HAL
open science

La transgression albienne dans la région de Tajerouine en Tunisie Centrale : Stratigraphie, sédimentologie et tectonique synsédimentaire

Abir Chihaoui

To cite this version:

Abir Chihaoui. La transgression albienne dans la région de Tajerouine en Tunisie Centrale : Stratigraphie, sédimentologie et tectonique synsédimentaire. Minéralogie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2009. Français. NNT : . tel-00470863

HAL Id: tel-00470863

https://theses.hal.science/tel-00470863

Submitted on 7 Apr 2010

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 Joseph Fourier-Grenoble I
Université de Sfax pour le Sud-Faculté des Sciences de Sfax

Thèse en cotutelle

présentée par

Abir CHIHAOUI

pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université Joseph Fourier-Grenoble I
et de
Docteur ès Géosciences

La transgression albienne dans la région de Tajerouine en Tunisie Centrale : Stratigraphie, sédimentologie et tectonique synsédimentaire

Soutenue publiquement le 1er octobre 2009 devant le jury composé de

Thierry Adatte	Rapporteur
Hédi Negra	Rapporteur
Fabienne Giraud	Examinateur
Jamel Ouali	Examinateur
Peter Van Der Beek	Examinateur
Étienne Jaillard	Directeur de thèse
Ihsen Zghal	Co-directeur de thèse

GRENOBLE

À la mémoire de mon très cher et bien aimé papa, Mohamed, parti après ma soutenance.

À ma très chère et bien aimée maman, Mabrouka.

À mon petit frère, Mansour.

À tous ceux qui me sont chers.

« IL EST PLUS FACILE DE DÉSINTEGRER UN ATOME QU'UN PRÉJUGÉ. »
EINSTEIN.

Avant-propos

Cette thèse a été réalisée en cotutelle entre le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université Joseph Fourier à Grenoble (L.G.C.A.) et la Faculté des Sciences de Sfax-Laboraoire Eau, Énergie et Environnement de l'Université de Sfax.

Je remercie mes directeurs et codirecteurs de thèse : Hamed Ben Dhia : professeur à l'Université de Sfax pour le Sud qui a accepté de diriger ce travail, Ihsen Zghal ma co-directrice qui a commencé à m'encadrer pendant mon master et a continué à me suivre pendant ma thèse, enfin à Étienne Jaillard mon directeur de thèse qui a toujours été là pour me guider dans mon travail, me soutenir et m'aider. Étienne, merci d'avoir été toujours présent et merci de m'avoir aidé à tenir le cap dans les moments difficiles.

J'adresse également mes remerciements à Thierry Adatte chercheur à l'Université de Neuchâtel ainsi qu'à Hédi Negra professeur à l'Université de Tunis qui ont accepté la charge de rapporteur et me font l'honneur de juger mon travail.

Je suis reconnaissante à Peter Van Der Beek, Jamel Ouali et Fabienne Giraud qui ont accepté de faire partie de mon jury. À Jamel Ouali qui a accepté d'examiner mon travail.

J'ai une pensée particulière à Élisabeth Carrio- Schaffhauser qui est partie trop tôt. Je regrette qu'elle ne soit plus là pour voir l'aboutissement de ce travail auquel elle a beaucoup participé.

Ce travail n'aurait pas aboutit sans l'aide des techniciens, personnels du L.G.C.A. et spécialistes suivants :

- Daniel Arnaud du L.G.C.A. qui a réalisé des centaines de lames minces.
- Pascale Talour qui m'a aidé à trouver toute la documentation nécessaire, je la remercie également pour ses encouragements et son efficacité.
- Claudine Meugniot, responsable administrative au L.G.C.A., je la remercie pour son aide précieuse et sa gentillesse.
- Claudie Senebier, secrétaire au L.G.C.A., je la remercie pour son amitié, ses conseils, son aide ainsi que pour ses encouragements et pour tous les « bons livres » qu'elle m'a prêtés.
- Rodolphe Pinon, responsable de la gestion des systèmes informatiques et de réseaux au L.G.C.A., je le remercie pour son aide et sa patience.
- Les anciennes secrétaires de l'École Doctorale Terre, Univers et Environnement : Martine Barreau et Sylvianne Flammier. Deux dames d'une grande gentillesse, patience et générosité.
- Tous les autres techniciens du L.G.C.A., François Senebier, Francis Cœur, Jean-Marc Nicole, Maria, Matthieu Corazzi, avec qui je n'ai pas travaillé mais que j'apprécie pour leur gentillesse.
- Jean-Louis Latil qui a récolté et identifié les ammonites.

- Nicolas Fiet, ancien chercheur à l'Université Paris-Sud Orsay qui m'a accueilli dans le laboratoire de géochimie des isotopes stables, qui a réalisé toutes les analyses géochimique. Je le remercie pour ça mais également pour son aide et son grand professionnalisme.
- Jean-Pierre Bouillin, ancien chercheur au L.G.C.A. pour ses conseils sur la tectonique et son aide sur le terrain.
- Jean-Pierre Belier qui m'a accueilli au laboratoire de paléontologie à l'Université Pierre et Marie et Curie pour son aide à identifier la microfaune.
- Thierry Dumont, chercheur au LG.C.A. qui m'a accompagné sur toutes les missions de terrain et qui a réalisé un grand travail sur la tectonique de la Tunisie Centrale et Nord.
- Hubert et Annie Arnaud mon ancienne directrice de thèse pour la bibliographie ainsi que pour tous leurs conseils sur le terrain et au laboratoire. Je les remercie de m'avoir initié au travail de terrain et au laboratoire.

Je souhaite remercier tous les collègues du L.G.C.A. et particulièrement : Andrea, Anne-Sophie, Marion, Shasa, Benoit, Romain, Julien, Mauricio, Jérôme et tous les autres. Je les remercie pour l'ambiance et pour leur aide.

Je remercie également Olivier Vidal, directeur du L.G.C.A. ainsi que Stéphane Guillot pour leur aide.

Cette thèse n'aurait pas aboutit sans l'aide précieuse de certaines personnes :

Matthias, Je ne sais même pas comment te remercier pour tout ce que tu as fait, ton amitié, ton aide à tout moment et tes conseils m'ont juste aidé à tenir bon et à finir ce travail. Finalement, tu avais raison ! Merci de m'avoir fait confiance tout le temps.

La famille Favier qui a été ma seconde famille à Grenoble. Une famille exceptionnelle, une générosité sans limite, si ce travail est fini, c'est quelque part grâce eux. Roselyne, Criss, Marie-Odile, Patrick, Chantal et Bruno, merci du fond du cœur.

Merci également à toute l'équipe de TOTAL où j'ai passé un stage durant ma thèse sous la direction de Gérard Massonnat que je remercie pour m'avoir proposé ce stage. Merci particulièrement à Delphine pour toute son aide. Merci également à Éric, David et tous les autres membres de cette équipe.

Je remercie mes vieux amis avec qui tout a commencé et avec qui j'a partagé des moments exceptionnels : Nabil, Kamilia et Nadia. Merci également à Abderrahmen pour son aide et sa patience.

Enfin, une pensée particulière va à mes parents et mon petit frère qui m'ont soutenu, supporté et encouragé tout le temps. Merci pour leur patience et leur amour sans faille. À eux, je dois tout.

Que tout ceux que j'ai oublié de citer me pardonnent.

Résumé

Durant le Crétacé inférieur, le paysage paléogéographique de la Tunisie était représenté par les domaines suivants : une plate-forme stable continentale au sud, un bassin marin ouvert sur le sud de la Téthys au nord et une zone de transition entre les deux domaines sud et nord, représentée par une plate-forme carbonatée à mixte et des hauts-fonds. Dans notre étude, nous nous sommes intéressé à cette zone de transition (secteur d'el Kef-Tadjerouine) qui montre une évolution d'un milieu néritique à un milieu plus ouvert. Dans les successions étudiées des secteurs du Slata, Djerissa, Boulahnèche et Hameïma, deux formations lithologiques déjà établies par des travaux antérieurs ont été étudiées, la Formation Hameïma et la Formation Fahdène. Dans ces successions, la découverte d'ammonites contribue à une nouvelle définition régionale des zones et à la découverte d'un Albien inférieur très étendu et plus complet par rapport à d'autres endroits. Avec l'aide de cette biozonation, d'une étude fine de faciès et d'assemblages faunistiques, d'une reconnaissance des environnements de dépôt, d'une hiérarchisation des surfaces et des séquences, des corrélations stratigraphiques sont établies entre les différentes coupes. Ces corrélations permettent de délimiter des séquences et de proposer une reconstitution paléogéographique de la zone d'étude. L'analyse séquentielle a permis de découper l'intervalle étudié en cinq séquences de troisième ordre. Ainsi, dans la plate-forme silico-carbonatée, deux séquences d'ordre trois ont été identifiées (SA1 et SA2). Elles sont séparées par des surfaces d'exposition subaérienne matérialisées par des karsts. Ces deux séquences SA1 et SA2 ont été découpées en séquences d'ordre inférieur qui ont été corrélées entre les différents secteurs. Les trois autres séquences ont été identifiées dans le bassin (SA3, SA4 et SA5) et ont été également corrélées entre les différentes coupes. Le passage entre les séquences de plate-forme et séquences de bassin a été marqué par l'ennoyage de la plate-forme dans le cadre de la transgression albienne. La tectonique locale a joué un rôle primordial dans l'organisation paléogéographique, en effet, les cortèges sédimentaires peuvent présenter des variations en allant d'un secteur à autre.

Finalement, l'étude séquentielle a été appuyée par une étude des variations des isotopes stables de l'oxygène 18 et du carbone 13. En effet, les courbes des variations de ces deux isotopes semblent avoir enregistré des anomalies qui coïncident avec les surfaces particulières telles que les limites de séquences, de paraséquences, les surfaces d'inondation et les surfaces de transgression.

Abstract

During Lower Cretaceous, Central Tunisia belonged to the South-Téthyan passive margin. Paleogeographically, it was marked by the transition between the stable Saharian platform to the South, and the open marine Tethyan basin to the North. Our study deals with the evolution of this transition zone (El Kef-Tajerouine area) during the Albian transgression, which is represented by the Hameïma and Fahdène formations that overly the Aptian Carbonate shelf.

Exhaustive ammonite collections allowed defining a regional biozonation, to establish the earliest Albian age of the Hameïma Fm, to evidence a sedimentary hiatus of most of the Middle Albian, and to state the diachronism of the Late Albian transgression.

Detailed study of facies and biotic assemblages led to recognise the environmental evolutions, to identify discontinuities, to define sequences and to correlate them throughout the studied area, thanks to the biostratigraphy. The studied succession can be divided into five third-order depositional sequences. The first two sequences (SA1, SA2) correspond to mixed, clastic-carbonate, shelf deposits, and are separated from each other by karstified exposure surfaces. They can be subdivided into minor depositional sequences that can be correlated regionally. The three overlying sequences (SA3 to SA5) were deposited in basinal environments. Above submarine erosional surfaces (sequence boundaries), are carbonated Lowstand systems tracts with benthic faunas, which are overlain by dark shales, whithin which the Maximum flooding surface is locally marked by pyritous or phosphatic ammonites. Particular surfaces (sequence or parasequence boundaries, maximum flooding or transgressive surfaces) are characterized by positive or negative excursions of the ^{18}O and ^{13}C stable isotope curves.

At that time, Central Tunisia was a gently Northward-dipping ramp, submitted to very low energy deposition, although moderate shelf currents were active. The Albian transgressions provoked the drowning of the Aptian and earliest Albian platforms, and the South or SE-ward backstepping of the shelf facies.

Tectonic synsedimentary deformations began around the Aptian-Albian boundary, and increased in number, extent and intensity throughout the Early Albian, before to culminate with the Middle Albian sedimentary hiatus. These deformations were probably the cause of halocinetic deformations, since they usually predate diapir uplift. This tectonic unstability would be related to the end of the South Atlantic Ocean opening, the rifting of which seems to propagate between the African Saharian and Ethiopian shields, before to eventually break up toward the Central Atlantic Ocean.

Key words: Central Tunisia, Albian, Mixed platform, Sequence stratigraphy, Geochemistry, Tectonic.

TABLE DES MATIÈRES

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I : INTRODUCTION

1. OBJECTIFS DE L'ÉTUDE……..3
2. CADRE DE L'ÉTUDE…….5
3. LES AFFLEUREMENTS DE LA TUNISIE CENTRALE : LITHOSTRATIGRAPHIE…….14

CHAPITRE II : MÉTHODES ET OUTILS…….26

1. ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE…….26
2. L'ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE AU LABORATOIRE…….29
3. STRATIGRAPHIE SÉQUANTIELLE : LE MODELE D'EXXON…….45
4. GÉOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES……...52
5. ÉTUDE DIAGÉNÉTIQUE DES CARBONATES……57

DEUXIMIÈME PARTIE

INTRODUCTION……...63

CHAPITRE I : LITHOSTRATIGRAPHIE……64

1. INTRODUCTION……..64
2. IDENTIFICATION DES FORMATIONS ET MEMEBRES DANS LE SECTEUR D'ÉTUDE ……..……..66

CHAPITRE II : BIOSTRATIGRAPHIE…….90

1. INTRODUCTION……..90
2. FAUNES RÉCOLTÉES…….91
3. ÂGE DES FORMATIONS ÉTUDIÉES……95

CHAPITRE III : SÉDIMENTOLOGIE, STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE……...103

1. INTRODUCTION……104
2. DÉFINITION DES SURFACES PARTICULIÈRES ET DISCONTINUITÉS……...105
3. SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES ……..128
4. LES SÉQUENCES DE TROISIÈME ORDRE *sensu* VAIL et *al.*, 1977a……...155
5. GÉOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES……..174

CHAPITRE IV : TECTONIQUE SYNSÉDIMENTAIRE……...196

1. MÉTHODOLOGIE……..196
2. ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES VERS LA LIMITE APTIEN-ALBIEN (ENTRE LES FORMATIONS SERDJ ET HAMEÎMA)……198
3. TECTONIQUE CONTEMPORAINE DU DÉPÔT DE LA FORMATION HAMEÎMA…...208
4. TECTONIQUE SYNSÉDIMENTAIRE DANS LES ARGILES DE LA FORMATION FAHDÈNE (ALBIEN INFÉRIEUR)……...214
5. TETCONIQUE SYNSÉDIMENTAIRE DE L'ALBIEN MOYEN…….219
6. COMPARAISON AVEC LA TECTONIQUE ALBIENNE ENREGISTRÉE AU MASSIF D'EL HAMRA…….222
7. CONCLUSION SUR LA TECTONIQUE SYNSÉDIMENTAIRE ALBIENNE (TADJEROUINE – EL HAMRA)……...236
8. RÔLE DE L'HALOCINÈSE DANS LA TECTONIQUE SYNSÉDIMENTAIRE ALBIENNE …….237
9. RELATION AVEC LA GÉODYNAMIQUE……..241

TROISIÈME PARTIE DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

1. FONCTIONNEMENT DE LA PLATE-FORME EN TUNISIE À L'ALBIEN INFÉRIEUR …….248
2. ÉVOLUTION SÉQUENTIELLE…….255
3. CONTRÔLE DE LA SÉDIMENTATION : EUSTATISME/TECTONIQUE……259
4. CORRÉLATIONS……261
5. CONCLUSIONS GÉNÉRALES……..265

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1. OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Depuis les travaux de Pervinquière (1903) et de ses successeurs, essentiellement ceux de Dubourdieu (1956), Burollet (1956) et M'Rabet (1981), une attention particulière a été accordée aux séries de la Tunisie centrale et septentrionale, aux alentours des confins algéro-tunisiens. Ces séries présentent d'impressionnantes accumulations sédimentaires durant l'Aptien et l'Albien. Dubourdieu (1956) a décrit une succession aptienne dépassant les 2200 m d'épaisseur aux confins algéro-tunisiens.

Partout, on voit se développer d'impressionnantes séries calcaires qui apparaissent semblables dans l'ensemble du secteur, comme par exemple les « Calcaires du Serdj » (Burollet, 1956) ou encore, les séries mixtes gréso-carbonatées de la Formation Hameïma (Burollet, 1956) qui se sont déposées dans certains secteurs. Ces séries carbonatées appartiennent à une vaste plate-forme qui s'étendait alors sur toute la Tunisie Centrale (El Hamra, Semmama, Ajered…), et une grande partie de la Tunisie Septentrionale (Slata, Djerissa, Hameïma, Harraba, Boulahnèche…).

Ce paysage paléogéographique de la Tunisie centrale et septentrionale, dominé par une plate-forme carbonatée a enregistré vers la limite Aptien-Albien, un bouleversement dans les conditions de sédimentation et la nature des dépôts. La sédimentation dans ce domaine de la Tunisie centrale et septentrionale enregistre quelques grands évènements tectoniques, mais aussi océanographiques ayant contrôlé la sédimentation de ce secteur, événements dont la portée dépasse le strict cadre régional.

La liste de ces évènements est la suivante :

- L'émersion des plates-formes carbonatées vers la fin de l'Aptien - début de l'Albien, suivie par l'installation d'importants karsts.

- Un bouleversement paléogéographique durant l'intervalle Aptien supérieur – Albien inférieur, matérialisé par l'ennoyage et la disparition de la plate-forme carbonatée aptienne pendant la transgression albienne. Les sédiments argilo-carbonatés prennent le pas sur les dépôts presque exclusivement carbonatés de l'Aptien-Albien et montrent une tendance générale à l'approfondissement des milieux.

- La mise en place de paléoreliefs (blocs basculés) à l'Aptien supérieur-Albien dans un régime de tectonique extensive (*e.g.* Burollet et Ellouz, 1986; Martinez *et al.*, 1991 ; Zouari *et al.*, 1999; Dumont *et al.*, 2005).

- La création de petits bassins à fond peu ou pas oxygénés et la création de roches mères au cours de certaines périodes de l'Albien ; il s'agit des OAE, *Oceanic Anoxic Event.*

En utilisant de nouvelles approches (comptage de faune et analyse des variations des isotopes stables Oxygène 18 et Carbone 13), ainsi qu'à l'aide d'un calage biochronologique fondé sur la détermination de nombreuses ammonites, l'analyse fine des faciès et l'établissement d'un découpage séquentiel, l'objectif de ce travail est de préciser le cadre paléogéographique de la région d'El Kef-Tadjerouine avant et après ces changements et de proposer des hypothèses pour expliquer ces modifications. Nous essaierons également d'établir des corrélations par l'intermédiaire des surfaces particulières (surface de karstification, surface d'érosion, niveau phosphaté ou condensé, maximum d'inondation…). Une définition de la nature et de l'ordre de chaque surface sera établie.

2. CADRE DE L'ÉTUDE

2.1. Cadre géographique du secteur d'étude

Pour mener à bien ce travail, nous avons choisi six sites d'étude situés dans la région de Kef-Tadjerouine : les massifs de El Goussa, Hameïma, Slata, Djerissa et Boulahnèche. Dans ce travail, les deux massifs de Hameïma et Slata feront l'objet d'une étude détaillée (études macro et microscopique). Pour les massifs d'EL Goussa, Djerissa et Boulahnèche qui ont été étudiés par E. Jaillard et J.-L. Latil, ils viendront compléter notre étude pour ce qui est des corrélations et du cadre paléogéographique. Enfin, l'étude antérieure du massif d'El Hamra (Echihaoui, 2004) sera développée dans le chapitre tectonique.

Le secteur où se trouvent les massifs de Slata, Hameïma, Djerissa, Boulahnèche et El Goussa, appartient à la région de El Kef-Tadjerouine entre les parallèles 35°15' au sud et 36°8 au nord et les méridiens 8°47' à l'Est et 8°18' à l'Ouest [Figure I.1 et I.2]. La région de Tadjerouine-El Kef appartient à l'ensemble orographique du Haut Tell, marqué par un climat humide vers la région d'El Kef et subhumide à semi-aride supérieur aux alentours de la ville de Thala. Trois principaux cours d'eau parcourent le Haut Tell : les oueds Mellègue, Tessa et Siliana qui se déversent dans la Medjerda. Le Haut Tell est caractérisé par un substratum géologique calcaire et marno-calcaire. Les sols sont généralement riches et couverts par des formations de pins d'Alep associées à diverses autres espèces représentant un climat humide.

Topographiquement, les massifs étudiés dans cette région font partie des structures des confins algéro-tunisiens appartenant à l'Atlas Tellien. Les massifs étudiés sont limités à l'ouest par la frontière algérienne.

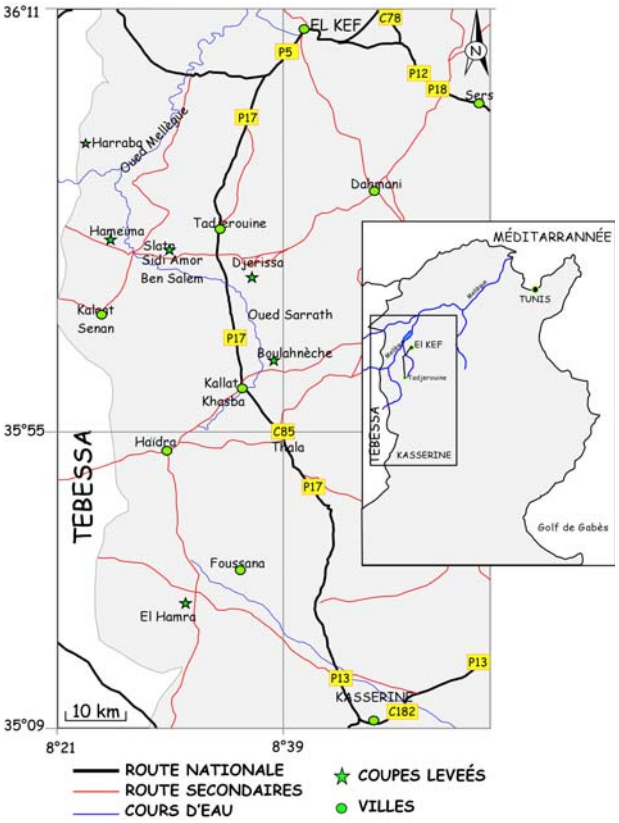


Figure I.1. Itinéraire et localisation du secteur d'étude

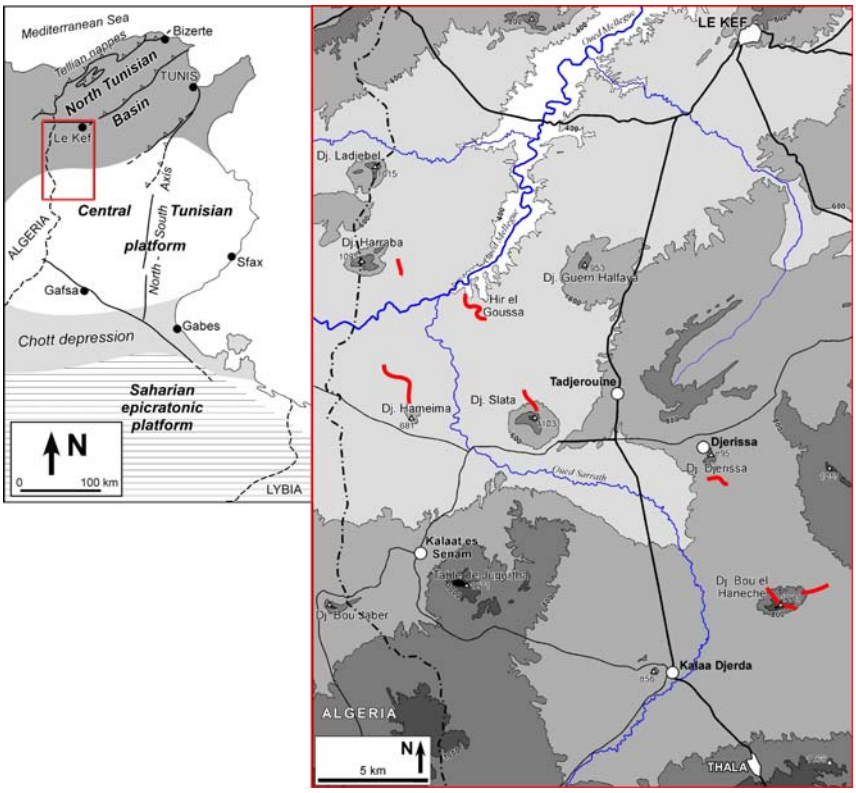


Figure I.2. Carte du secteur d'étude

2.2. Cadre géologique

2.2.1. Le massif de Hameïma

Ce secteur à fait l'objet de plusieurs études stratigraphique et lithologique très détaillées (Dubourdieu, 1956 ; Burollet, 1956 ; Zghal, 1994 ; Zghal *et al.*, 1997). Situé à l'Ouest de Tadjerouine (El Kef), le massif de Hameïma culmine à 670 m environ, il est constitué d'une très importante masse calcaire ponctuellement riche en minerai de fer, surmontée par une très puissante série d'argile et de marnes qui s'est déposée dans un contexte de transgression. Cette masse calcaire a été plusieurs fois affectée par des karsts témoins de plusieurs phases d'émersion.

Pour ce travail, nous avons levé deux coupes dans le massif de Hameïma. La première coupe (Coupe du Ravin de Hameïma) est située au nord du massif de Hameïma. Notre coupe est située entre les affleurements aptiens du massif de Hameïma et la crête au nord de Sidi Amor Ben Salem. La coupe du Ravin de Hameïma a été levée le long du ravin entre le massif de Hameïma et la route de Feltah-Borj Diouana. La partie inférieure de la Formation Fahdène est très bien exposée au sud et au nord d'une dernière route qui traverse notre coupe [Figure I.3]. La partie moyenne (partie inférieure des Argiles Moyennes) de la Formation Fahdène a été levée au nord du Marabout Sidi Ben Salem. La partie supérieure (Calcaires de Mouelha et Argiles supérieures *p.p.*) quant à elle, a été levée plus au Nord, à El Goussa [Figure I.3].

2.2.2 Le massif du Slata

Ce massif a fait l'objet de nombreuses études à commencer par Sainfeld (1952), Burollet (1956), Smati (1986), Vila (1995), Setembere (1995) ou Inoubli *et al*. (2006) . Situé à l'Ouest de Tadjerouine, le Djebel Slata est le plus singulier parmi les massifs qui émergent aux confins algéro-tunisiens. Le massif du Slata est caractérisé par une morphologie particulière, il est formé de deux crêtes, l'une N-S dite crête de Sidi Amor (Sainfeld, 1952) culminant à 962 m, la deuxième E-W appelée crête du Slata (Sainfeld, 1952), culminant à 1103 m. Notre coupe est située sur le plateau des Charren (Sainfeld, 1952), sur le flanc Nord de la crête du Slata. Cet endroit semble être le seul à offrir une coupe assez régulière, en continuité sur les calcaires aptiens, où la série plonge doucement en direction du synclinal éocène de Garn Alfaya (Inoubli *et al*., 2006) [Figure I.4].

