l'ouverture des Palmyrides ; COB : continental oceanic boundaries ; ED : Euphrate graben ; BB : Baer bassin.

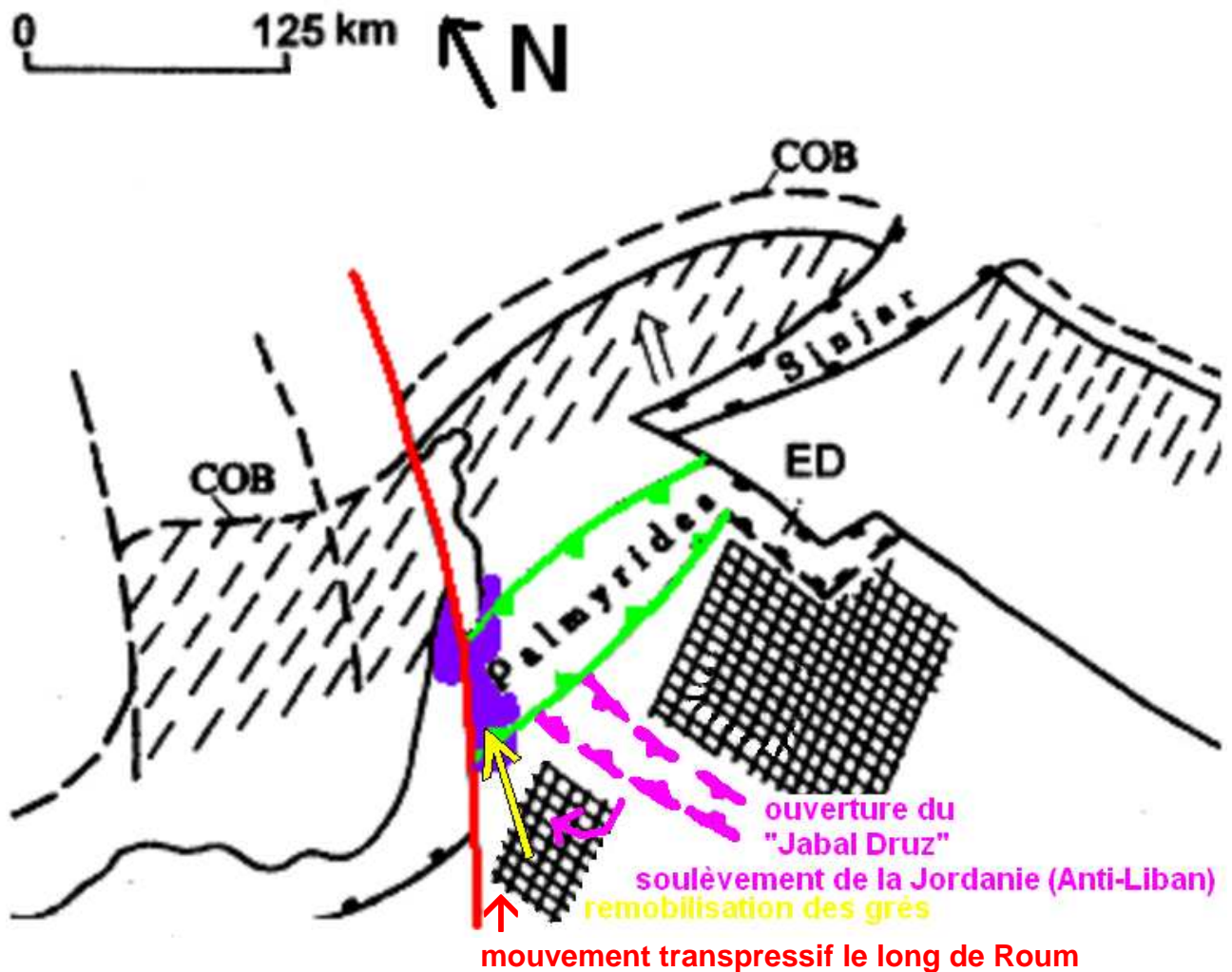


Figure 217. Essai d'interprétation des mouvements tectoniques ayant touché le Liban au début du Crétacé (modifié d'après Kazim, légende voir figure 216).

Les mouvements compressifs qui suivront s'appuieront dans un premier temps sur le système T.A.L – Roum qui, servant de support latéral, compensera la compression de la dépression des Palmyrides (fig. 216 D & E).

Ainsi, à l'Est de cet accident crustal coulissant la région Sud-Ouest du Liban et Israël seront épargnés. Lorsque au Miocène les contraintes compressives ne pourront plus être supportées par le simple jeu coulissant du système T.A.L.-Roum, le Nord-Ouest de la « plaque Arabe » se verra découpé en éventail dont le cœur (coude transpressif) sera cette région qu'est le centre du Liban. Il s'ensuivra la mise en place vers l'Est d'une nouvelle faille majeur : Yamouneh, supportant les remontées successives, par le biais d'anciens autres accidents crustaux (Serrahaya-Rachaya) de l'écaillage Ouest du bloc Arabe et notamment des compartiments Sud qui constituent à présent l'Anti-Liban (fig. 216 F & G).

Conclusions

Les résultats des travaux de terrains que nous avons menés ont permis d'attester de l'hétérogénéité de la géologie du territoire libanais.

Ils soulignent tout d'abord, les différences historiques entre le Mont Liban et l'Anti-Liban, trop longtemps considérés comme deux massifs jumeaux parallèles à histoire géologique quasi identique et, confirment les données de tectonique. De plus, nos travaux démontrent l'impact de la structuration crustale fini paléozoïque et probablement précambrienne, sur l'histoire mésozoïque du Liban. Par ailleurs, la prise en compte de l'hétérogénéité sédimentaire, des variations latérales de faciès, de l'irrégularité des phases de dépôts, synchronisable avec d'intenses phases d'activité magmatique et tectonique, nous a permis de faire partiellement abstraction de l'image d'une sédimentation de plate-forme trop souvent utilisée pour définir l'histoire géologique de la période que nous proposons. Notons qu'il est probable que ce schéma de sédimentation de plate-forme carbonatée bien décrite en Israël soit applicable à la portion Sud-Ouest du Liban limitée au Nord par l'accident crustal de Roum. Cependant, nous avons montré dans ce travail quelle ne pouvait pas s'appliquer au reste du territoire libanais et que les variations eustatiques n'étaient pas les seules causes des variations sédimentaires enregistrées.

Le Mont Liban doit donc être interprété comme le prolongement Sud-Ouest des Palmyrides dont l'extrémité occidentale est actuellement effondrée dans la marge passive du « bassin Levantin ». Il correspondait donc, à l'époque, aux bordures non stabilisées d'un bassin losangique dont les blocs basculés ont recueillis une sédimentation carbonatée marine puis détritico-continentale (fig. 218).

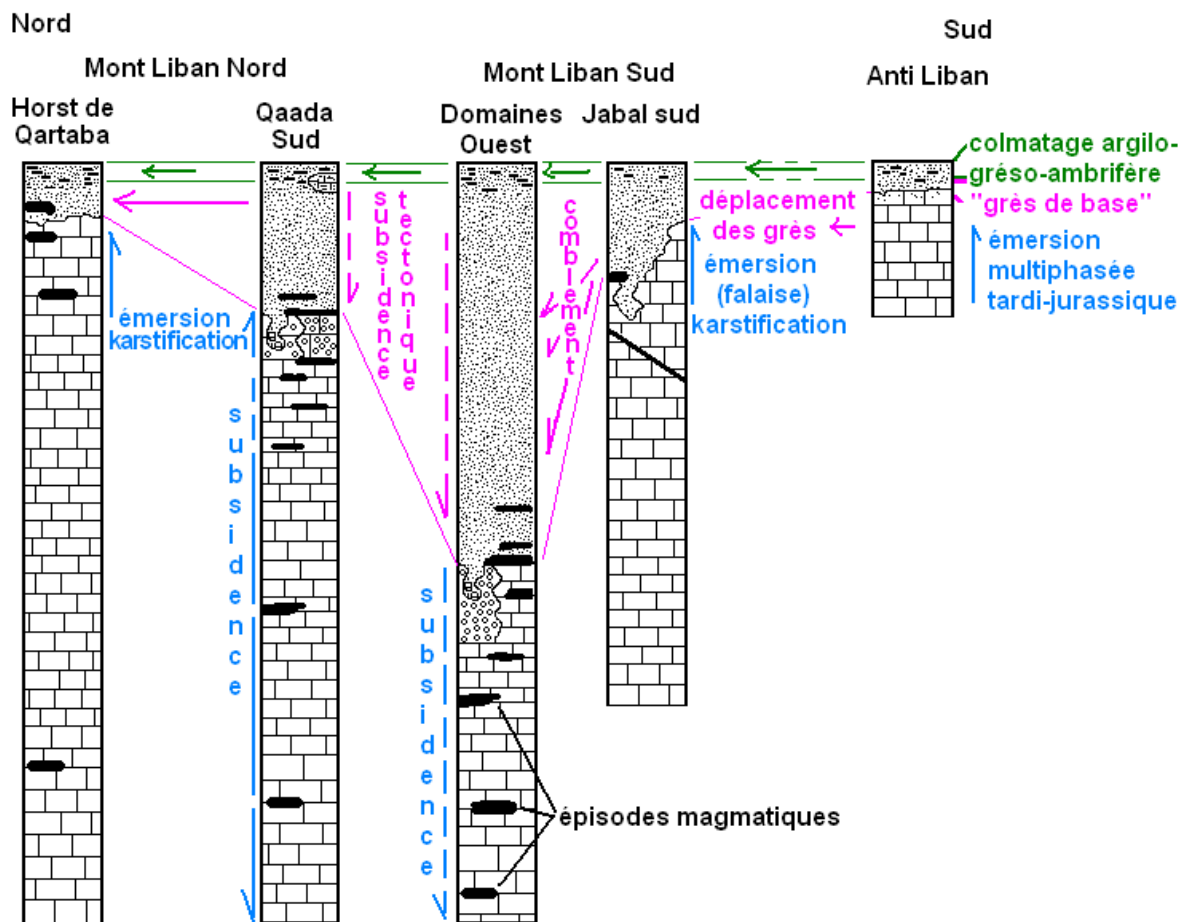


Figure 218. Tentative de reconstitution de l'histoire géologique des grands domaines libanais.

(variations de l'espace d'accommodation ayant conduit au dépôt ou à l'érosion des formations carbonatés : bleu, conditions de mise en place des grès : rose, conditions de mise en place des grès argilo-ambrifères : vert)

Les failles limitant ces blocs ont joué tantôt de manière normale tantôt de manière inverse, conduisant à des variations bathymétriques relativement modestes des compartiments du substratum. Sur ces derniers, le renouvellement faunistique progressif du passage entre le Jurassique et le Crétacé a été enregistré dans les sédiments.

Il est donc nécessaire de reconsidérer les anciennes dénominations géologiques qui prévalent actuellement au Liban et qui n'ont plus de valeur stratigraphique. Ainsi, les termes de formations de Bahannes, de Bikfaya, de Salima et le Grès de Base sont des entités diachrones à l'échelle du Liban et ne peuvent conserver tout au plus qu'un intérêt faciologique.

En effet, la formation de Bahannes décrite comme des remontées volcaniques subaquatiques et les modifications environnementales associées, correspond à des laves qui s'épanchent dans les faciès carbonatogènes au gré de réactivations tectoniques des secteurs fracturés. Elle ne peut en aucun cas être considérée comme un « étage » géologique puisqu'elle est extrêmement diachrone dans le Mont Liban.

La formation de Bikfaya est caractérisée par l'abondance dans ses carbonates en stromatoporiés et en accidents siliceux. Celle de Salima est décrite comme un faciès oolithique de carbonates jaunâtres. Mais l'une et l'autre montrent des conditions de dépôts extrêmement variables latéralement et verticalement, et aucune ne signent le retour à des conditions de plate-forme carbonatée stable à tendance émergée.

Ces trois entités, Bahannes-Bikfaya-Salima, mettent en évidence une instabilité tectonique du substratum. Ainsi, autant il était possible de concevoir une sédimentation relativement continue d'une marge à subsidence progressive pendant la longue période de mise en place des calcaires du Kesrouane (notons cependant que les nombreuses passées magmatiques interstratifiées soulignent un calme relatif); autant il est évident que la sédimentation tardive jurassique enregistre les transformations des contraintes tectoniques qui se déroulent sur le pourtour de ce bassin losangique.

Le rehaussement des blocs et l'émergence du horst de Qartaba et du Jabal Sud ne peuvent se concevoir que dans un contexte tectonique devenu convectif. Le maintien de la dépression Jezzine-Jisr El Qâdi-Qadaas Sud, souligne la situation critique de cette zone coincée entre les accidents crustaux majeurs des systèmes de Roum et de Jhar. Cette zone sensible qui recueillera majoritairement les produits de lessivage des régions Sud en surrection constituera par la suite le point d'inflexion de l'accident de la Mer Morte.

Enfin, en ce qui concerne les Grès de Base, ils ne sont pas, en tout les cas sur toute leur épaisseur, la fossilisation d'un gigantesque dépôt fluviatile en tresse sur les berges duquel une abondante flore ambrifère et son cortège faunistique se développent. Il faut selon nous considérer ce dépôt comme le résultat d'une sédimentation continentale en climat altérant et sur un substratum particulièrement instable associé à un fort magmatisme conduisant à la mise en place de petites rétentions d'eau temporaires au sein desquelles des biocénoses se renouvellent au gré des assèchements temporaires, des intoxications d'origine magmatique ou des blooms microbiens. Les dépôts gréseux se déroulent de manière brutale et en peu de temps. Ce n'est que vers le sommet des dépôts de grès que le mode de dépôt peut être assimilé à celui d'un système fluviatile. Les passées marines qui s'inter stratifient dans le sommet des grès de base indiquent que ce système est proche du littoral. Mais, l'absence de trace de vie végétale in situ (pas de racine ou de tronc en place, pas de grésification) au sein de ces formations nous conduit à envisager que les organismes dont on retrouve les traces dans les niveaux argilo-lignito-ambrifères sont allochtones. Nous considérons

cependant que ces niveaux argilo-grès-à-abrifères sont globalement synchrones puisqu'ils contiennent les mêmes marqueurs (même faune et flore) et que la fragilité du matériel ne permet pas d'envisager des remobilisations multiples comme c'est le cas des quartz qui les entourent.

Ainsi, nous proposons que la stratigraphie type du Liban soit modifiée pour cette période, de telle manière que le hiatus sédimentaire séparant les calcaires jurassiques et les grès crétacés soit aboli, la sédimentation carbonatée se poursuivant pendant le Néocomien et les premiers grès se sédimentant dans les carbonates. De plus la durée de dépôt des grès est à réduire fortement.

Un gigantesque travail reste à faire sur cette base que nous avons élaborée dans ce travail afin de préciser l'histoire du Crétacé inférieur dans les zones où la sédimentation s'est déroulée en continue.

Bibliographie

- Abeb-Abdulkader, M., 1980. Depositional environment of the Kurnub (Hathira) Sandstones in Jordan and the Levant. *Internat. Geol. Congress*, Abstract **26** (2), 417.
- Abdel Aal, A. and El Barkooky, A., 2001. Tectonic evolution of the eastern Mediterranean basin and its significance for the hydrocarbon prospectivity of the Nile delta deepwater area. *GeoArabia*, **6** (3), 363-371.
- Abdel-Kireem, M.R., Schrank, E., Samir, A.M. and Ibrahim, I.A., 1996. Cretaceous palaeoecology, paleogeography and palaeoclimatology of the northern western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, **22** (1), 96-112.
- Abdel-Rahman, A.-F. M. and Nader, F.H., 2002. Characterization of the Lebanese Jurassic-Cretaceous carbonates stratigraphic sequence : a geochemical approach. *Geological Journal*, **37**, 69-91.
- Akhmanov, G.G., Ivanov, M.K., Woodside, J.M., Cita, M.B. and Kenyon, N.H., 2000. Evolution of sedimentation patterns on north African margins: an update from studies of recent mud volcanic deposits. *CIESM workshop*. **13**, 77-80.
- Al Abdalla, A., Barrier, E., Matar, A., Khatib, M. and Muller, C., 2007. Tectonic evolution of the Arabian platform in Syria .In : Henry, B., Homberg, C., Mroueh, M., Handon, W. and Higazi, F. (eds.) *International symposium on Middle East Basin evolution abstract*. Univ P-M Curie, Paris, *MEBE*, **38**, 69pp.
- Al-Husseini, M.I., 2000. Origin of the Arabian plate structures : Amman collision and Najd Rift. *GeoArabia*, **5** (4), 527-542.
- Al-Maleh, K., Delaune, M., Mouty, M. and Parrot, J.-F., 1992. Relations du front de la nappe ophiolitique du nord-ouest syrien avec son substratum de part et d'autre de la faille du levant / Baër-Bassit, Kurd Dagh. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **314** (sII), 1195-1202.
- Al-Maleh, K. and M., Mouty, 1994. Lithostratigraphy of Senonian phosphorite deposits in the Palmyridean region and their general sedimentological and paleogeographic framework. *Proc. 29th Int'l. Geol. Congr. Part C*, 225-232.
- Al-Saad, D., Sawaf, T., Gebran, A., Barazangi, M., Best, J.A. and Chaimov, T.,A., 1992. Crustal Structure of Central Syria : The Intracontinental Palmyride Mountain Belt. *Tectophysics*, **207**, 345-358.
- Al-Saad, H., 2008. Stratigraphic distribution of Middle Jurassic foraminifera in the Middle East. *Revue de Paléobiologie, Genève*, **27** (1), 1-13.
- Al-Thour, K.A., 2000. Diagenesis of the middle-upper Jurassic carbonate platform (Amran group), Yemen. *Middle East Models of Jurassic / Cretaceous Carbonate Systems*, Society for Sedimentary Geology special publication, **69**, 155-171.
- Ali-Jawad, A. and Aziz, Z., 1983. Deltaic facies and sedimentary models of lower Cretaceous Sandstone, Baghdad area, Iraq. *Geol. Congress, Resumes* **27** (2), 7.
- Amireh, B.S., 1991. Mineral composition of the Cambrian-Cretaceous Nubian series of Jordan: provenance, tectonic setting and climatological implications. *Sedimentary Geology*. **71**, 99-119.

Amireh, B.S., 1994. Heavy and clay minerals as tools in solving stratigraphic problems :A case study from Disi Sandstone (early Ordovician) and the Kurnub Sandstone (early Cretaceous) of Jordan. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh. H.*, **4**, 205-222.

Amireh, B.S., 1997. Sedimentology and palaeogeography of the regressiv-transgressiv Kurnub Group (early Cretaceous) of Jordan. *Sedimentary Geology*, **112**, 69-88.

Amireh, B.S., 2000. The early Cretaceous Kurnub group of Jordan : subdivision, characterization and depositional environment development. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1**, 29-57.

Amireh, B.S., and Abed A.M., 1999. Depositional environments of the Kurnub group (early Cretaceous) in northern Jordan. *Journal of African Earth Sciences*, **29** (3), 449-468.

Ameen, M.S., 1992. Effect of Basement Tectonics on Hydrocarbon Generation, Migration, and Accumulation in Northern Iraq. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **16**, 356-370.