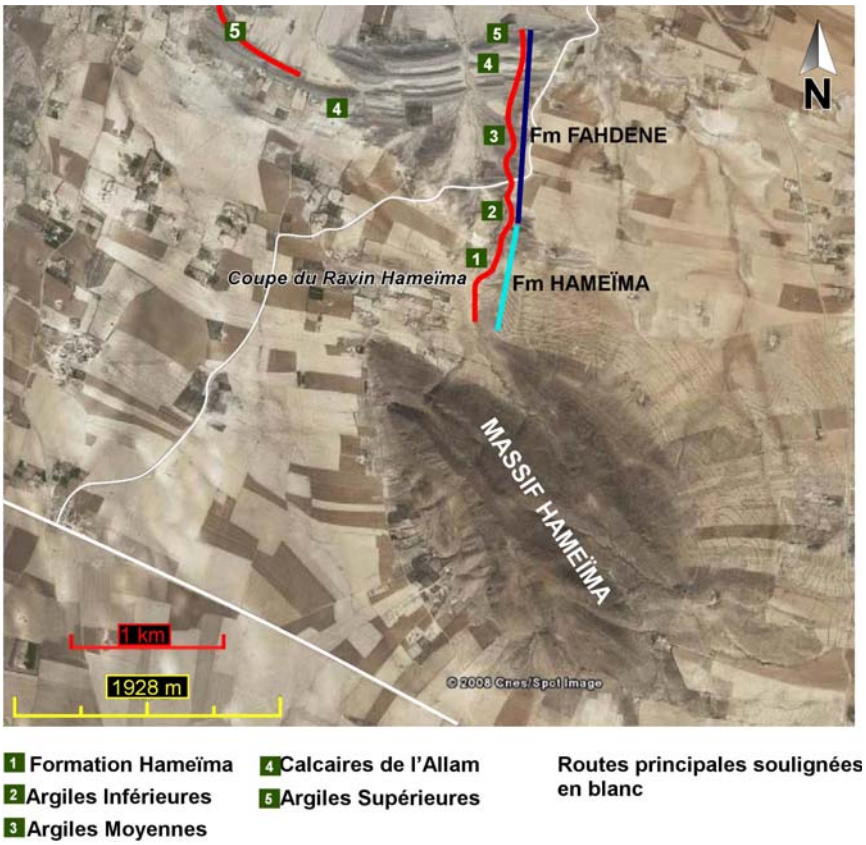


Figure I.3.- Localisation des coupes étudiées dans le massif de Hameïma

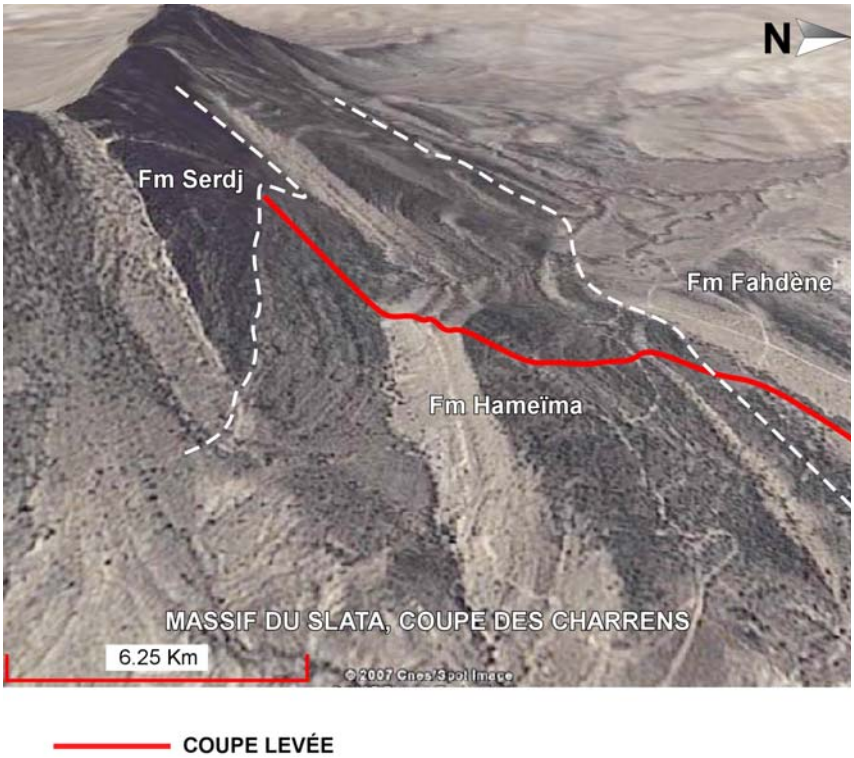


Figure I.4.- Localisation de la coupe dans le massif du Slata

2.2.3. Les massifs de Djerissa et de Boulahnèche [Jaillard et Latil, 2005-2007]

Dans le cadre de ce travail et pour mieux compléter nos données, deux autres secteurs d'étude ont été choisis et étudiés par Etienne Jaillard et Jean-Louis Latil, il s'agit des deux massifs de Djerissa et Boulahnèche.

Le massif de Djerissa

Situé au Sud-est de la ville de Tadjerouine. Ce massif est une exploitation minière et c'est d'ailleurs au Nord de ce massif qu'a été construite la ville minière de Djerissa. Le massif de Djerissa présente une série très similaire à celle que nous avons levée aux djebels Hameïma et Slata. Burollet (1956) y décrit une série avec « des Calcaires du Serdj très minces par endroit et formant une corniche de 50 m, en revanche dans la zone exploitée, les Calcaires du Serdj se présentent comme un véritable récif massif de plus de 200 m d'épaisseur et très riche en organismes récifaux. La Formation Hameïma est épaisse de 280 m et est très riche en Orbitolines sur son ensemble, des Orbitolines qu'on retrouve jusqu'à l'Horizon repère à Ammonites. La formation Fahdène se présente sous la même forme qu'au Djebel Hameïma avec les niveaux repères des Calcaires de l'Allam (130 m), les Argiles Inférieures (200 m) et les Argiles Moyennes (340 m) et les Calcaires du Mouelha » (Burollet, 1956).

Pour ce travail, la coupe levée au Djebel Djerissa est située au Sud du massif (petit Djebel Djerissa). Cependant, des observations ont également été effectuées sur le massif principal (grand Djebel Djerissa) [Figure I.5].

Figure I.5.- Localisation de la coupe de Djerissa

Le massif de Boulahnèche

Situé au Sud du massif de Djerissa, le Jebel Boulahneche offre également un affleurement comparable à celui du Djebel Djerissa, mais aussi à ceux des djebels Slata et Hameïma. Dans ce secteur, une coupe a été levée, qui démarre au Sud du massif et le traverse vers le Nord (Formation Hameïma), puis traverse les crêtes situées à l'Est du djebel (Formation Fahdène) [Figure I.6].

Figure I.6.- Localisation de la coupe de Boulahnèche

2.2.4. Le massif d'El Hamra

Le massif d'El Hamra est situé à une cinquantaine de kilomètres de la ville de Kasserine et à une quinzaine de kilomètres de la frontière algérienne. Il est délimité au nord par la ville de Thala, au sud par la ville de Fériana, à l'est par la ville de Foussana et à l'ouest par la ville de Tébessa (Algérie).

Ce massif constitue le soubassement occidental de la plaine de Foussana (Sainfeld, 1952), et fait partie d'une unité méridionale et sud occidentale décrite dans la thèse d'El Euchi (El Euchi, 1993).

Le massif est découpé en trois blocs distincts par deux failles transversales de direction ONO-ESE. Les failles sont marquées par les dépressions de Faj el Fekkah et de Khanguet Zitoune.

Dans ses travaux de Sainfeld (1952) décrit des indices de galène et de smithsonite disséminés dans tout le massif d'el Hamra. Des gîtes de fracture sans grande importance sont localisés dans les blocs nord et sud du massif. Les principaux gîtes sont ceux des fractures et sont localisés dans les dolomies aptiennes ainsi que dans les alternances de l'Albien de Bir el Forza (Sainfeld, 1952) [Figure I.7].

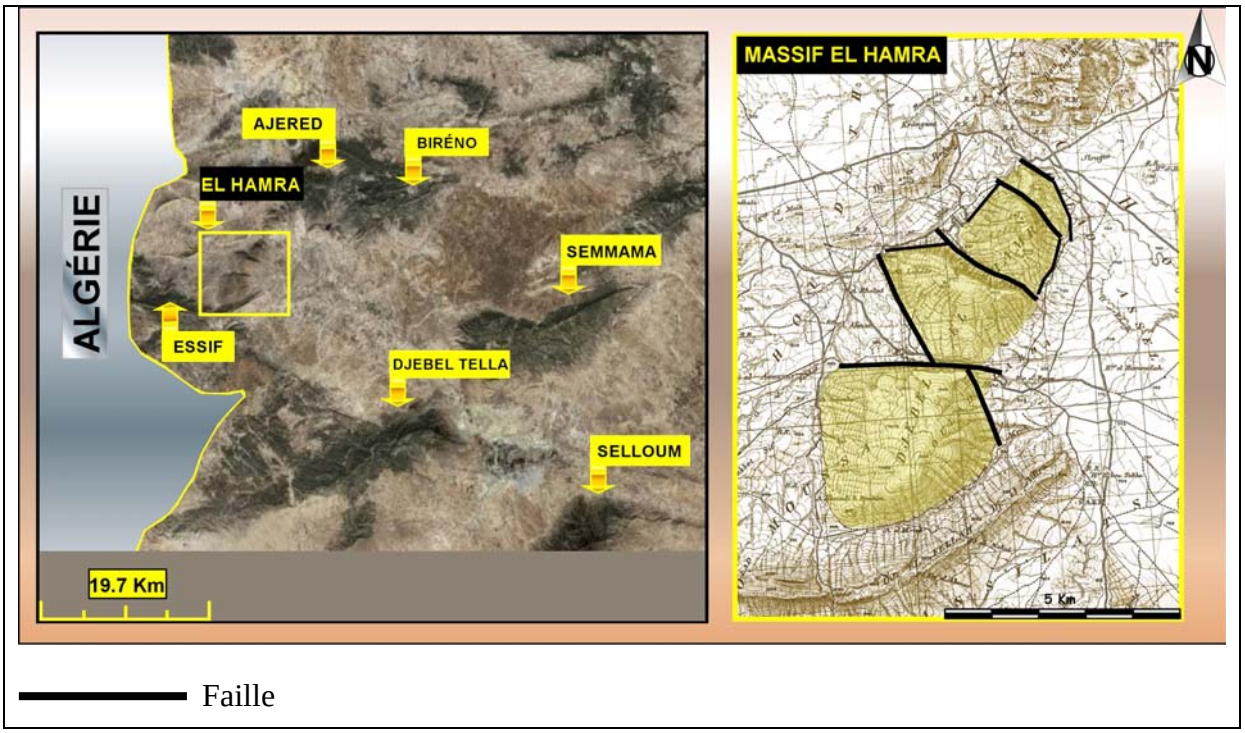


Figure I.7. Localisation du massif d'El Hamra

2.3.- Paléogéographie de la Tunisie Centrale durant l'intervalle Aptien-Albien

En Tunisie Centrale, durant l'Aptien, les dépôts carbonatés prennent une ampleur considérable en même temps que s'installent des environnements à coraux, rudistes et orbitolines. Un épisode régressif marque la fin de la sédimentation de plate-forme carbonatée (M'Rabet, 1981 ; Marie *et al.*, 1984). Cette régression entraîne l'émersion presque totale de la Tunisie Centrale, émersion soulignée par une karstification très importante par endroit de la surface d'émersion et des lacunes de dépôts plus ou moins importantes.

Dans le secteur étudié (Hameïma, Slata, Boulahnèche et Djerissa), les surfaces de karstification sont nombreuses et souvent très développées avec des poches à remplissages polyphasés. La limite lithologique entre les formations Hameïma et Fahdène est marquée par

un changement dans les conditions de sédimentation, matérialisé par un ennoyage des plates-formes de ce secteur de Tunisie centrale et septentrionale.

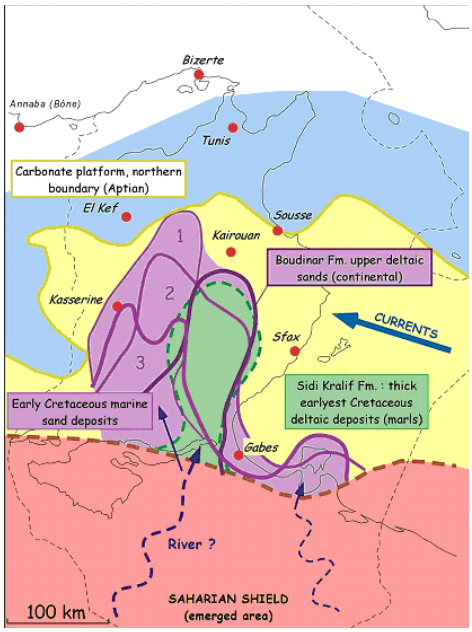


Figure I.8.- Les provinces paléogéographiques de la Tunisie durant le Crétacé inférieur, modifié, d'après Zghal et Arnaud (2005)

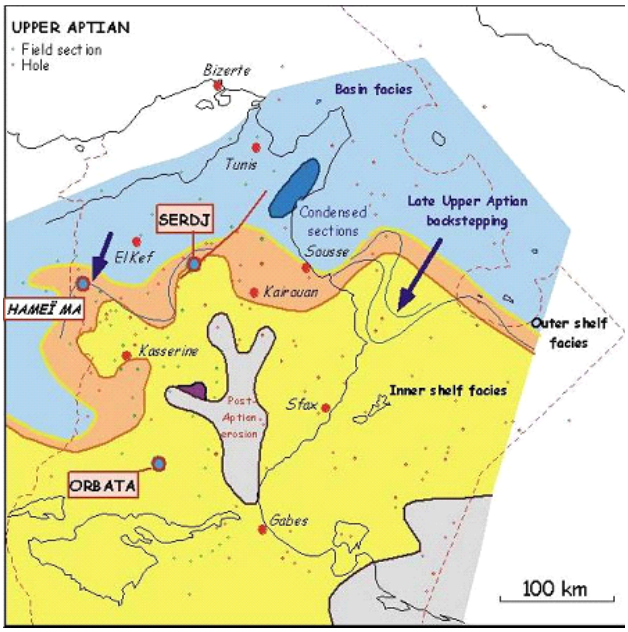


Figure I.9.- Paléogéographie de la Tunisie Centrale et Septentrionale durant l'Aptien supérieur d'après Zghal et Arnaud (2005)

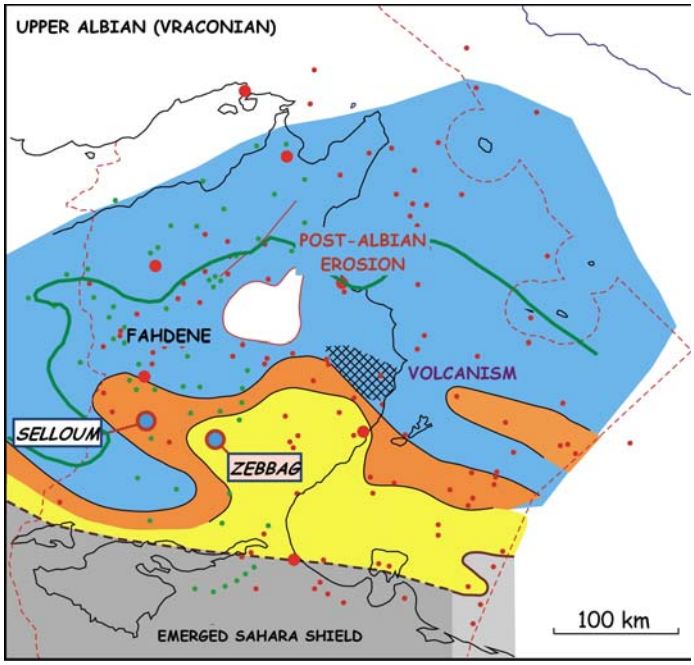


Figure I.10.- Paléogéographie de la Tunisie Centrale et Septentrionale durant l'Albien supérieur d'après Zghal et Arnaud (2005)

Cette disparition des milieux de plate-forme carbonatée de type oligotrophique s'est produite dans le contexte de la transgression albienne, marquée par un net changement dans la faune qui devient alors dominée par les orbitolines dans des environnements de moins en moins calcaires et de plus en plus argilo-gréseux.

Au-dessus, dans la formation Fahdène, les calcaires massifs de plate-forme disparaissent et sont remplacés par des argiles et des marnes entrecoupées de bancs gréseux très fins et de quelques niveaux calcaires. À ce moment là, l'apparition des foraminifères planctoniques, des bélemnites et des ammonites traduit un approfondissement important puisque la faune est dominée par les organismes planctoniques.

À partir du sommet de la formation Hameïma, la sédimentation est de type mer ouverte avec quelques arrivées gréseuses par endroits, mais aussi quelques dépôts calcaires particuliers comme les calcaires de l'Allam ou encore ceux du Mouelha. Cette sédimentation d'abord hémipélagique, puis pélagique s'est poursuivie jusqu'au Cénomanien [Figures 8, 9 et 10].

2.4.- Évolution structurale de la Tunisie Centrale au Crétacé inférieur

Notre secteur d'étude qui couvre la région de Thala-Tadjerouine-El Kef, appartient à la zone des plis de l'Atlas tunisien. Cette région est caractérisée par des plis d'orientation NE-SW et est marquée par un fort diapirisme (*e.g.* Masse et Thieuloy, 1979 ; Perthuisot *et al*., 1988 ; 1999 ; Aouidjehouane *et al*., 1992 ; Chikhaoui *et al*., 1991 ; 2002 ; Vila *et al*., 1994 ; 1995 ; 1996 ; 1998). Dans cette région, deux déformations tectoniques distensives successives structurent la région en blocs basculés et demi-grabens, l'une avant l'Aptien et l'autre de l'Aptien supérieur à l'Albien (Chikhaoui *et al.*, 1998). Ces deux étapes seraient l'écho lointain de l'ouverture de l'Atlantique centrale et de la Téthys ligure, enregistrée du Jurassique au Crétacé inférieur, et relayée par celle de la Mésogée à partir de l'Aptien supérieur (Chikhaoui *et al.*, 1998).

Cette tectonique distensive, avec les principales directions d'extension E-W, NE-SW et NW-SE qui a marqué la région de la Tunisie centrale et septentrionale au Crétacé Inférieur est à l'origine de la mise en place de blocs basculés (Gourmelen, 1984 ; Martinez *et al*., 1991 ; Barrier *et al*., 1993 ; Bouaziz *et al.*, 2002). Dans le massif de Hameïma, des blocs basculés sont bien préservés et sont pentés vers le NE, basculés le long de failles NW-SE (Dumont *et al.*, 2005). D'après Dumont *et al.* (2005), les blocs basculés ont été mis en place

après les dépôts aptiens de la Formation Serdj, lesquels dépôts, affectés par des failles, étaient alors considérés comme d'âge fini-Aptien. Dans cette interprétation, les reliefs formés alors après ce soulèvement, seront affectés par l'érosion, la dissolution et la karstification avant d'être couverts par les dépôts transgressifs de l'Aptien terminal-Albien (Dumont *et al.*, 2005) [Figure I.11].

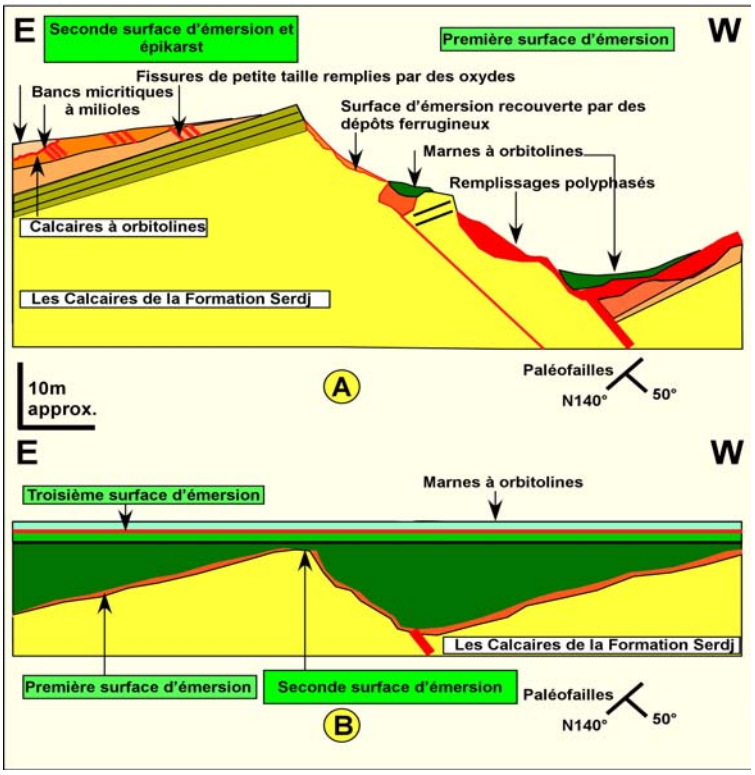


Figure I.11.- Blocs basculés dans le massif de Hameïma Selon Dumont et *al.* (2005), ces blocs ont été basculés à scellés à l'Aptien supérieur. Ceci serait également le cas du massif d'El Hamra.

3. LES AFFLEUREMENTS DE LA TUNISIE CENTRALE : LITHOSTRATIGRAPHIE

Burollet (1956) fut le premier à découper les séries en unités lithostratigraphiques informelles. En 1981, M'Rabet reprend ces mêmes définitions d'unités mais en les élevant au rang de formation [Figure I.12].

3.1. Stratigraphie de la Tunisie Centrale - Définition des formations

C'est dans les travaux de Burollet (1956) qu'ont été définies pour la première fois les unités lithologiques de la Tunisie Centrale [Figure I.13]. M'Rabet (1981) a repris l'étude de ces unités. Bismuth (1973) apporte de nouveaux éléments biostratigraphiques sur l'Aptien-

Albien en Tunisie Centrale et Septentrionale. Robaszynski *et al.* (1993) ont effectué un travail biostratigraphique détaillé basé sur les zonations de foraminifères planctoniques de l'Albien et du Cénomanien dans la région du Kef (coupe Mellègue) et Memmi (1999) a réalisé une sorte d'inventaire des ammonites mentionnées dans la région d'étude, et plus généralement en Tunisie.

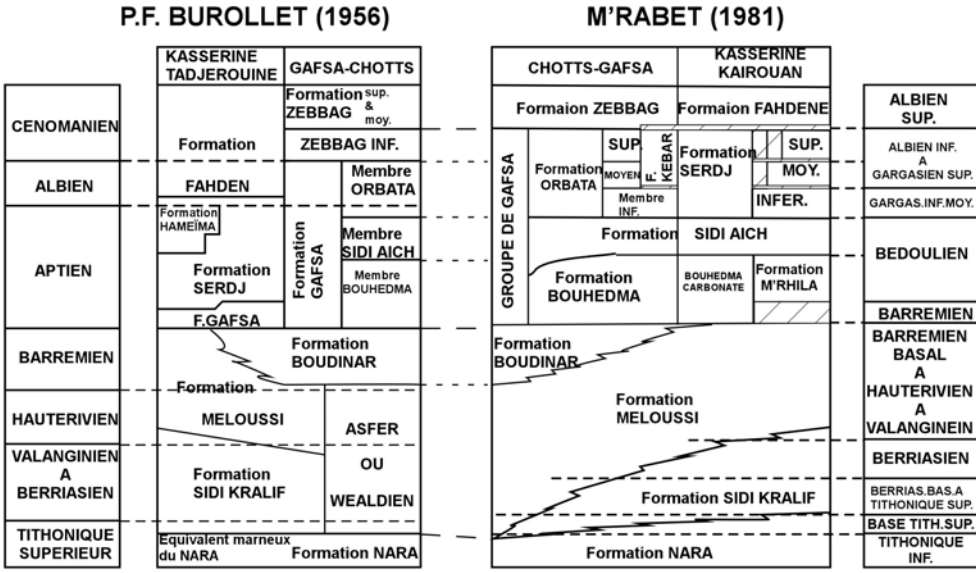


Fig.-: Unité stratigraphiques du Crétacé inférieur de la Tunisie Centrale: Correspondances entre les unités préexistantes et les unités utilisées dans le texte [M'Rabet, 1981]

Figure I.12.- Les unités lithostratigraphiques de la Tunisie au Crétacé (M'Rabet, 1981)

3.1.1. Calcaires du Serdj

Définis par Burollet (1956), ce sont des calcaires et dolomies massifs pouvant présenter quelques intercalations gréseuses dures. Cette formation représente des dépôts récifaux ou subrécifaux et contient en général d'abondants fossiles se rapportant à ce faciès, en particulier des rudistes, des polypiers et des foraminifères benthiques.

La localité type de cette formation est le Djebel Serdj, au NE du secteur d'étude. D'un point de vue chronologique, les calcaires du Serdj correspondent à une partie de l'Aptien, mais en de nombreuses stations, sa partie supérieure est d'âge Albien (Burollet, 1956 ; Tlatli, 1980). Cette formation est essentiellement une unité lithologique et ne correspond pas à un niveau chronostratigraphique constant. D'après Burollet (1956), elle serait plus jeune au Sud et à l'Est qu'au NW, la barrière récifale ayant progressivement reculé lors de la transgression partielle de l'Albien. Dans la coupe de Hameïma, Burollet (1956) a donné une épaisseur de 174 m pour la Formation Serdj en affleurement.

Tlatli (1980) apporte une révision stratigraphique de la Formation Serdj dans son lieu de définition au Djebel Serdj. La révision de la Formation Serdj par Tlatli (1980) avait pour principal objectif d'en montrer les subdivisions, qui résultent de conditions de dépôt différentes. Il s'agit donc, selon l'auteur, de replacer la formation dans son contexte paléogéographique.

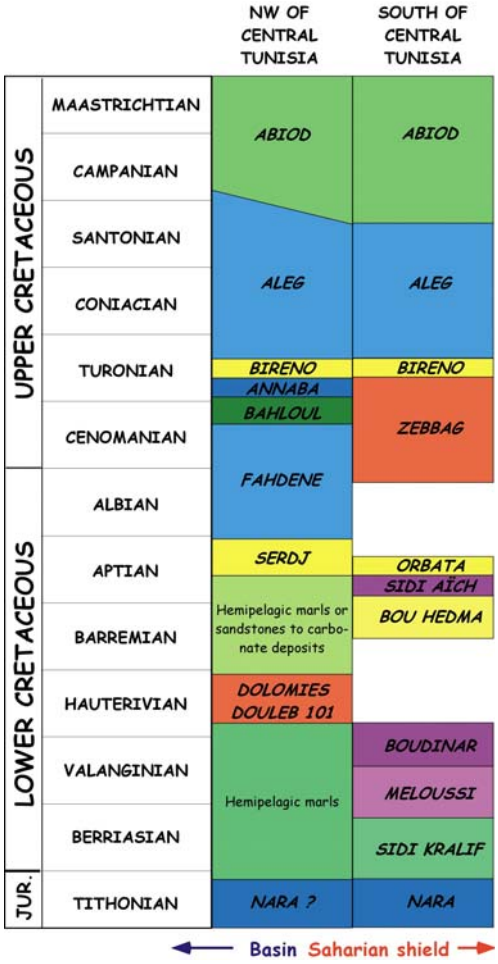


Figure I.13.- Les formations du crétacé de la tunisie (Zghal et Arnaud, 2005)

D'après Tlatli (1980), la formation telle que l'a définie Burollet renferme à sa base une formation marneuse, la Formation Hamada, constituée de trois termes : des alternances marno-calcaires à la base (75 m) d'âge Bédoulien, les argiles inférieures H1 (150 m) d'âge Gargasien inférieur, et les argiles supérieures H2 (85 m) d'âge Gargasien moyen. La localité type de la Formation Hamada se trouve au pied du village de Sidi Hamada, sur le flanc ouest du Djebel Serdj.

Au-dessus de la Formation Hamada vient se déposer la Formation Serdj *s.st.* que Tlatli (1980) a subdivisé en cinq unités :

- Unité SERDJ 1 : S1, constituée de calcaire bioclastique et d'une épaisseur de 40 à 75 m (cette variation d'épaisseur est progressive en allant du Sud au Nord). Cette unité est attribuée à l'Aptien supérieur (Gargasien moyen) grâce à la présence de *Globogerinelloides* cf. *ferreolensis*.

- Unité SERDJ 2 : S2, représentée par des calcaires à orbitolines et polypiers avec une épaisseur allant de 20 m à 50 m (amincissement vers le Nord), la base de cette unité est attribuée au Gargasien moyen, sa partie sommitale dite récifale est rattachée au Gargasien supérieur sur la foi de *Mesorbitolina* gr. *minuta-texana* et d'Ataxophragmiidae.

- Unité SERDJ 3 : S3. Ce sont les calcaires oolitiques gréseux s'étendant sur une épaisseur de 50 à 160 m (épaississement vers le Sud). Cette unité est attribuée par position stratigraphique à l'Aptien supérieur.

- Unité SERDJ 4 : S4. Il s'agit de calcaires dits récifaux à oolites, rudistes et madréporaires d'une épaisseur de 50 à 115 m (épaississement vers le Sud), cette unité est rattachée à l'Aptien supérieur (Gargasien supérieur probablement), grâce à l'occurrence de *Mesorbitolina* gr. *minuta-texana* et de *Hedbergella* cf. *infracretacea*.

- Unité SERDJ 5 : S5. Il s'agit de l'épisode récifal le plus développé. Tlatli (1980) subdivise cette unité en cinq sous-ensembles :

* Sous-ensemble S5a : Calcaires à orbitolines, madréporaires et/ou rudistes, épais en moyenne de 40 m ; la présence de *Mesorbitolina* gr. *minuta* et de *Colomiella mexicana* permet d'attribuer ce sous-ensemble à l'Aptien terminal (Clansayésien).

* Sous-ensemble S5b : Constitué de calcaires graveleux à rudistes, et épais de 35 à 65 m, le S5b est probablement d'âge Aptien terminal sur la foi de *Mesorbitolina* gr. *minuta-texana*, *Sabaudia* gr. *minuta* et *Ovalveolona reicheli*.

* Sous-ensemble S5c : Calcaire micritique à rudistes, orbitolines et polypiers avec une épaisseur de 35 à 65 m selon les coupes. La microfaune (*Mesorbitolina* gr. *minuta-texana*, *Ovalveolona reicheli*, *Ticinella* sp.) permet de rattacher S5c à l'Aptien terminal probable. Cette attribution s'appuie également sur la présence dans ces 3 derniers termes (S5a à S5c) du rudiste *Agriopleura darderi*.

* Sous-ensemble S5d : Calcaire micritique à algues et orbitolines ; l'épaisseur de ce sous-ensemble est de 70 m, son âge Albien inférieur basal est indiqué par les foraminifères *Mesorbitolina* gr. *minuta-texana* et *Favusella washitensis*, et les rudistes *Polyconites verneuili*, *P*. cf. *douvillei* et *Eoradiolites* sp.

* Sous-ensemble S5e : Calcaire ferruginisé à orbitolines et calcaires bioclastiques, épais de 35 à 40 m, d'âge Albien inférieur basal (*Mesorbitolina* gr. *texana*, *Favusella washitensis*, *Polyconites verneuili* et *P*. cf. *douvillei*).

Les cinq unités de la Formation Serdj sont séparées par quatre intervalles terrigènes. « Ces intervalles terrigènes sont interprétés comme des apports allochtones venant des zones internes » (Tlatli, 1980) :

- T1 : (65 m) cet intervalle est attribué au Gargasien moyen.

- T2 : (50 m) cet intervalle est attribué au Gargasien moyen.

- T3 : (125 m) cet intervalle est attribué au Gargasien indéterminé, probablement supérieur.

- T4 : (54 m) en l'absence de faune permettant de dater cet intervalle, le T4 est rattaché par corrélation avec les autres coupes levées par Tlatli au «cycle d'âge Clansayésien» (Tlatli, 1980).

M'Rabet (1981) apporte une nouvelle révision de la Formation Serdj dans la région de Kasserine-Kairouan. M'Rabet (1981) subdivise cette formation en trois « membres » : inférieur, moyen et supérieur. La limite supérieure de chaque membre est généralement une discontinuité matérialisée par une surface d'érosion. Le membre inférieur de la Formation Serdj repose en discontinuité sur la Formation Sidi Aïch, mais dans le secteur de Thouila-Hallouf, la Formation Serdj est discordante sur la formation Meloussi. Les membres de la Formation Serdj sont généralement surmontés en discontinuité par la Formation Fahdène. Dans les travaux de M'Rabet (1981), la Formation Serdj est attribuée à l'intervalle Gargasien inférieur - Clansayésien.

Ainsi, le membre inférieur correspondrait au Gargasien inférieur à moyen. Le membre moyen est daté de l'intervalle Gargasien supérieur - Clansayésien *pro parte*, mais sa base peut débuter localement dans le Gargasien moyen. Le membre supérieur est attribué au Clansayésien *pro parte*. La base discordante de la Formation Fahdène est datée de l'Albien supérieur.

El Euchi (1993), dans ses travaux sur les massifs d'El Hamra et de Ajered, plus au Sud, reconnaît quatre ensembles dans la Formation Serdj, de bas en haut :

- un ensemble inférieur, fait d'alternances marno-clacaires d'âge Bédoulien,

- un ensemble de dolomies (« dolomies inférieures »), daté par encadrement de l'intervalle Bédoulien à Gargasien inférieur à moyen.

- des « calcaires bioclastiques » d'âge Gargasien moyen à supérieur et peut-être Clansayésien.

- des alternances marno-calcaires sus-jacentes, datées du Gargasien supérieur à Clansayésien.

El Euchi (1993) décrit une série qui vient s'intercaler entre sa Formation Serdj et les Argiles inférieures de la Formation Fahdène. Cette « série intermédiaire » qui a livré *Favusella washitensis* ainsi que de rares et Globigérines naines et Hedbergelles associées à des ammonites, serait d'âge Aptien terminal - Albien inférieur selon l'auteur.

Dans son article de 1973, Bismuth reprend l'étude des échantillons de Burollet (1956). Les échantillons en question sont ceux de la coupe BH dans le massif de Hameïma (conservés dans le laboratoire de la S.E.R.E.P.T.). Un nouvel examen de ce matériel et en particulier

l'échantillon TU 5161, a permis à Bismuth de découvrir la présence d'*Ovalveiolina reicheli* de mettre l'accent sur le problème que pose l'âge de ce foraminifère. Celui-ci serait d'âge d'âge albien inférieur selon Ilavsky and Salaj (1969), De Castro (1966) et Sartoni et Crescenti (1963 ; *in* Bismuth, 1973). Aux djebels Hameïma et Slata, Bismuth (1973) a trouvé lui aussi ce foraminifère dans les calcaires du Serdj mais l'a attribué à l'Aptien du fait qu'il se trouve bien au-dessous d'un horizon à ammonites alors attribué au Clansayésien (Dubourdieu, 1956 ; Burollet, 1956). Selon certains auteurs (Loeblich et Tappan, 1988) ce foraminifère ne dépasserait pas le Gargasien, et la Formation Serdj serait alors aptienne.

Bismuth (1973) cite Fourcade (comm.pers. ; voir Fourcade et Raoult, 1973) qui dit avoir observé en Algérie *Ovalveolina reicheli* dans des niveaux de l'Aptien supérieur situés sous un horizon à ammonites dont l'âge Aptien supérieur lui avait été confirmé par M. Breistroffer.

3.1.2. Argiles à alternances gréseuses du Hameïma

Cette unité a été nommée par Burollet et Dardel (1954) et définie par Burollet (1956). Il s'agit d'une séquence d'argiles noires ou vert foncé avec de nombreuses et épaisses intercalations de grès, de dolomies ou de calcaires organogènes ; les niveaux à Orbitolines sont également fréquents. La Formation Hameïma repose sur les calcaires du Serdj et est surmontée par les argiles et marnes de la Formation Fahdène ; elle est interprétée comme un « faciès gréso-dolomitique » de la base de la Formation Fahdène.

Sa localité type est le Djebel Hameïma au Nord-Ouest de la Tunisie (région de Tadjerouine). L'âge attribué à cette formation est approximativement la partie supérieure de l'Aptien (Burollet, 1956).

Dubourdieu (1956), au nord du massif de Hameïma (Draa Makmenn et Enfida Hameïma) donne la description suivante :

- argiles et marnes vertes avec quelques intercalations de calcaires noires (base de la Formation Fahdène) attribuées au Clansayésien.

- argiles vertes avec quelques intercalations gréseuses (25 m) avec au sommet de cet ensemble un niveau calcaire gréseux renfermant des huîtres.

- calcaires gréseux et argileux surmontés par un 1,5 m de grès rouges.

- quelques intercalations mal exposées d'argiles gréseuses avec des niveaux minces de grès rouillés.

- une unité épaisse mais couverte ; les bancs qui affleurent sont des bancs de calcaires gréseux assez durs renfermant des orbitolines. Ce niveau est en contact avec l'équivalent de la Formation Serdj, épais de 400 m (Dubourdieu, 1956).

Dans les régions de Tadjerouine et Thala, la Formation Hameïma correspond à un environnement distal, les apports gréseux peuvent provenir de l'érosion l'Ile de Kairouan au cours du Crétacé Inférieur (M'Rabet, 1981) et probablement de l'érosion du Sud-Est de l'Algérie (ETAP, 1995).

La Formation Hameïma manque dans les structures surélevées comme par exemple les djebels Semmama à l'Ouest de Kasserine, ou Nara à l'Ouest de Kairouan. Sur la côte Est de la Tunisie, l'équivalent de la Formation Hameïma se présente sous forme de turbidites, propres à un environnement profond. D'après M'Rabet (*in* ETAP, 1995), la Formation Hameïma est d'âge Gargasien terminal et probablement Clansayésien dans sa partie supérieure.

Plus au Sud, dans le massif d'El Hamra, El Euchi (1993) décrit une « Série intermédiaire », épaisse de 32 m et présente sur tout le flanc ouest du massif d'El Hamra. Elle est composée d'une alternance marno-calcaire à prédominance marneuse, qui se dépose entre les formations Serdj et Fahdène et à laquelle il donne un âge Aptien supérieur-Albien inférieur.

Tlatli (1980) dans ses travaux de thèse sur le Djebel Serdj, corrèle la Formation Hameïma avec son unité S3 de la Formation Serdj.

Zghal (1994) définit la Formation Hameïma du Djebel Hameïma comme suit : « *La formation Hameïma est constituée d'alternances d'argiles et marnes, de grès ferrugineux, de calcaires bioclastiques, de calcaires dolomitiques ou gréseux* ». L'âge attribué à cette formation est Gargasien supérieur à Clansayésien inférieur (Aptien supérieur, (Zghal, 1994)). Notons que Zghal (1994) et Zghal *et al.*, (1997) font monter la Formation Hameïma jusqu'à la base de l'horizon à ammonites, décrit par Burollet (1956) dans la partie inférieure de la Formation Fahdène.

3.1.3. Argiles et marnes de Fahdène

Définies par Burollet (1956), les argiles et marnes de Fahdène que nous appellerons « Formation Fahdène » se présentent comme une puissante série marine d'argiles et de marnes grises ou noires, présentant un certain nombre de bancs ou niveaux calcaires ou de calcaires marneux dont certains ont une valeur stratigraphique de banc repères (Calcaires

Allam dans la partie inférieure, Calcaires de Mouelha dans la partie médiane). Dans la région septentrionale de la Tunisie Centrale (Slata, Hameïma, Boulahnèche, Djerissa, la formation Fahdène repose sur « Les argiles à alternances gréseuses de Hameïma », alors que plus au Sud, elle repose directement sur les calcaires du Serdj lorsqu'ils existent, et que dans la Tunisie Septentrionale (Région du Kef, de Tunis et d'Hammamet), elle surmonte des argiles marines attribuées à la Formation Sidi Khalif. Sa localité type se situe dans les collines du Fahdène au cœur de l'anticlinal de l'Oued Bahloul au Sud-Est de Maktar (Burollet, 1956). La Formation Fahdène correspond en général à l'Albien et au Cénomanien (Burollet, 1956). Elle pourrait aussi comprendre des couches d'âge Aptien supérieur (ETAP, 1995) et en certains endroits de la zone de transition (Djebel Semmama près de Kasserine, Djebel Hamra à côté de la ville de Sbeïtla), elle est réduite à une mince séquence correspondant à l'Albien.

La définition de la Formation Fahdène a été révisée par Zghal (1994) qui la subdivise en quatre unités :

- Unité 1 : argiles inférieures du Fahdène : Albien inférieur et moyen probable.

- Unité 2 : calcaires de l'Allam : Albien moyen.

- Unité 3 : argiles médianes du Fahdène : Albien supérieur *sensu stricto*.

- Unité 4 : calcaires du Mouelha et partie inférieure des argiles supérieures : Vraconnien, correspondant selon cet auteur, à la partie sommitale de l'Albien supérieur.

Argiles inférieures de Fahdène

Dans la coupe d'El Gara-Hameïma, Burollet (1956) mentionne que « les Argiles inférieures de la Formation Fahdène se présentent sous forme d'argiles et de marnes noires ou gris foncé, vert foncé vers la base, fissiles, contenant de minces lits de calcaires marneux, quelques très rares minces lits de grauwackes et quelques gros bancs de calcaire beige ou gris, dur, avec des empreintes de fossiles. Certains lits peuvent présenter l'aspect de conglomérats monogéniques.

La partie supérieure, juste sous les calcaires de l'Allam, contient une faune pyriteuse avec : *Desmoceras revoili* PERVINQUIERE, *Prionotropis radenaci* PERV., *Puzosia getulina* COQUAND, des Nucules et des petits Polypiers », attribuée à l'Albien inférieur (Burollet, 1956).

Les Argiles inférieures contiennent des intercalations carbonatées caractéristiques :

« Zone à ammonites de Clansayes »

C'est dans la partie inférieure des Argiles Inférieures de la Formation Fahdène que Burollet (1956) décrit cette « Zone à ammonites de Clansayes » qu'il appelle « Horizon repère à Ammonites » et qu'il considère comme un repère stratigraphique d'âge Albien inférieur du fait de la faune qu'elle renferme. Cette faune est constituée de : *Acanthoplites nolani* SEUNES, *A.* cf. *aschiltoensis* ANTHULA, *Douvilleiceras bigoureti* SEUNES var. *seunesi* JACOB.

Cet horizon repère a été carté par Burollet dans toute la région étudiée dans ses travaux de 1956.

Calcaires de l'Allam

Définis par Burollet (1956), « ce sont des calcaires durs à pâte très fine, parfois sublithographiques noirs, prenant une couleur blanche ou gris très clair à l'altération superficielle. Ils alternent avec des marnes grises et quelques marno-calcaires et contiennent de fréquentes bélemnites et de mauvaises empreintes d'Ammonites ». Burollet (1956) y mentionne *Puzosia* sp. et *Plicatula* sp. et les attribuent à l'Albien moyen. Ces calcaires ont été définis au NNE du Jebel Hameïma (SE de la Gara) dans la région de Tadjerouine.

Pour Zghal (1994), cet ensemble calcaire (unité 2 de la Formation Fahdène dans le découpage du même auteur) est épais de 200 m et renferme des bélemnites et des foraminifères planctoniques, principalement des hedbergelles. La présence de *Ticinella primula* et de *Hedbergella rischi* marquerait l'Albien moyen (Zghal, 1994).

Argiles supérieures

Définies par Burollet (1956), « *ces argiles sont caractérisées par l'absence d'intercalations et possèdent une microfaune Cénomanienne* ».

Calcaires feuilletés du Mouelha

D'après Burollet (1956), il s'agit d'un horizon repère reconnu dans la coupe de Gara-Hameïma et déposé sur les Argiles moyennes de la Formation Fahdène. Les « Calcaires feuilletés du Mouelha » se présentent sous forme « de lits calcaires finement lités et même feuilletés » (Burollet, 1956). Burollet (1956) rapporte ces calcaires au Vraconnien inférieur.

Zghal (1994) date les Calcaires feuilletés du Mouelha du Vraconnien inférieur, en raison de la présence de *Planomalina praebuxtorfi*.

3.2. Les datations biostratigraphiques dans l'intervalle Aptien-Albien

Les problèmes de datation de l'intervalle Aptien – Albien en Tunisie et ailleurs sont surtout dus au caractère endémique (faible étendue géographique) des faunes utilisées pour fixer cette limite (ammonites, foraminifères).

Les problèmes majeurs sont la définition des sous-étages de l'Aptien (Bédoulien, Gargasien et Clansayésien) et la position de la limite Aptien - Albien.

3.2.1. Les sous-étages de l'Aptien

Les sous-étages de l'Aptien ne sont pas normalisés par rapport aux subdivisions biostratigraphiques internationales.

Dans la zonation téthysienne, l'Aptien a été initialement subdivisé en deux sous-étages : un sous-étage inférieur qui est le Bédoulien et un supérieur qui est le Gargasien. La limite entre ces deux sous-étages est la limite supérieure de la biozone d'ammonite à *Dufrenoya furcata*. Cette limite est approximativement l'équivalent de la limite supérieure de la zone à *Tropaeum bowerbanki* de la zonation boréale (*e.g.* Ropolo *et al*., 1998). Cette limite correspond à la limite Bédoulien-Gargasien proposée par Casey *et al.* (1998) dans le domaine Boréal.

Dans le domaine téthysien, une autre subdivision de l'Aptien supérieur a été ajoutée lorsque Breistroffer (1947) a placé dans l'Aptien supérieur l'«horizon de Clansayes» (jusqu'alors considéré comme Albien inférieur), révision officialisée lors du Congrès de Lyon de 1963 (Flandrin, 1965). Le problème de cette subdivision est que le sous-étage Clansayésien est défini par la faune d'un niveau condensé, qui ne permet donc pas d'observer la succession chronologique des ammonites, qui par conséquent ne permettent pas un découpage chronologique précis.

Le problème est encore d'actualité pour les raisons suivantes : (i) la position de la limite Bédoulien-Gargasien est toujours un problème (Casey *et al.*, 1998 ; Ropolo *et al.*, 1998) (ii) les deux coupes de référence de Gargas et de Clansayes ne sont pas corrélables, et (iii) la coupe-type du sous-étage Clansayésien n'est plus visible à l'affleurement.

Au cours du Symposium International des étages du Crétacé et de ses limites qui s'est tenu en 1993 à Bruxelles, les dernières révisions ont alors montré que l'on utilise deux zonations différentes dans le domaine boréal et dans le domaine téthysien. Dans le domaine boréal, l'Aptien est divisé en deux sous-étages : le Bédoulien, puis le Gargasien, alors que dans le domaine de la Téthys, l'Aptien est divisé en trois sous-étages (inférieur, moyen et

supérieur) suivant la subdivision française : Bédoulien, Gargasien et Clansayésien [Figure I.14].

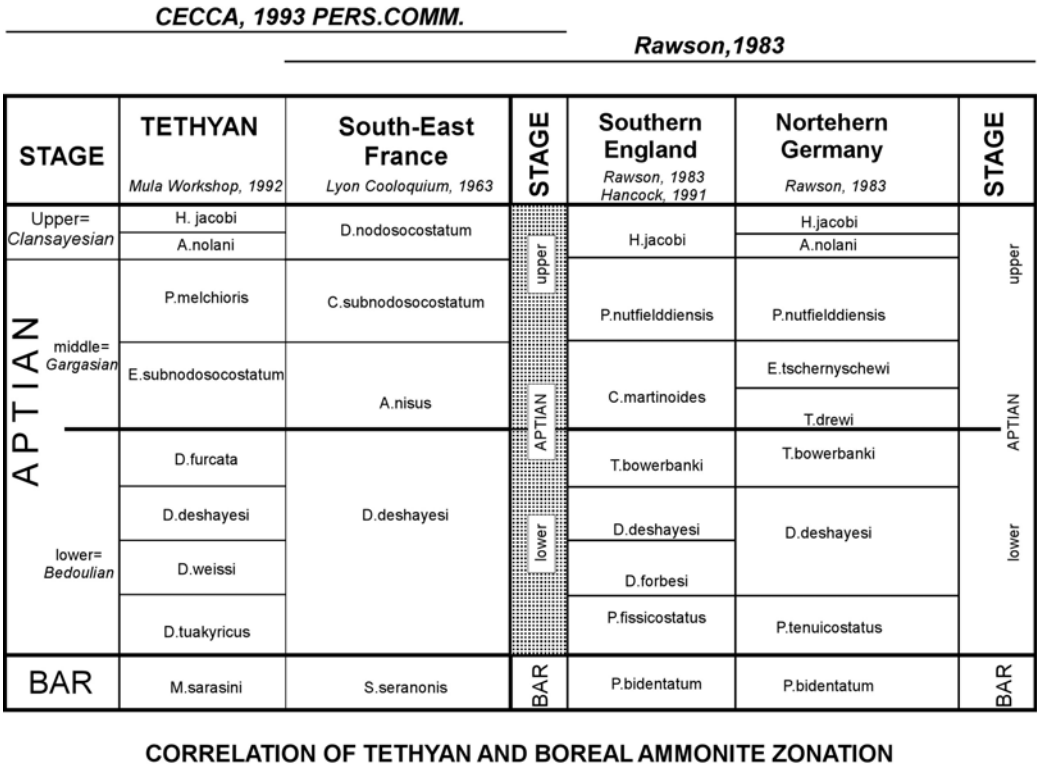


Figure I.14.- Les sous-étages de l'Aptien dans les régions téthysiennes et boréales (Erba, 1996)

3.2.2. La limite Aptien-Albien

« *La limite Aptien-Albien telle qu'elle est définie aujourd'hui présente un problème qui n'a et ne sera jamais résolu* » (Hancock, 2001). Quatre principaux travaux (Casey *et al.*, 1998; Kennedy *et al.*, 2000; Hancock, 2001; Owen, 2002] proposent des définitions différentes de la limite inférieure de l'Albien en discutant et en se basant sur la succession des ammonites [Figure15].

Dans ce travail, nous avons choisi d'utiliser la zonation régionale établie par J.-L. LATIL [communication personnelle, 2008]. Dans celle-ci, la base de l'Albien est définie par l'apparition d'un marqueur reconnu de l'Albien, en l'occurrence le genre *Douvilleiceras*, en l'absence de marqueurs reconnus de l'Aptien (*Epicheloniceras*, par exemple). Nous aborderons la discussion de cette zonation dans le chapitre *Stratigraphie*.

Le problème d'une définition globale de la limite Aptien - Albien reste un sujet de désaccord (Casey *et al.*, 1998; Kennedy *et al.*, 2000; Hancock, 2001; Mutterlose *et al.*, 2003). « La définition de cette limite d'étage est en effet très difficile du fait que les zonations d'ammonites n'ont pas de signification globale » (Owen, 2002).

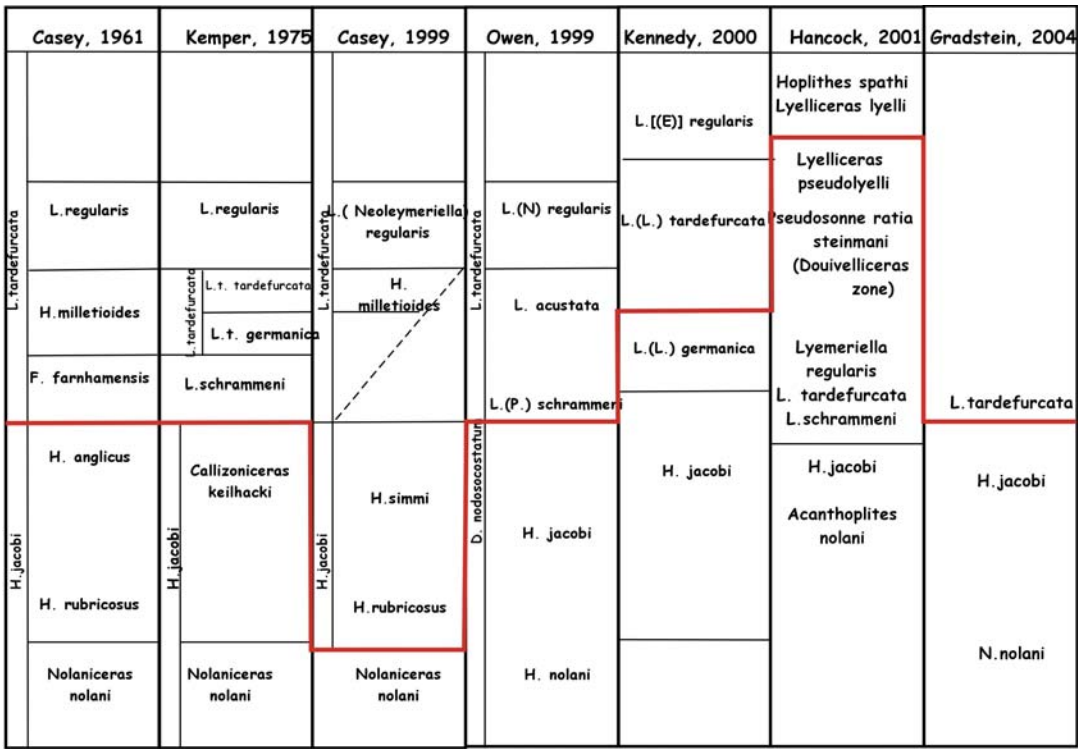


Figure I.15.- Différentes positions de la limite Aptien-Albien (Kennedy et *al.*, 2000)

La limite Aptien-Albien proposée par chaque auteur est soulignée en rouge

CHAPITRE II

MÉTHODES ET OUTILS

1. ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

1.1. Sur le terrain

Le travail commence d'abord par la recherche des meilleurs affleurements et des coupes les plus continues, les mieux exposées et les plus fossilifères. Après la reconnaissance et la recherche des affleurements les plus propices, et pour mener à bien cette étude, plusieurs coupes ont été levées.

Au cours de ces levés, des observations d'ordre lithologique, sédimentaire, faunistique et tectonique sont notées sur le terrain même. Au niveau des surfaces particulières, un échantillonnage précis et serré est réalisé. Cette phase a été complétée par des croquis et des photographies ainsi que par l'étude de photos par satellite.

Cette étude passe par une recherche et une analyse détaillée en affleurements des faciès, des structures sédimentaires, des modes d'agencement des couches, des surfaces particulières, etc.… On a également procédé à l'étude de la stratification des bancs, de leur position les uns par rapport aux autres, de leurs variations d'épaisseur. Dans la mesure du possible nous avons effectué une détermination de la nature des calcaires selon la classification de Folk et de Dunham. L'étude de terrain a été complétée par la collecte d'échantillons, en vue de l'étude ultérieure des microfaciès, des microfaunes et de la géochimie des isotopes stables.

En plus des échantillons de roches, nous avons récolté les fossiles qui faisaient partie de la coupe (ammonites, échinodermes, lamellibranches, brachiopodes, bélemnites, gastéropodes). Tous ces fossiles ont été numérotés comme les échantillons, avec des numéros et initiales faisant référence à la coupe levée.

Une étude avec les photos satellites nous a également permis de mieux approcher notre terrain d'étude et de repérer les meilleurs affleurements susceptibles de donner un maximum d'informations et de déterminer les variations d'épaisseur des bancs ou leur obliquité éventuelle les uns par rapport aux autres.

Sur le terrain, une étude des accidents tectoniques a été menée par Thierry Dumont, ce qui nous a permis de mieux approcher le contexte tectonique de la mise en place de certains niveaux.

1.2. En laboratoire

Les successions de faciès reconnus sur le terrain permettent de définir les différents environnements sédimentaires et d'identifier les principales séquences correspondantes. Cette étude est complétée par des analyses au laboratoire qui consistent essentiellement à l'observation et à l'interprétation des microfaciès identifiés sur des sections de roches.

Il s'agit pour ce faire, de la confection de sections minces à des fins d'études pétrographiques, sédimentologiques et diagénétiques, du lavage des échantillons meubles (argiles et marnes) suivi du tri et de la détermination de la microfaune qu'ils renferment, et de la préparation des poudres pour l'étude géochimique.

Les principaux buts de cette étude sédimentologique sont :

- reconstituer les milieux de dépôts de l'Aptien supérieur-Albien et leur évolution, en procédant à une analyse sédimentologique.

- identifier les discontinuités corrélables d'une coupe à l'autre, et les hiérarchiser, afin de déterminer les séquences de dépôt.

- remonter aux évènements (eustatique, tectonique, climatique) qui ont contrôlé le dépôt de ces séquences, et que soulignent les surfaces particulières (discontinuités), en passant par une approche séquentielle.

Nous avons également procédé à une étude des phénomènes diagénétiques ayant touché certains niveaux de nos coupes. Les karsts ont été traités avec une attention particulière, ainsi que leurs remplissages qui ont d'ailleurs été minutieusement échantillonnés. En effet, les remplissages peuvent nous renseigner sur des épisodes d'émersion et de remise en eau des surfaces affectées par ces phénomènes de variation du niveau relatif de la mer.