Anderson, K.B. and Crelling, J.C., 1994. Amber, Resinites and Fossil Resins. *ACS Symposium Series* **617**, 287pp.

Anisyutkin, L.N. and Gorochoy, A.V. 2008. A new genus and species of the cockroach family Blattulidae from Lebanese amber (Dictyoptera, Blattina). *Paleontological Journal*, **42** (1): 43-46.

Arad A. And Kafri, U., 1980. Hydrogeological Inter-Relationship between the Judea Group and the Nubian Sandstone Aquifers in Sinai and the Negev. *Israel Journal of Earth-Sciences*, **29**, 67-72.

Arnaud-Vanneau, A. and Darsac. C., 1984. Caractères et évolution des peuplements de foraminifères benthiques dans les principaux biotopes de plate forme carbonates du crétacé inférieur des alpes du nord (France). *Geobios Mémoire spécial*, **8**, 9-23.

Arslan, S. , Géze, R. and Abdul-Nour, Hani, 1995. Les fossiles du Liban – guide pratique. ISBN 2-920021-54-0, 86pp.

Arnold, E.N., Azar, D., Ineich, I. and Nel, A., 2002. The oldest reptile in amber: a 120 million year old lizard from Lebanon. *Journal of Zoology, London*, **258**, 7-10

Anisyutin, L. and Gorochoy, A.V., 2008. *Paleontological Journal*. 42 (1), 43-46.

Atlas Geologique Cornell. Syria Projet, 2001. <http://atlas.geo.cornell.edu/Syria.html>

Audibert, M., 1991. Déformation discontinue et rotation de blocs, méthodes numériques de restauration, application à la Galilée. *Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'étude Structurale des Socles*, **40**, 245 pp.

Avigad, D., Kolodner, K., Mc Williams, M., Persing, H & Weissbrod, T., 2003. Origine of Northern Gondwana Cambrian Sandstones revealed by detrital zircon SHRIMP dating. *Geological Society of America*, **31** (3), 227-230.

Azar, D., 1997. A new method for extracting plant and insect fossils from Lebanese amber. *Palaeontology*, **40** (4), 1027-1029.

Azar, D., 2000a. Les ambres mésozoïques du Liban. Thèse de l'Université de Paris-11. 164pp + 148 p. annexes.

- Azar, D., 2000b. Contribution à l'étude de la source karstique d' Afka 5liban). Mém DEA Sciences de l'Eau, ESIB, Beyrouth, 101 p.
- Azar, D., 2007. General Palaeontology (Taphonomy and Fossilisation) Preservation and accumulation of biological inclusions in Lebanese amber and their significance. *Comptes Rendus Palevol.* **6**, 151–156.
- Azar, D., Fleck, G., Nel, A. and Solinace, M., 1999a. A new Enicocephalid bug, *Enicocephalinus acragrimaldii* gen. Nov. From the lower cretaceous amber of Lebanon. (Insecta, Heteroptera, Enicocephalidae). *Est. Mus. Cienc. Nat. De Alava*, **14** (2), 217-230.
- Azar, D., Nel, A., Solinace, M., Paicheler, J.C. and Bouchet, F., 1999b. New genera and species of psychodid flies from lower Cretaceous amber of Lebanon. *Paleontology*, **42**, 1101-1136.
- Azar, D., Nel, A. and Solignac, M. , 2000. A new Coniopterygidae from Lebanese amber. *Acta Geologica Hispanica*, **35** (1-2), 33-36.
- Azar, D. and Nel, A. , 2001. New Cretaceous psychodid flies from Lebanese amber an Chapada do Arraripe, Santana formation (Brazil) (Insecta, Diptera, Psychosidae). *Annale de la Société Entomologie de France*, **38** (3), 253-262.
- Azar, D. and Nel, A. , 2003a. Fossil Psychodid Flies and Their Relation to Parasitic Diseases. *Mem. Inst. Oswaldo Cruz, Rio de Janeiro*, **98** (supl. 1), 35-37.
- Azar, D., Perrichot, V., Néraudeau, D. and Nel, A. , 2003b. New psychodids from the Cretaceous amber of Lebanon and France, with discussion of *Eophlebotomus connectens* Cockerell, 1920 (Diptera, Psychodidae). *Annals of the Entomological Society of America*, **96** (2), 117-126.
- Azar, D., Nel, A. and Géze, R., 2003c. Use of Lebanese amber inclusions in paleoenvironmental reconstruction, dating and paleobiogeography. *Acta zoologica cracoviensia*, **46** (suppl. –Fossil Insects) 393-398.
- Azar, D. and Nel, A. , 2004. Four new Psocoptera from Lebanese amber (Insecta: Psocomorpha: Trogiomorpha) *Annales de la Société entomologique de France* (n.s.), **40** (2) 185-192.
- Azar, D. and Ziadé, K. 2005. *Xenopsychoda harbi*, a new psychodoid fly from the lower Cretaceous amber of Lebanon (Diptera : Psychodoidea). *Comptes- Rendus Palevol*, **4**, 25-30.
- Azard, D., Veltz, I. and Nel, A., 2008. Mandibulate chironomids : primitive or derived ? (Diptera : Chironomidae). *Systématique Entomology*, **33** (4), 688-699.
- Bachmann, M and Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of eastern Levant (Galilee and Golan heights) : stratigraphy and second order sea level change. *Cretaceous Reserch*, **27**, 487-512.
- Bachmann, M. and Kuss, J.. Subproject of the DFG – Project Ku 642/13 BUGS research projects. <http://www.palmod.uni-bremen.de/FB5/geochron/Martina.html>.
- Bachmann, M. and Kuss, J., 2007. Upper Barremian-Albian levant platform in Northern Sinai and Northern Israel – Development of the depositional environnement .In : Henry, B., Homberg, C., Mroueh, M., Handon, W. and Higazi, F. (eds.) *International symposium on Middle East Bassin evolution abstract. Univ P-M Curie, Paris, MEBE*, **37**, 69pp.

- Bandel, K., Shinaq, R. and Weitschat, W., 1997. First insect inclusions from the amber of Jordan (Mid Cretaceous). *Mitt. Aus dem Geol. Paläont Inst. Univ. Hamburg*, **80**, 213-223.
- Bandel, K., 1981. New stratigraphical and structural evidence for lateral dislocation in Jordan Rift Valley connected with a description of the Jurassic rock column in Jordan. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **161** (3), 271-308.
- Bandel, K. and Haddadin, A.A., 1979. The depositional environment of amber-bearing rocks in Jordan. *DIRASAT*, **4**, 39-62.
- Banner, F.T., Whittaker, J. E., Boudagher-Fadel, M. K. and Samuel, A., 1997. Socotrains a new hauraniid genus from Upper Lias of Middle East. *Revue de Micropaléontologie*, **40** (2), 115-124.
- Barale, G. and Ouaja, M., 2001. Découvertes de nouvelles flores avec des restes à affinités angiospermiennes dans le Crétacé inférieur du sud Tunisien. *Cretaceous Research*, **22**, 131-143.
- Barale, G., Philippe, M., Géze, R. and Saad, D., 2003. Nouvelles flores crétacées au Liban. *N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh.*, **7**, 400-414.
- Barazangi, M., Seber, D., Al-Saad, D., and Sawaf, T., 1992. Structure of the intracontinental Palmyride mountain belt in Syria and its relationship to nearby Arabian plate boundaries. Proc. 1st Int. Symp. Eastern Mediterranean Geology, *Bull. Earth Sci.*, **20**, 111-118,
- Barazangi, M., Seber, D., Chaimov, T., Best, J., Litak, R., Al-Saad, D., and Sawaf, T., 1993. Tectonic evolution of the northern Arabian plate in western Syria. In Boschi, E. Mantovani, E. and Morelli, A. eds., *Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region*, Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, The Netherlands, 117-140.
- Barale, G. and Azar, D., 2004. Cuticules végétales dans le Crétacé inférieur du sud du Liban. *C.R. Paleoevol*, **3**, 119-124.
- Basibuyuk, H.H., Rasnitsyn, A.P., Fitton, M.G. and Quicke, D.L.J. 2002. The limits of the family Evaniidae (Insecta: Hymenoptera) and a new genus from Lebanese amber. *Insect Systematics and Evolution*, **33** (1): 23-34.
- Basson, U., Ben-Avraham, Z., Garfunkel, Z. and Lyakhovskiy, V., 2002. Development of recent faulting in the southern Dead Sea Rift according to GPR imaging. *European Geophysical Society*. **2**, 1623.
- Basson, P.W. and Edgell, H.S., 1971. Calcareous algae from the Jurassic and Cretaceous of Lebanon. *Micropaleontology*, **17** (4), 411-433.
- Bassoulet, J.-P., Bernier, P., Deloffre, R., Genot, P., Jaffrezo, M., Poignant, A.,F. and Segonzac, G., 1975. Réflexion sur la systématique des Dasycladales fossiles. Etude critique de la terminologie et importance relative des critères de classification. *Geobios, Lyon*, **8** (4), 259-290.
- Bassoulet, J.-P., Bernier P., Conrad, M.A. Deloffre, R. and Jaffrezo, M., 1978. Les algues du Jurassique et du Crétacé. *Geobios, Mémoire spécial*, **2**. 330 pp.
- Bassoulet, J.-P. and Fourcade, E., 1979. Essai de synthèse de repartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonate mésogéen. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **2**, 69-71.

- Bassoulet, J.-P. and Lorentz, J., 1995. Découverte d'une association à *Taxella occitania* (Peybène), grand foraminifère du Jurassique moyen dans le sud du Bassin Parisien. *Revue de Micropaléontologie*, **38** (1), 15-25.
- Bassoulet, J.-P., Boutakiout, M. and Echarfaoui, H., 1999. Deux nouveaux genres Palaeocyclammina et Ijdranella, foraminifères (Textulariina) d'un niveau liasique à *Orbitopsella precursor* (Gümbel) du moyen atlas (Maroc). *Revue de Micropaléontologie*, **42** (3), 213-230.
- Bayer, H.-J., El-Isa, Z., Hotzl, H., Meche, J., Prodehl, C. and Saffarini, G., 1989. Large tectonic and lithospheric structures of Red Sea region. *Journal of African Earth Sciences*, **8** (2/3/4), 565-587.
- Beauchamp, J., Omer, M.K. and Perrieux, J., 1990. Provenance and dispersal of Cretaceous clastics in northeastern Africa : climatic and structural setting. *Journal of African Earth Sciences*, **10** (1/2), 243-251.
- Ben-Avraham, Z., 2000. Tectonic setting of the Levant margin. In *African Continental Margins of the Mediterranean Sea- Djerba, 22-25 november 2000, CIESM Workshop Series n°13*, 81-83.
- Benest, M.C., Coiffart, P., Fourcade, E. and Jaffrezo, M., 1975. Essai de détermination de la limite Jurassique Crétacé par l'étude des microfacies dans les séries de plate forme du domaine méditerranéen occidental. *Mémoires du BRGM - Colloque limite Jurassique Crétacé* (Lyon Neufchatel, 1973), **86**, 169-181.
- Bernier, P., 1984. Les formations carbonates du Kimmeridgien et du portlandien dans le Jura méridional, Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, **92** (2) p445-803.
- Bertotti, G., Immenhauser, A. and Taal-van Koppen, J.K.J., 2005. Stratigraphic and regional distribution of fractures in Barremian-Aptian carbonates rock of Eastern Oman : outcrop data and their extrapolation to the interior Oman hydrocarbon reservoir. *International Journal of Earth Science*. **94**, 447-461.
- Best, J. A., Barazangi, M., Al-Saad, D., Sawaf, T. and Gebran, A. , 1993. Continental margin evolution of the northern Arabian platform in Syria. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, **77**, 173-193.
- Beydoun, Z.R., 1988. The Middle east regional geology and petroleum resources. Sciences press, LTD, London UK. 292pp.
- Blagoderov, V.A. and Grimaldi, D. 2004. Fossil Sciaroidea (Diptera) in Cretaceous ambers, exclusive of Cecidomyiidae, Sciaridae, and Keroplatidae. *American Museum Novitates*, **3433**: 76 pp.
- Bonnefous, J., 1972. Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du jurassique de Tunisie. (Tunisie septentrionale et centrale, sahel, zone des chotts). Thèse de Doctorat d'Etat, Paris 6. Texte : 397 pp, Album photo : 110pp, Planches graphiques et cartes.
- Bosellini, A., Russo, A. and Schroeder, R., 1999. Stratigraphic evidence for an Early Aptian sea-level fluctuation: the graua Limestone of south-eastern Ethiopia. *Cretaceous Research*, **20**, 783-791.
- Boutakiout, M., 1990. Les foraminifères du Jurassique des rides sud rifains et des régions voisines (Maroc), *Documents des laboratoires géologiques de Lyon*. **112**, 247pp.

- Brew, G. E., Litak, R. K., Seber, D., Barazangi, M., Sawaf, T., and Al-Imam, A. , 1997. Basement depth and sedimentary velocity structure in the northern Arabian platform, Eastern Syria. *Geophysical Journal International*, **128**, 617-631.
- Brew, G. E., Litak, R.K., Seber, D., Barazangi, M., Sawaf, T., and Zaza, T., 1997. Summary of the geological evolution of Syria through geophysical interpretation: Implications for hydrocarbon exploration. *The Leading Edge*, **16**, 1473-1482.
- Brew, G., Litak, R. Barazangi, M., and Sawaf, T., 1999. Tectonic evolution of northeast Syria : implication and hydrocarbon prospects. *GeoArabia*, **4** (3), 289-318.
- Brew, G., Barazangi, M., Sawaf, T. and Al-Maleh, K. , 2000. Tectonic Map and Geologic Evolution of Syria: The Role of GIS. *The Leading Edge*, **19**, 176-182
- Brew, G., Barazangi, M., Al-Maleh, A.K. and Sawaf, T., 2001. Tectonic and geologic evolution of Syria. *GeoArabia*, **6** (4), 573-615
- Brew, G. E., Best, J., Barazangi, M., and Sawaf, T., 2003. Tectonic evolution of the northeast Palmyride mountain belt, Syria: the Bishri crustal block. *Journal of the Geological Society*, London **160**, 677-685.
- Broin (de-) F., Barta-Calmus, S., Beauvais, L., Camoin, G., Dejoux, J., Gayet, M., Michard, J.-G., Oliveaux, T., Roman, J., Sigogneau-Russell, D., Taquet, P. and Wenz, S., 1991. Paléobiogéographie de la Téthys : apports de la paléontologie à la localisation des rivages, des aires émergées et des plates-formes au Jurassique et au Crétacé. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **162** (1), 13-26.
- Brokent, A., 2001. Leptoconops (Diptera, Ceratopogonidae), the earliest extant lineage of biting midge, discovered in 120-122 million-year-old Lebanese amber. *American Museum Novitates*, **3328**, 1-11.
- Brundin, L., 1976. A Neocomian Chironomid and Podonominae-Aphroteniinae (Diptera) in the light of phylogenetics and biogeography. *Zoologica Scripta*, **5**, 139-160.
- Bucur, I.I., 1988. *Macroporella lazuriensis* n.sp. algue calcaire (Dasycladales) du Jurassique supérieur des Monts Padurea Craiului (Mont Apuseni, Roumanie). *Revue de Micropaléontologie*, **31**, 3, 141-146.
- Buffetaut, E., Azar, D., Nel, A., Ziadé, K., Acra, A., 2006. First nonavian dinosaur from Lebanon : a brachiosaurid sauropod from the Lower Cretaceous of the Jezzine District. *Naturwissenschaften*, **93**, 440-443.
- Bulot, L.G., 2000. Early Hauterivian (123-121). In : Dercourt, J. Gaetani, M. , Vrielynck, B., Barrien, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cader, J.P., Crasquin, S. and Sandulescu, M. (eds), Atlas Peri-Tethys , palaeogeographical maps, explanatory notes. Paris.111-118
- Butler, R.W.H., Spencer, S. and Griffiths, H.M., 1997. Transcurrent fault activity on Dead Sea Transform in Lebanon and its implications for plate tectonics and seismic hazard. *Journal of the Geological Society, London* **154**(5), 757-760.
- Canapla, J., Combaz, A., Hossin, A. and Manderschied, G. 1953. Carte géologique de Tyr-Nabatiyé et Naqoura-Bennt Jbail (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.

- Caron, C., Jamal, M., Zeinab, H. and Cerda, F., 2000. Basin development and tectonic history of the Euphrates graben (Eastern Syria) : a stratigraphic and seismic approach. In : Crasquin-Soleau, S. and Barrier, E. (des), *Peri-Tethys Memoir, 5, new data on Peri-Tethyan sedimentary bassins*, *Mem. Mus. natn. Hist. nat.*, **182**, 169-202.
- Cecca, F., Azema, J., Fourcade, E. Baudin, F., Guiraud, R., Ricou, L.-E. and De Wever, P., 1993. Early Kimmeridgian, In : Dercourt, J., Ricou, L.E., and Vrielynck, B. (eds), *Atlas Tethys, palaeoenvironmental maps, explanatory notes*. Gauthier Villars Paris. 97-111.
- Cecca, F. Martin Garin, B., Marchand, D., Lathuilière, B. and Bartolini, A., 2005. Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the oxfordian (Late Jurassic). *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, **222**, (I-II), 10-32.
- Chatta, S., 1980. Jurassique supérieur du nord de l'Anti-Liban (Syrie), stratigraphie et sédimentologie. *Thèse de 3ème cycle, Paris 6*. 93pp.
- Chaimov, T.A., Barazangi, M., 1990. Crustal Shortening in the Palmyride Fold Belt, Syria, and implications for Movement along the Dead Sea Fault System. *Tectonics*, **9**, 1369-1386.
- Chaimov, T.A., Barazangi, M., Al-Saad, D., Sawaf, T. and Gebran, A., 1992. Mesozoic and cenozoic deformation inferred from seismic stratigraphy in the southwestern intracontinental Palmyride fold-thrust belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 704-715.
- Chaimov, T. A., Barazangi, M., Al-Saad, D., Sawaf, T., and Khaddour, M., 1993. Seismic fabric and 3-D upper crustal structure of the southwestern intracontinental Palmyride fold belt, Syria. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, **77**, 2032-2047.
- Christian, L., 1997. Cretaceous subsurface geology of the Middle East region. *GeoArabia*, **2 (3)**, 239-267.
- Cohen, Z., Kaptan, V. and Flexer, A., 1990. The tectonic mosaic of the southern levant : Implications for hydrocarbon prospects. *Journal of petroleum geology*, **13 (4)**, 437-462.
- Colin, J.-P., Andreu, B., Dejax, J. and Gèze, R., 2005. On the origine of the genus *Microceratina* Swanson, 1980 (Ostracoda, Eucytherurinae) and its Tethyan presence since the Upper Jurassic. *Revue de Micropaléontologie*, **48 (I)**, 15-24.
- Colin, J.-P., Dejax, J. and Gèze, R., 2008. Ostracodes of the Bhaness Formation, Kimmeridgian (Upper Jurassic) of Central Lebanon : Taxonomy palaeology and palaeobiogeography. *Annales de Paléontologie*, **94**, 13-27.
- Colin, P.-Y., Mancinelli, A., Chiocchini, M., Mroueh, M., Hamdam; W. and Higazi, F., 2007. Stratigraphy and sedimentary evolution of the levantine region during the Jurassique (Lebanon). Palaeoenvironmental and geodynamical implication. In : Henry, B., Homberg, C., Mroueh, M., Handon, W. and Higazi, F. (eds.) *International symposium on Middle East Basin evolution abstract. Univ P-M Curie, Paris, MEBE*, **46**, 69pp.
- Conway, B. H., 1996. A palynological investigation across Jurassic-Cretaceous boundary on the south-east flanks of Mount Hermon, Israel. *Cretaceous Research*, **17 (2)**, 197-214.
- Daëron, M., 2005. Rôle cinématique et comportement sismique à long terme de la faille de la faille de Yammoüneh. Thèse de l'Institut de Physique du Globe, Paris. 178 p.