1.3. Description des faciès :

Deux nomenclatures ont été utilisées pour la description des faciès, celle de Folk (1959) et celle de Dunham (1962).

1.3.1. Classification de Folk (1959)

La classification de Folk est basée sur la nature des quatre constituants de la roche :

- les éléments figurés (ou allochèmes)
- le ciment
- la matrice
- l'espace poreux

Le nom de la roche est formé de deux parties :

- un préfixe qui désigne les éléments figurés et qui est relatif à la nature de ceux-ci : ***oo*** pour les oolites, ***intra*** pour les intraclastes, ***pel*** pour les péloïdes, ***bio*** pour les éléments d'origine biologiques, …

- un suffixe pour désigner la nature de la phase de liaison : ***sparite*** ou ***micrite*** selon la nature, cristalline ou boueuse, de cette phase de liaison.

L'avantage de cette classification est qu'elle nous fournit à partir de sa terminologie une information sur la nature des constituants principaux, ainsi qu'une information sur l'énergie (présence ou non de matrice boueuse) et l'environnement de dépôt (taille des grains, composition faunistique, altération). L'inconvénient est qu'elle ne tient pas compte des différentes structures récifales carbonatées. Un autre problème est la difficulté à distinguer une « vraie » matrice micritique d'une précipitation cristalline organique ou non organique, mais ceci reste un problème pour toutes les classifications. Enfin, cette nomenclature n'est pas très utilisée dans l'industrie pétrolière [Figure I.16].

1.3.2. Classification de Dunham (1962):

La nomenclature ou classification de Dunham est basée sur la proportion ou l'absence de phase de liaison (boue carbonatée) entre les grains. Contrairement à Folk qui considère qu'une micrite a un diamètre de 2 µm, Dunham considère que dans une boue micritique la taille du grain est de 4 µm.

Les deux autres critères de la classification de Dunham sont :

- le pourcentage des éléments figurés par rapport au volume total de la roche (mudstone : < 5% allochems, wackestone : > 5% allochems, packstone et grainstone : allochems jointifs).

- la présence ou l'absence de matrice boueuse (allochems jointifs et matrice boueuse : packstone ; allochems jointifs et ciment sparitique : grainstone).

En plus de sa facilité d'utilisation puis qu'elle peut être employée sans microscope, la classification de Dunham représente l'avantage de nous informer sur l'environnement de

dépôt du sédiment (quantité d'allochems) ainsi que sur l'énergie du milieu. Cette nomenclature est utilisée dans le monde entier et spécialement dans l'industrie pétrolière.

Les limites de cette classification sont qu'elle ne s'applique pas aux sédiments diagénétisés, et qu'elle ne précise pas la nature des éléments figurés comme le fait la classification de Folk [Figure I.17].

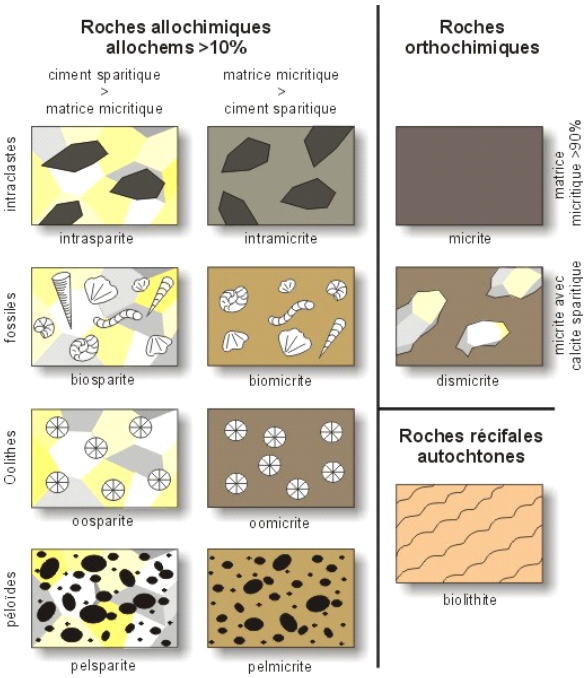


Figure I.16.- Classification de Folk

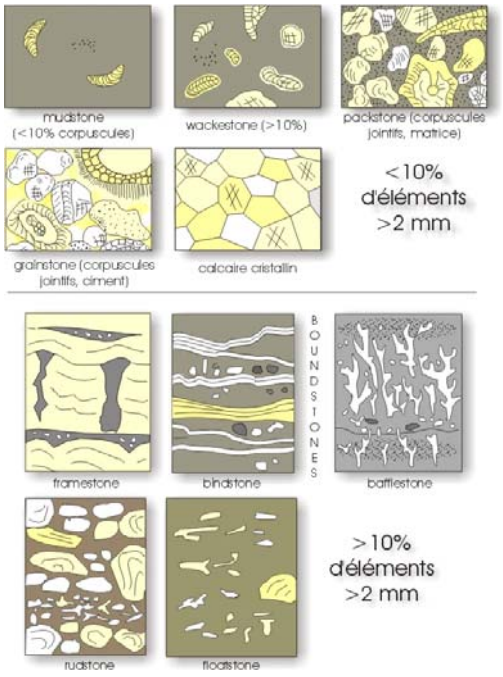


Figure I.17.- Classification de Dunham

2. L'ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE AU LABORATOIRE

2.1. Détermination des faciès en sections minces

2.1.1. Les différentes familles de faciès

Pour mener à bien l'étude sédimentologique nous avons choisi de classer les différents échantillons en différentes familles de faciès.

Ces différentes familles de faciès ont été établies en fonction du contenu faunistique, et des aspects macroscopiques et microscopiques de chaque faciès. Leur répartition sur un exemple de rampe carbonatée est illustrée dans la figure I.18.

2.1.1.1. Contenu fossilifère

Les principales formes fossiles présentes dans les carbonates sont les foraminifères benthiques, les foraminifères planctoniques, les métazoaires et les algues. Connaissant le milieu de vie de chaque groupe fossile, en particulier la profondeur, la nature du substrat, l'éclairement, la température, l'agitation ou la salinité, l'étude de leur assemblage nous permet de dresser les caractéristiques paléoécologiques du sédiment qui les contient, et donc les milieux de dépôts et les paléoenvironnements de chaque faciès.

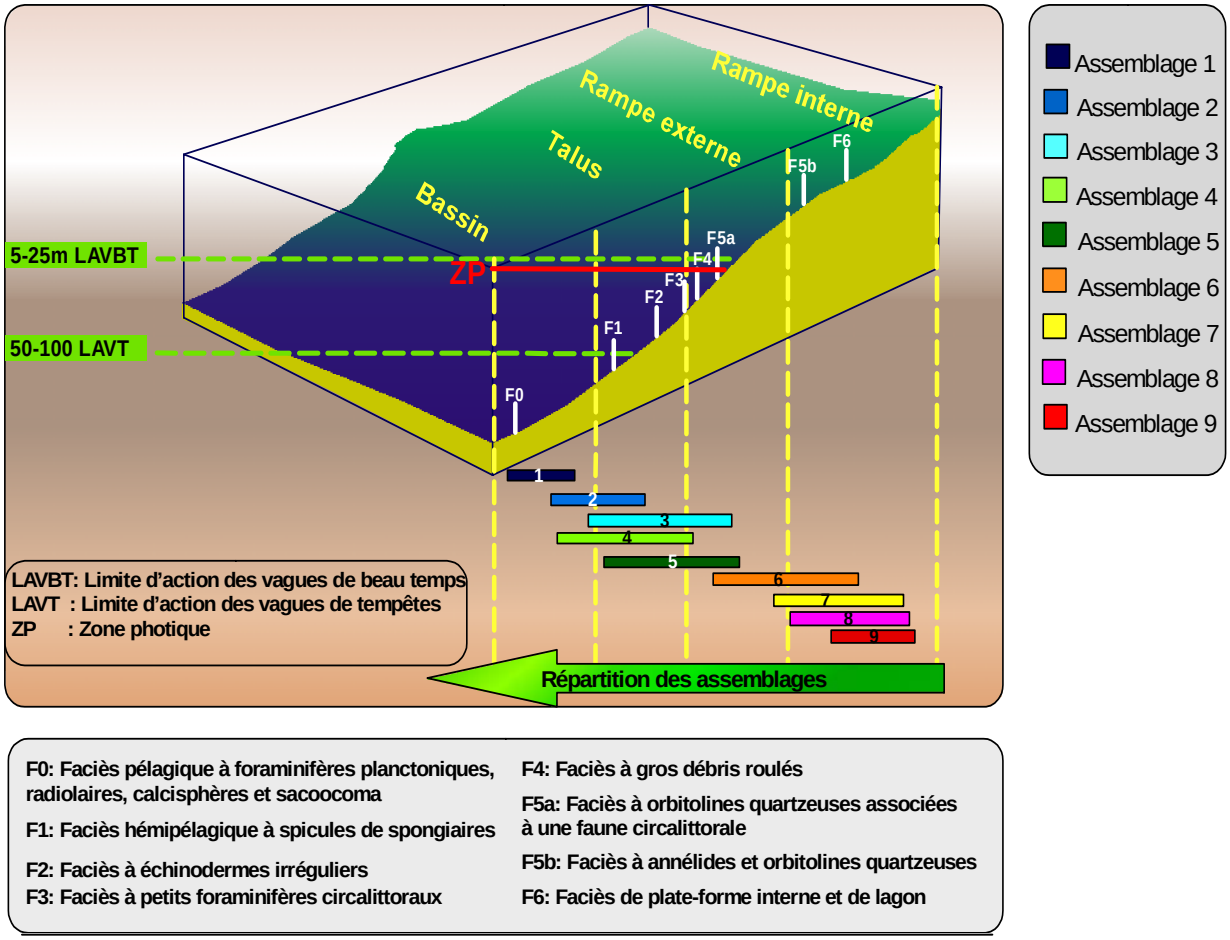


Figure I.18.- Répartition des faciès et des assemblages sur un modèle de rampe carbonatée

2.1.1.2. Faciès pélagiques et hémipélagiques

Ce type de faciès est relatif au bassin mais également aux plates-formes noyées au moment des transgressions ou des mouvements tectoniques. La texture de ce type de faciès est Wackestone à Mudstone et renferme des foraminifères planctoniques, spicules d'éponges, Radiolaires, Calcisphères et Echinodermes planctoniques (*Saccocoma*). Ces faciès

correspondent à des sédiments déposés en milieu calme, sous la limite d'action des vagues. Les éléments détritiques tels que le quartz sont parfois présents. Dans le bassin nous avons les familles de faciès suivantes :

- **Faciès pélagique**

La famille de faciès F0

Contenu fossilifère

Le faciès type F0 renferme une faune planctonique composée de foraminifères planctoniques, calcisphères et radiolaires. Ce faciès peut également renfermer des échinodermes planctoniques comme les *Saccocoma* [Planche I.1].

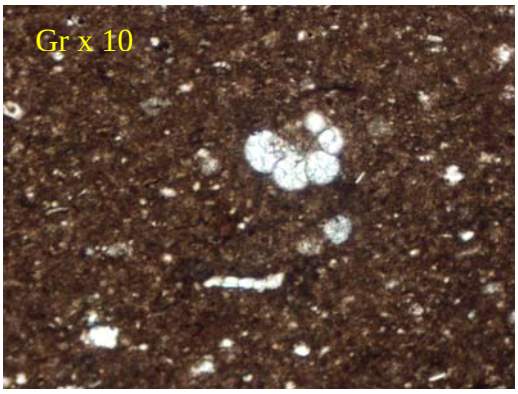


Planche I.1.- Faciès F0 (Grx10)

Aspect macroscopique :

Il se présente sous forme de bancs centimétriques de calcaires argileux très fins, parfois détritiques mais aussi pyriteux, à patine grise foncée à noir. La faune qui le caractérise est faite d'ammonites et/ou de bélemnites. Ces bancs se présentent sur le terrain comme de minces intercalations de calcaires argileux dans des niveaux métriques de marnes ou d'argiles.

Aspect microscopique :

Ce sont des mudstones ou des wackestones avec une boue carbonatée souvent de couleur sombre. Ce faciès renferme des foraminifères planctoniques, des radiolaires et des calcisphères. Ce faciès peut également renfermer des grains de glauconie ainsi que quelques éléments détritiques comme le quartz. Le faciès F0 est caractérisé par un taux de faune planctonique de plus de 50%. Ce type de faciès renferme des foraminifères planctoniques, des radiolaires, des calcisphères. Les bioturbations sont aussi présentes.

Interprétation :

Ce type de faciès se rencontre dans les milieux marins francs et ouverts de type bassin ou talus externe.

- **Faciès hémipélagiques**

La famille de faciès F1

Micrite à spicules d'éponges, c'est un faciès hémipélagique qu'on retrouve en milieu circalittoral (talus externe) [Planche I.2].

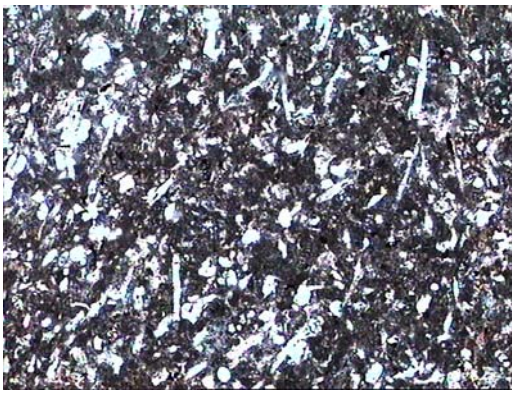


Planche I.2 .- Faciès F2 (Grx10)

Contenu fossilifère

La faune la plus abondante est formée de spicules d'éponges. Quelques foraminifères benthiques ainsi que d'autres débris peuvent également être observés.

Aspect macroscopique

Sur le terrain ce faciès se présente dans un banc calcaire centimétrique et de couleur sombre, faisant partie d'une succession de bancs calcaires un peu mal lités et alternant avec des petits niveaux marneux.

Aspect microscopique

Ce faciès se présente comme un packstone à spicules d'éponges avec une faune de plancton telle que les appareils embryonnaires des *Sabaudia* qui ne vivent qu'en milieu pélagique à hémipélagique (Arnaud, 2004), et incluant des petits foraminifères benthiques très fins. Beaucoup de bioclastes indéterminés peuvent aussi s'observer dans ce type de faciès et proviennent en effet de la plate-forme sous l'effet des remaniements.

Interprétation :

La rampe externe est localisée sous la zone d'action des vagues de tempêtes, à une profondeur de plusieurs dizaines de mètres. On y observe des sédiments carbonatés fins, autochtones ou allochtones, associés à des dépôts hémipélagiques.

- **Faciès de plate-forme externe-talus**

Ces faciès sont déposés dans des milieux moins profonds que ceux décrits précédemment, mais restent toujours ouverts et marins.

La famille de faciès F2

Contenu fossilifère

Il s'agit du faciès à échinodermes irréguliers, qui se présentent sous forme de débris [Planche I.3].

Aspect macroscopique

Sur le terrain ce faciès se présente sous forme de bancs calcaires centimétriques à patine claire, parfois gréseux et renfermant de la glauconie.

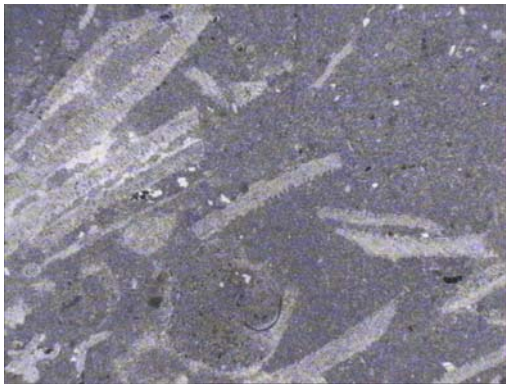


Planche I.3 .- Faciès F2 (Grx4)

Aspect microscopique

C'est un faciès à débris d'échinodermes qui peut souvent renfermer une grande quantité de brachiopodes, on y trouve aussi des foraminifères benthiques circalittoraux, des grains de glauconie ainsi que des grains phosphatés ou de phosphate. Ce faciès peut également renfermer des foraminifères planctoniques. Ce faciès peut être très riche en quartz, c'est généralement un wackestone/packstone.

Interprétation

La faune qui caractérise la famille de faciès F2 est une faune qui vit à l'abri de la lumière donc sous la zone photique.

La famille de faciès F3

Il s'agit de grainstones à petits foraminifères benthiques [Planche I.4].

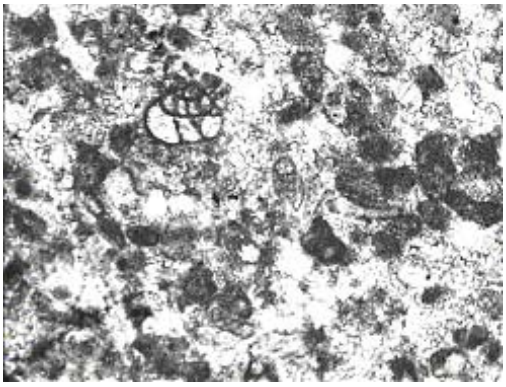


Planche I.4 .- Faciès F3 (Grx10)

Contenu fossilifère

Très riche en petits foraminifères benthiques circalittoraux, ce faciès peut parfois renfermer quelques débris d'échinodermes, d'annélides ou de brachiopodes.

Aspects macroscopiques

Sur le terrain, ce faciès se présente sous forme de bancs calcaires bien lités parfois, d'épaisseur variable, de couleur claire, à patine blanche à beige avec une texture grainstone. Ce faciès est assez fréquent sur l'ensemble des coupes étudiées

Aspects microscopiques

Ce faciès est souvent un grainstone, à foraminifères benthiques souvent de petite taille, bien triés, associés parfois à d'autres bioclastes, qui peuvent être des fragments d'échinodermes, des annélides ou des brachiopodes. Ces foraminifères vivent à l'abri de la lumière et enfouis dans un sédiment meuble. Ce type de faciès montre une répartition assez homogène des tailles de grains, les débris d'échinodermes sont souvent usés et arrondis.

Interprétation

Cette famille de faciès correspond à des dépôts dans un environnement circalittoral encore relativement profond de la plate-forme externe. L'influence de l'action des courants

commence à se manifester et se traduit par l'élimination de la matrice boueuse et le bon classement des grains du sédiment.

- **<u>Faciès de bordure de plate-forme de haute énergie</u>**

La famille de faciès F4

Ce sont les faciès à gros débris roulés [Planche I.5].

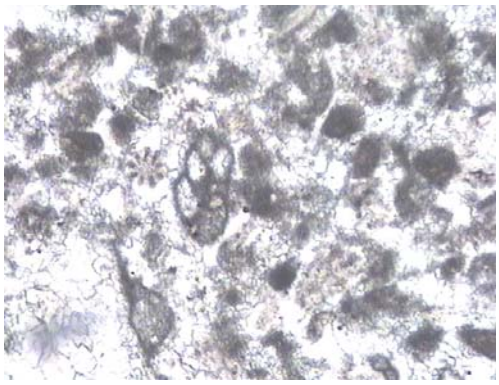


Planche I.5 .- Faciès F4 (Grx10)

Contenu fossilifère

Les éléments étant remaniés, ils ne reflètent pas exactement le milieu de dépôt. Cependant, on peut supposer que la profondeur finale de dépôt est proche de celle indiquée par les bioclastes caractéristiques des milieux les plus « profonds ».

Aspects macroscopiques

Calcaires centimétriques à décimétriques, bioclastique et à cassure claire.

Aspects microscopiques

Ce sont des faciès packstone et grainstone à gros débris roulés (bioclastes, intraclastes), caractérisés par un bon tri des éléments. Les faciès sont souvent dévasés (texture grainstone).

Interprétation

Ces faciès bioclastiques correspondent à des sables carbonatés déposés soit dans des milieux marins ouverts de type infralittoral soumis à un hydrodynamisme régulier et continu dû à l'action de la houle des courants, soit de type circalittoral où ils ont été transportés latéralement à partir des premiers par des courants de tempête exceptionnels (Arnaud, 2004).

La famille de faciès F5

Ce sont les faciès à Orbitolines. Les faciès de type F5 sont des faciès qui renferment des orbitolines agglutinant du quartz ou des orbitolines carbonatées, associées à d'autres faunes

(rudistes, milioles, annélides…). Ces faciès, selon la nature du test des orbitolines et l'association de faune, peuvent être subdivisés en trois groupes de familles de faciès.

(i) Faciès F5a à orbitolines quartzeuses et faunes circalittorales

Contenu fossilifère

La faune est composée par des orbitolines remaniées et ayant agglutiné des grains de quartz. Ces orbitolines sont souvent associées à une faune circalittorale : débris d'échinodermes et petits foraminifères benthiques. [Planche I.6]

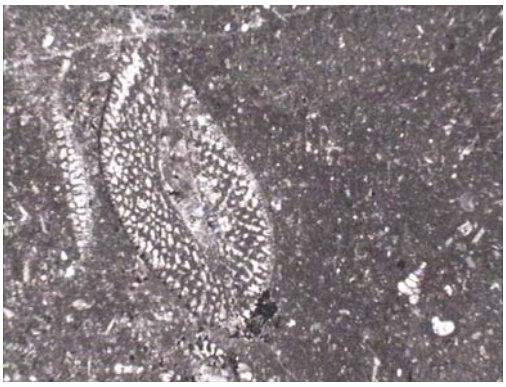


Planche I.6 .- Faciès F5a (Grx10)

Aspects macroscopiques

Ce sont des calcaires à orbitolines, gréseux et de couleur plutôt sombre (grise), en bancs centimétriques se présentant parfois sous forme d'une succession stratocroissante avec un enrichissement en grain de quartz vers le sommet de l'ensemble.

Aspects microscopiques

Ce faciès est caractérisé par une importante fraction de quartz détritique. La microfaune est composée majoritairement d'orbitolines quartzeuses, lesquelles sont associées à des foraminifères benthiques circalittoraux mais qui ne sont pas très abondants.

Interprétation

Les faciès sont très riches en quartz détritique, les orbitolines agglutinent du quartz. Le milieu est mésotrophique, ce qui est l'idéal pour les orbitolines. Le milieu est difficile à préciser du fait que les orbitolines sont des espèces opportunistes et vivent là où il y a des nutriments et sont facilement resédimentées.

(i) Faciès F5b à orbitolines et annélides

Contenu fossilifère

Les annélides dominent (70 %) et sont associés à des orbitolines carbonatées. On y trouve également quelques débris d'échinodermes ainsi que des petites foraminifères benthiques circalittoraux et des bioclastes très micritisés.

Aspects macroscopiques

Ce type de faciès se présente sur le terrain sous forme de banc de calcaire centimétrique, à cassure foncée.

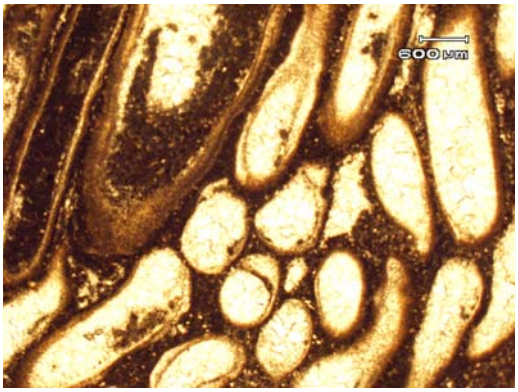


Planche I.7. Faciès F5b

Aspects microscopiques

La texture du faciès est wackestone-packstone, avec une matrice boueuse de couleur foncée, les orbitolines ont des tests carbonatés, les bioclastes sont très micritisés. Nous avons pu aussi observé quelques grains de glauconie oxydée. La faune est dominée par les annélides, organisés en colonies. À l'intérieur des annélides il y a un ciment micritique très foncé et très fin [Planche I.7].

Interprétation

L'abondance des annélides ainsi que la présence des orbitolines à tests carbonatés et la nature de la matrice (boue carbonatée de couleur sombre), attestent d'un milieu relativement calme et à l'abri des courants, expliquant aussi la forte micritisation des autres bioclastes.

- **<u>Faciès de plate-forme interne et de lagon :</u>**

La famille de faciès F6

Contenu fossilifère

Ce type de faciès renferme des faunes de milieu interne tels que les Rudistes, les Milioles (*Istriloculina* dominantes), des *Terquemella* qui sont des fruits d'Algues vertes et qui sont exclusivement propres aux milieux internes ainsi que de gros foraminifères benthiques.

Aspects macroscopiques

C'est un faciès qui se présente sous forme de bancs calcaires décimétriques, à patine foncée. On y voit à l'œil nu des rudistes, et à la loupe des orbitolines non quartzeuses ainsi que des milioles.

Aspects microscopiques

Il s'agit de wackestones à rudistes, milioles, *Istriloculina*, mais aussi à orbitolines carbonatées de plate-forme interne. Ce sont des wackestones avec une matrice micritique de couleur foncée [Planche I.8].

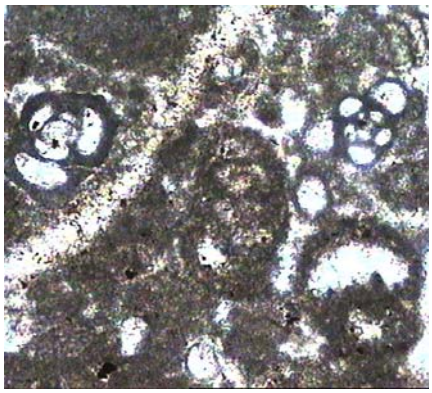


Planche I.8. Faciès F6 (Grx10)

Interprétation

Les genres *Alveolina* et *Mesorbitolina* qui caractérisent ce faciès ne vivent qu'en milieu carbonaté avec absence totale d'éléments terrigènes, et sont toujours associés à des faunes de lagon. Ce faciès se dépose dans un milieu assez protégé des courants et des apports terrigènes, ces milieux gardent malgré tout une salinité et une oxygénation normales ce qui expliquent la prolifération et la variation de la faune et la présence par exemple de rudistes et de milioles. Il y a aussi une activité bactérienne importante comme en peut témoigner la matrice qui est alors une boue carbonatée de couleur foncée.

* **Les faciès phosphatés - Faciès des niveaux condensés : FP**

Contenu fossilifère

Le contenu fossilifère de ce type de faciès est très varié du fait qu'il s'agisse de niveaux condensés. Ce type de faciès peut renfermer des faunes remaniées et des faunes autochtones. Le contenu faunistique est généralement de type hémipélagique à pélagique indiquant une certaine tranche d'eau, ce qui est normal quand on est dans un faciès phosphaté.

Aspects macroscopiques

Sur le terrain on observe une surface altérée, les faciès phosphatés que nous avons rencontrés sont souvent associés aux transgressions qui ont suivi une importante karstification (comme à Hameïma). Ces niveaux condensés ne sont pas uniquement importants pour l'étude sédimentologique mais également dans l'étude stratigraphique puisque ces bancs renferment généralement des informations sur les bancs qui manquent, et potentiellement sur l'intervalle de temps contenu dans la surface de remaniement.

Aspects microscopiques

La matrice est complètement phosphatée avec la présence de nombreux extraclastes, d'abondants grains de glauconie, et une microfaune très variée et plutôt de type planctonique [Planche I.9].

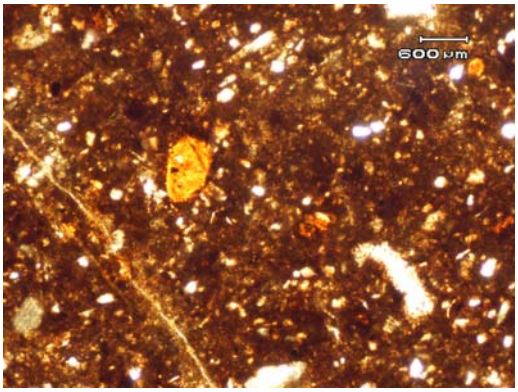


Planche I.9. Faciès phosphaté FP

Interprétation

La formation de ces nodules phosphatés est associée à une transgression et à un taux de sédimentation bas ou en chute. Ces nodules sont interprétés comme marqueurs de transgression. Par ailleurs, ils peuvent être fragmentés lors d'érosions sous-marines, et remaniés et plus ou moins arrondis lors de la transgression qui suit. Leur bordure présente alors une phosphatisation « centripète » comme dans le massif de Hameïma.

- **Les faciès de remaniements FR**

Contenu fossilifère

Ces faciès renferment une faune hétéroclite remaniée, faite d'orbitolines, de fragments d'échinodermes, de rudistes, de gastéropodes, et de débris d'algues vertes. Dans la Formation Hameïma du Djebel Slata ces faciès sont très riches en algues rouges.

Aspects macroscopiques

Ces faciès se présentent sous forme de bancs carbonatés blancs, d'épaisseur décimétrique et un peu arrondis, plus ou moins bien lités. On y distingue parfois des enduits phosphatés.

Aspects microscopiques

En sections minces ces faciès montrent une texture grainstone, les éléments sont généralement bien triés. La faune, remaniée, est dans la plupart des cas très mal conservée. Elle est très diversifiée sous l'action des remaniements et renferment des fossiles de différents environnements (orbitolines, échinodermes, algues rouges, lenticulines, bryozoaires, gastéropodes, lamellibranches…), on rencontre également des galets ainsi que des grains de glauconie. Ce faciès est parfois phosphaté et peut aussi renfermer des fractions hétérométriques de quartz [Planche I.10].

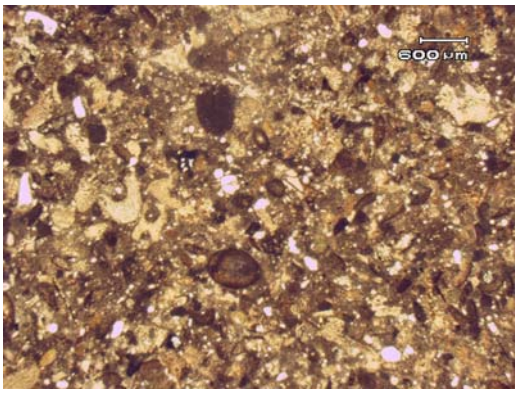


Planche I.10. Faciès de remaniements FR

Interprétation

Ce faciès de remaniement renferme des faunes et/ou flores qui viennent de différents environnements. C'est ainsi que pour déterminer l'environnement de dépôt d'origine, on se base sur la faune indiquant le milieu le plus profond, qui donne la paléo-profondeur minimale.

2.2. Etude statistique de la faune et de la flore, détermination des assemblages fauniques

2.2.1. La distribution écologique des microfossiles

L'étude de la distribution écologique de la faune et la flore constitue un outil de base dans l'étude des assemblages faunistiques [Figure I.18].

- Milieu continental. Les microorganismes ne sont généralement conservés par la fossilisation que dans des zones calmes, soustraites à l'action prolongée de l'air, telles que les lacs et marécages.

- Milieu lagunaire. La lagune constitue un milieu de vie peu profond, partiellement ou temporairement isolé du domaine marin. De ce fait, la salinité des eaux est anormale, supérieure ou inférieure à la salinité de la mer (lagune sursalée et saumâtre).

- Milieu marin. Il peut être décomposé en plusieurs étages biologiques, selon la zonation établie par Pérès (1961) :

* Étage médiolittoral. Cet étage est caractérisé par une alternance régulière d'émersions et d'immersions : il occupe la zone de balancement des marées.

* Étage infralittoral. Sa limite supérieure est la limite d'immersion permanente. Sa limite inférieure est la limite de vie des Algues photophiles (tolérant ou exigeant un éclairement vif). Cette dernière se situe à une profondeur très variable selon la clarté des eaux (30 m pour les eaux de turbidité moyenne ; 60 m pour des eaux de forte transparence). L'existence d'accidents topographiques tels que les récifs permet de différencier un *milieu interne*, isolé de la haute mer, calme (de basse énergie) et un *milieu externe*, ouvert sur le large, agité (de haute énergie).

* Étage circalittoral. Il s'étend depuis la limite inférieure de vie des Algues photophiles jusqu'à la profondeur la plus extrême compatible avec la végétation des Algues les plus tolérantes aux faibles éclairements, c'est-à-dire les plus sciaphiles. Cette limite inférieure coïncide pratiquement avec la limite entre le plateau et le talus (- 200 m).

* Étage bathyal. Il constitue l'étage de peuplement du talus continental. Sa limite inférieure se situe aux environs de 3000 m de profondeur. Lui succèdent les étages *abyssal* (jusqu'à 6000-7000 m) et *hadal* (correspondant aux plus grandes profondeurs). Ces deux derniers étages, très pauvres en microorganismes et rarement exondés, ne présentent qu'un intérêt négligeable en micropaléontologie.

Les étages supralittoral, médiolittoral, infralittoral et circalittoral sont regroupés dans le *système littoral*. Leurs sédiments sont riches en *organismes benthiques* (vivant en liaison intime avec le fond), mais ils renferment aussi en milieu ouvert des organismes *pélagiques* (vivant en pleines eaux et libres de tout contact avec le fond). Les sédiments du *système profond* (étages bathyal, abyssal et hadal) fournissent essentiellement des microfossiles pélagiques.

2.2.2. L'étude de l'évolution des assemblages faunistiques

La méthode de comptage des éléments biologiques permet de reconstituer les paléoenvironnements, leur évolution et les variations du niveau marin relatif. Les comptages sont faits sur une surface de référence de 1.7 cm x 1.2 cm sur chaque lame mince.

Ensuite les marqueurs biologiques sont groupés en assemblages écologiques, les faunes et/ou flores vivant dans des environnements très proches sont rassemblées dans le même assemblage. Chaque échantillon analysé est ainsi caractérisé par les pourcentages respectifs de ses assemblages. Dans ce travail, les assemblages que nous avons définis sont représentés dans la figure I.19.

L'évolution de ces assemblages le long de la coupe et au cours du temps permet de suivre l'évolution des paléoenvironnements allant des niveaux marins ouverts aux niveaux marins les plus confinés tout en tenant compte des accumulations de tempête ou de remaniements.

Ainsi cette méthode a le double intérêt de :

- suivre les variations d'espace disponible malgré la disparition de marqueurs biologiques due à des conditions locales.

- apporter plus d'information que la seule étude de faciès du fait qu'elle met en valeur les variations au sein d'un même faciès grâce aux variations des proportions de chaque assemblage. Les données des comptages de la faune et de la flore sont rentrées dans un tableau Excel selon un ordre allant du plus profond organisme à gauche du tableau, au moins profond à droite. Les assemblages de faune et de flore se font ensuite avec des organismes dont le milieu de vie (la profondeur) est comparable.

Les pourcentages des assemblages réalisés sur l'ensemble total des comptages, sont reportés sur des histogrammes puis sur des graphes d'aires qui montrent la répartition de ces assemblages selon leur profondeur. C'est ainsi que seront mis en évidence les maxima et minima de répartition des assemblages et donc les fluctuations du niveau marin. Par exemple,

un maximum de transgression correspondra à un pic quantitatif de l'assemblage le plus profond, et au contraire, les limites de séquence ou période de chute du niveau marin seront marquées par un pic des assemblages les moins profonds. Un pic d'assemblage d'organismes de milieux moins profonds dans un environnement relativement profond pourra être interprété comme un dépôt de tempête, une turbidite ou un remaniement gravitaire.

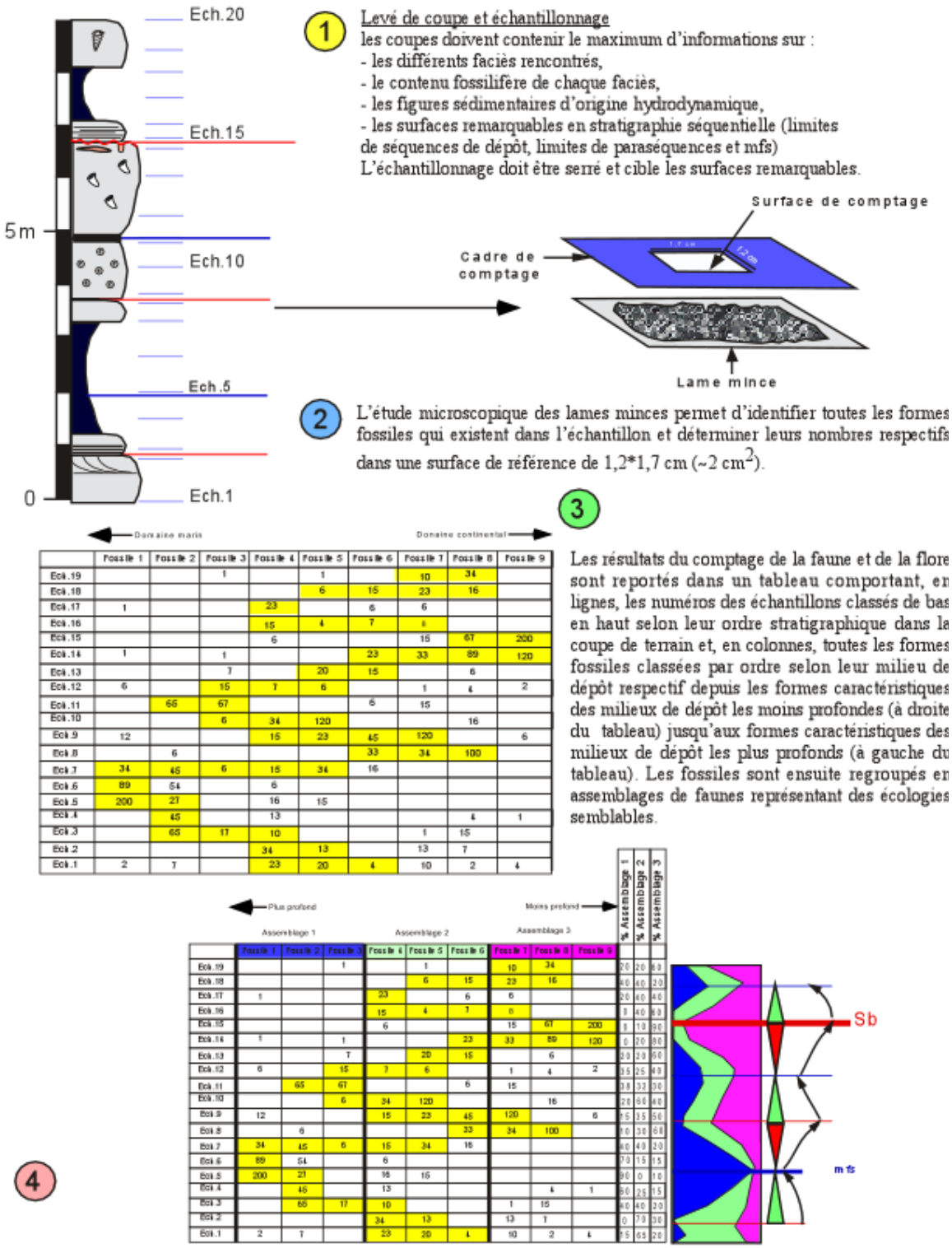


Figure I.19.- Protocole de l'étude statistique de la faune et de la flore

3. STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE : LE MODÈLE D'EXXON

En 1977, Vail et son équipe de la société EXXON, en se basant sur les données sismiques, ont proposé un modèle de stratigraphie séquentielle qui permettrait de définir un cadre chrono-stratigraphique à l'échelle globale basé sur la reconnaissance de discordance lignes temps encadrant des unités génétiques (Vail *et al.*, 1977; Haq *et al.*, 1987). Cet outil a été créé d'abord pour définir la géométrie des dépôts et ensuite établir des corrélations à une échelle régionale.

3.1. Variation du niveau marin, eustatisme et tectonique

3.1.1. L'espace d'accommodation ou l'espace disponible

L'espace d'accommodation a été défini par Jervey (1998 ; *in* Emery et Myers, 1996) comme étant « l'espace susceptible d'être comblé par l'accumulation des sédiments ». L'espace d'accommodation dépend de trois facteurs :

- l'eustatisme ou les variations du niveau marin global
- la subsidence
- le taux d'accumulation des sédiments.

Ceci étant, le facteur qui montrera les variations les plus rapides aura un rôle prépondérant dans l'organisation géométrique des sédiments (Emery et Myers, 1996). La figure I.20 montre, à travers une série de diagrammes (A à D), comment l'eustatisme (chute/élévation du niveau marin) et la subsidence / surrection peuvent créer ou détruire de l'espace d'accommodation.

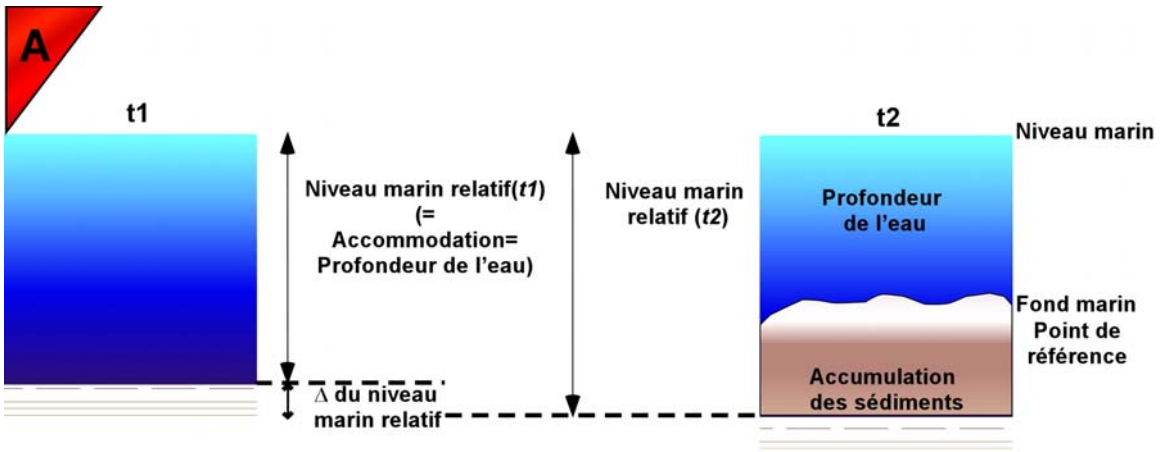
3.1.2. L'eustatisme

L'eustatisme ou changement du niveau marin global, est mesuré entre la surface de la mer et un point fixé qui est généralement le centre de la terre [Figure I.21].

Les variations eustatiques -qui sont en fait indépendantes des facteurs locaux- sont dues soit aux variations du volume d'eau des bassins (lors des glaciations - déglaciations) soit aux variations du volume des bassins, principalement liées aux variations d'activité, donc de volume, des dorsales médio-océaniques (Emery et Myers, 1996).

Les variations eustatiques du niveau de la mer correspondent à des variations positives (montée) ou négatives (descente) du niveau marin, ces variations correspondent à des cycles

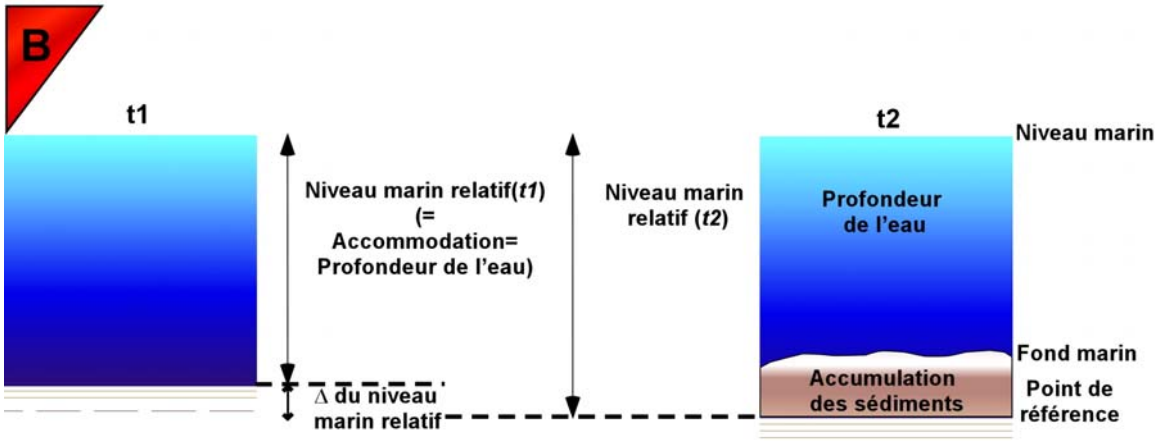
de durées variables et peuvent être souvent d'amplitude très importante comme lors des glaciations quaternaires où les vitesses atteignaient 1 mètre par siècle (Arnaud, 2004).



-Le niveau marin relatif augmente de t1 à t2 en conséquences de la subsidence

-La vitesse d'accumulation des sédiments est supérieure à l'augmentation du niveau relatif de la mer (l'accomodation augmente)

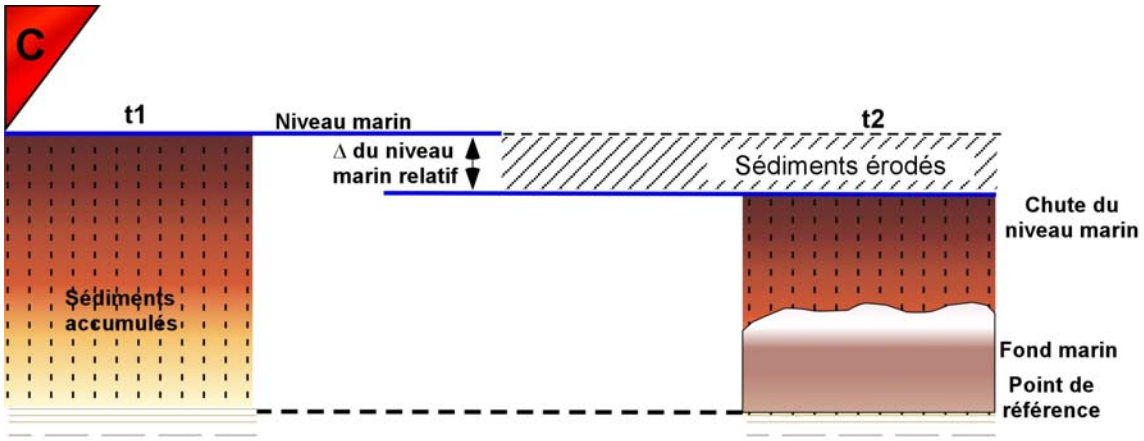
-L'espace d'accomodation augmente de t1 à t2 alors que la profondeur de l'eau diminue suite à l'accumulation des sédiemnts, les sédiments enregistrent une diminution de leur profondeur de dépôt.



-Le niveau marin relatif augmente de t1 à t2 en conséquence de la subsidence

-La vitesse d'accumulation des sédiments est inférieure à celle de l'augmentation du niveau relatif de la mer (l'accomodation augmente)

-L'augmentation de la profondeur de l'eau entre t1 et t2 sera enregistrée par une augmentation des profondeurs de dépôt des sédiements

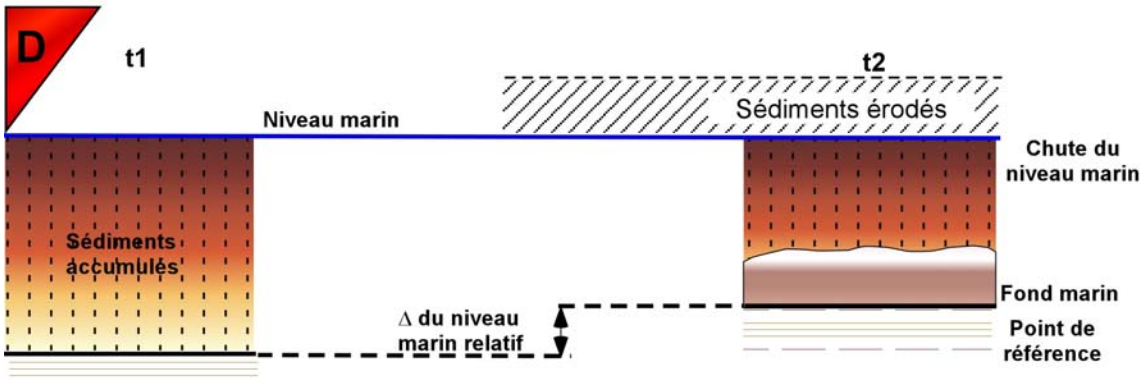


-À t1, les sédiments remplissent l'espace d'accomodation jusqu'à la suurface du niveau marin

-De t1 à t2 on assiste à une chute du niveau marin global (variation eustatique)

-De t1 à t2 on assiste à une chute du niveau relatif de la mer

-À t2 les sédiments sont érodés



-Les sédiments ont rempli l'espace d'accomodation jusqu'à la surface du niveau marin

-De t1 à t2, le niveau relatif de la mer a baissé comme conséquence de la subsidence

-Le niveau marin global ne change pas

-Les sédiemnts surélevés suite à la subsidence, dépassent la surface du niveau marin et sont donc éodés.

Figure I.19. Contrôle de l'espace d'accomodation par l'eustatisme et la subsidence (Emery et Myers, 1996)

La vitesse de ces variation eustatique a était considérée par Vail et *al.* (1977 ; 1987), comme étant le facteur déterminant dans les variations de l'espace disponible. Jervey (1988) quant à lui, pense que l'espace d'accommodation dépend des changements du niveau de la mer dus à l'eustatisme et à la tectonique. Posamentier et Allen (1999), Coe (2005) et Catuneanu (2002) insistent plutôt sur les taux de sédimentation.

Cependant l'étude et la détermination des variations du niveau marin dues à l'eustatisme restent très complexes et sujet à controverses comme le soulignent Emery et Myers (1996).

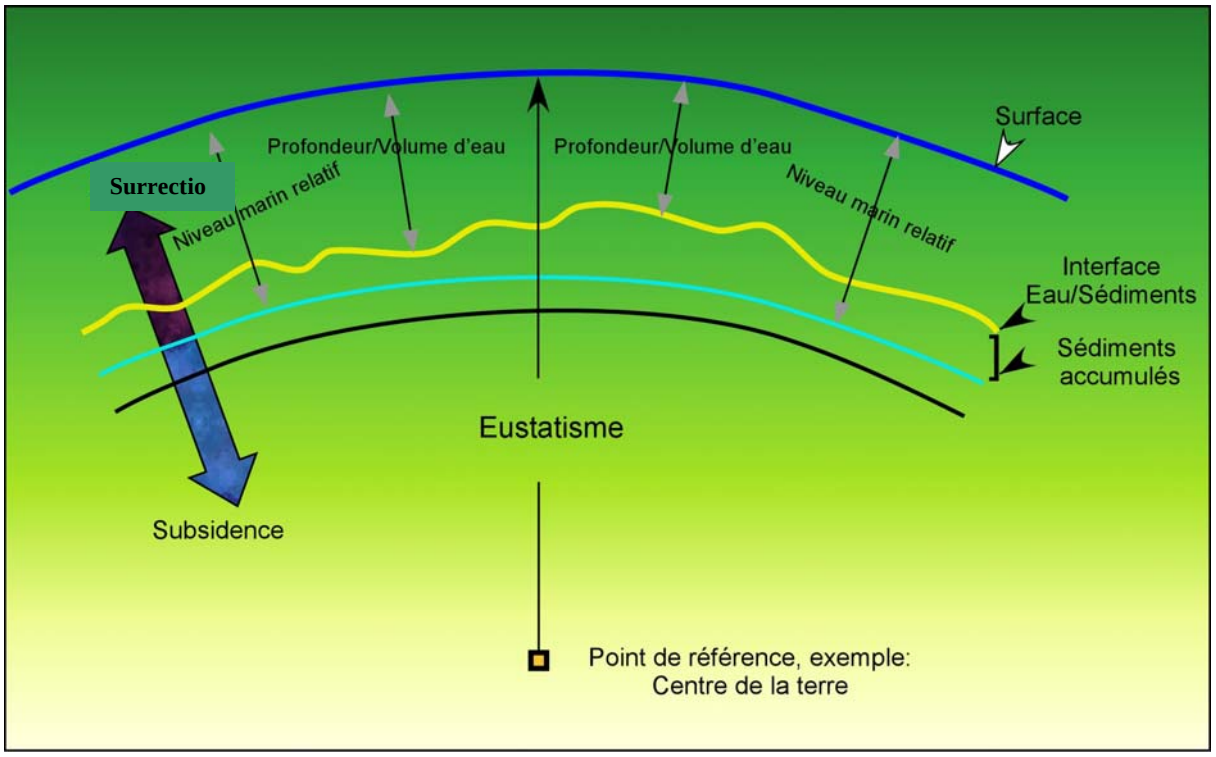


Figure I.20. Définition de l'eustatisme d'après Jervey (1988) tiré de Emery et Myers (1996)

3.2. Les séquences de dépôt

Les séquences de dépôt correspondent à l'ensemble des sédiments déposés pendant un cycle eustatique. Elles sont comprises entre des **limites de séquence de dépôt** (*sequence boundaries*) qui se situent conventionnellement au moment où les vitesses de chute du niveau marin relatif sont les plus grandes. Chaque séquence de dépôt est constituée par trois **cortèges sédimentaires** qui sont de bas en haut : **le Prisme de Bas Niveau** (**PBN** = *LST : Lowstand Systems Tract*), **l'Intervalle Transgressif** (**IT** = *TST : Transgressive Systems Tract*) et le **Prisme de Haut Niveau** (**PHN** = *HST* : *Highstand Systems Tract*). Ces trois cortèges

sédimentaires sont constitués chacun par des séquences élémentaires ou **paraséquences** [Figure I.22 & 23].

3.2.1. Les limites de séquence de dépôt

La limite de séquence de dépôt (*SB sequence boundary*) est une surface de discordance (sur la plate-forme) qui passe latéralement à une surface de concordance (dans le bassin). Elle est provoquée par une chute rapide du niveau marin qui provoque émersion et érosion sur la plate-forme, et condensation, remaniements ou changements brusques de faciès dans le bassin.

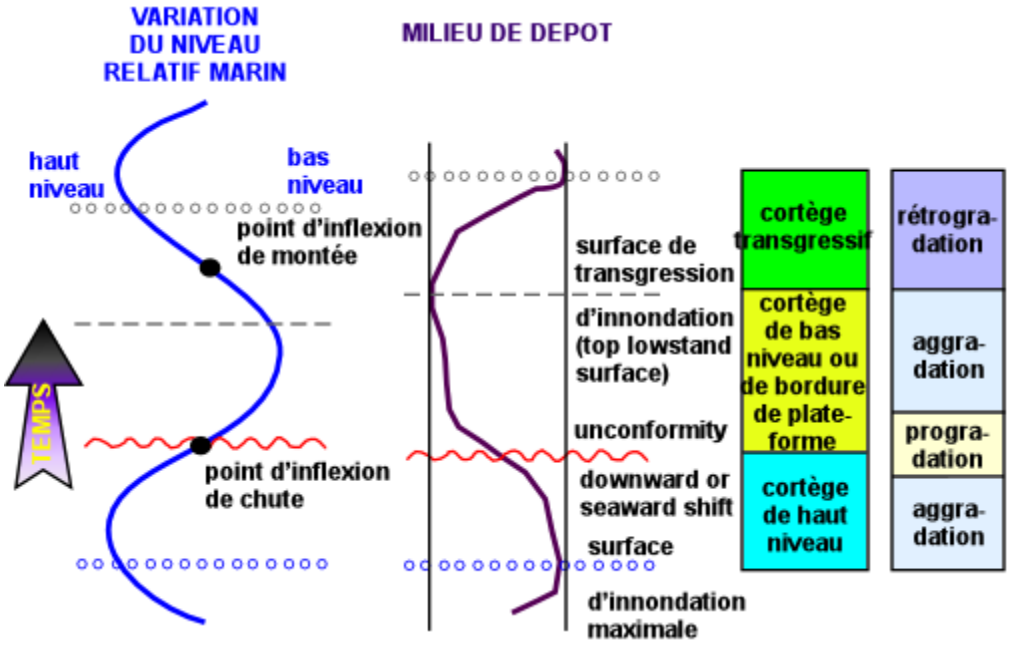


Figure I.22. Variation du niveau marin, surfaces remarquables et cortèges de dépôt dans le modèle d'Exxon

3.2.2. Prisme de bas niveau : (*Lowstand Systems Tract*)

Quand il existe, le prisme de bas niveau est situé par définition au-dessus de la limite basale de la séquence de dépôt. En effet, le prisme de bas niveau ne peut se déposer que dans les zones de la plate-forme restées immergées, le reste de la plate-forme étant alors marqué par une érosion. La surface correspondant à la limite de séquence comporte alors deux parties :

- une partie amont émergée sur laquelle aucun sédiment marin n'est déposé de sorte qu'il existe le plus souvent une lacune de sédimentation (traduite par des discontinuités qui peuvent appartenir à différents types).