- Daëron, M., Benedetti, L., Tapponnier, P., Sursock., A. and Finkel, R.C., 2004. Constraint on the post ~25-ka slip rate of the Yammouneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic ³⁶Cl dating of offset limestone-clast fans. *Earth and Planetary Science Letters*, **227**, 105-119.
- Deans, A.R., Hasan H. Basibuyuk, H.H., Azar, D. and Nel, A., 2004. Descriptions of two new Early Cretaceous (Hauterivian) ensign wasp genera (Hymenoptera: Evaniidae) from Lebanese amber. *Cretaceous Research*, **25**, 509-516
- De Cizancourts, H., 1950. La tectonique profonde de la Syrie et du Liban, essai d'interprétation géologique des mesures gravimétriques. Etude géologique et géographique. In : *Notes et Mémoires du Moyen Orient*, **TIV**. 157-190.
- De Franceschi, D., Dejax, J. and De Ploëg, G., 2000. Extraction du pollen inclus dans l'ambre [Sparnacien du Quesnoy (Oise), bassin de Paris] : vers une nouvelle spécialité de la paléopalynologie. *C.R. Acad. Sci. Paris. Sciences de la Terre et des Planètes*, **330**, 227-233.
- De Matos, J.E., 1994. Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy: the arab, Hith an Rayda formations in Abu Dhabi. In : Simmons M.D. eds, *Micropalaeontology and hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman & Hall, London, 81-111.
- Dejax, J., Masure, E. and Azar, O., 1996. Analyse palynologique d'un échantillon de sédiment du Crétacé inférieur du Liban. *Strata*, **8** (I), 66-67.
- Dejax, J., Masure, E. and Azar, O., 1997. Analyse palynologique de deux échantillons de sédiment du Crétacé inférieur du Liban. *XVème Symposium de L'Association des Palynologues de Langue Française. Lyon I -3 Septembre 1997*, 20-21.
- Delpey, G. 1940. Les gastéropodes mésozoïques de la région libanaise. In : *Etudes paléontologiques, Notes et Mémoires du Moyen Orient*, **T3**. 5-353.
- Dietrich, H.-G., 1976. Zur Entstehung und Erhaltung von Bernstein-Lagerstätten-2: Bernstein-Lagerstätten im Libanon. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **115** (2), 101-118.
- Direction des affaires géographiques, 1962 a. Carte topographique de Trablous (100.000^{ème}, feuille 1)
- Direction des affaires géographiques, 1962 b. Carte topographique de Hermel (100.000^{ème}, feuille 2)
- Direction des affaires géographiques, 1962 c. Carte topographique de Beyrouth (100.000^{ème}, feuille 3)
- Direction des affaires géographiques, 1962 d. Carte topographique de Baalbek (100.000^{ème}, feuille 4)
- Direction des affaires géographiques, 1962 e. Carte topographique de Saïda (100000^{ème}, feuille 5)
- Direction des affaires géographiques, 1962 f. Carte topographique de Rachaiya (100000^{ème}, feuille 6)
- Dubertret, L., 1937. Contribution à l'étude des sols. *Notes et Mémoires Syrie Liban*, **2**, 261p.
- Dubertret, L., 1940. Sur l'âge du volcanisme en Syrie et au Liban. *Compte Rendu de la Société Géologique de France*, **2**, 55-57.
- Dubertret, L. 1945a. Carte géologique de Beyrouth (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.

- Dubertret, L. 1945b. Carte géologique de Jbail (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. 1945c. Carte géologique de Rachaya Nord (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. 1945d. Carte géologique feuille de Zahlé (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. 1949a. Carte géologique de Saida (50.000^{ème}), avec notice explicative de 46 p., 12 fig., Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. 1949b. Carte géologique de Zebdani (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. 1949c. Notice explicative de la carte géologique de Zebdani (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 63 p., 10 fig..
- Dubertret, L. 1949d. Carte géologique de Rayak (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. 1949e. Notice explicative de la carte géologique de Saida. *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*, 46 p., 12 fig..
- Dubertret, L. 1949f. Carte géologique de Baalbak (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*.
- Dubertret, L. 1950a. Sur le Jurassique du Liban et de l'Anti-Liban. *Compte Rendu de la Société Géologique de France*. 7, 106-107.
- Dubertret, L. 1950b. Notice explicative de la carte géologique de Rayak (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 48 p., 12 fig..
- Dubertret, L. 1950c. Notice explicative de la carte géologique de Baalbek (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 52 p., 12 fig..
- Dubertret, L. 1950d. Notice explicative de la carte géologique de Djezzine (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 80 p., 12 fig..
- Dubertret, L. 1951a. Notice explicative de la carte géologique de Beyrouth (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 66 p., 12 fig..
- Dubertret, L. 1951b. Carte géologique de Sir Ed Danié (50.000^{ème}), Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. 1951c. Notice explicative de la carte géologique de Sir Ed Danié (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 51 p., 12 fig.
- Dubertret, L. 1951d. Carte géologique de Merdjayoun [Marjajoûn] (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. 1952. Notice explicative de la carte géologique de Merdjayoun [Marjajoûn] (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 64 p., 12 fig..

- Dubertret, L. 1953. Notice explicative de la carte géologique de Zahlé (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 64 p., 13 fig..
- Dubertret, L. 1954. Carte géologique de Beyrouth (200.000^{ème}) et notice explicative. *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 107p., 8 fig. 1 carte.
- Dubertret, L. 1955a. Carte géologique du Liban (200.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. 1955b. Notice explicative de la carte géologique du Liban (200.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 74 p., 30 fig..
- Dubertret, L. 1957. Carte géologique de L'Hermon (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. 1960a. Notice explicative de la carte géologique de Jbail (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 34 p., 4 fig..
- Dubertret, L. 1960b. Notice explicative de la carte géologique de Rachaya Nord (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 44 p.
- Dubertret, L. 1960c. Notice explicative de la carte géologique de L'Hermon (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 46p., 4 fig..
- Dubertret, L. 1961. Notice explicative de la carte géologique de Tyr-Nabatiyé et Naqoura-Bennt Jbail (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 36 p., 8 fig..
- Dubertret, L. 1963. Lexique de stratigraphie international vol III, Asie, Fascicule 10, Liban, Syrie, Jordanie. Congrès géologie international. Commission de stratigraphie. Centre national de recherche scientifique. Liban, Syrie / Chaîne des grands massifs côtier et confins à l'Est. 155 p.
- Dubertret, L., 1966. Liban, Syrie et bordure des pays voisins. Tableau stratigraphique avec la carte géologique au millionième. *Notes et Mémoires du Moyen Orient*, **8**, 251-358.
- Dubertret, L. 1975. Introduction à la carte géologique à 1/50.000 du Liban. *Notes et Mémoires du Moyen Orient*. 13. 345-403.
- Dubertret, L. and Hoybroek, F., 1945. Carte géologique de Djezzine (50.000^{ème}), Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. and Vautrin, H., 1937. Révision de la stratigraphie du Crétacé du Liban. *Notes et Mémoires Syrie Liban*, **2**, 43-85.
- Dubertret, L. and Wetzel, R., 1945. Carte géologique de Qartaba (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Dubertret, L. and Wetzel, R., 1951. Notice explicative de la carte géologique de Tripoli (50.000^{ème}). *Ministère des Travaux Publics, Beyrouth*. 62 p., 12 fig.
- Durand-Delga, M., Esteras, M., Gardin, S. and Paquet, H., 2005. le domaine Tariquide (arc de Gibraltar, Espagne et Maroc) succession et hiatus de la sédimentation du Jurassique supérieur au Paléocène. *Compte-rendus Géosciences*. **337** (9), 849-860.

- Edwards, W.N., 1929. Lower Cretaceous plants from Syria and Transjordan. *Ann. Mag. Nat. Hist. Lond.*, **10**, 394–405.
- El-Azabi, M.H. and El-Araby, A., 2005. Depositional faciès, environments and sequence stratigraphic interpretation of Middle Triassic-Lower Cretaceous (pre –Late Albian) succession in Arif El-Naga anticline, Northeast Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*. **41** (1-2), 119-143.
- Enay, R., 1980. Indices d'émersion et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur de France. Interprétation paléogéographique et conséquences paléobiogéographiques. *Bull. Soc. Géol. France. TXXII*, **4** (7), 581-590.
- Enay, R., Guiraud, R, Mangold, C., Ricou, L.-E., Thierry, J., Cariou, E., Bellion, Y. and Dercourt, J., 1993. Callovien (162-158). In : Dercourt, J., Ricou, L.E., and Vrielynck, B. (eds), Atlas Tethys, palaeoenvironmental maps, explanatory notes. Gauthier Villars Paris. 81-84.
- Fennah, RG. 1987. A new genus and species of Cixidae (Hemiptera, Fulgoroidea) from Lower Cretaceous amber. (*Mundopoides africanus*, n. gen., n. sp.). *Journal of Natural History*, **21** (5): 1237-1240.
- Ferry, S., Merran, Y., Grosheny, D. and Mroueh, M., 2007. The Cretaceous of Lebanon in the Middle East (levant) context . *Carnets de Géologie, Mémoire 2007/02*, 38-42 ; Abstract 08 (CG2007_MO2/08)
- Flexer, A. And Reyment, R. A., 1989. Note on Cretaceous Transgressive Peaks and their Relation to Geodynamic Events to the Arabo-Nubian and the Northern African Shields. *Journal of African Earth Sciences*, **8** (1), 65-73
- Freund, R. and Tarling, D.H., 1979. Preliminary Mesozoic Palaeomagnetic Results from Israel and Inferences for a Microplate Structure in the Lebanon. *Tectonophysics*, **60**, 189-205.
- Freund, R. , Goldberg, M., Weissbrod, T., Druckman, Y. and Derin, B., 1975. The triassic-jurassic structure of Israel and its relation to the origin of eastern Mediterranean. *Geological Survey of Israel Bulletin*, **65**, 1-26.
- Foucault, A. and Raoult, J.-F., 1988. Dictionnaire de géologie, Masson, 3^{ème} ed, 357 p.
- Fourcade, E., Azema, J. Cecca, F., Dercourt, J. Guiraud, R, Sandulescu, M., Ricou, L.-E., Vrielynck, B. Cottereau, N. and Petzold, M., 1993. Late Tithonian (113-135). In : Dercourt, J., Ricou, L.E., and Vrielynck, B. (eds), Atlas Tethys, palaeoenvironmental maps, explanatory notes. Gauthier Villars Paris.. 113-134.
- Fourcade, E. and Mouty, M., 1995. Découverte d'un nouveau grand foraminifère du Jurassique de la marge sud téthysienne: *Syriana Khouryi* n.gen. n. sp.. *Revue de Micropaléotologie*, **38** (3), 217-227.
- Fourcade, E., Arafa, A.A. and Sigal, J., 1984. Description d'une nouvelle espèce de foraminifère du Malm du Proche Orient : *Manghashtia egyptinensis* n. sp.. *Revue de Micropaléotologie*, **27** (1), 21-29.
- Furon, R., 1943. Formulaire technique du Géologue. In : Lechevalier, P. (eds) Aides techniques du naturaliste, IV, 213 pp.

- Gaudant, M., 1967. Contribution à l'étude de quelques Berycoidei Crétacés du Mont Liban, Thèse de 3ème cycle, Paris.
- Géze, B., 1951-1954. Observation sur les sols du Liban. In : *Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient*, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, Dubertret, L. (eds) ; *Mémoires sur la géologie du Liban, de la Syrie et de l'Arabie Méridionale*. 237-250
- Giannérini, G., Campredon, R., Féraud, G. and Abou Zakhem, B., 1988. Déformation intraplaques et volcanisme associé : Exemple de la bordure NW de la plaque Arabique au Cénozoïque. *Bull. Soc. Géol. France* (8) t IV, **6**, 937-947.
- Granier, B., 1989. Zergabriella, un nouveau genre d'algue Dasycladale du Portlandien Vallanginien. *Revue de Micropaléontologie*, **32** (2), 126-133.
- Grimaldi, D., 2000. Studies on fossils in Amber, with particular reference to the Cretaceous of New Jersey. Bachnyus Publishers Leiden. 654pp.
- Grimaldi, D.A. 2003. A revision of Cretaceous mantises and their relationships, including new taxa (Insecta, Dictyoptera, Mantodea). *American Museum Novitates*, **3412**: 47 pp.
- Grimaldi, D. A. and Cumming, J., 1999. Brachiceran Diptera in Cretaceous ambers and Mesozoic diversification of the Eremoneura. *Bulletin of American Museum of Natural History*, **239**, 1-124.
- Grimaldi, D.A., De Souza Amorim, D. and Blagoderov, V.A. 2003. The Mesozoic family Archizelmiridae (Diptera: Insecta). *Journal of Paleontology*, **77** (2): 368-381.
- Grimaldi, D. and Engel, M.S. 2006. Extralimital fossils of the "Gondwanan" family Sphaeropsocidae (Insecta: Psocodea). *American Museum Novitates*, **3523**: 1-18.
- Guerre, A., 1968. Carte géologique de Tell Kalakh (50.000^{ème}), Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Guerre, A., 1975. Carte géologique de Hamidiyé-Halba (50.000^{ème}), Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Haq, B. U. and Al-Qahtani, A.M., 2005, Jurassic-Neogen Arabian platform Cycle Chart. Phanerozoic cycle of sea-level change on Arabian platform. *GeoArabia*, **10** (2), enclosure 1 of 2.
- Hallam, A., 1984. Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeography*, **47**, 195-223.
- Hardy, C., Homberg, C., Eyal, Y., Barriere, E., and Muller, C., 2007. Meso-cenozoic geodynamic evolution of southeastern levant. In : Henry, B., Homberg, C., Mroueh, M., Handon, W. and Higazi, F. (eds.) *International symposium on Middle East Basin evolution abstract*. Univ P-M Curie, Paris, *MEBE*, **50**, 69pp.
- Heie, O.E. and Azar, D. 2000. Two new species of aphids found in Lebanese amber and a revision of the family Tajmyraphididae Kononova, 1975 (Hemiptera, Sternorrhyncha). *Annals of the Entomological Society of America*, **93** (6): 1222-1225.

- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O., Andersen, N. and Weissert, H., 2004. Absence of major vegetation and palaeoatmospheric pCO₂ changes associated with oceanic anoxic event 1a (early Aptian, SE France). *Earth and Planetary Science Letters*, **223** (4), 303-318.
- Hennig, W. 1970. Insektenfossilien aus der Unteren Kreide. 2. Empididae (Diptera, Brachycera). *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde*, **214**: 12 pp.
- Hennig, W. 1971. Insektenfossilien aus der Unteren Kreide. 3. Empidiformia ("Microphorinae") aus der Unteren Kreide und aus dem Baltischen Berstein; ein Vertreter der Cyclorrhapha aus der unteren Kreide. *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde*, **232**: 28 pp.
- Hennig, W., 1972. Insektenfossilien aus der unteren Kreide. IV. Psychodidae (Phlebotominae), mit einer kritischen Übersicht über das phylogenetische System der Familie und die bisher beschriebenen Fossilien (Diptera). *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Reihe B* **241**, 1-69.
- Henry, B., Homberg, C., Mroueh, M., Hamdan, W. and Higazi, F., 2007. Rotation in Lebanon inferred from new paleomagnetic data and implications for the evolution of Dead Sea transform system. In : Henry, B., Homberg, C., Mroueh, M., Handon, W. and Higazi, F. (eds.) *International symposium on Middle East Basin evolution abstract. Univ P-M Curie, Paris, MEBE*, **67**, 69pp.
- Hirsh, F. 1990. Aperçu de l'histoire phanérozoïque d'Israël. *Journal of African Earth Sciences*, **11** (1/2), 177-196.
- Hirsh, F., Bassoulet, J.P., Cariou, E., Conway, B., Feldman, H.R., Grossowicz, H.R., Honigstein, L., Owen, A. and Rosenfeld, E.F., 1998. The Jurassic of the southern Levant. Biostratigraphy, palaeogeography and cycle events. In: Crasquin-Soleau, S. and Barrier, E. (eds), *Peri-Tethys Memoir 4: epicratonic basin of Peri-Tethian platforms. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, **179**, 213-235.
- Holail, H., 2000. Environmental significance of middle Jurassic oncoids, northern Sinai, Egypt. *Middle East Models of Jurassic / Cretaceous Carbonate Systems, Society for Sedimentary Geology special publication*, **69**, 103-113.
- Homberg, C., 2005. Levantine margin. *MEBE news*, **1**, p.10.
- Homberg, C., Barriere, E., Mroueh, M., Muller, C., Hamdan, W. and Higazi, F., 2007. Tectonic evolution of the central Levant Margin (Lebanon) since Mesozoic. In : Henry, B., Homberg, C., Mroueh, M., Handon, W. and Higazi, F. (eds.) *International symposium on Middle East Basin evolution abstract. Univ P-M Curie, Paris, MEBE*, **35**, 69pp.
- Hudson, R.G.S., 1951-1954. Jurassic Stromatoporoids from Southern Arabia. In : *Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient*, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, Dubertret, L. (eds) ; *Mémoires sur la géologie du Liban, de la Syrie et de l'Arabie Méridionale*. 207-228.
- Hughes, G.W.G., 2004. Middle to Late Jurassic biofacies of Saudi Arabian. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigraphia*, **110**, 173-179.
- Husseini, M.I., 1991. Tectonic and depositional model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-devonian. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **75** (1), 108-120.

Ibrahim, M.I.A., Abdoul Ela, N.M. and Kholeif, S.E., 2001. Palynostratigraphy of Jurassic to Lower Cretaceous sequences from the Eastern Desert of Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, **32** (2), 269-297.

ICS 2004.

Integrated taxonomic Information System. <http://www.itis.usda.gov/index.html>

Immenhauser, A., 2000. Late Paleozoic to Neogene geodynamic evolution of the northeastern Oman margin. *Geological magazine*. **137** (1), 1-18.

Immenhauser, A., 2005. High-rate sea level change during the Mesozoic : New approaches to an old problem. *Sedimentary Geology*. **175**, 277-296.

Jawzi, A., 1980. Amber fragments and their possible contribution to the hydrocarbon of the Zubair formation. *Geol. Congress, Resumes* **26** (2), 779.

Jones, F.G. and Wilkinson, B.H., 1978. Structure and growth of lacustrine pisoliths from recent Michigan marl lakes. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48** (4), 1103-1110.

Kaminski, M.A., 2000. The new and reinstated genera of agglutinated foraminifera published between 1986 and 1996. In: Hart, M.B., Kaminski, M.A. and Smart, C.W. (eds) Proceeding of the Fifth international Workshop on Agglutinated Foraminifera. *Grzybowski Foundation Special Publication*, **7**, 185-219.

Kazmin, V.G., 2002. The late Paleozoic to Cainozoic intraplate deformation in North Arabia : a response to plate boundary-forces. *European geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series*, **2**, 123-138.

Khair, K., Khawlie, M. Haddad, F. Barazangi, M., Seber, D. and Chaimov, T., 1993. Bouger gravity and crustal structure of the Dead Sea transform fault and adjacent mountain belts in Lebanon. *Geology*, **21**, 739-742.

Khoury, H.N., 1986. Deposital environment and diagenesis of the lower part of the Kurnub sandstones formation (lower Cretaceous), Mahis area, Jordan. *Sedimentary Geology*, **49**, 129-141

Klitzsch, E.H. and Squyres, C.H., 1990. Paleozoic and Mesozoic Geological History of Northeastern Africa Based Upon New Interpretation of Nubian Strata. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **8**, 1203-1211.

Krassilov, V. and Bracchia, F., 2000. Cenomanian florule of Nammoura, Lebanon. *Cretaceous Research*, **21**, 785-799.

Kuschel, G. and Poinar, G.O.Jr. 1993. *Libanorhinus succinus* gen. sp. n. (Coleoptera, Neomychidae). *Entomologica Scandinavica*, **24** (2): 143-146.

Kuss, J. and Bachmann, M., 1996. Cretaceous paleogeography of the Sinai Peninsula and neighbouring areas. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **322** (3a), 915-933.

Kuss, J. Schlagintweit, B. and Schlagintweit, F., 1988, Facies and stratigraphy of Early to Middle Cretaceous (Late Aptian – early Cenomanian) Strata from the Northern Rim of The African Craton (Gebel Maghara – Sinai, Egypt). *Facies*, **19**, 77-96.

- Lang, B. and Ya'cov, M., 1985. An early Cretaceous volcanic sequence in central Israel and its significance of the absolute date of the base of Cretaceous. *Journal of Geology*, **93**, 179-184.
- Law, E.D. and Wilson, M., 1997. Tectonics and magmatism associated with Mesozoic passive continental margin development in the Middle East. *Journal of the Geological Society*, **154** (3), 459-464.
- Lefebvre, F., Vincenta, B., Azar, D. and Nel A., 2005. The oldest beetle of the Euaesthetinae (Staphylinidae) from Early Cretaceous Lebanese amber. *Cretaceous Research*. **26**, 207-211
- Litak, R. K., Barazangi, M., Beauchamp, W., Seber, D., Brew, G., Sawaf, T., Al-Youssef, W., 1997. Mesozoic-Cenozoic evolution of intraplate Euphrates fault system, Syria : implications for regional tectonics. *Journal of Geological Society, London*, **154**, 653-666.
- Litak, R. K., Barazangi, M., Brew, G., Sawaf, T., Al-Imam, A., and Al-Youssef, W. , 1998. Structure and evolution of the petroliferous Euphrates graben system, southeast Syria. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, **82**, 1173-1190.
- Lombardero, M. Ayres, M.P. and Jonathan Jr, P. L., 2000. Environmental effects on constitutive and inducible resin defences of. *Ecology Letter*, **3**, 329-339.
- Lourenço, W.R., 2001. A remarkable scorpion fossil from the amber of Lebanon. Implications of the phylogeny of Buthoidea. *C.R. Acad. Sci. Paris. Sciences de la Terre et des planètes*, **332**, 641-646.
- Lukashevich, E.D. and Azar, D., 2003. First Eoptychopteridae (Insecta : Diptera) from Early Cretaceous Lebanese amber. *Acta Zoologica cracoviensia*, **46** (suppl. –Fossil Insects), 195-204.
- Mart, Y. and Robertson, H.F., 1998. Eratosthenes seamount : an oceanographic yardstick recording the late mesozoic tertiary geological history of the eastern mediterranean. In : Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C. and Camerlenghi, A. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, **160**, 701-708.
- Massaad, M., 1975. Géochimie et minéralogie du grès de base du Liban. *Bull. du B.R.G.M.* (2^{ème} série) Sect. II, **3**, 247-254.
- Massaad, M., 1976. Origin and Environment of Deposition of Lebanon Basal Sandstones. *Eclogae geol. Helv.*, **69** (1), 85-91.
- Masse, J.-P., 2000. Early Aptian (112-114). In : Dercourt, J. Gaetani, M. , Vrielynck, B., Barrien, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cader, J.P., Crasquin, S. and Sandulescu, M. (eds), *Atlas Peri-Tethys , palaeogeographical maps, explanatory notes*. Paris.119-127.
- Mateer, N.J., Wycsk, P., Jabobs, L.L., Brunet, M., Luger, P., Arush, M.A., Hendriks, F., Weissbrod, T., Gvirtzman, G., Mbede, E., Dina, A., Moody, R.T.J., Weigelt, G. El-Nakhal, H.A., Hell, J. and Stets, J., 1992. Correlation of non marine cretaceous strata of Africa and Middle East. *Cretaceous Research*, **13**, 273-318.
- May, P.R., 1991. The Eastern Mediterranean Mesozoic Basin : Evolution and Oil Habitat. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **7**, 1215-1232.

- McBride, J. H., Barazangi, M., Best, J., Al-Saad, D., Sawaf, T., Al-Otri, M. and Gebran, A., 1990. Seismic reflection structure of intracratonic Palmyride fold-thrust belt and surrounding Arabian platform, Syria. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**, 238-259.
- Mistiaen, B., 1984. Disparition des Stromatopores paléozoïques ou survie du groupe : hypothèse et discussion. *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXVI, **6**, 1245-1250.
- Moghazi, A.M., Hassanen, M.A. and Mohamed, F.H., 1997, Source and evolution history of some Mesozoic alkaline volcanics in the Eastern desert of Egypt: inference from petrology and geochemistry. *Journal of African Earth Sciences*, **24** (1/2), 11-28.
- Mor, D., 1993. A time-table for Levant volcanic province, according to K-Ar dating in the Golan heights, Israel. *Journal of African Earth Sciences*, **16** (3), 223-234.
- Mouty, M., 1976. Présence du Lias dans le Massif Alaouite (Syrie), *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **3**, 104-105.
- Mouty, M., 1997. Le Jurassique de la chaîne des Palmyrides (Syrie centrale). *Bull. Soc. géol. France*, **168** (2), 181-186.
- Mouty, M. 2000. The Jurassic in Syria : an overview. Lithostratigraphic and biostratigraphic correlations with adjacent areas. In : Crasquin-Soleau, S. and Barrier, E. (des) Pery-Tethys Memoir 5 : New data on Pery-tethyan sedimentary basin. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*. **182**. 159-168.
- Mouty, M. and Saint-Marc, P., 1982. Le Crétacé moyen du Massif Alaouite (NW Syrie). *Cahiers de Micropaléontologie*, **3**, 55-69.
- Mouty, M., Delaloye, M., Fontignie, D., Piskin, O. and Wagner J.J., 1992. The volcanic activity in Syria and Lebanon between Jurassic and actual. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **72**, 91-105.
- Mouty, M., Al-Maleh, A. K. and Laban, H.A., 2003. Le Crétacé moyen de la chaîne des Palmyrides (Syrie centrale). *Geodiversitas*, **25** (3), 429-443.
- Murakami, M., 1995. Managing water for peace in the Middle East: alternative strategy. *United Nations University press, Tokyo, New York, Paris*. 319pp
- Nader, F. H. and Swennen, R., 2004a. Petroleum prospects of Lebanon : some remarks from sedimentological and diagenetic studies of Jurassic carbonates. *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 427-441.
- Nader, F. H. and Swennen, R., 2004b. The hydrocarbon potential of Lebanon : new insights from regional correlations and studies of Jurassic dolomitization. *Journal of Petroleum Geology*, **27**, 253-275.
- Nader, F. H., Swennen, R. and Ellam, R., 2004. Reflux startabound dolostone and hydrothermal volcanism-associated dolostone : a two-stage dolomitization model (Jurassic, Lebanon). *Sedimentology*, **51**, 339-.
- Nasir, S. and Sadeddin, W., 1989. The heavy minerals of the Kurnub Sandstone (Early Cretaceous) of Jordan. *Sedimentary Geology*. **62**, 101-107.

- Nguyen Duy-Jacquemin, M. and Azar, D., 2004. The oldest records of Polyxenida (myriapoda, Diplopoda): new discoveries from the Cretaceous ambers of Lebanon and France. *Geodiversitas*, **26** (4), 631-641.
- Nel, A. and Azar, D., 2005. The oldest parasitic Scelionidae : Teleasinae (Hymenoptera : Platygastroidea). *Polish Journal of Entomology*. **74**, 333-338.
- Nel, A., Perrichot, V., Azar, D., and Néraudeau, D., 2005a. New Rhachiberothidae (Insecta: Neuroptera) in Early Cretaceous and Early Eocene ambers from France and Lebanon. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **235** (1) 51-85
- Nel, A., Perrichot, V. and Azar, D., 2005b. New and poorly known fossil Coniopterygidae in Cretaceous and Cenozoic ambers (insecta: neuroptera). *Annales zoologici*. **55**(1), 1-7.
- Nel, P., Azar, D. and Nel, A., 2007. A new 'primitive' family of thrips from Early Cretaceous Lebanese amber (Insecta, Thysanoptera). *Cretaceous Research*. **28**, 1033-1038.
- Neumann, M., 1967. Manuel de micropaléontologie des foraminifères. Gauthier-Villas, Paris. 297p.
- Nissenbaum, A. and Horowitz, A., 1992. The Levantine amber belt. *Journal of African Earth Sciences*, **14** (2), 295-300.
- Noujaim, G., 1977. Pétrographie et environnement sédimentaire de l'Albien, Cénomaniens, Turonien dans les environs nord de Beyrouth (Liban) Thèse de 3ème cycle, Paris 6.
- Noujaim Clark, G. and Boudagher-Fadel M., 2001. The larger benthic foraminifera and stratigraphy of the upper Jurassic/lower cretaceous of central Lebanon. *Revue de Micropaléontologie*, **44** (3), 215-232.
- Noujaim Clark, G. and Boudagher-Fadel M., 2002. Larger foraminiferal assemblages and stratigraphy of late Jurassic Bahnness complex, Central Lebanon. *Revue de Paléobiologie, Genève*, **21** (2), 679-695.
- Noujaim Clark, G. and Boudagher-Fadel M., 2004. Larger benthic foraminifera and calcareous algae of the upper Kesrouane limestone formation (Middle/Upper Jurassic) in central Lebanon / stratigraphy, sedimentology and regional synopsis. *Revue de Paléobiologie, Genève*, **23** (2), 477-504.
- Okla, S. M., 1991. Dasycladacean algae from the Jurassic and cretaceous of central Saudi Arabia. *Micropaléontology*, **37** (2), 183-190.
- Omer, M. K., 1978. Géologie des grès de Nubie du Soudan central, oriental et septentrional. Génèse, diagénèse et paléogéographie. Thèse U.E.R. Sc. Terre, Grenoble. 213pp.
- Olmi, M. 1998 (1999). New fossil Dryinidae from Baltic and Lebanese amber (Hymenoptera: Chrysidoidea). *Frustula Entomologica*, (N.S.), **21** (34): 48-67.
- Pélessié, T., Peybernès, B. and Rey, J., 1982. Tectonique des plaques et paléobiogéographie des grands Foraminifères benthiques et des Algues calcaires du Dogger à l'Albien sur le pourtour de la Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXIV, **5-6**, 1069-1076.

- Perrichot, V., 2003. Environnements paléogènes à ambre et à végétaux du Crétacé nord-aquitain (Charentes, sud-ouest de la France). Thèse de l'Université de Rennes 1. 210pp.
- Perrichot, V., Azar, D., Neraudeau, D. and Nel, A., 2003. New Psocoptera in the Early Cretaceous amber of SW France and Lebanon (Insecta: Psocoptera: Trogiomorpha). *Geological Magazine*, **140** (6), 669–683.
- Perrichot, V. and Engel, M., 2007. Early Cretaceous Snakefly Larvae in Amber from Lebanon, Myanmar, and France (Raphidioptera). *American Museum Novitates*, **3598**, 12pp.
- Philippe, M., Bamford, M., McLoughlin, S., Alves, L.S.R., Falcon-Lang, H.J., Gnaedinger, S., Ottone, E.G., Pole, M., Rajanikanth, A., Shoemaker, R.E., Torres, T. and Zamuner, A., 2004. Biogeographic analysis of Jurassic- Early Cretaceous wood assemblages from Gondwana. *Review of palaeobotany and palynology*, **129** (3), 141-173.
- Pittet, B., Van Buchem, F.S.P., Hillgärtner, H., Razin, P., Grötsch, J. and Droste, H., 2002. Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequence of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, **49** (3), 555.
- Podenas, S., Poinar, G.O.Jr. and Milki, R. 2001. New crane flies (Diptera: Limoniidae) from Lebanese amber. *Proceedings of the Entomological Society of Washington*, **103** (2): 433-436.
- Poinar, G.O. Jr and Milki, R.K., 2001. Lebanese amber, The oldest insect ecosystem in fossilized resin. *Oregon State University Press*. 96pp.
- Poinar, G.O. Jr, 1990. The presence of vertebrate and their remains in amber. *Prace Museum Ziemi*, **41**, 164-165.
- Powell, J.H. and Mohamed, K., 1993. Structure and sedimentation of Permo-Triassic and Triassic rocks exposed in small-scale horsts and grabens of pre-Cretaceous age: Dead Sea margin, Jordan. *Journal of African Earth Sciences*, **17** (2), 131-143.
- Prentice, M.A., Poinar, G.O.Jr. and Milki, R. 1996. Fossil Scolythyidae from Lebanese and Dominican ambers. *Proceedings of the Entomological Society of Washington*, **38** (4): 802-811.
- Purser, B.H., 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (T. 1). Editions Technip, Paris. 366pp.
- Raad, K. 1979. Les formations volcaniques du Liban. Thèse Paris Orsay. 114pp.
- Ragazzi, E., Roghi, G., Giaretta, A. and Gianolla, P., 2003. Classification of amber based on thermal analysis. *Thermochemical Acta*, **404**, 43-54.
- Ratliffe, K.T., 1988. Oncoids as environmental indicators in the Much Wenlock limestone formation of the English Midlands. *Journal of the Geological Society, London*. **145**, 117-124.
- Řehánek, J. and Cecca, F., 1993. Calcareous dinoflagellate cyst biostratigraphy in upper Kimmeridgian-lower tithonian pelagic limestones of the Apennines. *Revue de Micropaléontologie*, **36** (2), 143-163.
- Reyment, R.A and Bengtson, P., 1986. Events of the mid cretaceous, in: Physics and Chemistry of the earth. *Pergamon press*, vol. **16**, 213p, 84-87.

Reynolds, P.-O., Schandelmeier, H. and Semtner, A.-K., 1997. Palaeogeographic-paleotectonique atlas of the northern Africa, Arabica and adjacent areas, late proterozoic to Holocen (plates and explanatory notes) Ed. Schandelmeier, H., Reynolds, P.-O. and Semtner, A.-K., Aabalkena/Rotterdam/Bookfield, 160pp. & 17maps.

Rio, M., 1982. Les accidents siliceux dans le Crétacé du bassin Vocontien (sud-est de la France). *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, **84**, 180pp.

Roback, S.S. 1986 (1987). *Reomyia* a new genus of Tanypodinae-Pentaneurini (Diptera, Chironomidae). *Spixiana*, **9** (3), 283-284.

Robin, C. Guillaucheu, F., Vrielynck, B. and Humler, E., 2006. Very long term (250 My) quantification of the mesozoic-cenozoic eustasy based on coastal onlaps measurement at world scal. In : *Int. symposium Sealaix 06, Sea level changes, 25-29 sept 06*, Giens France. 1p.

Rohrlich, V., Metzger, A. and Zohar, E., 1980. Potential Iron Ores in the lower Cretaceous of Israel and their Origin. *Israel Journal of Earth-Sciences*, **29**, 73-80.

Rosenfeld, A., Oertli, H., Honigstein, A. and Gerry, E., 1987. Oxfordian ostracodes from the Kidod formation of the Majdal Shams area, Mount Hermon, Golan Heights. *Bulletin des Centres de Recherches Exploitation -Production Elf-Aquitaine*, **11**, 233-248.

Ruf, M., Link, E., Pross, J. and Aigner, T., 2004. Intégrate sequence stratigraphy : Faciès, stable isotope and palynofacies analysis in a deeper epicontinental carbonate ramp (late Jurassic, SW Germany). *Sedimentary Geology*. **175** (1-4), 391-414.

Saint-Marc, P., 1970. Carte géologique d'Hermel. (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.

Saint-Marc, P., 1980. Le passage Jurassique-Crétacé et le Crétacé inférieur de la région de Ghazir (Liban central). *Géologie Méditerranéenne* TVII, **3**, 237-245.

Saint-Marc, P. and Besançon, J., 1962. Carte géologique de Joussié (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.

Saint-Marc, P. and Besançon, J., 1964. Carte géologique de Houlé (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.

Saint-Marc, P. and Besançon, J., 1975. Carte géologique d' Aassal El Ouard (50.000^{ème}). Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.

Salamon, A. , Ron, H., Garfunkel, Z. and Hofdtetter, A., 1994. The complex deformation of the Carmel-Fari'a line and its structural significance. *Israel Geological Society Annual Meeting*. 90p.

Samoylov, V., Bekker, V. and Eyal, M., 1994. Har Arod- an early Cretaceous basanitic volcano with fossil lava lake. *Israel Geological Society, annual meeting*. 91p.

Samson, Y., 1997. Utilisation des foraminifères dans l'estimation des variations bathymétriques des environnements de dépôt marins jurassiques : application au Kimméridgien de l'ouest-européen. Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle. Paris 6. 398 pp.