- une partie avale submergée, qui peut être le siège d'une sédimentation marine continue (par exemple dans les parties profondes des bassins) de sorte qu'il existe au moins localement concordance des dépôts entre la base du prisme de bas niveau et le prisme de haut niveau de la séquence de dépôt sous-jacente.

Trois unités sédimentaires séparées constituent le prisme de bas niveau : le cône sous-marin (CSM, *basin floor fan*), le cône de talus (*slope fan*) et le prisme de bas niveau progradant (LPW, *Lowstand prograding wedge*).

- Le cône sous-marin (CSM, *basin floor fan*) : la chute très rapide du niveau de la mer qui donne naissance à la limte de séquence se traduit habituellement par une déstabilisation des sédiments déposés au niveau de la rupture de pente (*shelf break*). En conséquence, aucun sédiment ne se déposera sur cette pente au voisinage de la nouvelle ligne de rivage. Bien au contraire, une partie au moins des sédiments déposés antérieurement va être remaniée gravitairement pour s'accumuler au fond du bassin en un cône sous-marin constitué par l'empilement de turbidites.

- Le cône de talus (*SF*, *slope fan*) : la vitesse de chute du niveau relatif de la mer devenant progressivement moins grande, les sédiments de la bordure sont moins déstabilisés de sorte que les remaniements gravitaires sont limités principalement à des glissements syn-sédimentaires.

- Le prisme de bas niveau progradant (*LPW* : *lowstand prograding wedge*) : il se développe pendant une période de stabilité du niveau relatif de la mer (vitesse de chute très faible à nulle, puis vitesse de remontée très faible).

3.2.3. Intervalle transgressif : (*Transgressive Systems Tract*)

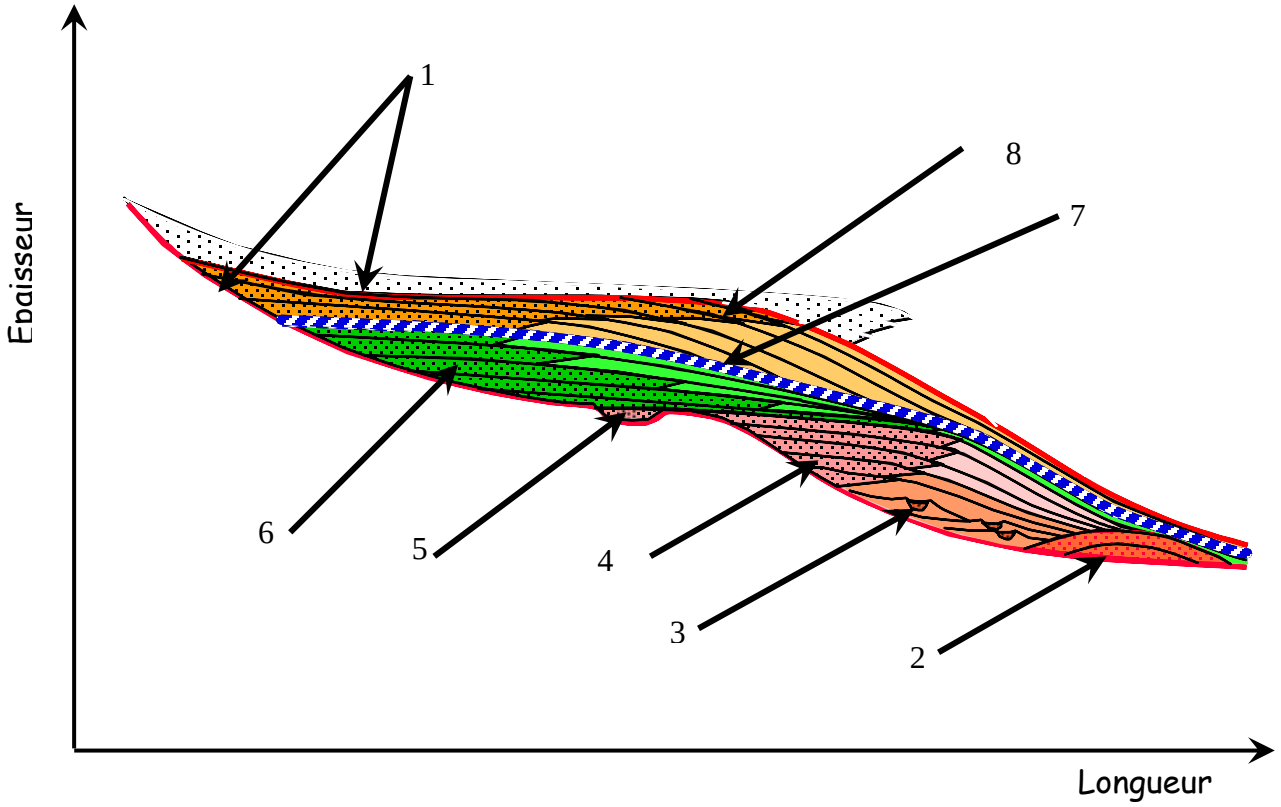
Il correspond à la période pendant laquelle la vitesse de remontée du niveau relatif de la mer est la plus élevée et passe par leur maximum.

On observe un approfondissement progressif des milieux de dépôt et une rétrogradation des faciès, d'abord lente, puis plus rapide.

La base de cet intervalle est la surface de transgression (**TS = Transgressive Surface**), son sommet est la surface de maximum de transgression (***mfs = Maximum Flooding Surface***).

3.2.4. Le cortège de haut niveau (*Highstand Systems Tract*)

Il correspond à la période pendant laquelle les vitesses de remontée du niveau relatif de la mer décroissent, puis deviennent nulles. On observe une aggradation suivie par une progradation lente puis rapide des faciès en direction du bassin.



1- *SB* : *Sequence boundary* : Limite de séquence de dépôt
2- *Slope fan*
3- *Basin flore fan* : Cône sous-marin
4- *LPW* : *Lowstand prograding wedge*
5- : prisme de bas niveau
6- *Inscised valley fill* : Remplissage de vallées incisées
7- *Transgressive systems tract* (TST) : Intervalle transgressif (IT)
8- *Maximum flooding surface* (MFS): Surface de maximum d'inondation
9- *Highstand systems tract* (HST) : Prisme de haut niveau

Lowstand systems tract : (LST)
Prisme de bas niveau : (PBN)

Fig. I.23. Modèle de séquence de dépôt selon le modèle stratigraphique de Vail et *al.* (1977)

3.3. Concepts de la stratigraphie séquentielle appliqués aux dépôts carbonatés

Les premières applications des concepts de la stratigraphie séquentielle ont concerné les dépôts silicoclastiques à partir des analyses des séquences sismiques, et ont mené au développement du modèle de stratigraphie séquentielle d'EXXON (Vail et *al*., 1977 ; Haq et *al*., 1987). Ce modèle [Figure I.23] explique la formation de séquences de dépôt, à partir de l'étude de séquences silicoclastiques. Il résume l'organisation et la géométrie des dépôts d'une séquence de dépôt silicoclastique, déposé sur une marge passive. Ce modèle explique comment la géométrie et l'organisation des dépôts sont une réponse aux changements du niveau relatif de la mer. A partir de là, la stratigraphie séquentielle sera utilisée comme une approche pour analyser l'histoire et le développement d'une plate-forme carbonatée. Sarg (1988), Eberli et Ginsburg (1989), Handford (1990), Handford et Loucks (1991), Hardie et *al*. (1991) et Hunt et Tucker (1991) furent les premiers à appliquer les concepts de la stratigraphie séquentielle pour l'analyse des dépôts des milieux carbonatés. Arnaud *et al.* (1997), ont été les premiers à utiliser la stratigraphie séquentielle dans l'étude des dépôts carbonatés du Vercors.

L'organisation générale des séquences et des cortèges de dépôt, décrite plus haut reste la même dans le cas des sédiments carbonatés, cependant, il faut tenir compte de plusieurs points qui caractérisent les dépôts carbonatés par rapport aux dépôts silico-clastiques. Car, si les dépôts silicoclastiques et les dépôts carbonatés ont le même comportement vis-à-vis de la subsidence et des changements relatifs de la mer, il n'en est rien par rapport aux facteurs environnementaux qui contrôlent la production carbonatée (salinité, température, lumière, apport des nutriments…). De plus, les dépôts carbonatés sont fabriqués *in situ*, contrairement aux dépôts silicoclastiques qui résultent de transports jusqu'au bassin de sédimentation (Handford, 1996).

4. GÉOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES

Il existe dans la nature 300 isotopes stables et 1200 isotopes radioactifs de l'ensemble des 92 éléments chimiques (Moore, 2001).

4.1. Définition des isotopes stables

Une espèce atomique X est caractérisée par son nombre de protons et de neutrons. Les isotopes d'un élément chimique X ont tous le même nombre de protons, indiqué par le nombre atomique Z, mais présentent des masses atomiques différentes, en raison d'un nombre de neutrons différents.

D'une façon générale, le comportement des isotopes d'un élément ne varie que peu entre eux, du fait que les réactions chimiques sont gouvernées par la structure électronique de l'atome plutôt que le nombre de neutrons que renferme l'atome (Arthur et Anderson, 1983). Cependant, la différence de masse atomique, bien qu'elle soit très faible, a des conséquences significatives durant les cycles et processus naturels (Arthur et Anderson, 1983). Le principe de la géochimie isotopique repose sur cette différence de masse.

Ces différences de masse atomique sont plus importantes pour les éléments ayant un nombre atomique faible et peuvent engendrer de très grandes différences de distribution des isotopes pendant des processus physiques tels que l'évaporation, la condensation, la photosynthèse, la synthèse biologique et les phases de transformation (Moore, 2001). La différence de distribution des isotopes stables qui a lieu durant ces processus physiques est désignée par le terme « fractionnement ». Le fractionnement isotopique est quantifié par la notation δ, et est exprimé par l'équation suivante :

$$\delta(X) = \frac{Rx - R\text{standard}}{R\text{standard}} x1000$$

Où R_X est le rapport isotopique de l'échantillon ($^{13}C/^{12}C$ pour le carbone, $^{18}O/^{16}O$ pour l'oxygène, etc.…), et $R_{standard}$ est le rapport isotopique du standard utilisé (définition plus loin).

Comme le montre l'équation, δ exprime la différence du rapport isotopique entre un échantillon et le standard, différence exprimée en ‰.

4.2. Les standards de références des isotopes

Les standards internationaux sont des corps reconnus conventionnellement comme présentant une composition isotopique de référence.

Pour l'oxygène, deux standards internationaux sont utilisés :

- Le PDB en référence à une bélemnite de la Formation *Pee Dee* du Crétacé en Californie. Le standard PDB est utilisé quand il s'agit de déterminer la composition isotopique en oxygène d'un sédiment carbonaté.

- Le deuxième standard utilisé pour l'oxygène est le *SMOW*, le *SMOW* (*Standard Mean Ocean Water*) est une eau hypothétique dont les rapports isotopiques en ^{18}O et Deutérium (D) correspondent à la moyenne des rapports isotopiques de l'eau des océans. Ce standard a été évalué par (Craig, 1961). Le *SMOW* est utilisé pour déterminer la composition isotopique en oxygène de l'eau.

Pour le carbone, les variations isotopiques sont exprimées en utilisant le PDB.

4.3. Le fractionnement isotopique

Le fractionnement isotopique désigne la différence de distribution des isotopes stables qui se produit dans la nature, soit au cours des processus d'assimilation biologique (du carbone par les plantes, ou de l'O_2 par les organismes à coquilles) soit au cours des processus physico-chimiques tel que la dissolution du gaz carbonique atmosphérique dans l'eau de mer. Il s'ensuit des enrichissements ou des appauvrissements d'un isotope par rapport aux autres.

Ce fractionnement des isotopes est le principe de l'utilisation des isotopes stables dans l'étude diagénétique (Arthur et Anderson, 1983).

4.3.1. Fractionnement isotopique de l'oxygène lors des changements de phase de l'eau

Au moment d'une évaporation, la vapeur d'eau est appauvrie en $H_2{}^{18}O$ par rapport au liquide dont elle est issue. Inversement, lors d'une condensation, les précipitations (pluie et neige) sont enrichies en $H_2{}^{18}O$ par rapport à la vapeur à partir de laquelle elle condense. La vapeur formée au-dessus des océans est dite "appauvrie" (en $H_2{}^{18}O$) par rapport à l'eau de mer. Lors du transport de cette vapeur des basses vers les hautes latitudes, et des océans vers les continents, les condensations successives "appauvrissent" encore plus la vapeur (Figure I.24).

À chaque condensation, les précipitations sont "enrichies" par rapport à la vapeur, mais ceci ne compense pas l'appauvrissement acquis progressivement par la vapeur. Les précipitations sont donc de plus en plus "appauvries" ce qui veut dire que le $\delta^{18}O$ devient de plus en plus négatif.

4.3.2. Fractionnement isotopique de l'oxygène dans les carbonates

C'est Urey et son équipe qui entre 1940 et 1950 ont été les premiers à prédire que la température de précipitation de la calcite ($CaCO_3$) permet de déterminer les variations isotopiques dans le rapport $^{18}O/^{16}O$ du carbonate de calcium, tout en signalant qu'on peut appliquer cette relation pour déterminer les paléotempératures des carbonates marins. Et c'est à partir de ces études qu'Urey et son équipe ont pu mettre en évidence l'interprétation des variations isotopiques du $\delta^{18}O$ dans les carbonates.

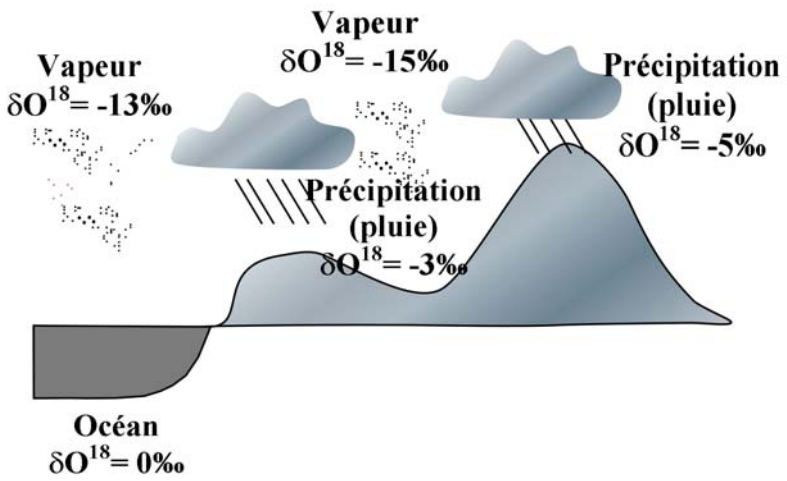


Figure I.24.- illustration du fractionnement et de l'enrichissement de l'eau de pluie en $\delta^{18}O$ avec son déplacement à l'intérieur des terres selon le processus de Rayleigh (White, 2001)

4.3.3. Fractionnement isotopique du carbone dans les carbonates

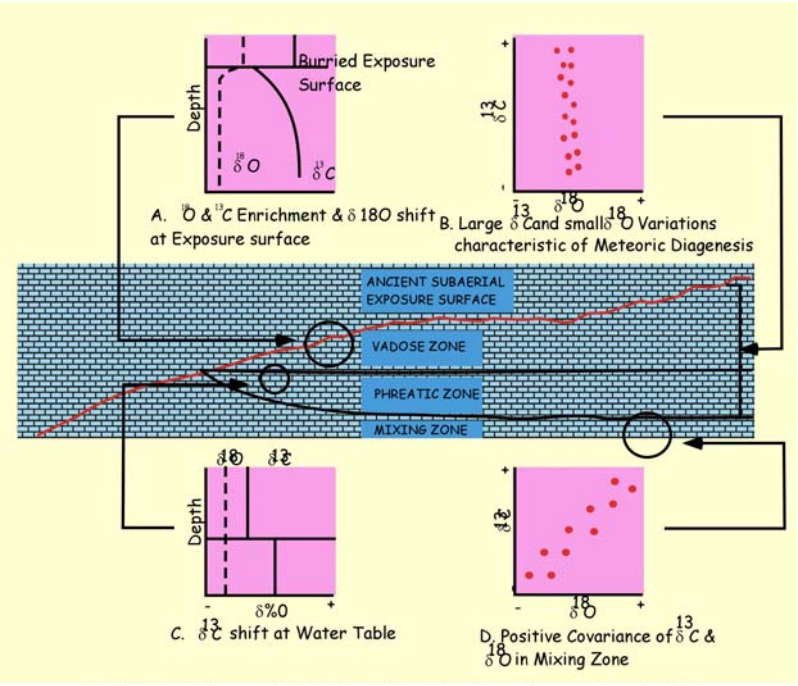
Les variations du ^{13}C sont dues aux interactions eaux-sédiments. En effet, les carbonates qui précipitent dans une eau donnée reflètent la composition isotopique de celle-ci. Ainsi, des carbonates qui précipitent dans une eau météorique auront une composition isotopique plus faible que des carbonates précipités en eau marine (Moore, 2001) [Figure I.25].

4.4. Apport de cette approche pour notre étude

Les eaux météoriques présentent des compositions isotopiques en δC^{13} et δO^{18} faibles par rapport à l'eau de mer. Cette dernière est caractérisée par des valeurs de δO^{18} qui varient de quelque ‰ autour de zéro et des valeurs de δC^{13} de 0 à 4 ‰. Les variations du δO^{18} sont dues au fractionnement isotopique qui se produit lors des changements de phases en étroite relation avec les variations climatiques alors que les variations du δC^{13} sont dues aux interactions eau-sédiment (Anderson et Arthur, 1983) [Figure I.25].

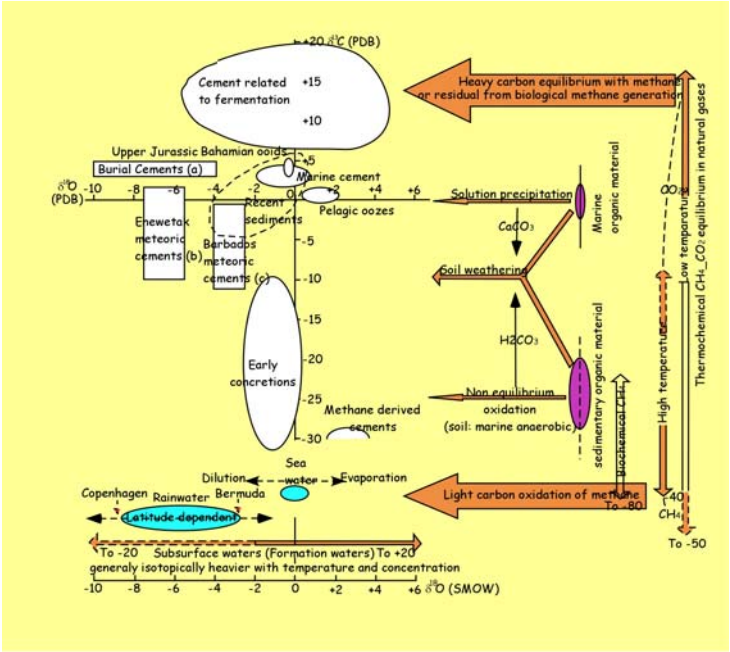
Les carbonates qui précipitent dans une eau donnée, présentent les compositions isotopiques qui reflètent celle de cette eau (Moore, 2001). Ainsi, un ciment qui précipite à partir d'une eau météorique aura une composition isotopique faible en $\delta^{18}O$ et en $\delta^{13}C$ par rapport à un ciment qui précipite à partir d'une eau marine.

Ceci rend très utile l'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone pour l'étude des environnements de dépôt de carbonates fossiles : cette analyse permet de préciser la nature de l'eau à partir de laquelle les carbonates ont précipité et donne donc des informations sur le milieu de dépôt des carbonates [Figure I.26].



Schematic diagram showing the anticipated carbon and oxygen isotopic shifts across meteoric diagenetic interfacessuch as exposure surfaces, water tables, and meteoric-marine water mixing zones, as compared to the trend expected in the meteoric phreatic zone.

Figure I.25. Représentation des variations du $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ dans un environnement météorique (Moore, 2001)



Distribution of carbon and oxygen isotopic compositions of some carbonate sediments, cements, and limestones with some of the factors that control them.

Figure I.26. Distribution des compositions isotopiques du $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ dans les sédiments carbonatés, les ciments et les calcaires en fonction des facteurs qui les contrôlent (Moore, 2001)

5. ÉTUDE DIAGÉNÉTIQUES DES CARBONATES

Choquette et Pray (1970) distinguent trois grands environnements diagénétiques :

- l'éogenèse. Appelée aussi la syndiagenèse (diagenèse précoce), c'est un processus qui se produit dans la tranche superficielle des sédiments parcourus par des fluides en connexion avec la tranche d'eau. Elle débute dès la mise en place du sédiment, c'est également le siège de nombreuses réactions bactériennes lesquelles contribuent de façon considérable à l'équilibre des carbonates.

- la mésogenèse est aussi appelée l'anadiagenèse. C'est un processus qui prend place au cours de l'enfouissement, loin de la zone où interagissent sédiment et tranche d'eau. Certains considèrent que cette phase est la phase majeure de la diagenèse ce qui est vrai pour les roches sédimentaires argileuses et silico-clastiques sauf que dans le cas des carbonates, une grande partie des processus diagénétiques ont déjà eu lieu de façon précoce pendant l'éogenèse (Carrio, 2004).

La mésogenèse est une étape durant laquelle la compaction s'effectue lentement, simultanément avec l'expulsion des eaux interstitielles.

- la télogenèse. Ces processus se produisent lors de la remontée à la surface et résultent d'une interaction entre la roche et les eaux météoriques. Cette étape représente l'une des deux voies d'évolution d'une roche sédimentaire après sa lithification. Cette étape concerne une roche, ce qui la différencie des autres étapes qui concernent un sédiment [Figure I.27].

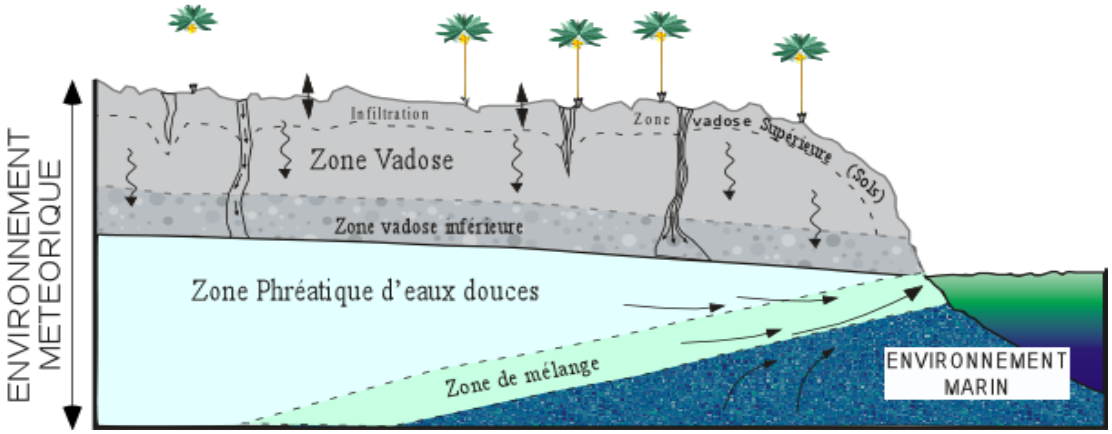


Figure I.27. Modèle conceptuel des principaux environnements diagénétiques (Moore, 2001)

L'émersion, les mouvements tectoniques ou le simple rapprochement de la surface par érosion vont provoquer l'intervention plus ou moins marquée des eaux météoriques (Choquette et Pray, 1970). Les eaux météoriques, déjà saturées en CO_2 et en O_2, vont enclencher un nouveau cycle « géochimique » où l'on voit le pH baisser et l'oxydation se généraliser.

Dissolution, cimentation et minéralisation vont reprendre, d'où un nouveau type de lithification. Cependant, un facteur limitant intervient ici : la perméabilité ; en effet, étant déjà été très altérée lors des deux derniers processus, la migration des fluides sera très atténuée. La perméabilité de fracture jouera alors un rôle très important pour permettre l'introduction des fluides de surface, qui vont ensuite, par leurs propriétés chimiques, engendrer un nouveau réseau poreux (porosité secondaire). En milieu carbonaté, un environnement très important prend alors naissance : le karst (Carrio, 2004).

DEUXIÈME PARTIE

INTRODUCTION

Dans cette partie, les formations Hameïma et Fahdène feront l'objet d'une analyse détaillée sur les plans sédimentologiques, stratigraphiques, environnementales (étude statistique des assemblages de faune et de flore) et géochimiques (isotopes stables de l'oxygène et du carbone). La sédimentologie sera abordée sous l'angle analytique et séquentiel. Cette partie aboutit à un inventaire détaillé des différents faciès à différentes échelles (litho et microfaciès) et des milieux correspondants.

L'étude des assemblages fossiles caractérise l'aspect écologique et est donc incluse dans l'étude d'un faciès. La stratigraphie séquentielle utilisera les résultats stratigraphiques, les données de terrain et celles du milieu de sédimentation afin de pouvoir interpréter nos résultats. Les résultats de l'étude des variations des isotopes stables de l'oxygène ^{18} et du carbone ^{13} viendront appuyer nos interprétations et conclusions ; l'analyse des ces deux isotopes stables montrent qu'il peut exister une relation entre les excursions des variations des isotopes stables (^{18}O et ^{13}C) et les surfaces remarquables ou surfaces clés en stratigraphie séquentielle (limite de séquence, de paraséquences et surfaces d'inondations). En effet, l'un des principaux objectifs de cette étude est d'identifier des surfaces remarquables qui sont des surfaces d'émersion (karstifiées), des surfaces d'érosion, des maxima d'inondation (*mfs*), des niveaux anoxiques (OAE) ainsi que des niveaux phosphatés.

Ces surfaces particulières, une fois identifiées, vont nous permettre d'établir des corrélations entre les coupes. Un deuxième objectif de cette étude est d'essayer d'identifier les causes responsables de l'existence de ces surfaces et en particulier des surfaces d'émersion. La question qui se pose est de savoir quelles sont la cause et l'amplitude des ces mouvements relatifs du niveau marin : variations globales eustatiques ou locales (tectonique).