- Sanlaville, P., 2000. Le Moyen – Orient Arabe, Le Milieu et l’Homme. Colin, A. (eds), Collection U. Serie Géographie, 264pp.
- Sartorion, D. and Venturini, S., 1988. Southern Tethys Biofacies, AGIP S. p. A., Donato, S. (ed), Milanese, 235pp.
- Sattler, U., Immenhauser, A., Hillgärtner, H. and Esteban, M., 2005. Characterization, lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a carbonate platform (Barremian to lower Aptian, Oman). *Sedimentology*, **52**, 339-361.
- Savkevitch, S. S., 1990. Present state of the study of amber and othe fossil resin : achivements and problems. *Prace muzeum Ziemi z.*, **41**. 155-156.
- Savkevitch, S. S., Skalski, A.W. and Veggiani, A., 1990. Fossil resi in deep deposits of persian gulf. *Prace Museum Ziemi*, **41**, 51-52.
- Sawaf, T., Brew, G., Litak, R. and Barazangi, M., 2001. Geologic evolution of the intraplate Palmyride Bassin and Euphrates Fault System, Syria. In Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. and Crasquin-Soleau, S. (eds) Peri-Tethys Memoir, 6: Peri-Tethyan rift/ wrench bassin and passive margins. *Mémoire du Muséum National d’Histoire Naturelle*. **186**, 441-467.
- Schandelmeier, H., Reynolds, P.-O. and Semtner, A.-K., 1997. Palaeogeographic-palaeotectonic atlas of North Eastern Africa, Arabia and adjacent areas, late proterozoic to holocene (plates and Explanatttory notes) Aabalkena, Rotterdam Bookfield, 160pp –17 cartes.
- Schandelmeier, H., Klitzsch, E. and Wycisk, P., 1987. Structural development of north-east Africa since Precambrian times. *Berliner geowiss. Abh.*, **75 (1)**, 5-24.
- Schlee, D. 1970. Insekten fossilien aus der unteren Kreide. 1: Verwandtschaftsforschung an fossilien und rezente Aleyrodina (Hemiptera). *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde*, (A), **213**: 1-72.
- Schnyder, J., Gorin, G., Soussi, M., Baudin, F. and Deconinck, F., 2005. Enregistrement de la variation climatique au passage Jurassique/ Crétacé sur la marge sud de la Téthys : minéralogie des argiles et palynofaciès de la coupe du Jebel Meloussi (Tunisie centrale, formation Sidi Kralif). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **176 (2)**, 171-182.
- Seber, D. Barazangi, M., Chaimov, T., Al-Saad, D., Sawaf, T. and Khaddour, M., 1993. Upper crustal velocity structure and basement morphology beneath the intracontinental Palmyride fold-thrust belt and north Arabian platform in Syria, *Geophysical Journal International*. **113**, 752-766.
- Séguy, E., 1950. La biologie des Diptères. In: Lechevalier, P. (ed) Encyclopédie Entomologique, 609pp.
- Septfontaine, M., 1981. Les Foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque : détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. *Revue de Micropaléontologie*, **23**, 3/4, 169-203.
- Septfontaine, M., 1983. Milieux de dépôt et Foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. *Revue de Micropaléontologie*, **28**, 4, 265-289.

- Septfontaine, M., 1984. Biozonation à l'aide de foraminifères imperforés de plateforme carbonatée Liasique du Haut Atlas (Maroc). *Revue de Micropaléontologie*, **27**, 3, 209-229.
- Shebl, H. and Alsharhan, A., 2000. Microfacies analysis of Berriasian-Hauterivian carbonates central Saudi Arabia. *Middle East Models of Jurassic / Cretaceous Carbonate Systems, Society for Sedimentary Geology special publication*, **69**, 115-127.
- Shinaq, R. and Banel, K., 1998. The flora of an estuarine channel margin in the early Cretaceous of Jordan. *Freiberger Forschungshefte C 474, Palaontologie, Stratigraphie, Fazies*, **6**, 39-57.
- Shinaq, R. and Banel, K., 1992. Microfacies of Cambrian limestones in Jordan. *Facies*, **27**, 52-57.
- Simmons, M.D. and Al-Thour K., 1994. Micropalaeontological biozonation of the Amran Serie (Jurassic) in the Sana'a Region, Yemen Republic. In : Simmons M.D. eds, *Micropalaeontology and hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman & Hall, London, 43-80.
- Simmons, M.D., 1994. Micropalaeontological biozonation of the Kahamah group (Early Cretaceous) central Oman mountains. In : Simmons M.D. eds, *Micropalaeontology and hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman & Hall, London, 177-220.
- Sinitshenkova, N.D., 1998. The Mesozoic aquatic insect assemblages of Transbaikalia, Russia. *1rst Paleoentomological Conference, Moscow*, Abstract, **40**.
- Smirnova, S. and Mroueh, M., 1984. Quelques indices paleoecologiques du Crétacé inférieur au Sud du Liban. *Geol. Congress*, Abstract **27** (1), 309-310.
- Smith, A.M. and Mason, T.R., 1991. Pleistocene, multiple-growth, lacustrine oncoïds from the Poacher's point formation, Etosha Pan, northern Namibia. *Sedimentology*, **38**, 591-599.
- Sturm, H. and Poinar, G.O., 1998. XX . XXX kd. *Berl. Dtsch. Entomol. Z.*, **45**, 43-48.
- Sturm, H. and Poinar, G.O.Jr. 1998. *Cretaceomachilis libanensis*, the oldest known bristle-tail of the family Meinertellidae (Machiloidea, Archaeognatha, 'Apterygota', Insecta) from the Lebanese amber. *Mitteilungen der Museum für Naturkunde Berlin, Deutsche Entomologische Zeitschrift*, **45** (1): 43-48.
- Sursock, I. and Beydoun, Z., 1995. Le risque sismique au Liban. Contribution au Colloque AULUF (Association des Universitaires Libanais des Universités Françaises), 17pp.
- Syria Petroleum Company. <http://www.mopmr-sy.org>.
- Szadziewski, R. 1995. The oldest fossil Corethrellidae (Diptera) from Lower Cretaceous Lebanese amber. *Acta Zoologica Cracoviensia*, **38** (2): 177-181.
- Szwedo, J. 2007. Nymphs of a new family Neazoniidae fam. n. (Hemiptera: Fulgoromorpha: Fulgoroidea) from the Lower Cretaceous Lebanese amber. *African Invertebrates*, **48** (1): 127-143.
- Tasli, K., 1993. Micropaléontologie, stratigraphie et environnement de dépôt des séries Jurassiques à faciès de plate-forme de la région de Kale-Gümüshane (Pontides orientales, Turquie) *Revue de Micropaléontologie*, **36** (1), 45-65.

Thierry, J., 2000a. Middel Callovian (157-155).). In : Dercourt, J. Gaetani, M. , Vrielynck, B., Barrien, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cader, J.P., Crasquin, S. and Sandulescu, M. (eds), Atlas Peri-Tethys , palaeogeographical maps, explanatory notes. Paris. 71-83.

Thierry, J., 2000b. Early Kimmeridgian (146-144). In : Dercourt, J. Gaetani, M. , Vrielynck, B., Barrien, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cader, J.P., Crasquin, S. and Sandulescu, M. (eds), Atlas Peri-Tethys , palaeogeographical maps, explanatory notes. Paris. 85-97.

Thierry, J., 2000c. Early Tithonian (141-139).). In : Dercourt, J. Gaetani, M. , Vrielynck, B., Barrien, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cader, J.P., Crasquin, S. and Sandulescu, M. (eds), Atlas Peri-Tethys , palaeogeographical maps, explanatory notes. Paris. 99-110.

Tiberghien, V., 1973. Le champ de la pesanteur au Liban et ses interprétations. Thèse de Docteur-Ingénieur, Paris VI. 212pp & 4 cartes.

Toland, C., 2000. A Sequence Stratigraphic Reference Section for the Tithonian of Lebanon. In : Middle East Models of Jurassic /Cretaceous Carbonate Systems, *SEPM Society for Sedimentary Geology*, Special Publication, **69**,53-64.

Toland, C. 1994. late Mesozoic Stromatoporoid : their use as stratigraphic tools and palaeoenvironmental indicator. In : Simmons M.D. eds, *Micropalaeontology and hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman & Hall, London, 112-125.

Tribovillard, N., Trentesaux, A., Ramdani, A., Baudinet. F. and Riboulleau, A., 2004. Contrôle de l'accumulation de matière organique dans la Kimmeridge Clay Formation (Jurassique supérieur, Yorkshire, G.B.) et son équivalent lateral du Boulonnais : l'apport des éléments traces métalliques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **175** (5), 491-506.

Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology. *Blackwell scientific publication*. 482 p..

Verga, D. and Premoli Silva, I., 2005. Early Cretaceous planctonic foraminifera from the Téthys : the Upper Aptian, planispiral morphotypes with elongate chambers. *Cretaceous Research*, **28**, 239-259.

Veltz, I. Azar, D. and Nel, A., 2007. New chironomid flies in Early Cretaceous Lebanese amber (Diptera : Chironomidae). *African Invertebrates*, **48** (1), 169-191.

Vidal, N., Alvarez-Marron, A.J. and Klaeschen, A.D., 2000. Internal configuration of the Levantine Basin from seismic reflection data (eastern Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, **180**, 77-89

Vrielynck B. and Bouysse, P., 2001. Le visage changeant de la Terre. Commission de la carte géologique du monde, Paris. 10 cartes, 1 fascicule, 1CD.

Walker, I.R., 1987. Chironomidae (Diptera) in paleoecology. *Quaternary Sciences Reviews*, **6**, 29-40.

Walley, C.D., 1988. A braided strike-slip model for the northern continuation of the Dead Sea Fault and its implications for Levantine tectonics. *Tectonophysics*, **14** (1), 63-72.

Walley, C.D., 1997. A Revision of the Lower Cretaceous Stratigraphy of Lebanon. *Geologische Rundschau*, **72** (1), 377-388.

- Walley, C. D., 2001. The Lebanon passive margin and the evolution of the Levantine Neo-Tethys. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. and Crasquin-Soleau, S. (eds), Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, **186**, 407-439.
- Weissbrod, T., Perath, I. and Nachmias, J., 1987. Apatite as paleoenvironmental indicator in the Precambrien-Mesozoic clastic sequence of the Middle East. *Journal of African Earth Sciences*, **6** (6), 797-805.
- Weinberger, G., Flexer, A. and Livnat, A., 1990. The “value“ of bivariate methods for identification and discrimination of fluviatil sandstones from the Lower Cretaceous Hatira formation northern Negev, Israel. *Newsl. Stratigr.*, **21** (3), 175-185.
- Wernicke, B., and Burchfield, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, **4** (2), 105-115.
- Westaway, R., 2004. Kinematic consistency between the Dead sea fault zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey. *Tectonophysics*, **391**, 203-237.
- Wetzel, R. 1945, Carte géologique feuille de Trâblous [Tripoli] (50.000^{ème}), Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
- Whalley, P.E.S. 1980. Neuroptera (Insecta) in amber from the Lower Cretaceous of Lebanon. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, London, **33** (2): 157-164.
- Wolfart, R., 1967. Syrien und Libanon ; Beitrage Zur regionalen Geologie der erde. Gebrüder Borntraeger, Berlin – Nikolassee. 326pp, 1 livret, 2 cartes.
- Wootton, R.J., 1988. The historical ecology of aquatic insects : An overview. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **62** (1-4), 477-492.
- Zhang, J.-F., 1991. [New genera and new species of Chironomidae (Diptera, Insecta) from Late Jurassic of China.] *Acta Palaeontologica Sinica*, **30** (5), 556-569. [in Chinese with English summary.]
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, **6** (3), 445-504.
- Zumoffen, G., 1926. Geologie du Liban. Carte géologique au 200.000^{ème}. Paris Barriere, 165pp.

Liste des figures.

Figure 1 : Emplacement des continents pendant le Kimméridgien.	page 7
Figure 2 : Reconstitution paléogéographique du Nord du Gondwana au milieu du Secondaire.	page 9
Figure 3. Localisation des affleurements des terrains anté Crétacé moyen entre Akaba et Tripoli.	page 10
Figure 4 : Synthèse stratigraphique du Mésozoïque libanais d'après Dubertret.	page 12
Figure 5 : Synthèse de la stratigraphie du Liban par Walley (2001).	page 13
Figure 6 : Affleurement probablement triasique des gorges du Nahr Ibrahim et lame mince d'un grainstone.	page 14
Figure 7 : Affleurement et lame mince des lamines du Jurassique inférieur ; Vue sur la Kesrouane Formation dans les gorges du Nahr Abou Ali.	page 15
Figure 8 : « Bhaness complex formation », sommet de « Bikfaya formation » et « Salima formation.	page 15
Figure 9 : Karstification des calcaires jurassiques et grès de base de la région de Qartaba.	page 16
Figure 10 : Localisation des affleurements de grès libanais (d'après Tixier, 1965, in Dietrich, 1976).	page 17
Figure 11 : Affleurement des grès du Crétacé inférieur : « grès de base » et de leur intercalations magmatiques à Jouar El Haouz, « Abeih formation » à Hammana, « Muraille de Blanche » à Jezzine.	page 17
Figure 12 : Coupe type du Crétacé dans le Chouf ; d'après Dubertret, 1975.	page 18
Figure 13 : Dépôts marneux du Crétacé moyen Albien et Cénomaniens ; entre Tarchîch et Jouar El Haouz, au-dessus de Bcharré.	page 18
Figure 14 : Représentation simplifiée de la vue satellitale de la côte levantine.	page 19
Figure 15 : Vue sur la Bekaa.	page 20
Figure 16 : Structure crustale du Liban (d'après Khair et al., 1993).	page 21
Figure 17 : Localisation des failles majeures et du réseau complexe de fractures du Liban central (D'après Dubertret, 1951a & 1952).	page 22
Figure 18 : Redressement des couches du Jurassique et du Crétacé inférieur au-dessus de la ville de Qartaba.	page 23
Figure 19 : Représentation simplifiée de l'Anti-Liban (in : Chatta, 1980).	page 24
Figure 20 : Vue sur le Cœur Jurassique de l'Hermon.	page 24
Figure 21 : Découpage géographique de notre étude sur une photo satellitale du Liban.	page 26
Figure 22 : Localisation des principaux sites étudiés dans le Mont Liban Nord.	page 29
Figure 23 : Localisation de nos levés et de ceux effectués par Saint-Marc.	page 30
Figure 24 : Coupe d'El Ghîné.	page 31
Figure 25 : Log de la coupe d'El Ghîné.	page 31
Figure 26 : Affleurement et lames minces de la coupe d'El Ghîné.	page 33
Figure 27 : Coupe de Fatré-El Machnaqa.	page 34
Figure 28 : Affleurement et lames minces de la coupe de Machnaqa.	page 35
Figure 29 : Logs des coupes de Machnaqa et de Ehmej.	page 36
Figure 30 : Coupe d'Ehmej.	page 37

Figure 31 : Affleurement et lames minces de la coupe d'Ehmej.	page 38
Figure 32 : Affleurements et lames minces des échantillons récoltés au nord d'Ehmej.	page 39
Figure 33 : Tentative de localisation et/ou de prolongement des failles non cartées sur le flanc Ouest de Qartaba.	page 41
Figure 34 : Synthèse et corrélation des coupes réalisées sur le flanc Ouest de la zone de Qartaba par notre équipe et par Saint Marc (1980).	page 42
Figure 35 : Localisation de la coupe de Qouzhaiya et des observations effectuées au Nord de la zone de Qartaba.	page 43
Figure 36 : Coupe de Qouzhaiya.	page 44
Figure 37 : Lames minces de la coupe de Qouzhaiya et des prélèvements effectués aux abords.	page 44
Figure 38 : Log de la coupe de Qouzhaiya.	page 45
Figure 39 : Affleurements et lames minces des observations réalisées dans la Vallée Sainte.	page 47
Figure 40 : Emplacement des levés effectués sur le flanc Est de la zone de Qartaba.	page 48
Figure 41 : Affleurement et lame mince du lahar de Beit El Mehdi.	page 49
Figure 42 : Affleurements volcaniques de la région de Qehmez.	page 50
Figure 43 : Affleurement des grès et argiles à insectes et végétaux de Qehmez.	page 51
Figure 44 : Vue sur le redressement des couches au-dessus de la ville de Qartaba.	page 51
Figure 45 : Coupes de Tannourine.	page 52
Figure 46 : Lames minces des échantillons de la coupe basale de Tannourine.	page 53
Figure 47 : Logs des coupes de Tannourine.	page 54
Figure 48 : Emplacement des coupes et des prélèvements réalisés de la zone de Sir Ed Danié.	page 55
Figure 49 : Structuration du Nord du Liban par le Jeu de Yamouneh.	page 56
Figure 50 : Coupe de Hawara.	page 56
Figure 51 : Log de la coupe de Hawara.	page 57
Figure 52 : Affleurements et lames minces de la coupe d'Hawara.	page 58
Figure 53 : Affleurement et lame mince du Nord de la zone de Sir Ed Danié.	page 58
Figure 54 : Panorama sur la dépression d'Aakar et Atica.	page 59
Figure 55 : Affleurement des grès d'Aayoum.	page 59
Figure 56 : Coupe de Chambouk.	page 60
Figure 57 : Gorges de l'Ouadi Bou Haouash.	page 60
Figure 58 : Log de la coupe de Chambouk.	page 61
Figure 59 : Panorama sur les affleurements de la base de la coupe de Chambouk.	page 61
Figure 60 : Affleurements et lames minces de la coupe de Chambouk.	page 63

Figure 61 : Affleurements et lames minces de la suite de coupe de Chambouk et de la coupe d'Ain Daoud.	page 64
Figure 62 : Log de la coupe d'Ain Daoud.	page 65
Figure 63 : Affleurement et lame mince de l'affleurement de lamines à végétaux d'Ain Daoud.	page 66
Figure 64 : Image satellitale avec et sans la carte géologique de Tell-Kalakh.	page 66
Figure 65 : Localisation des coupes et des prélèvements effectués dans la zone des Qadaas Sud.	page 67
Figure 66 : Lahar de Beskinta.	page 68
Figure 67 : Coupe de Beskinta.	page 68
Figure 68 : Log de la coupe de Beskinta.	page 69
Figure 69 : Lame minces de la coupe de Beskinta.	page 69
Figure 70 : Coupe d'El Qalaa.	page 70
Figure 71 : Affleurement et lames minces de la coupe d'El Qalaa.	page 72
Figure 72 : Affleurement et lames minces des échantillons du sommet de la coupe d'El Qaala.	page 73
Figure 73 : Logs des coupes de Bqaatouta, d'El Qala et de Kfar Dibiane.	page 74
Figure 74 : Coupe de Bqaatouta.	page 75
Figure 75 : Affleurements et lames minces de la coupe de Bqaatouta.	page 76
Figure 76 : Coupe de Kfar Dibiâne.	page 77
Figure 77 : Lames minces de Kfar Dibiâne.	page 78
Figure 78 : Synthèse interprétative des coupes d'El Qalaa et de Kfar Dibiane.	page 80
figure 79 : Coupe de Ed Douar.	page 81
Figure 80 : Affleurements et lames minces de la coupe d'Ed Douar.	page 82
Figure 81 : Affleurement et lames minces du sommet de la coupe d'Ed Douar.	page 84
Figure 82. Logs des coupes d'Ed Douar, de Zaraaoûn et d'Ain Es-Safsaf.	page 85
Figure 83 : Coupe de Zaraaoûn.	page 86
Figure 84 : Lames minces et affleurement de la coupe d'El Zaraaoûn.	page 87
Figure 85 : Coupe de Ain Es-Safsaf.	page 89
Figure 86 : Affleurement et lames minces de la coupe de Ain Es-Safsaf.	page 89
Figure 87 : Argiles de Ech Chouer.	page 90
Figure 88 : Localisation de la faille d'Ech Chouer.	page 91
Figure 89 : Synthèse et corrélations des coupes réalisées dans la région de Bikfaya et des nôtres.	page 93
Figure 90 : Observations d'El Mtain.	page 94
Figure 91 : Affleurements d'El Mtain.	page 94
Figure 92 : Coupe d'Hasbaiya.	page 95

Figure 93 : Affleurements et lames minces de la coupe d'Hâsbaiya.	page 96
Figure 94. Log de la coupe d'Hâsbaiya.	page 97
Figure 95 : Coupe de Tarchîch Ouest.	page 97
Figure 96 : Logs des coupes de Tarchîch Ouest et Est.	page 98
Figure 97 : Affleurement et lames minces de la coupe de Tarchîch Ouest.	page 99
Figure 98 : Coupe de Tarchîch Est.	page 100
Figure 99 : Lames minces de la coupe de Tarchîch Est.	page 100
Figure 100 : Site de Tarchîch Nord.	page 101
Figure 101 : Affleurement et lames minces de la coupe de Tarchîch Nord.	page 101
Figure 102 : Schéma synthétique de la coupe de Tarchîch Nord.	page 102
Figure 103 : Proposition de localisation de la faille mésozoïque de Tarchîch.	page 103
Figure 104 : Site de Tarchîch Sud.	page 103
Figure 105 : Gisement des « schistes cartons » de Tarchîch Sud.	page 104
Figure 106 : Coupes de Jouâr El Haouz et de Kfar Selouâne.	page 105
Figure 107 : Affleurement et lames minces des coupes de Jouâr El Haouz.	page 106
Figure 108 : Lames minces de la coupe Kfar Selouâne.	page 107
Figure 110 : Logs des coupes de Kfar Selouâne et de Jouâr El Haouz .	page 108
Figure 110 : Manifestations magmatiques de la Qadaa Baabda.	page 109
Figure 111 : Chironomes des ambres de Hammâna.	page 109
Figure 112 : Coupe d'Hammâna avec localisation des olistolithes.	page 110
Figure 113 : Affleurements et lames minces de la coupe de Hammâna.	page 111
Figure 114 : Logs des coupes de Hammâna et de Chebbâniyé .	page 112
Figure 115 : Lames minces et affleurement de l'olistolithe de Hammâna.	page 113
Figure 116 : Affleurement et lames minces de la boutonnière jurassique de l'Ouadi El Qalaâ.	page 114
Figure 117 : Coupe d'Ech Chebbâniyé.	page 114
Figure 118 : Affleurements et lames minces de la coupe d'Ech Chebbâniyé.	page 115
Figure 119 : Synthèse des coupes du Sud du Mont Liban.	page 116
Figure 120 : Localisation des coupes et des prélèvements du Sud du Mont Liban.	page 118
Figure 121 : Coupes de Bmahrai et d'Ain Zhalta.	page 119
Figure 122 : Logs des coupes de Bmahrai-Ain Zhalta.	page 120
Figure 123 : Affleurements et lames minces des coupes de Bmahrai-Ain Zhalta.	page 121
Figure 124 : Synthèse des log de la zone de Bmahrai-Ain Zhalta.	page 122

Figure 125 : Coupes d'El Bâroûk.	page 123
Figure 126 : Affleurement et lames minces de la coupe d'El Bâroûk NN.	page 124
Figure 127 : Affleurements des coupes d'El Bâroûk N et S.	page 124
Figure 128 : Log des coupes d'El Bâroûk.	page 125
Figure 129 : Affleurements et lames minces des coupes d'El Bâroûk N et S.	page 126
Figure 130 : Schéma interprétatif de la coupe de Bâroûk S.	page 127
Figure 131 : Série renversée à Niha.	page 127
Figure 132 : Coupe de Niha.	page 128
Figure 133 : Coupe de Niha vue de profil et vue de face.	page 128
Figure 134 : Log de la coupe de Niha.	page 130
Figure 135 : Schéma interprétatif de la coupe de Niha.	page 130
Figure 136 : Affleurements et lames minces de la coupe de Niha.	page 131
Figure 137 : Coupe de Kfar Hoûné.	page 132
Figure 138 : Sommet de la coupe de Kfar Hoûné.	page 133
Figure 139 : Logs des coupes du flanc Ouest du Jabal sud.	page 133
Figure 140 : Affleurement et lames minces de la coupe de Kfar Hoûné.	page 134
Figure 141 : Coupe de Mazraat Srairi.	page 135
Figure 142 : Affleurement et lames minces de la région de Mazraat Srairi.	page 136
Figure 143 : Coupe de Blâte.	page 137
Figure 144 : Affleurement et lames minces de la coupe de Blâte.	page 138
Figure 145 : Affleurement et lames minces des prélèvements de Qabb Eliâs.	page 139
Figure 146 : Observation satellitale et extrait de la carte de Zahlé, localisation des prélèvements de Qabb Elias.	page 139
Figure 147 : Affleurement des prélèvements de Sribant Royo.	page 140
Figure 148 : Coupes de Jisr El Qâdi.	page 141
Figure 149 : Logs des coupes de Jisr El Qadi.	page 142
Figure 150 : Affleurements et des lames minces de la coupe JIS de Jisr El Qadi.	page 143
Figure 151 : Affleurements et lames minces de la coupe 23 de Jisr El Qadi.	page 145
Figure 152 : Affleurements et lames minces des dépôts chenalisés et de la coupe REH de Jisr El Qadi.	page 146
Figure 153 : Carte modifiée de la région de Jisr El Qâdi.	page 147
Figure 154 : Synthèse des logs de Jisr El Qâdi.	page 148
Figure 155 : Localisation des coupes et des prélèvements effectués autour de Jezzine.	page 149

Figure 156 : Log de la coupe d'Aazour avec les deux faciès sommitaux.	page 150
Figure 157 : Affleurement et lames minces de la base de la coupe d'Aazour.	page 151
Figure 158 : Coupe d'Aazour.	page 152
Figure 159 : Affleurement et lames minces du second faciès sommital de la coupe d'Aazour.	page 154
Figure 160 : Coupes de Bkâssine.	page 155
Figure 161 : Logs des coupes dans les grès du domaine de Jezzine.	page 156
Figure 162 : Affleurement et lames minces des coupes de l'Ouadi Jezzine.	page 157
Figure 163 : Affleurement et lames minces des prélèvements d'El Homsiyeh.	page 158
Figure 164 : Localisation sur l'image satellitale et sur l'extrait de la carte topographique de Jezzine des couches sommitales de grès d'Aazour à Jezzine.	page 159
Figure 165 : Localisation des basaltes kimméridgien et fin kimméridgien et de la paléofaille.	page 160
Figure 166 : Synthèse des coupes autour de Jezzine.	page 161
Figure 167 : Localisation des coupes et des prélèvements effectués dans l'Anti-Liban.	page 165
Figure 168 : Affleurements d'Ain Bounaya.	page 167
Figure 169 : Coupe VV d'Ain Bounaya.	page 167
Figure 170 : Logs des coupes de Ain Bounaya.	page 168
Figure 171 : Affleurements et lames minces des échantillons d'Ain Bounaya.	page 169
Figure 172 : Coupe Cha d'Ain Bounaya.	page 170
Figure 173 : Affleurements et lames minces d'échantillons d'Ain Bounaya.	page 171
Figure 174 : Coupe de Deir El Achair.	page 172
Figure 175 : Synclinal de Deir El Achair ; vues sur la terminaison synclinale jurassique et sur le cœur de la structure.	page 172
Figure 176 : Log de la coupe de Deir El Achair.	page 174
Figure 177 : Affleurements et lames minces de la coupe de Deir El Achair.	page 175
Figure 178 : Lames minces des calcaires karstés et contenu des marnes jaunes de Deir El Achair.	page 176
Figure 179 : Coupe d'Aita El Foukhar.	page 177
Figure 180 : Log de la coupe d'Aita El Foukhar.	page 178
Figure 181 : Affleurements et lames minces de la coupe d'Aita El Foukhar.	page 179
Figure 182 : Coupe Rachaiya.	page 180
Figure 183 : Affleurement et lames minces de la coupe de Rachaiya.	page 180
Figure 184 : Log de la coupe de Rachaiya.	page 181
Figure 185 : Coupe et des prélèvements d'Ain Horché.	page 181
Figure 186 : Log de la coupe d'Ain Horché.	page 182

Figure 187 : Affleurements et lames minces de la coupe d'Ain Horché.	page 183
Figure 188 : Affleurements et lame mince des prélèvements effectués au-dessus de la coupe de Ain Horché.	page 184
Figure 189 : Coupe d'Ain Aata.	page 185
Figure 190 : Affleurements et lame mince des basaltes d'Ain Aata.	page 185
Figure 191 : Affleurements et lames minces de la coupe de Ain Aata.	page 186
Figure 192 : Log de Ain Aata.	page 187
Figure 193 : Coupe de Mimess.	page 188
Figure 194 : Log de Mimess.	page 188
Figure 195 : Affleurement et lames minces de la coupe de Mimess.	page 189
Figure 196 : Synthèse des logs des coupes levées dans l'Anti-Liban.	page 191
Figure 197 : Logs des coupes levées par Chatta (1980) dans l'Anti-Liban syrien.	page 192
Figure 198 : Synthèse des coupes de l'Anti-Liban.	page 194
Figure 199 : Localisation des dépôts d'ambre où ont été déterminés des arthropodes, des végétaux et des restes de vertébrés.	page 198
Figure 200 : Répartition synthétique et non exhaustive d'espèces rencontrées dans les ambres de différents gisements libanais (fig. 199), d'après les données consignées dans l'annexe 3.	page 199
Figure 201 : Signification de l'âge de la base du Crétacé, de la base de l'Aptien et du sommet de l'Aptien inférieur.	page 200
Figure 202 : Résumé des travaux de Dietrich (1976) : carte, profils et Log de synthèse des dépôts de grès ambrifères des Grès de base (Néocomien) dans la région de Jezzine.	page 201
Figure 203 : Grès libanais.	page 201
Figure 204 : Epaisseurs des dépôts de grès du Liban.	page 203
Figure 205 : Formations Crétacées.	page 204
Figure 206 : Localisation des formations d'origine magmatique interstratifiées dans les micrites jurassiques relevées dans notre travail.	page 207
Figure 207 : Diagnoses par Boudagher-Fadel de quelques échantillons de nos levés comparés à nos observations de terrain.	page 208
Figure 208 : Localisation de l'emplacement des deux blocs crustaux constituent l'actuel Anti-Liban avant le Miocène et aujourd'hui; d'après Khair <i>et al.</i> , 1993.	page 210
Figure 209 : Synthèse des données sédimentaires, magmatiques et tectoniques.	page 211
Figure 210 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban pendant le Jurassique Supérieur.	page 212
Figure 211 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban pendant le Kimméridgien Terminal et le Néocommien.	page 213
Figure 212 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban à la fin du Néocommien .	page 214

Figure 213 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban au Néocomien Terminal.	page 215
Figure 214 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban pendant le Néocomien Terminal et le Barrémien Basal.	page 216
Figure 215 : Reconstitution schématique de l'histoire géologique des différents compartiments du Mont Liban au Barrémien –Aptien.	page 217
Figure 216 : Tentative de reconstitution de la structuration crustale du Liban ; adapté de Kazmin, 2002.	page 220
Figure 217 : Essai d'interprétation des mouvements tectoniques ayant touchés le Liban au début du Crétacé (modifié d'après Kazim).	page 221
Figure 218 : Tentative de reconstitution de l'histoire géologique des grands domaines libanais	page 224

Documents annexes

Annexe 1- Liste des abréviations

A

- A. j. : *Alveosepta jaccardi* SCHRODT 1894 (*A. jaccardi*)
- A. p. : *Alveosepta powersi* REDMOND 1964 (*A. powersi*)
- A. l. : *Anchispirocyclina lusitanica* EGGER 1902 (*A. lusitanica*)
- Ac. p. : *Actinoporella podolica* ALTH 1878 (*Ac. podolica*)
- Ac. k. : *Actinoporella krymensis* ALTH 1878 (*Ac. krymensis*)
- Ar. a. : *Arabicodium aegagrapiloïdes* ELLIOT 1957 (*Ar. Aegagrapiloïdes*)
- Am. sp. : *Ammobaculites sp.* CUSHMAN 1910

B

- B. : Brachiopode
- Br. : Bryozoaire
- Bu. t. : *Burgundia trinorchii* DEHORNE 1916 (*Bu. trinorchii*)
- B.g. : *Balanocidaris glandifera* MUNSTER (*B. glandifera*)

C

- Cé. : Céphalopode
- C. p. : *Cayeuxia piae* FROLLO 1938 (*C. piae*)
- C. j. : *Clypenia jurassica* FAVRE & MICHARD 1927 (*C. jurassica*)
- C. sp. : *Clypenia sp.* MICHELIN 1845
- C. d. : *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER (*C. decipiens*)
- Cl. d. : *Cladocoropsis dubertreti* HUDSON 1953 (*Cl. dubertreti*)
- Cy. sp. : *Cycloloculina sp.* HERON-ALLEN & ERLAND 1908
- Cd. sp. : *Cylindroporella sp.* JOHNSON 1954
- Cr. : Charophyte
- Ca. : Calpionelle

D

- Dy. : Dinokyste
- D. : Dasycladale

E

- E. v. : *Everticyclammina virculina* REDMOND 1964 (*E. virculina*)
- E. c. : *Everticyclammina contorta* KOECHLIN 1942 (*E. contorta*)
- E. sp. : *Epistoma sp.* ROEMER

F

G

H

- H. l. : *Heteroporella af. lemmensis* BERNIER 1971 (*H. lemmensis*)
- H. a. : *Heteroporella anici* BERNIER 1984 (*H. anici*)
- H. sp. : *Heteroporella sp.* GROS-LEMOINE 1966

I

- I.l. : *Involutina liasica* JONES (*I. liasica*)

J

K

- K.w. : *Kurnubia wellingsi* HENSON 1948 (*K. wellingsi*)
 K. p. : *Kurnubia palastiniensis* HENSON 1948 (*K. palastiniensis*)
 K. b. : *Kilianina blancheti* PFENDER 1933 (*K. blancheti*)

L

- Li. p. : *Lithothamnium primitiva* JOHNSON (*Li. primitiva*)
 Lc. a. : *Lithocodium aggregatum* ELLIOT 1956 (*Lc. aggregatum*)
 L. p. : *Lenticulina prima* d'ORBIGNY (*L. prima*)
 L. c. : *Lenticulina cultrata* MONFORT (*L. cultrata*)
 L. a. : *Lenticulina acutiangulata* TERQUEM (*L. acutiangulata*)
 L. sp. : *Lenticulina* sp.

M

- M. e. : *Mangashtia egyptiensis* FOURCADE 1984 (*M. egyptiensis*)
 M. sp. : *Macroporella* sp. PIA 1912
 M. s. : *Milleporidium somaliense* ZUFFARDI-COMERCI 1932 (*M. somaliense*)
 Ma.l. : *Marinella lugeoni* PFENDER 1939 (*Ma. lugeoni*)

N

- N. o. : *Nautiloculina oolithica* MOHLER 1938 (*N. oolithica*)
 N. c. : *Nautiloculina circularis* SAID & BARAKAT 1958 (*N. circularis*)
 N. : Nériné.
 Né. s. : *Nerinea salinensis* PČELINZER 1865 (*Né. salinensis*)
 Ne. g. : *Neotetloporella gallaeformis* RADOICIC 1964 (*Ne. gallaeformis*)
 No. sp. : *Nodosaria* sp.

O

- Os : Ostracode.
 O.r. : *Ovalveolina reicheli* (*O. reicheli*)
 O.c.-d. : *Orbitolina conoidea-discoidea* GRAS (*O. conoidea-discoidea*)

P

- P. c. : *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER *et al.* 1968 (*P. caelinensis*)
 P. s. : *Pseudocyclammia sphaeroïdalis* HOTTINGER 1967 (*P. sphaeroïdalis*)
 P. m. : *Pseudocyclammia maynci* HOTTINGER 1967 (*P. maynci*)
 P. l. : *Pseudocyclammia lituus* YOKOYAMA 1890 (*P. lituus*)
 P. h. : *Pseudocyclammia hedbergi* HOTTINGER (*P. hedbergi*)
 P.sp. : *Pseudocyclammia* sp. YABE & HANZAWA 1926
 Po. i. : *Polygonella incrustata* ELLIOT 1957 (*Po. incrustata*)
 Po. l. : *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH 1962 (*Po. lenticularis*)
 P. a. : *Permocalculus ampullaceas* ELLIOT 1957 (*P. ampullaceas*)
 Pd. m. : *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA (*Pd. mediterraneus*)
 Pf. b. : *Pseudopfenderina butterlini* BRUN 1962 (*Pf. butterlini*)
 Pr. i. : *Praechrysalidina infracretacea* SIMON –LUPETO 1879 (*Pr. infracretacea*)

Q

R

- R. r. : *Riyadhella regularis* REDMOND 1965 (*R. regularis*)
 R. sp. : *Riyadhella* sp. REDMOND 1965
 R. c. : *Retrocyclammia chouberti* HOTTINGER 1967 (*R. chouberti*)

S

- S. d. : *Salpingoporella dinarica* RADOICIC 1959 (*S. dinarica*)
 S. a. : *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953 (*S. annulata*)
 S. j. : *Salpingoporella johnsoni* DRAGASTAN 1971 (*S. johnsoni*)
 S. g. : *Salpingoporella grudii* RADOICIC 1962 (*S. grudii*)
 S. b. : *Siphovalvulina beydouni* BOUDAGHER-FADEL & NOUJAIM-CLARK 2004
 (*S. beydouni*)
 Sp. sp. : *Salpingella* sp..
 S. : Stromatoporidaé
 Sh. h. : *Shuqraia heybroki* HUDSON 1954 (*Sh. heybroki*)
 Sh. a. : *Shuqraia arabica* HUDSON 1954 (*Sh. arabica*)
 So. l. : *Solenopora liasica* LE MAITRE (*So. liasica*)
 St. s. : *Steinaria somaliensis* WELLS (*St. somaliensis*)
 Sy. k. : *Syriana khouryi* FOURCADE & MOUTY 1995 (*Sy. khouryi*)

T

- Th. p. : *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI 1922 (*Th. parvovesiculifera*)
 Th. sp. : *Thaumatoporella* sp. PIA
 T. sp. : *Trocholina* sp. PAALZOW 1922
 T. a. : *Trocholina alpina* LEUPOLD 1936 (*T. alpina*)
 T. g. : *Trocholina gigantea* PELISSIER & PEYBERNES 1982 (*T. gigantea*)
 T. e. : *Trocholina elongata* LEUPOLD (*T. elongata*)
 Te : Térébratule.
 Tu. sp. : *Tunispiroïde* sp.
 Tq. sp. : *Terquemella* sp. MORELLET 1913
 Tx. sp. : *Textulariopsis* spp.