CHAPITRE I

LITHOSTRATIGRAPHIE

1. INTRODUCTION

Dans ce chapitre il sera question de décrire les unités lithologiques que nous avons identifiées ainsi que la faune récoltée. Le terme d'unité lithostratigraphique désigne un ensemble distinct dont les limites peuvent être reconnues. Une même lithologie ou des lithologies voisines associées sont donc à la base de la reconnaissance d'un ensemble dont les contours en trois dimensions doivent être définissables. De telles unités sont hiérarchisées à différentes échelles : de l'affleurement à l'ensemble cartographiable d'extension régionale (Rey, 1997). Dans « Stratigraphie Terminologie Française », Rey (1997) indique que : « *toute étude lithologique descriptive nécessite un découpage en ensembles différenciés à différentes échelles. Dans le vocabulaire courant de l'analyse lithologique, certains termes sont très employés :* ***lamine***, ***lit***, ***couche***, ***banc***, ***horizon***, ***strate***, ***série***, ***séquence***… *Une unité acquiert le nom* ***d'unité lithostratigraphique*** *quand elle forme un ensemble suffisamment important (verticalement et/ou horizontalement) pour mériter d'être individualisée dans un tableau de corrélations stratigraphiques. Si l'âge d'une unité stratigraphique n'est pas obligatoirement défini, son extension doit l'être dans la mesure du possible et en trois dimensions. Les différents types d'unités sont hiérarchisés pour l'essentiel d'après leur épaisseur et l'échelle des regroupements, du plus mince au plus épais* ».

Quatre unités formelles sont retenues : couche, membre, formation, groupe, conformément aux propositions du Guide stratigraphique international (Hedberg, 1979). Par définition, la formation est l'unité formelle de base de la classification lithostratigraphique. Un membre est une « *unité lithostratigraphique formelle d'un rang immédiatement inférieur à celui de la formation et il est toujours partie d'une formation* » et « *aucune règle fixe n'est nécessaire pour déterminer l'extension latérale ou l'épaisseur d'un membre* » (Hedberg, 1979). Les

subdivisions lithologiques au sein des formations seront désignées par le terme de membre. Les bancs jouant un rôle de repère seront appelés « horizons ». Les horizons ne sont pas obligatoirement des lignes temps et n'ont pas systématiquement une extension latérale.

Concernant les limites des différentes unités lithologiques, selon « Stratigraphie Terminologie Française » (Rey, 1997), ces limites témoignent :

- d'un changement brutal d'un caractère dans un enregistrement sédimentaire ou d'un changement chronostratigraphique significatif.

- d'un changement de milieux ou de mécanismes de faciès.

La description de ces limites sera abordée dans la seconde partie de ce travail.

2. IDENTIFICATION DES FORMATIONS ET MEMBRES DANS LE SECTEUR D'ÉTUDE

2.1. La Formation Serdj

Dans ce travail, nous n'avons pas étudié la Formation Serdj mais seulement les derniers bancs de cette formation et sa surface sommitale karstifiée.

2.1.1. Auteur

La Formation Serdj a été décrite par Burollet (1956). Sa localité type est le massif du Serdj. Elle est limitée à son sommet par la Formation Hameïma quand celle-ci existe.

2.1.2. Aspects lithologiques

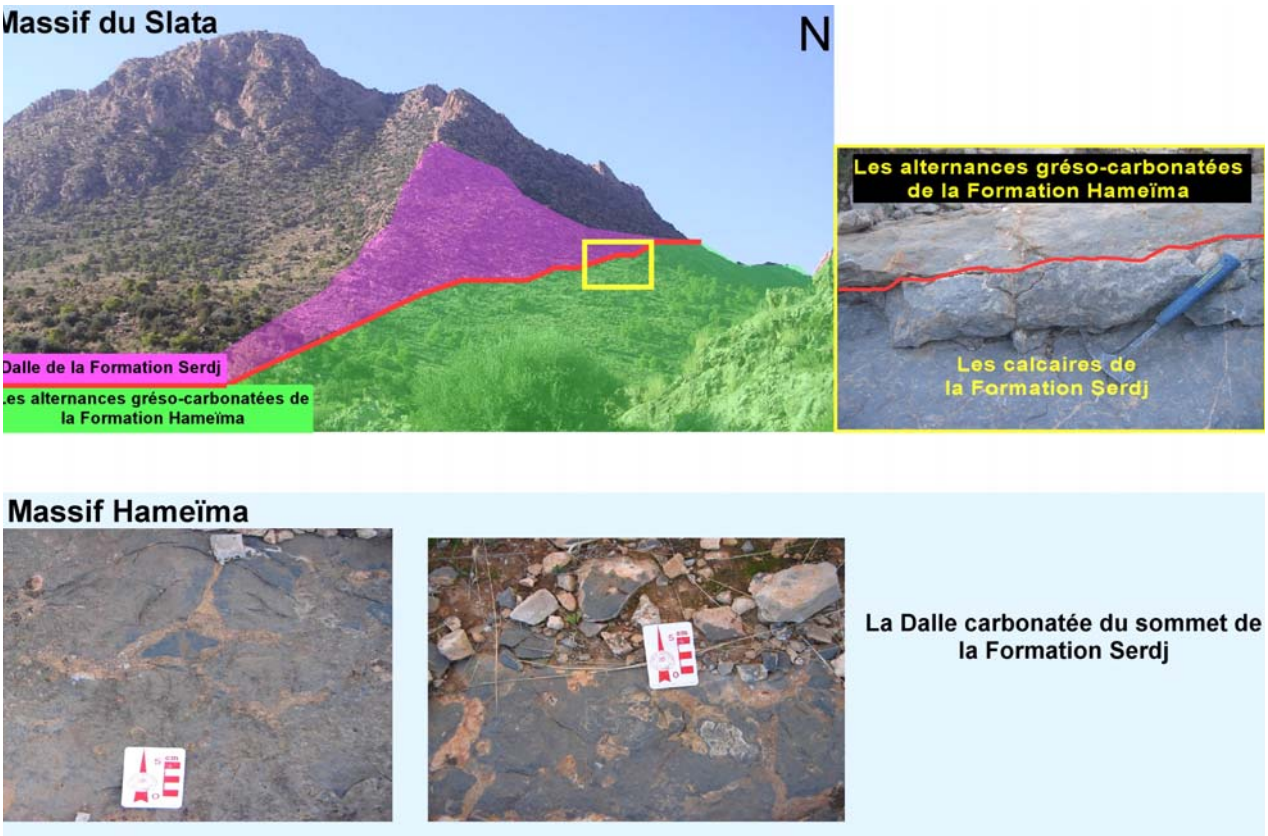


Figure II.1. Aspect de la Formation Serdj dans les deux coupes de Hameïma et du Slata

Les derniers bancs de La Formation Serdj sont des calcaires massifs à texture wackestone/packstone, riches en orbitolines (*Mesorbitolina texana*, *Paracoskinolina tunisiana* et *Archaeoalveolina reicheili*), en milioles et en rudistes. L'uniformisation de ces faciès témoigne du fait que la sédimentation avait alors un caractère homogène et continu. La

surface karstique terminale a été retrouvée dans nos quatre sites d'études : Hameïma, Slata, Djerissa et Boulahnèche [Figure II.1].

2.2. Les Alternances gréso-carbonatées de Hameïma

2.2.1. Auteurs

Cette unité a été nommée par Burollet et Dardel en 1954 (*in* ETAP, 1995), puis définie par Burollet (1956). Dans les massifs étudiés, la Formation Hameïma est limitée à sa base par la Formation Serdj et à son sommet par la Formation Fahdène. Le contact inférieur avec la Formation Serdj est matérialisé par une surface karstifiée témoignant d'une coupure sédimentologique ou limite de séquence majeure. De même, la limite supérieure de la Formation Hameïma en contact avec la Formation Fahdène est une importante surface d'érosion matérialisée par un karst dans les secteurs des Jebels Slata et Djerissa, et montre que là aussi une limite sédimentaire majeure sépare les deux formations.

2.2.2. Localité type

La localité type de la Formation Hameïma telle que l'a définie Burollet (1956), est la coupe que nous avons levée au Nord du massif de Hameïma.

2.2.3. Contacts

Dans la localité type du massif de Hameïma, ainsi que dans les massifs de Slata, Djerissa et Boulahnèche, la base de la Formation Hameïma est définie comme le premier intervalle marneux pluri-décamétrique reposant sur les dolomies ou calcaires massifs de plate-forme de la Formation Serdj. Le sommet de la Formation Hameïma est défini comme la surface sommitale du dernier banc métrique des « alternances gréso-carbonatées », qu'il soit carbonaté ou gréseux, et qui contraste donc avec la succession essentiellement argilo-marneuse de la Formation Fahdène sus-jacente.

2.2.4. Lithologie

Nous avons étudié La Formation Hameïma dans sa localité type à Hameïma mais aussi au Jebel Slata. Dans les secteurs de Djerissa et Boulahnèche, la Formation Hameïma a été étudiée par Jaillard et Latil (2005-2007). Dans cette étude nous avons divisé la Formation Hameïma en quatre unités lithologiques que nous appellerons unités inférieure, médiane, « Grès de Clansayes » et unité supérieure [Figure 4].

2.3. La Formation Hameïma dans la localité type du Jebel Hameïma : Coupes du « ravin de Hameïma » et « HMA »

Dans le massif de Hameïma, la Formation Hameïma semble reposer sur la surface karstifiée de la Formation Serdj (surface K1), mais le contact n'est pas très clair. La Formation Hameïma dans sa localité type est épaisse de 220 m, et présente la succession lithologique suivante que nous décrirons ensemble par ensemble [Figure II.2 et II.4].

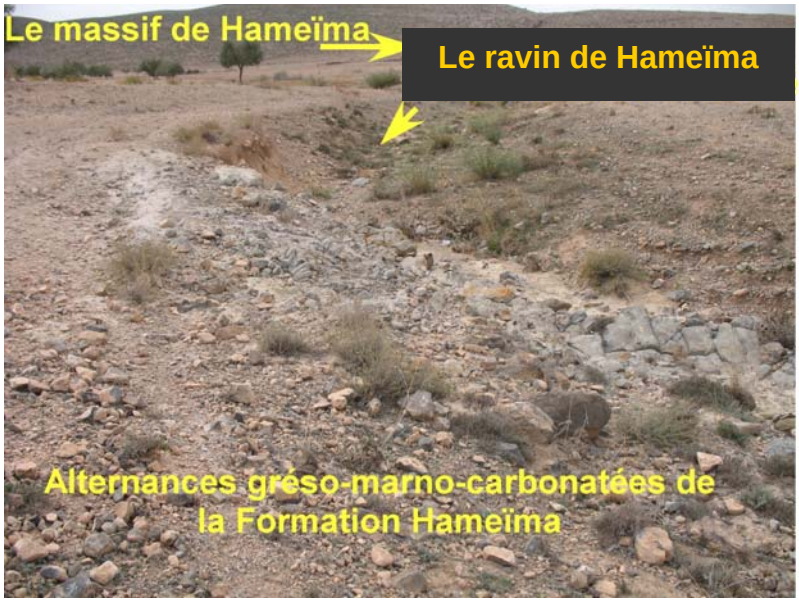


Figure II.2. La Formation Hameïma dans sa localité type

2.3.1. Unité inférieure : les Niveaux à orbitolines

Il s'agit d'alternances de calcaires gréseux et de marnes vertes qui ont la particularité d'être extrêmement riches en orbitolines (*Mesorbitolina parva*) (Arnaud, comm. pers. 2007). Les niveaux marneux quand ils sont visibles sont très épais. Les bancs de calcaires gréseux sont d'épaisseur décimétrique à centimétrique et de couleur orange. Le contact avec la surface sommitale de la Formation Serdj n'est pas bien visible. Cette unité est épaisse de 12 m au Jebel Hameïma, et se termine par un banc de calcaire massif affecté par un karst.

2.3.2. Unité médiane : les alternances marno-carbonatées

La surface karstifiée du sommet de l'unité inférieure est suivie de 5 m de lacune d'observation. L'unité médiane, épaisse de 135 m environ, est constituée pour l'essentiel d'alternances marno-carbonatées. Les carbonates sont pour l'essentiel, à la base et au sommet de cette unité, des calcaires gréseux en bancs centimétriques à décimétriques, des calcaires fins noirs ou gris renfermant parfois des orbitolines, et des bancs massifs dolomitisés. Cette

unité se termine par une surface d'érosion au sommet d'un banc massif de calcaire gréseux dolomitisé renfermant des orbitolines.

2.3.3. Unité des « Grès de Clansayes »

Les « Grès de Clansayes » ont été définis pour la première fois par (Vila, 1995). C'est un ensemble formé principalement de bancs gréseux à ciment calcaire, assez massifs, d'épaisseur décimétriques, très altérés, dolomitisés et très oxydés. La faune, composée de quelques huîtres, oursins et pectens n'est présente que dans quelques bancs à la base essentiellement. Nous avons noté la présence d'orbitolines très mal conservées et indéterminables. Cette unité s'étend ici sur une épaisseur de 17 m [Figure II.3.].

Figure II.3. Les « Grès de Clansayes » dans le massif de Hameïma

2.3.4. Unité supérieure

Dans la coupe du Jebel Hameïma, nous n'avons pas retrouvé l'unité supérieure. En effet, la Formation Hameïma se termine au sommet du dernier banc gréseux des « Grès de Clansayes ».

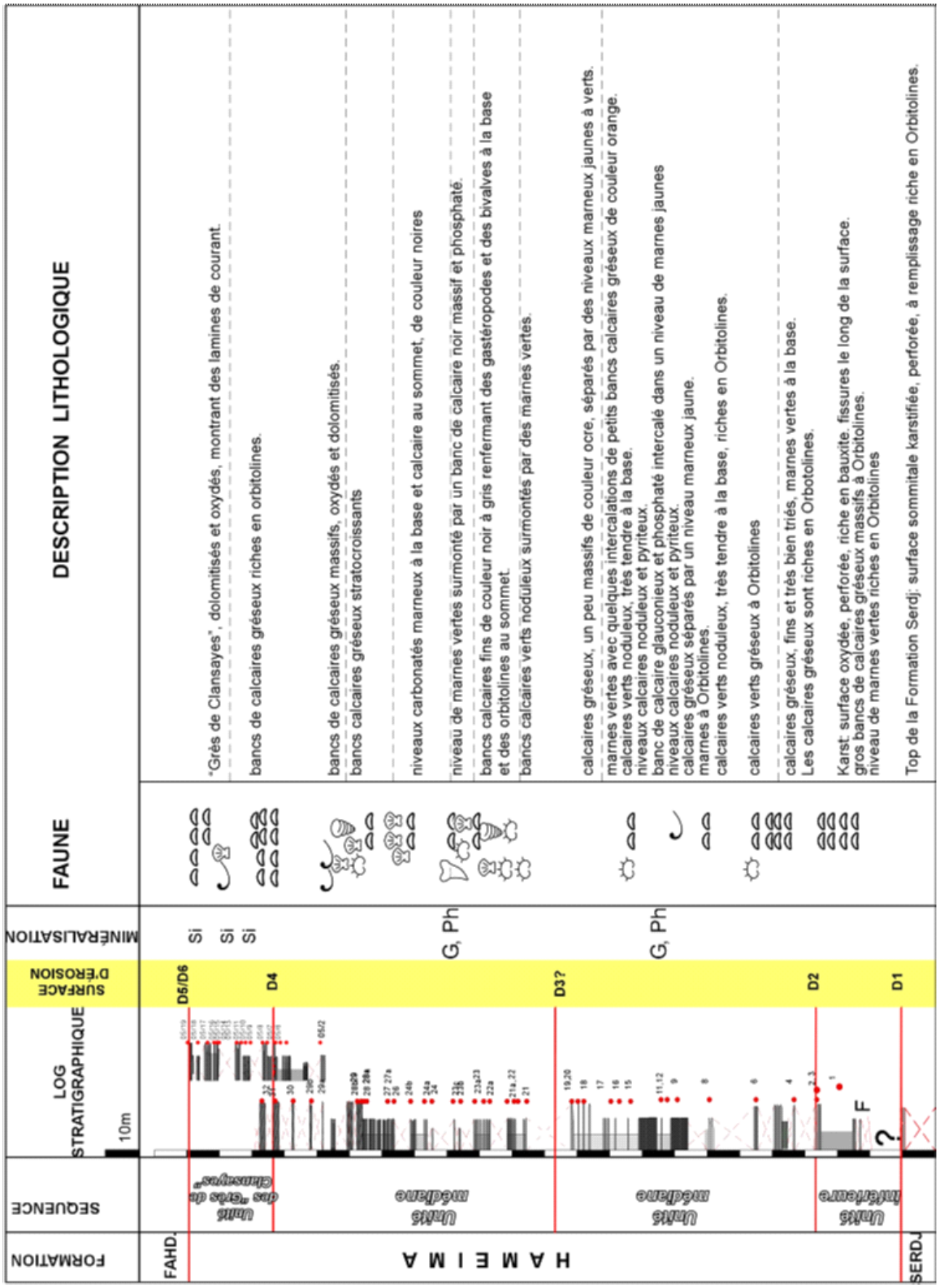


Figure II.4.Lithologie de la Formation Hameïma - Massif de Hameïma

2.4. La Formation Hameïma dans la coupe des Charren du massif du Slata

Levée sur le flanc nord de la crête E-W, la coupe des Charren s'étend sur le plateau du même nom et plonge vers le NW en direction du massif de Garn Alfaya. Cette coupe commence sur la surface karstifiée du sommet de la Formation Serdj et se compose de la succession lithologique suivante [Figure II.5] :

2.4.1. Unité inférieure: les Niveaux à orbitolines

Cette unité repose directement et en apparente conformité sur la surface karstifiée du sommet de la Formation Serdj. Cependant, les photos aériennes révèlent un net amincissement de l'unité inférieure vers l'Ouest, induisant une obliquité cartographique du sommet de l'unité inférieure avec les calcaires de la Formation Serdj (cf. chapitre IV). La base de l'unité est la surface sommitale karstifiée de la Formation Serdj. L'unité inférieure est un ensemble carbonaté formé de calcaire bleu massif et de quelques niveaux marneux, marqué par des orbitolines extrêmement nombreuses. Cet ensemble, épais de 17 m, se termine par un banc calcaire dont le sommet est karstifié. Dans la coupe du massif de Hameïma, l'unité inférieure est beaucoup moins calcaire, mais montre aussi une grande richesse en orbitolines.

2.4.2. Unité médiane: les alternances marno-carbonatées

Cette unité débute avec le premier banc gréseux, épais de 30 cm, qui apparaît sur la surface karstifiée du sommet de l'unité inférieure. Epais de 13 m, cet ensemble formé d'alternances de bancs gréseux décimétriques et de marnes à oursins, est marqué par la disparition des orbitolines. L'unité médiane devient plus calcaire dans la partie médiane où des bancs calcaires à huîtres et pectens se terminent par des marnes à ammonites. Le sommet de l'unité revient ensuite à une sédimentation gréso-carbonatée avec des bancs qui deviennent de plus en plus épais vers le haut, et contenant de nombreuses orbitolines, ainsi que des gastéropodes, lamellibranches, quelques ammonites et un banc repère à annélides. La troisième falaise calcaire montre une surface sommitale karstifiée, surmontée de marnes qui ont livré des ammonites. Dans la partie supérieure de cette unité, un ensemble de trois falaises, hautes chacune de 2,5 à 3 m environ, ressort dans le paysage. Au dessus, des alternances de grès et de marnes d'environ 40 m d'épaisseur se terminent par un banc de calcaire gréseux, bioturbé et silicifié, renfermant quelques bélemnites, annélides, radioles d'oursins et autres bioclastes. L'unité médiane est épaisse de 110 m dans le massif du Slata.

2.4.3. L'unité des « Grès de Clansayes »

Les « Grès de Clansayes » débutent avec les premiers niveaux argilo-gréseux de la série qui apparaissent au-dessus du dernier banc calcaire de l'unité précédente. Cette unité, épaisse de 60 m, est constituée de bancs gréseux décimétriques à pluridécimétriques (alors massifs), souvent à ciment calcaire. L'unité commence par un niveau marneux épais de couleur verte qui s'étend sur une épaisseur d'environ 3 m. Les 19 m suivant sont constitués d'alternances de niveaux marneux métriques avec des bancs gréseux centimétriques à décimétriques. Les bancs gréseux sont bien consolidés et renferment de rares bioclastes interminables. Au sommet de ces 19 m d'alternances de grès et de marnes, se dépose un banc de 70 cm de calcaire gréseux et de couleur verte renfermant quelques bélemnites, quelques annélides, quelques radioles d'oursin et autres bioclastes et montrant également des bioturbations. Au-dessus, et sur une épaisseur d'environ 30 m, la succession se poursuit avec six bancs gréseux intercalés dans des niveaux marneux qui affleurent très mal. Les bancs sont centimétriques et ne renferment aucune faune. Au-dessus et sur une épaisseur d'environ 10 m, les bancs gréseux sont plus épais, montrant des laminations obliques et renfermant par endroit des débris de coquilles d'huîtres. Les bancs sont parfois épais d'1 m et sont séparés par quelques joints marneux. L'ensemble « Grès de Clansayes » se termine par une importante surface érodée et incisée, qui matérialise la limite supérieure de l'unité médiane de la Formation Hameïma dans le massif du Slata.

2.4.4. Unité supérieure : marnes et calcaires à orbitolines et ammonites

L'unité supérieure commence avec le premier banc calcaire qui se dépose dans la dépression de la surface sommitale des « Grès de Clansayes ». Cette unité est épaisse d'environ 23 m. Elle commence par un premier ensemble de calcaires, épais de 5 m, qui renferme une faune particulière d'orbitolines. Ce sont des orbitolines très plates, très larges et extrêmement quartzeuses. Cet ensemble se termine par une surface karstifiée au-dessus de laquelle vient se déposer un ensemble gréso-carbonaté qui commence par un banc de calcaire à orbitolines larges et quartzeuses.

Après 2 m de lacune d'observation, un premier banc gréseux massif épais d'environ 1 m est surmonté par un niveau marneux de 2 m qui renferme un banc calcaire glauconieux et phosphaté. Au-dessus, un banc calcaire oolitique, épais de 50 cm, est suivi sur 1 m 50 par deux petits bancs calcaires séparés par des marnes. Ensuite et après 8 m sans visibilité, l'ensemble se poursuit avec un petit banc gréseux de 30 cm environ surmonté par un banc gréseux massif, épais d'environ 1 m 50.

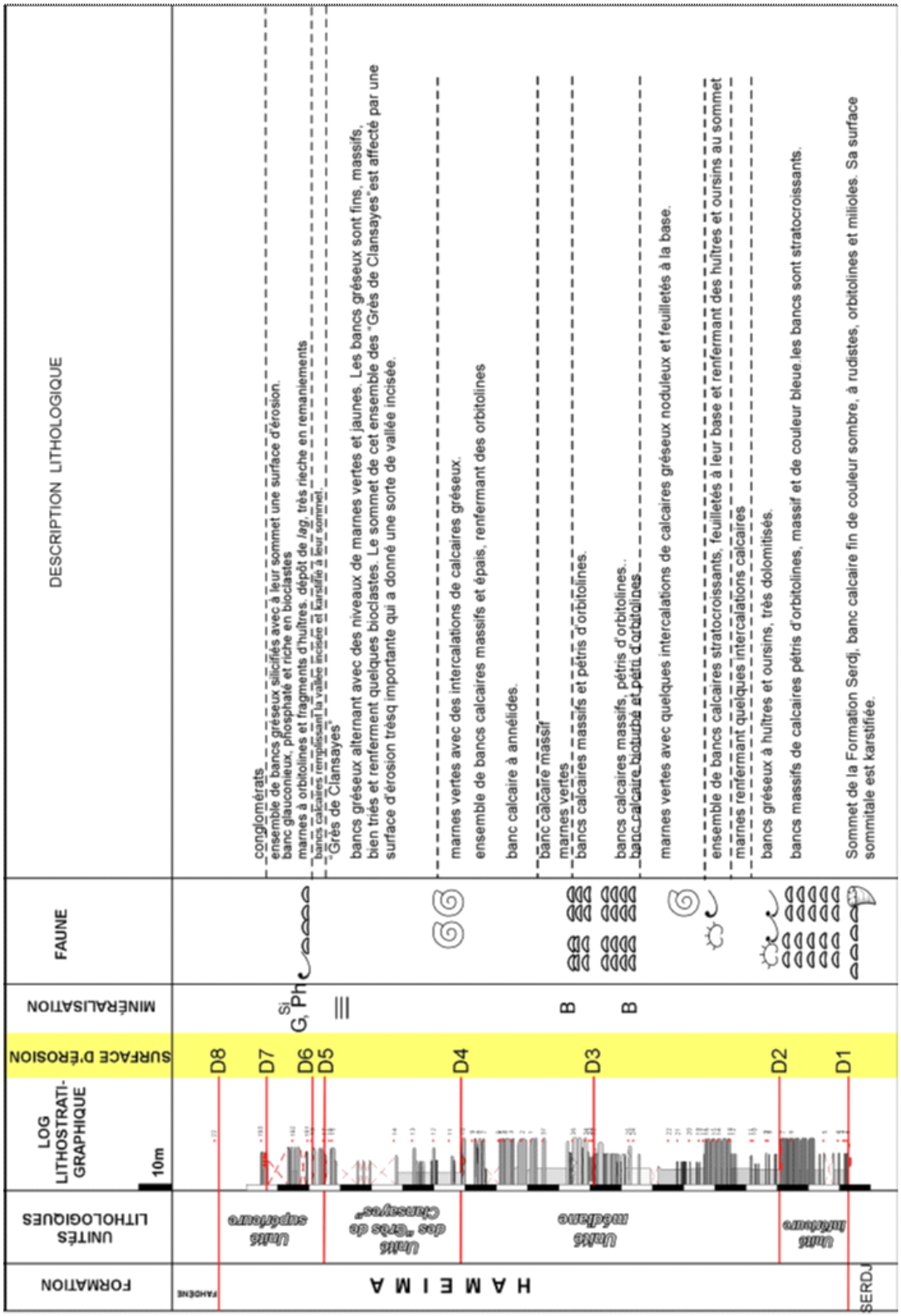


Figure II.5. Lithologie de la Formation Hameïma dans la coupe de Charren (NO du Jebel Slata)

Sa surface sommitale est érodée et matérialise la limite supérieure de la Formation Hameïma dans la localité du Slata.

2.5. La Formation Hameïma dans la coupe de Djerissa

Dans la localité de Djerissa [Figure II.6], le contact de la Formation Hameïma avec le sommet de la Formation Serdj n'est pas visible. Nous y avons identifié les unités suivantes [Figure II.7].

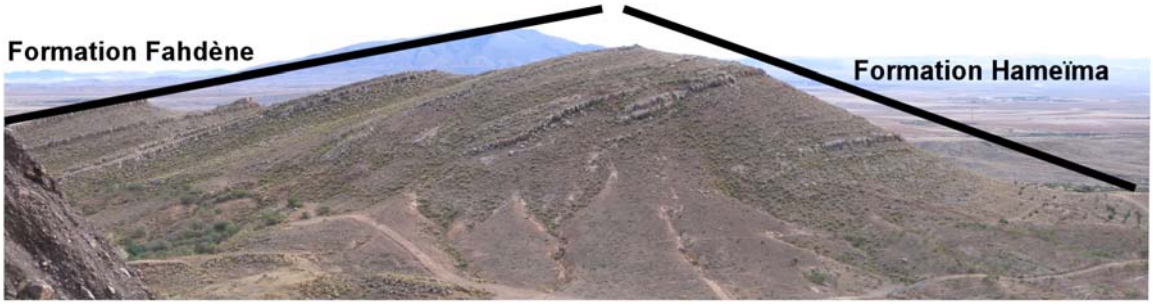


Figure II.6. Coupe de la Formation Hameïma au « Petit Jebel Djerissa »

2.5.1. Unité inférieure: les Niveaux à orbitolines

Là où la coupe a été levée, l'unité inférieure de la Formation Hameïma n'affleure pas complètement. Dans le Jebel principal, l'épaisseur de cette unité est de 12 m. Elle commence par des calcaires gréseux à rides de courant et se termine par des banc calcaires riches en échinodermes et bivalves (huîtres, pectinidés, …). Le banc sommital de cette unité est un banc métrique de calcaire gréseux massif à orbitolines, présentant des laminations obliques et des intraclastes. Sa surface sommitale est marquée par un important karst qui matérialise la limite supérieure de cette première unité.