U

V

- V. l. : *Valvulina longeoni* SEPTFONTAINE 1977 (*V. longeoni*)
 V. sp. : *Valvulina* sp. ORBIGNY 1826

W

X

Y

Z

Annexe 2 - Relevé non exhaustif des données bibliographiques concernant les organismes retrouvés dans les lames de ce présent travail. (nom de l'organisme, période de présence, localité, référence)

Organisme	Indice de présence	Localité	Référence bibliographique
<i>Alveosepta jaccardi</i>	Kimméridgien supérieur-Portlandien	Turquie (Pontides orientales)	Tasli, 1993
	Oxfordien supérieur-Kimméridgien		Septfontaine, 1981
	Kimméridgien	Syrie (Jabal As Sahlyeh)	Fourcade & Mouty, 1995
	Oxfordien final-Kimméridgien basal	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Oxfordien-Kimméridgien moyen	EAU (Abu-Dhabi)	DeMatos, 1994
	Oxfordien supérieur-Kimméridgien supérieur	France (Jura)	Bernier, 1984
	Kimméridgien supérieur (Oxfordien - Kimméridgien)	Liban « Bhanness formation »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2002
	Kimméridgien	Liban « Bikfaya formation » (Bikfaya & Nass)	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2001
<i>Alveosepta powersi</i>	Malm	Mésogée (dont côte levantine et Moyen orient)	Pélessié <i>et al.</i> , 1982
	Kimméridgien basal- moyen	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Kimméridgien supérieur	France (Jura)	Bernier, 1984
	Kimméridgien supérieur (Kimméridgien inférieur - moyen)	Liban « Bhanness formation »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2002
<i>Anchispirocyclina lusitanica</i>	Oxfordien supérieur – Kimméridgien moyen	Liban « Bikfaya formation » (Bikfaya & Nass)	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2001
	Kimméridgien supérieur (Kimméridgien-Tithonien)	Liban « Bhanness formation »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2002
<i>Anchispirocyclina prélusitanica</i>	Malm	Mésogée (dont côte levantine et Moyen orient)	Pélessié <i>et al.</i> , 1982
	Kimméridgien-Thitonique	Tunisie	Bonnefous, 1972.
<i>Anchispirocyclina sp.</i>	Oxfordien moyen-Valanginien moyen		Septfontaine, 1981
	Kimméridgien-Valanginien moyen		Neumann, 1967
<i>Actinoporella podolica</i>	Oxfordien – Kimméridgien Aptien	Liban « Kesrouane formation » (niveau à orbitolines, calcaire de Jezzine)	Basson & Edgell, 1971
	Néocomien	Méditerranée occidentale	Pélessié <i>et al.</i> , 1982
	Portlandien – Barrémien		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
	Tithonien inférieur et moyen	Liban « Bikfaya formation » (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Actinoporella krymensis</i>	Oxfordien-Portlandien		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
<i>Actinoporella sp.</i>	Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
<i>Arabicodium aegagrapiloïdes</i>	Kimméridgien supérieur	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
<i>Ammobaculites sp.</i>	Carbonifère – Actuel		Neumann, 1967
	Domérien inférieur, toarcien inférieur-bajocien,	Maroc	Boutakiout, 1990
	Bartonien-Kimméridgien basal	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Kimméridgien moyen	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Tithonien inférieur et moyen	Liban « Bikfaya formation » (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Burgundia trinorchii</i>	Oxfordien-Portlandien	Moyen-Orient	Toland, 1994
	Tithonien inférieur et moyen	Liban « Bikfaya formation » (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Cayeuxia piaae</i>	Bajocien-Cenomanien	Liban « Kesrouane formation » calcaires de Jezzine et de Sannine	Basson & Edgell, 1971
	Kimméridgien	Liban (Mechane)	St Marc, 1980

Organisme	Indice de présence	Localité	Référence bibliographique
<i>Clypenia jurassica</i>	Portlandien- Néocomien	Sardaigne	Azema, 1977
	Malm Néocomien	Méditerranée occidentale	Pélessié <i>et al.</i> , 1982
	Kimméridgien inférieur – supérieur	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Kimméridgien moyen - Berriasien moyen		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
	Kimméridgien – Berriasien basal ?	EAU (Abu-Dhabi)	DeMatos, 1994
	Callovien-Kimméridgien inférieur (+ bhanness ?)	Liban « Kesrouane A, C »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
	Kimméridgien supérieur-Portlandien	France (Jura)	Bernier, 1984
	Kimméridgien	Liban (Mechane)	St Marc, 1980
<i>Clypenia sp.</i>	Oxfordien supérieur	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
<i>Choffatella decipiens</i>	? Berriasien- Hauterivien ?		Septfontaine, 1981
	Aptien Z vu ou c'est c'est de l'aptien	Syrie (Jabal As Sahlyeh)	Fourcade & Mouty, 1995
	Hauterivien-Aptien inférieur	Oman	Simmons, 1994
	Néocomien – Aptien	Méditerranée occidentale	Pélessié <i>et al.</i> , 1982
<i>Choffatella sp.</i>	Oxfordien – Santonien		Septfontaine, 1981
	Portlandien -Albien		Neumann, 1967
<i>Cladocoropsis dubertrei</i>	Oxfordien-Kimméridgien	Liban	Hudson, 1951-54
<i>Cladocoropsis sp.</i>	Oxfordien-Kimméridgien	EAU (Abu-Dhabi)	DeMatos, 1994
	Kimméridgien inférieur	Moyen-Orient	Toland, 1994
	Jurassique supérieur	Arabie Saoudite	Hugues, 2004
	Kimméridgien	Liban (Mechane)	St Marc, 1980
<i>Cyclolocolina sp.</i>			
<i>Cylindroporella sp.</i>	Callovien moyen – Tithonique	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Oxfordien-Aptien		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
	Oxfordien final-Tithonique	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Barrémien- Aptien	Mésogée septentrionale	Pélessié <i>et al.</i> , 1982
	Tithonien	Liban « Bikfaya et Salima formations » (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Everticyclammina virculina</i>	Kimméridgien supérieur	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Kimméridgien supérieur	France (Quercy)	Pelissié & Peyberès, 1982
	Oxfordien terminal – Tithonique	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Kimméridgien supérieur-Portlandien moyen	France (Jura)	Bernier, 1984
	Callovien (callovien-Kimméridgien)	Liban « Kesrouane B »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
	Malm	Mésogée (dont côte levantine et Moyen orient)	Pélessié <i>et al.</i> , 1982
<i>Everticyclammina contorta</i>	Berriasien (Berriasien-Barrémien inférieur)	Liban « Salima formations » (Bikfaya)	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2001
<i>Everticyclammina sp</i>	Domérien inférieur	Maroc	Boutakiout, M., 1990
	Bathonien-Aptien moyen		Septfontaine, 1981
	Oxfordien-Kimméridgien	Egypte (désert occidental)	Fourcade <i>et al.</i> , 1984
	Tithonien moyen	Liban sommet « Bikfaya et Salima formations » (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Heteroporella lemmensis</i>	Jurassique moyen à supérieur	Arabie Saoudite (Tuwaiq)	Okla, 1991
	Kimméridgien moyen-berriasien moyen		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
	Kimméridgien moyen-Tithonique inférieur	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Berriasien	Méditerranée occidentale, Balkans, Crimée	Pélessié <i>et al.</i> , 1982
	Kimméridgien supérieur-Portlandien	France (Jura)	Bernier, 1984
<i>Heteroporella anici</i>	Oxfordien moyen-portlandien moyen		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
<i>Involutina liasica</i>	Domérien inférieur-moyen	Maroc	Boutakiout, 1990
	Rhétien-toarcien inférieur		Septfontaine, 1981
	Domérien	Tunisie	Bonnefous, 1972.

Organisme	Indice de présence	Localité	Référence bibliographique
<i>Kurnubia wellingsi</i>	Callovien moyen – Kimméridgien basal	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Kimméridgien supérieur (Callovien ? Oxfordien-Kimméridgien)	Liban « Bhanness formation »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2002
	Callovien – Kimméridgien inférieur	Liban « Kesrouane A,B,C »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
<i>Kurnubia palastiniensis</i>	Callovien supérieur -Oxfordien	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Callovien- Kimméridgien	Syrie (Jabal As Sahlyeh)	Fourcade & Mouty, 1995
	Oxfordien-Kimméridgien	Egypte	Fourcade <i>et al.</i> , 1984
	Oxfordien-Kimméridgien supérieur	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Oxfordien-Tithonique	Abu-Dhabi	DeMatos, 1994
	Kimméridgien supérieur-Portlandien moyen	France (Jura)	Bernier, 1984
	Kimméridgien	Liban (Mechane)	St Marc, 1980
	Kimméridgien supérieur (Oxfordien-Kimméridgien)	Liban « Bhanness formation »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2002
Kurnubia sp.	Bathonien-Kimméridgien inférieur moyen BFK)	Liban « Kesrouane A,B,C, B »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
	Oxfordien –portlandien		Septfontaine, 1981
<i>Kilianina blancheti</i>	Bathonien		Septfontaine, 1981
	Bathonien supérieur	Syrie (Jabal As Sahlyeh)	Fourcade & Mouty, 1995
	Bathonien-Oxfordien	Liban « Kesrouane A,B,C »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
<i>Lithothamnium primitiva</i>	Kimméridgien supérieur – Tithonique	Tunisie	Bonnefous, 1972.
<i>Lithocodium aggregatum</i>	Oxfordien moyen –Tithonique	Yemmen (Sana'a)	Simmons & Al-Thourk, 1994
	Hauterivien – Aptien inférieur	Oman	Simmons, 1994
	Tithonien inférieur et moyen	Liban « Bikfaya formation » (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Lenticulina prima</i>	Domérien	Tunisie	Bonnefous, 1972.
<i>Lenticulina cultrata</i>	Domérien	Tunisie	Bonnefous, 1972.
<i>Lenticulina acutiangulata</i>	Domérien	Tunisie	Bonnefous, 1972.
<i>Lenticulina sp.</i>	Toarcien Bajocien	Maroc	Boutakiout, 1990
	Domérien	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Tithonien supérieur	Liban sommet « Salima formation » (Bikfaya)	Toland, 2000.
	Jurassique supérieur	Arabie Saoudite	Hugues, 2004
	Oxfordien Kimméridgien	Egypte (désert occidental)	Fourcade <i>et al.</i> , 1984
<i>Mangashtia egyptiensis</i>	Oxfordien moyen	Syrie (Jabal As Sahlyeh)	Fourcade & Mouty, 1995
	Callovien terminal – Kimméridgien basal (bhanness)	Liban « Kesrouane A,B »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
	Kimméridgien portlandien	Roumanie	Bucur, 1998
<i>Macroporella sp.</i>	Tithonique	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Néocomien	Méditerranée occidentale	Péliccié <i>et al.</i> , 1982
	Portlandien	France (Jura)	Bernier, 1984
	Jurassique supérieur	Moyen orient	Hudson, 1951-54
<i>Milleporidium somaliense</i>	Kimméridgien -Portlandien	France (Jura)	Bernier, 1984
<i>Nautiloculina oolithica</i>	Bajocien-		Septfontaine, 1981
	Callovien moyen	Tunisie	Bonnefous,1972.
	Oxfordien-Aptien	Abu-Dhabi	DeMatos, 1994
	Kimméridgien supérieur (Oxfordien-Kimméridgien)	Liban « Bhanness formation »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2002
	Berriasien-Valanginien	Liban « Salima formation » (Bikfaya)	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2001
<i>Nautiloculina circularis</i>	Oxfordien-Kimméridgien	Egypte (désert occidental)	Fourcade <i>et al.</i> , 1984
	Kimméridgien	Liban (Mechane)	St Marc, 1980
	Kimméridgien supérieur (Oxfordien-Kimméridgien)	Liban « Bhanness formation »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2002
	Callovien supérieur	Liban	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
<i>Nautiloculina sp.</i>	Sinemurien moyen- Albién		Septfontaine, 1981
	Bajocien-Aptien		Neumann, 1967
	Oxfordien inférieur – Tithonique	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Kimméridgien	Liban sous « Bikfaya formation » (Bikfaya)	Toland, 2000.

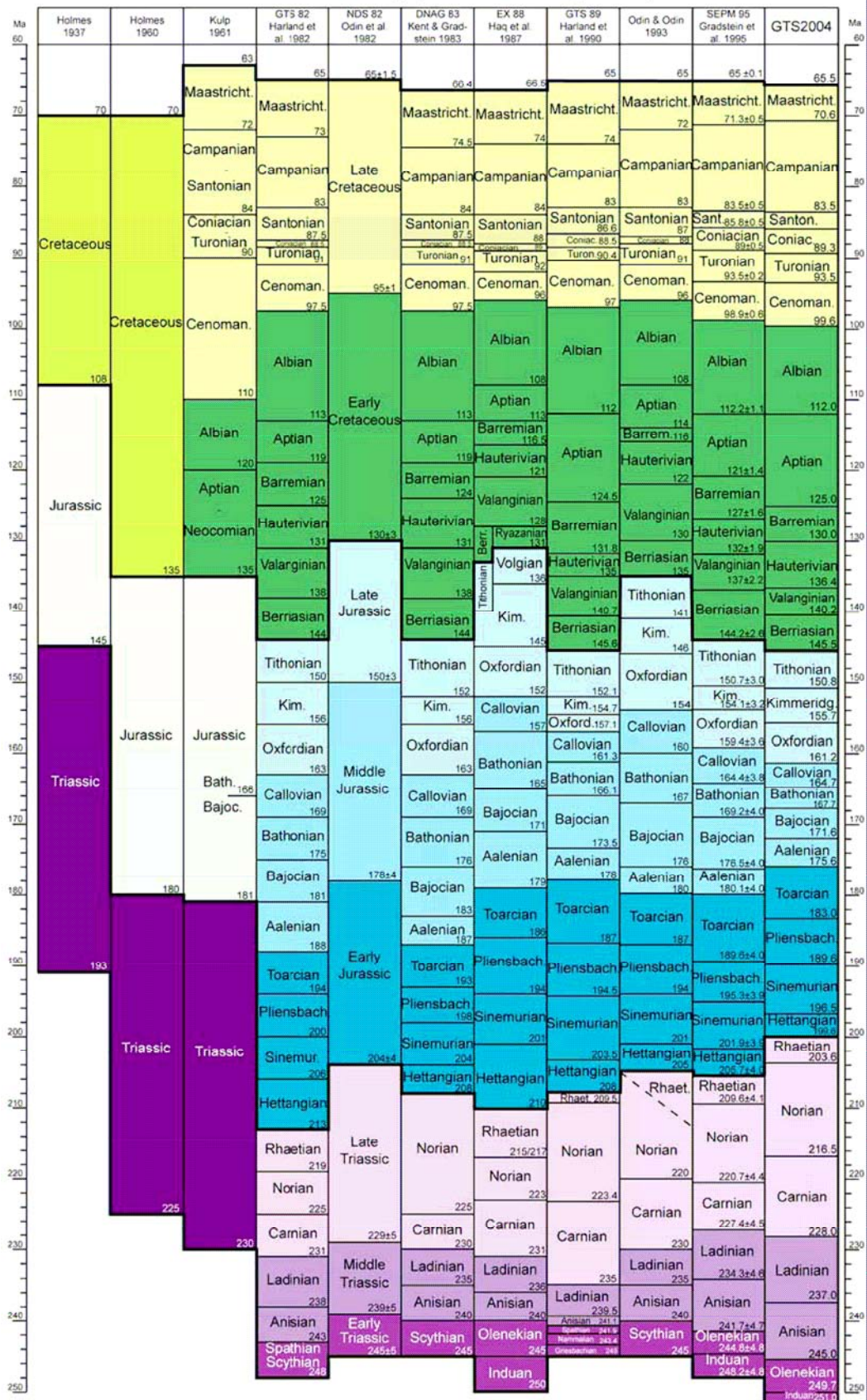
Organisme	Indice de présence	Localité	Référence bibliographique
<i>Nerinea salinensis</i>	Kimméridgien supérieur	Liban (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Nodosaria sp.</i>	Domérien inférieur moyen, toarcien Aalénien	Maroc	Boutakiout, 1990
	Jurassique moyen	Moyen Orient	Al-Saad, 2008
	Jurassique supérieur	Arabie Saoudite	Hugues, 2004
<i>Orbitolina conoidea-discoidea</i>	Crétacé inférieur	Liban	Dubertret
<i>Parurgonina caelinensis</i>	Kimméridgien inférieur	Turquie (Pontides orientales)	Tasli, 1993
	Kimméridgien supérieur-Portlandien moyen	France (Jura)	Bernier, 1984
	Oxfordien		Septfontaine, 1981
	Kimméridgien-Portlandien	Roumanie	Bucur, 1988
	Kimméridgien	Liban (Mechane)	St Marc, 1980
<i>Parusgonia sp.</i>	Oxfordien Kimméridgien inférieur	Liban « Kesrouane A,B »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
<i>Pseudocyclammina sphaeroïdalis</i>	Oxfordien moyen-Portlandien moyen		Septfontaine, 1981
<i>Pseudocyclammina maynci</i>	Kimméridgien supérieur (Kimméridgien – Tithonien)	Liban « Bhanness formation »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2002
<i>Pseudocyclammina lituus</i>	Kimméridgien supérieur-Portlandien	Turquie (Pontides orientales)	Tasli, 1993
	Bajocien-Oxfordien		Septfontaine, 1981
<i>Pseudocyclammina lituus</i>	Oxfordien-Kimméridgien moyen		Septfontaine, 1981
	Tithonique	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Kimméridgien supérieur-Portlandien moyen	France (Jura)	Bernier, 1984
	Kimméridgien	Liban (Mechane)	St Marc, 1980
	Kimméridgien supérieur (Kimméridgien inférieur)	Liban « Bhanness formation »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2002
<i>Pseudocyclammina hedbergi</i>	Tithonien inférieur et moyen	Liban base « Bikfaya formation » (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Pseudocyclammina hedbergi</i>	Kimméridgien supérieur – Crétacé inférieur		Septfontaine, 1981
<i>Pseudocyclammina sp.</i>	Pleinsbachien-Santonien		Septfontaine, 1981
	Pliesbachien -Santonien		Neumann, 1967
	Kimméridgien inférieur	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Oxfordien moyen – supérieur	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
<i>Polygonella incrustata</i>	Oxfordien- kimmeridgien	Liban « Kesrouane formation »	Basson & Edgell, 1971
<i>Permocalculus ampullaceus</i>	Oxfordien – kimmeridgien	Liban « Kesrouane formation »	Basson & Edgell, 1971
<i>Permocalculus inopinatus</i>	Portlandien – Aptien	Liban « Bikfaya » et niveau à Orbitolines	Basson & edgell, 1971
	Kimméridgien final-Tithonique	Yemmen (Sana'a)	Simmons & Al-Thourk, 1994
	Valanginien -Aptien inférieur	Oman	Simmons, 1994
<i>Permocalculus sp.</i>	Kimméridgien -Tithonien	Liban « Bikfaya et salima formations » (Bikfaya)	Toland, 2000.
	Kimméridgien supérieur-Tithonique	Tunisie	Bonnefous, 1972.
<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>	Oxfordien-Kimméridgien	Egypte (désert occidental)	Fourcade <i>et al.</i> , 1984
<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>	Hetangien – Plienbachien		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
<i>Pseudopfenderina butterlini</i>	Bathonien	Liban	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
<i>Riyadhella sp.</i>	Oxfordien moyen -Kimméridgien supérieur	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Berriasien	Liban « Salima formations » (Bikfaya)	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2001
<i>Retrocyclammina sp.</i>	Kimméridgien-Portlandien		Septfontaine, 1981
<i>Retrocyclammina chouberti</i>	Kimméridgien	Liban « Bikfaya formation » (Bikfaya & Nass)	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2001
	Portlandien	France (Jura)	Bernier, 1984
	Tithonien inférieur et moyen	Liban « Bikfaya formation » (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Salpingoporella dinarica</i>	Valanginien-Aptien		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
	Barrémien -Aptien	Moyen-orient, Magreb	Pélissié <i>et al.</i> , 1982
<i>Salpingoporella johnsoni</i>	Kimméridgien-portlandien		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
	Kimméridgien supérieur	France (Jura)	Bernier, 1984
	Hauterivien	Oman	Simmons, 1994

Organisme	Indice de présence	Localité	Référence bibliographique
<i>Salpingoporella annulata</i>	Bajocien-Portlandien	Arabie Saoudite (Tuwaiq)	Okla, 1991
	Bajocien- Kimméridgien	Liban «Kesrouane formation »	Basson & Edgell, 1971
	Kimméridgien	Liban (Mechane)	St Marc, 1980
	Portlandien Néocomien	Sardaigne	Azéma, 1977
	Malm - Néocomien	Méditerranée occidentale	Pélessié <i>et al.</i> , 1982
	Oxfordien-Kimméridgien	Egypte (désert occidental)	Fourcade <i>et al.</i> , 1984
	Kimméridgien -Portlandien	France (Jura)	Bernier, 1984
	Callovien-Portladien		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
	Oxfordien moyen-Kimméridgien supérieur	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
Oxfordien-valanginien basal	EAU (Abu-Dhabi)	DeMatos, 1994	
<i>Salpingoporella grudii</i>	Kimméridgien-portlandien		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
	Kimméridgien -Portlandien	France (Jura)	Bernier, 1984
	Kimméridgien basal	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
<i>Salpingoporella sp.</i>	Aptien supérieur	Liban (calcaire de Jezzine)	Basson & Edgell, 1971
	Oxfordien inférieur	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Bathonien-Turonien		Bassoulet <i>et al.</i> , 1978
<i>Siphovalvulina beydouni</i>	Callovien - Oxfordien inférieur	Liban « Kesrouane A,B,C »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
<i>Siphovalvulina sp.</i>	Domérien inférieur	Maroc	Boutakiout, 1990
	Sinémurien-domérien	Maroc (Haut Atlas)	Septfontaine, 1984
	Sinémurien – Cénomaniens		Septfontaine, 1981
Stromatoporié	Tithonien	Liban « Bikfaya et Salima formations » (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Shuqraia heybroki</i>	Kimméridgien	Moyen-Orient	Hudson, 1951-54
<i>Shuqraia arabica</i>	Kimméridgien	Moyen Orient	Hudson, 1951-54
<i>Shuqraia sp.</i>	Tithonien inférieur et moyen	Liban « Bikfaya formation » (Bikfaya)	Toland, 2000.
<i>Solenopora liasica</i>	Sinémurien –Carixien	Tunisie	Bonnefous, 1972
	Oxfordien - Kimméridgien	Liban «Kesrouane formation »	Basson & Edgell, 1971
<i>Steinaria somaliensis</i>	Kimméridgien inférieur	Moyen-Orient	Toland, 1994
<i>Syriana khouryi</i>	Callovien supérieur	Syrie (Jabal As Sahlyeh)	Fourcade & Mouty, 1995
	Callovien supérieur	Liban « Kesrouane base B »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
	Callovien	Syrie	Kaminski, 2000
<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i>	Sinémurien –pliesbachien	Tunisie	Bonnefous, 1972
	Oxfordien moyen - Kimméridgien moyen	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Oxfordien-Aptien	EAU (Abu-Dhabi)	DeMatos, 1994
	Kimméridgien -Portlandien	France (Jura)	Bernier, 1984
	Kimméridgien	Liban (Méchame)	St Marc, 1980
	Jurassique supérieur	Arabie Saoudite	Hugues, 2004
	Bathonien-Kimméridgien	Liban « Kesrouane A,B,C »	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
<i>Thaumatoporella incrustata</i>	Oxfordien supérieur – Kimméridgien basal	Tunisie	Bonnefous, 1972.
<i>Thaumatoporella sp</i>	Trias supérieur à paléocène	Liban	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2004
<i>Trocholina alpina</i>	Callovien –Oxfordien	France (Quercy)	Pelissié & Peyberès, 1982
	Oxfordien supérieur	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Oxfordien moyen	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Kimméridgien	Liban (Méchame)	St Marc, 1980
	Berriasien-Valanginien	Liban « Salima formation » (Bikfaya)	Noujaim Clark & Boudagher-Fadel, 2001
<i>Trocholina gigantea</i>	Callovien - Oxfordien	France (Quercy)	Pelissié & Peyberès, 1982
<i>Trocholina elongata</i>	Oxfordien moyen-Kimméridgien basal	Tunisie	Bonnefous, 1972.
	Kimméridgien	Liban (Méchame)	St Marc, 1980
	Jurassique supérieur	Arabie Saoudite	Hugues, 2004
<i>Trocholina sp.</i>	Domérien	Tunisie	Bonnefous, 1972.
<i>Terquemella sp.</i>	Kimméridgien moyen – Tithonique	Yemmen (Sana'a)	Simons & Al-Thourk, 1994
	Portlandien	France (Jura)	Bernier, 1984
<i>Valvulina longeoni</i>	Callovien-Oxfordien	France (Quercy)	Pelissié & Peyberès, 1982
	Callovien		Septfontaine, 1981
	Kimméridgien supérieur-Portlandien moyen	France (Jura)	Bernier, 1984
<i>Valvulina sp..</i>	Bajocien –Cénomaniens		Septfontaine, 1981
	Kimméridgien	Liban (Méchame)	St Marc, 1980

Localité	Type d'organisme	Référence bibliographique.
Jezzine-Jouar Es Souss Jez	Arthropodes suite : <i>Libanochlites neocomicus</i> <i>Phlebotomites brevifilis</i> <i>Phlebotomis longifilis</i> <i>Microphorites extinctus</i> <i>Trichnites cretaceus</i> <i>Bernaëa neocomica</i> <i>Heidea cretatica</i> <i>Bcharregloris amunobi</i> <i>Setogloris reemae</i> <i>Libanogloris chehabi</i> <i>Libanogloris randatae</i> <i>Moundthrips beatificus</i> <i>Electroxenus jezzinensis</i>	Brundin, 1976. Hennig, 1972. Hennig, 1972 Hennig, 1971. Hennig, 1970. Schlee, 1970 " Azar & Nel, 1994. " " " Nel et al., 2007. Nguyen Duy & Azar, 2004
Aazour Aaz	Arthropodes : <i>Eophlebotomus gezei</i>	Azar et al., 2003.
Sarhnaoul Sar	Arthropodes : <i>Libanochlites neocomicus</i>	Brundin, 1976.
Khardalé Kar	Ptéridophytes : <i>Weichselia reticulata</i> Gymnospermes : <i>Pseudocotinus</i> sp. <i>Pterophyllum</i> ou <i>Ptilophyllum</i> sp. <i>Cycadolepis</i> sp. <i>Brachyphyllum</i> sp.	Barale & Azar, 2004. " " " "
Ain Bounaya ABO	Arthropodes : <i>Paleopsychoda jacquelina</i>	Azar et al., 1999a.
Aïta El Foukar Fou	Arthropodes : <i>Palemymar aitanensis</i>	Azar com. pers.

Annexe 4 – Comparaison des chartes du Mésozoïque.

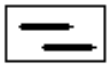































Mesozoic comparison chart
(color code according to the Commission de la Carte Géologique de Monde, Paris)



Annexe 5 - Overview of Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSP's) for late Jurassic an basal Cretaceous. International Commission on Stratigraphy ; Status on June 2004, compiled by Jim Ogg.

Stages	Age (Ma) GTS 2004	Est. \pm Ma	Derivation of age	Principal correlative events	GSSP and location Status
base Albian Stage	112.0	1.0	Cycle-stratigraphy of FAD of <i>P. columnata</i> relative to base of Cenomanian, with large uncertainty due to lack of GSSP criteria	Candidates include: (1) calcareous nannofossil, lowest occurrence of <i>Praediscosphaera columnata</i> (= <i>P. cretacea</i> of some earlier studies), (2) carbon-isotope excursion (black-shale episode), (3) ammonite	Guide event is undecided GSSP anticipated in 2008
base Aptian Stage	125.0	1.0	Base of M0r, as recomputed from Ar-Ar age from MIT guyot	Magnetic polarity chronozone, base of M0r; near base of <i>Paradeshayesites oglanlensis</i> ammonite zone	Leading candidate is Gorgo a Cerbara, Piobbico, Umbria-Marche, central Italy
base Barremian Stage	130.0	1.5	Pacific spreading model for magnetic anomaly ages (variable rate), using placement at M5n.8.	Ammonite, lowest occurrence of <i>Spitidiscus hugii</i> – <i>Spitidiscus vandeckii</i> group	Leading candidate is Río Argos near Caravaca, Murcia province, Spain
base Hauterivian Stage	136.4	2.0	Pacific spreading model for magnetic anomaly ages (variable rate), using placement at base M11n	Ammonite, lowest occurrence of genus <i>Acanthodiscus</i> (especially <i>A. radiatus</i>)	Leading candidate is La Charce village, Drôme province, southeast France
base Valanginian Stage	140.2	3.0	Pacific spreading model for magnetic anomaly ages (variable rate), using placement at M14r.3 (base <i>T. pertransiens</i>).	Calpionellid, lowest occurrence of <i>Calpionellites darderi</i> (base of Calpionellid Zone E); followed by the lowest occurrence of ammonite " <i>Thurmanniceras</i> " <i>pertransiens</i>	Leading candidates are near Montbrun-les-Bains (Drôme province, SE France) and Cañada Luenga (Betic Cordillera, S. Spain) GSSP anticipated in 2007
base Berriasian Stage	145.5	4.0	Pacific spreading model for magnetic anomaly ages (variable rate), assigning to base of <i>Berriasella jacobi</i> zone (M19n.2n.55)	Maybe near lowest occurrence of ammonite <i>Berriasella jacobi</i>	Guide event is undecided. GSSP anticipated in 2008
base Tithonian Stage	150.8	4.0	Pacific spreading model for magnetic anomaly ages (variable rate), assigning to base M22An	Near base of <i>Hybonotoceras hybonotum</i> ammonite zone and lowest occurrence of <i>Gravesia</i> genus, and the base of magnetic polarity chronozone M22An	Candidates are Mt. Crussol or Canjuers (SE France) and Fornazzo (Sicily, S. Italy) Guide event is undecided. GSSP anticipated in 2007
base Kimmeridgian Stage	155.7	4.0	Pacific spreading model for magnetic anomaly ages (variable rate), assigning to base M26r.2 (Boreal ammonite definition)	Ammonite, near base of <i>Pictonia baylei</i> ammonite zone of Boreal realm	Candidate is Flodigarry (Isle of Skye, NW Scotland)
base Oxfordian Stage	161.2	4.0	Pacific spreading model for magnetic anomaly ages (variable rate), assigning to base M36An	Ammonite, <i>Brightia thuouxensis</i> Horizon at base of the <i>Cardioceras scarburgense</i> Subzone (<i>Quenstedtoceras mariae</i> Zone)	Leading candidates are Savouren (Provence province, SE France) and Redcliffe Point (Dorset, SW England)

Annexe 6- Légendes des logs.

	argiles		cnidaires
	marne		éponges
	calcaires		gastéropodes
	pelmicrite		lamellibranches
	oolithes		orbitoline
	grains coated		stromatopore
	pisolithes		poissons
	conglomérat		bryozoaires
	latérite		brachiopodes
	lamines		echinodermes
	basaltes		terriers
	silicification		bois
	quartz		lignite
	breche		coprolithes
			spicules
			ambre
			glauconie
			élément d'origine volcanique

Annexe 7- Liste des coupes, des échantillonnages et des lames minces réalisées dans ce travail.

Région géologique (fig.21) Site de la coupe (localité proche)	Références des coupes (nombre de prélèvements - de lames étudiées)	Prélèvements associés (nombre de lames étudiées)
Mont Liban Nord - zone de Sir Ed Danié		
Ain Daoud (Koubayate)	DAOUD (27 - 27)	
Chambouk (Koubayate)	CHAM (37 - 39)	Qbj13, C1 et C2 (3)
Hawara (Sir Ed Danié)	HAW (16 - 16)	SIKR (1)
Mont Liban Nord – Qartaba		
El Ghîné	GHR (11 – 13)	GHI (1) et BIV J & E (2)
Fatré El Machnaqa Jeïta	MACH (8 – 10)	JEI (2)
Ehmje	EHMJE (16 – 17) et MECH (5),	EHM1 (1) et BIV F & G (2)
Qouzhaiya (Ehden)	KOS (12+ 2 – 14)	KOBO (6)
Qehmez – Ouata Jazouz	QUE (4)	MAI (3-6), BJE (1) et AQO (1)
Tannourine	TAN (18) et TANO (11)	LAC (6)
Mont Liban Nord – Qadaa Sud		
Beskinta	BAS (8)	BVI (1)
Kfar Dibiane	KFAD (16)	
Bqaatouta – El Qalaa	POI (48) et BQA (12)	
ED Douar	DOU 06 (21) et DOU (9 – 13)	TOL (3)
El Zaraaouïn	ZAA (17)	BJ6-22 (1)
Ain Es Safsaf- Khenchara	AIN (12)	CHOUAR (1), KH1 (3-6) et B21-7 (1)
Hasbaya El Mtain	HASB (21)	El Mtain (2)
Tarchich	TACN (15) et TAC (32)	TARCH (2) et DAH (3)
Jouâr El Haouz – Kfar Selouâne	JEAZ (13) et KFS (12)	N21-E-J (1)
Mont Liban Sud – Jabal Sud		
Bmahrai –Aïn Zhalta – El Biré	BM (14-16), BMA (11-13), BIR (18) et AIZ (5)	
Bâroûk	BAR (4-10), BARN (2-4), NBARN (7)	
Niha	NIA (36 – 37)	NIHA (3)
Kfar Hoûné	HOUNA (17)	
Mazraat Srairi	SRAI (10)	
Blâte	BLATE (8)	
Qabb Elias		KAB AF/AS (2)
Sagbine Machghara Sribant Royo		SAG (4) MACH (3) SRI (3)
Mont Liban Sud – Domaine de Jirs El Qâdi de part et d'autre du Narh Damour		
Jirs El Qâdi (rive gauche)	DJ (7-9), JIS (15) et JK (16)	
Rehmala (rive droite)	JEQ 23 (9-13), CS23 (31) et REH (14)	
Mont Liban Sud – Domaine de Jezzine		
Aazour El Homchier	AAZ (40) et AA (8)	HO (2) et BRE (2)
Ouadi Jezzine	SEP (11) Bkasine (4) et BKE (5)	
Jezzine	JEZ (22)	
Anti Liban		
Aïn Bounaya	VV (19) et CHA (7- 6)	
Deir el Achar	ACHAR (34)	
Aïta el Foukhar	FOUK (42)	
Rachaya	RACHAYA (3)	
Aïn Horché	HORCHE (23)	AIH (3)
Aïn Aata	AATA (9+5)	
Mimess	MIMES (5)	

Where do we go from here ? (*B. t. v. s.*, 2001)

Résumé.

Les travaux décrits dans ce mémoire ont été conduits dans le but de clarifier la succession des événements géologiques s'étant déroulés sur le territoire libanais de la fin du Jurassique au début du Crétacé. Classiquement attribués au Jurassique supérieur (Kimmeridgien-Thitonien) les calcaires sommitaux des formations de Bikfaya et de Salima sont recouverts par des dépôts de grès azoïques : les « Grès de base » d'âge incertain. Le sommet de ces grès contient de nombreux gisements ambrifères dont la faune devait être datée. L'analyse sédimentaire et micropaléontologique des échantillons récoltés lors du levé des nombreuses coupes effectuées sur l'ensemble du territoire libanais a permis de révéler les diachronies variées du contact calcaire-grès.

Ainsi, ce contact, qui pour les anciens auteurs correspondait à la limite entre le Jurassique et le Crétacé, souligne l'histoire géologique ancienne et complexe d'un territoire composite, contrarié par l'activité tectonique plio-quaternaire qui modèle actuellement le Moyen Orient. Nous proposons que la partie Ouest du Liban (Monts Liban et plaine côtière) a évolué pendant le Jurassique dans un contexte subsident de bordure de bassin losangique liés aux Palmyrides syriennes. Puis, consécutivement à une inversion des contraintes tectoniques, la partie Nord du Mont Liban a progressivement été soulevée. Ceci a induit un arrêt sédimentaire, une abrasion et une karstification des domaines émergés. Parallèlement, la région du Chouf et ses bordures ont accueilli une sédimentation carbonatée continue probablement jusqu'à la fin du néocomien. Cette sédimentation très variable verticalement et horizontalement est le résultat de mouvements différentiels d'un substratum en touche de piano.

Puis, de l'Anti-Liban, dont l'histoire géologique étudiée ici de part et d'autre du contact calcaire-grès présente un comportement totalement différent du reste du Liban, des flux réguliers de sables continentaux viennent combler les dépressions toujours actives tectoniquement comme le soulignent les nombreuses passées volcaniques. L'arrivée des grès est diachrone sur le Mont Liban, progradante vers le Nord ; les quartz sédimentant dans un environnement carbonaté littoral puis progressivement exondé.

Le colmatage du Liban par des grès argileux ambrifères signera un retour au calme tectonique et aux influences marines.

Mots clefs : Liban ; Mont-Liban ; Anti-Liban ; Jurassique supérieur ; Crétacé inférieur ; grès, calcaires, foraminifères, algues calcaires, volcanisme, ambre, stratigraphie.

Studies described in this report have been realized in order to clarify of geological events series which took place in Lebanon between Upper Jurassic and Lower Cretaceous.

Classically attribute to Upper Jurassic (Kimmeridgian – Thitonian) “Bikfaya and Salima formations” top limestone are covered by azoicals sandstones : “ les Grès de base”. Top sandstones are full of undated ambriferous deposits. Sedimentary and micropaleontological studies of sample collected upon all over Lebanon show various diachronies for limestone-sandstone contacts.

For ancient authors, this contact means Jurassic-Cretaceous boundary. For us, it emphasize an ancient and complex geological history of a composite land, altered by Middle East Plio-Quaternary tectonic activity.

We propound Lebanon's west border (costal plain and Mont Liban) evolutes during Jurassic as subsident lozenge basin border connected with Syrian Palmyrides. Then, consequently to reversal tectonic North part of the Mont Liban has been gradually uplifted, eroded and karstified. In the same time, Chouf and its border receive continues limestone sedimentation probably until Late Neocomian. Vertical and horizontal variability of the limestone sedimentation resulted from differentials moves of a keyboard like substratum.

Limestone-sandstone contact have been studying in Anti-Liban mount and show totally different geological history that the other part of Lebanon. Then, Anti-Liban mount sent continentals sand flows to Chouf depressions. Those depressions had regular tectonically and volcanic activity during their filling up by sand.

Sandstone deposit is totally diachronic in Mont Liban, with a North progradation. Quartz deposit started in costal limestone environment and finished in continental's. At the end of tectonically activity Lebanon is covered by clayey and ambriferous sandstones deposits

Key words : Lebanon ; Mont-Liban ; Anti-Liban ; Upper Jurassic ; Lower Cretaceous ; Sandstone ; Limestone ; Foraminiferous ; Calcareous algae ; Volcanism ; Amber ; Stratigraphical studies.