2.5.2. Unité médiane: les alternances marno-carbonatées

Les 30 premiers mètres de cette unité sont constitués d'alternances de marnes et de calcaires gréseux renfermant des ammonites à leur sommet. Sur les 40 m qui suivent, la sédimentation est plutôt calcaire, avec des bancs parfois massifs, alternant avec des marnes ; la faune est constituée d'orbitolines, d'échinodermes, de quelques radioles d'oursins et de fragments de lamellibranches. Les 20 m suivant voient le retour à une sédimentation gréso-calcaire marquée par l'absence d'orbitolines. Les 25 derniers mètres de cette unité sont constitués de bancs calcaires massifs, le dernier étant affecté par un important karst. Ces bancs calcaires renferment une faune variée d'orbitolines, de crinoïdes, d'échinodermes et de

fragments d'huîtres. D'une épaisseur de 110 m, l'unité médiane se termine par le dernier banc de calcaire massif avant les grès et marnes gréseuses des « Grès de Clansayes ».

2.5.3. Unité des « Grès de Clansayes »

Les « Grès de Clansayes » (≈ 50 m) commencent avec le premier banc gréseux au dessus des karsts coiffant l'unité médiane. Les bancs gréseux, centimétriques à décimétriques, montrent des rides de courant et des laminations en mamelons interprétées comme des tempestites. Dans cette coupe, les « Grès de Clansayes » présentent un niveau plus carbonaté formé de 5 à 6 m de bancs de calcaires gréseux. Nous avons également noté l'absence d'orbitolines dans cette unité. La faune est alors constituée de pectinidés, de fragments d'huîtres et d'échinodermes, et de rares ammonites dans les niveaux calcaires.

2.5.4. Unité supérieure : marnes et calcaires à orbitolines et ammonites

Au-dessus de l'unité médiane, repose en contact direct un ensemble de banc de calcaires à orbitolines qui sont, comme dans le cas du massif du Slata, des orbitolines très plates, très larges et extrêmement quartzeuses. L'unité ici s'étend sur une épaisseur d'environ 65 m. Dans le massif de Djerissa, cette unité supérieure commence par :

- un premier ensemble, épais d'environ 12 m, formé de calcaires de couleur sombre, massifs et très riches en orbitolines plates. Outre des orbitolines, ces calcaires ont livré quelques ammonites, des annélides ainsi que divers bioclastes. Le sommet de cet ensemble se termine par un important karst qui affecte presque toute la partie supérieure de cet ensemble.

- l'ensemble suivant, épais d'environ 32 m est formé essentiellement, sur les 22 premiers mètres, de marnes qui renferment des intercalations de bancs gréso-carbonatés d'épaisseur centimétriques. Ceux-ci ont livré une faune variée composée d'ammonites, d'oursins, de rares orbitolines mais uniquement à la base et de quelques autres bioclastes. Les 10 derniers mètres sont composés de calcaires noduleux surmontés par un banc calcaire massif à orbitolines mais qui a livré également une ammonite. Le sommet de ce deuxième ensemble est affecté par un karst.

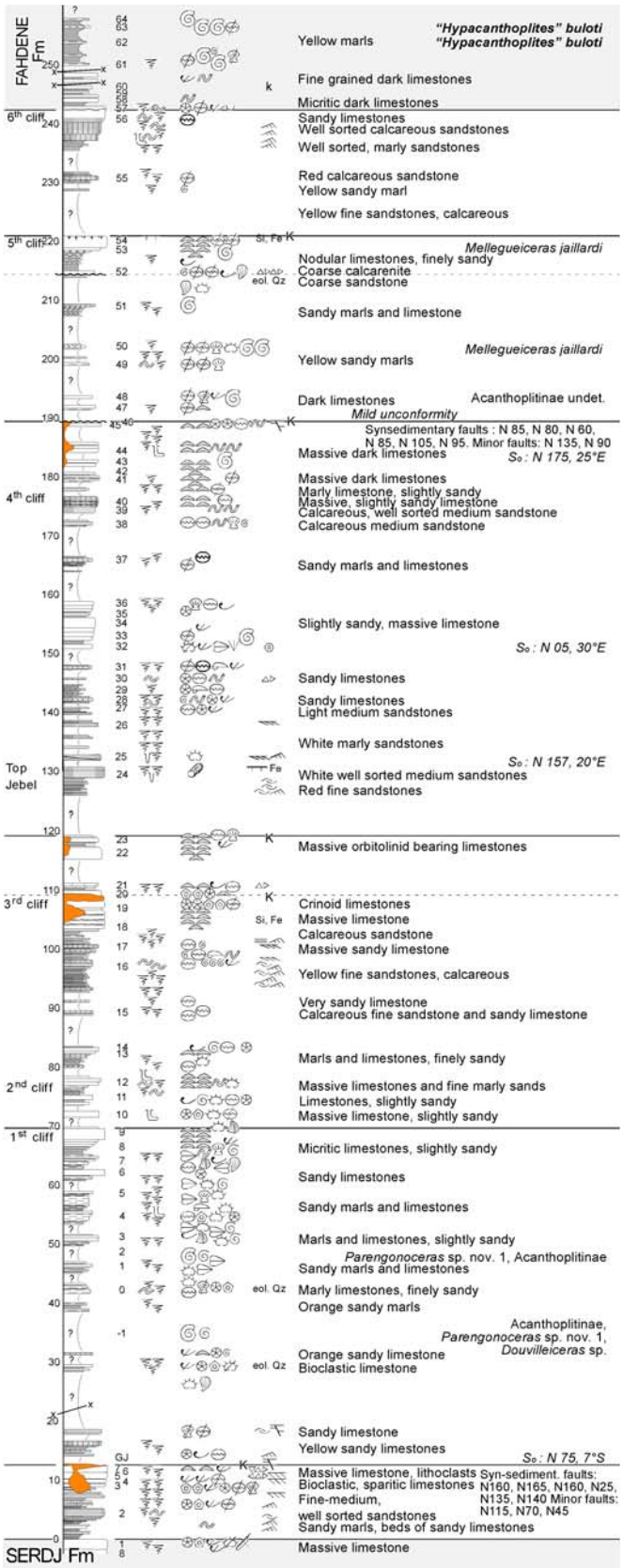


Figure II.7. Lithologie de la Formation Hameïma dans le « Petit Jebel Djerissa » (Jaillard et Latil, inédit)

- le dernier ensemble de l'unité médiane est épais d'environ 23 m. Il s'agit d'un important niveau marneux renfermant d'importantes intercalations gréseuses avec au sommet un banc de calcaire massif renfermant quelques débris d'huîtres, oursins et rares annélides.

L'unité supérieure de la Formation Hameïma dans la localité de Djerissa est terminée par un karst.

2.6. La Formation Hameïma dans la coupe de Boulahnèche

2.6.1. Unité inférieure : les Niveaux à orbitolines

Dans la localité de Boulahnèche, la Formation Hameïma débute directement avec l'unité médiane qui repose sur la surface karstifiée du sommet du Serdj. Cependant, on trouve localement un niveau de quelques décimètres de calcaires sombres à orbitolines, lui-même karstifié et érodé, qui pourrait représenter l'unité inférieure de la Formation Hameïma, réduite et érodée avant le dépôt de l'unité médiane [Figures II.8 et II.9].

Figure II.8 : Coupe de la partie inférieure de la Formation Hameïma au Jebel Boulahnèche

2.6.2. Unité médiane : les alternances marno-carbonatées

Contrairement à ce que nous avons vu dans les trois massifs de Hameïma, Slata et Djerissa, dans lesquels l'unité médiane renferme de nombreux bancs de calcaires gréseux, cette même unité n'est constituée à Boulahnèche que de bancs calcaires décimétriques, alternant avec des marnes. Les 30 premiers mètres contiennent une grande quantité d'orbitolines qui disparaissent sur les 60 m suivants. Les derniers 40 m de cette unité sont constitués de bancs carbonatés massifs affectés par un karst, alternant avec des marnes contenant quelques bancs gréseux. Ces niveaux supérieurs renferment une faune constituée d'orbitolines ainsi que de très nombreux échinodermes et des fragments d'huîtres et autres lamellibranches.

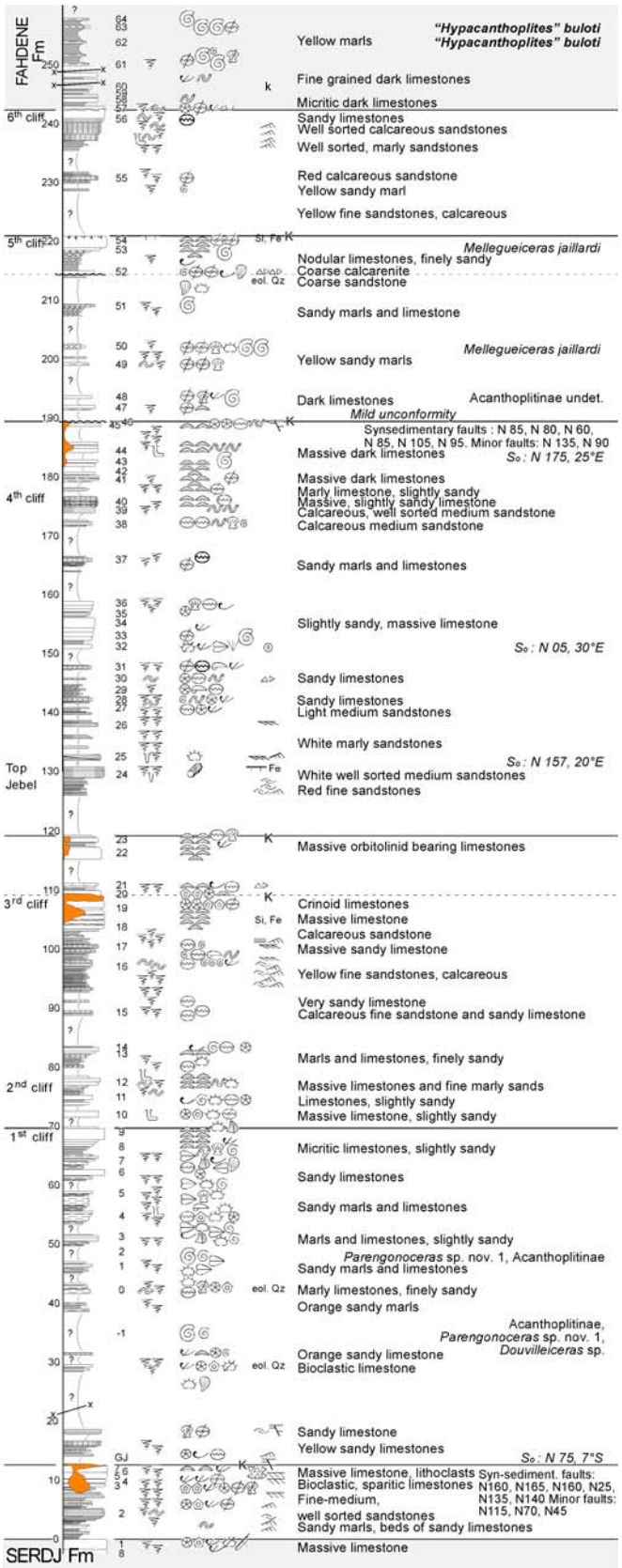


Figure II.9. Stratigraphie de la Formation Hameïma au Jebel Boulahnèche
(Jaillard et Latil, inédit)

2.6.3. Unité des « Grès de Clansayes »

Ils sont épais de 40 m, et commencent avec le premier niveau gréseux au-dessus du sommet karstifié de la dernière séquence. Après environ 10 m de lacune d'observation, apparaissent les premiers niveaux gréseux de l'ensemble des « Grès de Clansayes ». Les premiers dix mètres sont des grès bien triés, avec des marques sigmoïdes de courant et des dépôts de tempêtes. Les 10 m suivants sont des bancs gréseux plus massifs, qui renferment des orbitolines, des oursins, des fragments de coquilles d'huîtres, ainsi que quelques annélides. Après environ 7 m de non visibilité, la succession se poursuit avec deux bancs massifs gréso-carbonatés, de couleur rouge renfermant quelques lamellibranches et oursins.

2.6.4. Unité supérieure : marnes et calcaires à orbitolines et ammonites

Cette unité s'étend ici sur une épaisseur d'environ 35 m. Elle commence avec le premier banc de calcaire massif à orbitolines qui vient se déposer sur le dernier banc de l'ensemble des « Grès de Clansayes » (Figure 8). Elle est composée des ensembles suivants :

- un premier ensemble, épais d'environ 10 m, est composé de bancs massifs de calcaire à orbitolines et coraux. Le sommet de cet ensemble est affecté par un important karst.

- un deuxième ensemble, épais d'environ 15 m, comprend des bancs calcaires à la base et gréseux au sommet. Les bancs sont minces, centimétriques et renferment une faune composée d'orbitolines, d'ammonites, de fragments d'huîtres, de quelques annélides et de fragments de lamellibranches.

- le dernier ensemble de cette unité est épais d'environ 10 m. Il est formé par une série de bancs de calcaire fins de couleur sombre renfermant des ammonites, quelques orbitolines et quelques annélides.

2.3. La Formation Fahdène

2.3.1. Auteurs

Les « Argiles et Marnes de Fahdène » ont été définies par Burollet (1956) dans la coupe de Gara-Hameïma.

2.3.2. Localité type

La localité type de la Formation Fahdène se trouve dans le cœur de l'anticlinal de l'Oued Bahloul au Sud-Est de Maktar. La base de la coupe à l'anticlinal de l'Oued Bahloul est connue par des sondages de la S.E.R.E.P.T. (OB1 1, 2 et 3) (Burollet, 1956).

2.3.3. Contacts

Dans la région de Tadjerouine-Thala, la Formation Fahdène est limitée par le dernier banc massif (grès ou calcaire) de la Formation Hameïma, et est définie par la première apparition à ce niveau d'un niveau argilo-marneux plurimétrique. La limite supérieure de la formation, d'âge Cénomanien supérieur, sort du cadre de cette étude. Burollet (1956) place la limite supérieure de la Formation Fahdène avec l'apparition des alternances de marnes et de calcaires feuilletés de la Formation Bahloul.

2.3.4. Lithologie

La Formation Fahdène se présente comme une puissante série marine d'argiles et de marnes grises ou noires, dans laquelle Burollet (1956) a décrit un certain nombre de bancs ou niveaux calcaires ou de calcaires marneux dont certains ont une valeur stratigraphique de banc repères (Calcaires Allam dans la partie inférieure, Calcaires de Mouelha dans la partie médiane). Les Argiles et Marnes de Fahdène ont été élevées au rang de Formation Fahdène par M'Rabet (1981).

Nous avons étudié la Formation Fahdène dans les localités de Hameïma, Slata et El Goussa. La partie inférieure de cette formation a été partiellement étudiée dans les massifs du Slata, de Djerissa et de Boulahnèche.

Nous avons adopté les subdivisions déjà utilisées par Burollet (1956) et Zghal (1994). La Formation Fahdène est ainsi subdivisée en cinq ensembles lithologiques qui sont les suivantes :

- Les Argiles Inférieures
- Les Calcaires de l'Allam
- Les Argiles Moyennes
- Les Calcaires du Mouelha
- Les Argiles Supérieures.

2.4. La Formation Fahdène dans la coupe du massif de Hameïma

Nous avons étudier la Formation Fahdène dans les coupes de Hameïma, d'El Goussa, et à El Hamra. La partie inférieure de cette formation a été partiellement étudiée dans les massifs du Slata, de Djerissa et de Boulahnèche.

2.4.1. Unité 1 : les Argiles Inférieures

Cette unité, épaisse de 250 m, est limitée à sa base par la surface d'érosion de la Formation Hameïma. Cette unité est constituée d'argiles et de marnes noires ou gris foncé avec quelques intercalations de bancs centimétriques à décimétriques de calcaires argileux à cassure sombre, plus rarement de calcaires massifs, localement à galets phosphatés.

Les 15 premiers mètres se terminent par des grès fins à laminations en mamelon, qui n'existe dans aucune des autres coupes étudiées.

Au premier tiers de l'unité, 30 à 40 mètres d'alternances de marnes et de bancs calcaires riches en ammonites avaient été nommés l'« horizon à ammonites de Clansayes » par Burollet (1956) qui les avait attribuées au Clansayesien alors considéré comme Albien inférieur (Le Clansayesien a été rattaché à l'Aptien supérieur à l'issue du Congrès sur les limites du Crétacé de 1963 : Flandrin, 1965).

Dans la partie supérieure, un deuxième intervalle carbonaté, épais de 50 m, surmonte un banc calcaire à galets phosphatés. Il consiste en épais niveaux marneux riches en oursins, bivalves, ammonites et bélemnites. L'unité se termine par une cinquantaine de mètres de marnes, localement très riche en ammonites pyriteuses, gisement déjà mentionné par Pervinquières (1903), Dubourdieu (1956) et Burollet (1956), intercalées de bancs calcaires décimétriques [Figure II.10].

2.4.2. Unité 2 : les Calcaires de l'Allam

Les Calcaires de l'Allam sont épais de 100 à 110 m et se présentent sous forme de bancs plurimétriques de calcaires argileux sombres et massifs, parfois laminés, qui ressortent bien dans le paysage. Ces niveaux calcaires alternent avec quelques niveaux épais de marnes et argiles noires. La faune, très rare, est dominée par les bélemnites et quelques petits bivalves à costulations concentriques. Les derniers bancs calcaires présentent des nodules calcaires souvent silicifiés [figure II.11].

2.4.3. Unité 3 : les Argiles moyennes

Epaisse de 280 m, cette unité se présente sous forme de marnes argileuses noires alternant avec des niveaux calcaires argileux, fins, micritique et centimétriques. La faune rencontrée consiste en nombreuses ammonites, souvent écrasées et mal préservées, parfois associées à des bélemnites assez abondantes, à des oursins et bivalves moins nombreux, et en radiolaires qui deviennent dominants dans la moitié supérieure. Les argiles sont marquées par de gros amas pyriteux.

Dans la Coupe de Hameïma, la succession s'arrête dans des champs, et les Calcaires du Mouelha n'affleurent qua dans une colline isolée. La coupe de l'Albien supérieur a été complétée par la coupe de El Goussa, au NNE du Jebel Hameïma.

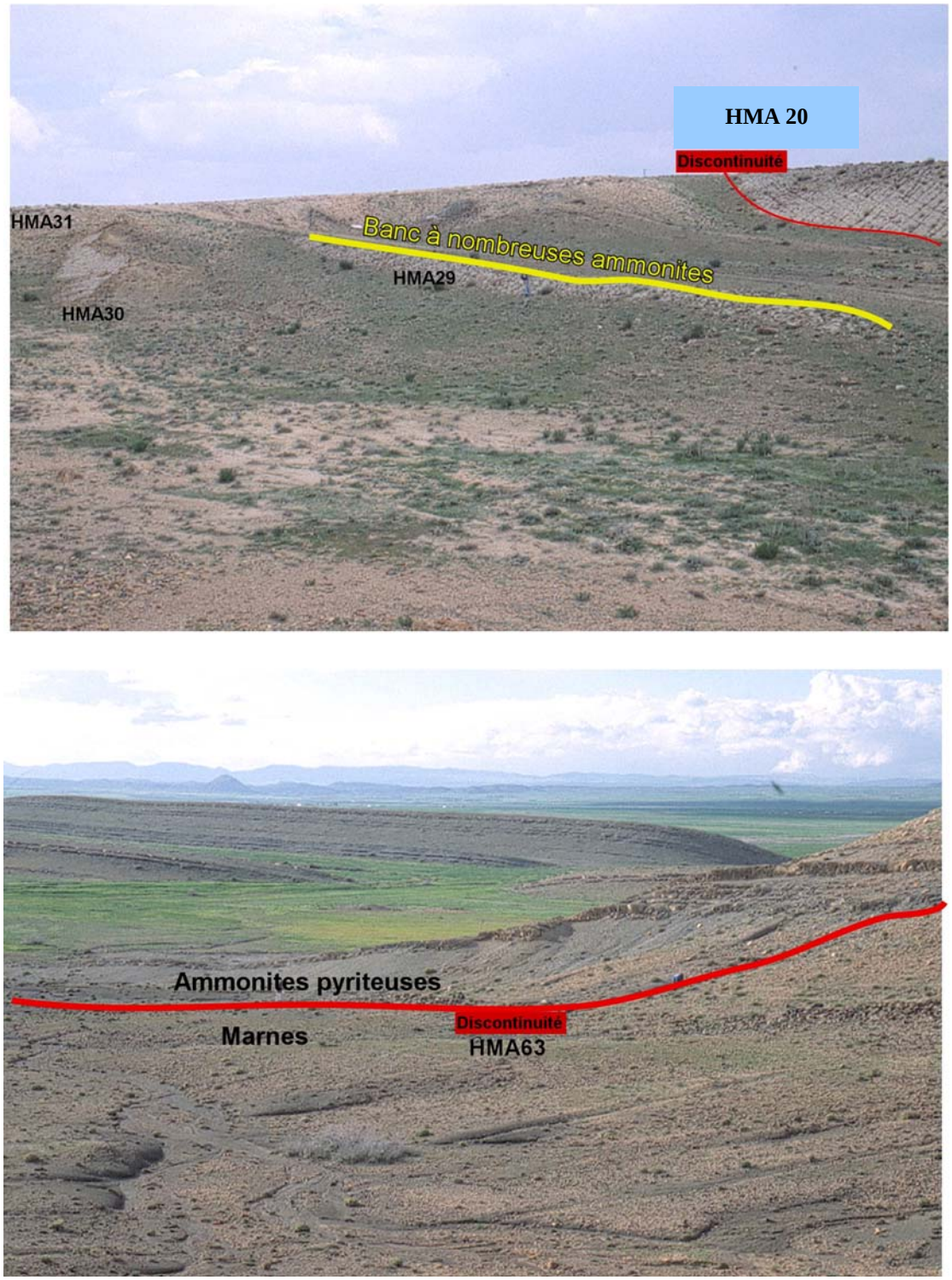


Figure II.10. La Formation Fahdène : Les Argiles Inférieures

Figure II.11 : Les Calcaires de l'Allam dans la coupe de Hameïma. Au premier plan, le niveau HMA 74 à ammonites pyriteuses. Au fond, le sommet de la butte correspond grossièrement au sommet des Calcaires de l'Allam

2.5. Les Argiles et Marnes de Fahdène dans la coupe des Charren au massif du Slata

2.5.1. Unité 1 : Les « Argiles inférieures »

Contrairement à la coupe de Hameïma, dans laquelle l'unité inférieure de la Formation Fahdène est principalement argileuse et marneuse, la même unité correspond, dans la coupe des Charren du massif du Slata, à un ensemble lithologique formé de niveaux de calcarénites séparés par des intervalles marneux. Nous avons subdivisé cette unité en trois ensembles lithologiques qui sont :

** Les Calcarénites Inférieures*

Il s'agit de calcarénites grossières remaniant des éléments de toutes sortes, alternant avec des marnes. Les bancs, d'épaisseur décimétrique à métrique, sont plus ou moins phosphatés, de couleur verdâtre à vert très pâle. Ce premier ensemble s'étend sur une épaisseur de 40 m.

** Les Calcarénites Médianes*

Elles démarrent avec le premier banc très phosphaté au dessus des Calcarénites inférieures. Cet ensemble est épais de 46 m. À ce niveau, les bancs de calcarénites alternent avec des niveaux marneux. Le sommet de cet ensemble est marqué par un banc phosphaté et condensé.

** Les Calcarénites Supérieures*

Epais de 30 m, cet ensemble est formé de bancs de calcarénites alternant avec des niveaux marneux. Les bancs carbonatés sont glauconieux, formés de matériel remanié, plutôt fins et légèrement gréseux.

2.5.2. L'Unité 2 : Les Calcaires de l'Allam

Les Calcaires de l'Allam commencent avec le premier banc de calcaire marneux qui apparaît après 11 m de lacune d'observation au dessus de l'Unité lithologique précédente. Cette unité se présente sous forme de bancs de calcaires marneux, finement laminés, alternant avec des marnes feuilletées. Son sommet est marqué par des argiles comprenant des niveaux de gros nodules carbonatés de forme verticale. Cette unité est épaisse de 77 m.

2.5.3. L'Unité 3 : Les argiles médianes

Nous n'avons pas étudié l'unité 3 dans la coupe des Charrens. Nous signalerons cependant qu'elle commence par un banc gréseux mal consolidé de couleur jaune, situé au-dessus des argiles à gros nodules qui terminent les Calcaires de l'Allam.

2.6. Les Argiles et Marnes de Fahdène dans la coupe de Djerissa

2.6.1. L'Unité 1 : Les Argiles Inférieures

Cette unité lithologique commence avec le premier banc de calcaire argileux fin et noir. A la base, elle est formée d'alternances de bancs centimétriques de calcaire fin et noir, et de niveaux métriques à plurimétriques de marnes de couleur jaune. A quelques mètres de la base, un niveau extrêmement riche en ammonites a été retrouvé dans les coupes de Djerissa et Boulhanèche.

2.6.2. L'Unité 2 : Les Calcaires de L'Allam

Dans la coupe de Djerissa, les Calcaires de l'Allam sont épais d'environ 100 m. Ils se présentent sous forme de banc décimétriques de calcaire micritique noir localement laminé, alternant avec des marnes argileuses noires en niveaux plurimétriques. La faune consiste en de rares ammonites et bélemnites. Les lacunes d'observation sont fréquentes dans cette coupe à dominante marneuse. Cette unité lithologique se termine par un niveau caractéristique à gros nodules fréquemment silicifiés, qui soulignent une discontinuité sédimentaire majeure.

L'unité 3 (Argiles médianes) n'affleure pas le long de la coupe étudiée [Figure II.12].

Figure II.12. : Les Calcaires de l'Allam dans la coupe de Djerissa. En bas à l'extrême droite : le premier banc de l'unité ; à gauche, juste avant le champ cultivé (zone claire) : des nodules silicifiés qui marquent le sommet de l'unité

2.7. Les Argiles et Marnes de Fahdène dans la coupe de Boulahnèche

Dans la coupe de Boulahnèche, nous avons étudié les unités lithologiques 1,2 et 3.

2.7.1. L'Unité 1 : Les Argiles Inférieures

Les Argiles Inférieures se présentent sous forme d'alternances de marnes noires et de niveaux calcaires argileux centimétriques de couleur noire. L'épaisseur de cette unité est de 180 m. La faune collectée est composée principalement d'ammonites et lamellibranches dans la partie inférieure, et d'ammonites, bélemnites et brachiopodes dans la partie supérieure [Figure II.13].

2.7.2. L'Unité 2 : Les Calcaires de l'Allam

Dans cette coupe, Les Calcaires de l'Allam s'étendent sur une épaisseur de 180 m. Leur base est marquée par un gros banc métrique de calcaire massif noir formant corniche, et localement exploité en carrière. Ils se présentent sous forme d'argiles noires à intercalations

de bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaires noduleux noirs. Cette unité forme une crête à l'Est du Jebel Boulhanèche. Les bancs calcaires sont fins et renferment une faune pauvre d'ammonites, bélemnites, et très rares bivalves. Le sommet des Calcaires de l'Allam est marqué par deux niveaux à gros nodules silicifiés, séparés par 20 m de marnes et calcaires.

Figure II.13.Coupe de Boulhaneche : les Argiles inférieures de la Formation Fahdène (à droite), et les Calcaires de l'Allam (à gauche), dont la base est marquée par le banc massif au premier plan et au centre de la photo. Vue vers le Sud

2.7.3. L'Unité 3 : Les Argiles moyennes

Comme dans beaucoup de coupes, les Argiles moyennes affleurent mal autour du Jebel Boulhanèche en raison d'une lithologie à dominante argileuse. Elles surmontent le dernier niveau à nodules silicifiés qui marque le sommet des Calcaires de l'Allam. Nous y avons reconnu une soixantaine de mètres d'argiles noires admettant de minces intercalations plus calcaires. La faune consiste en de rares ammonites et bélemnites.

2.8. La Formation Fahdène dans la région d'El Goussa (Nord de Hameïma)

2.8.1. Les Argiles Inférieures

Dans cette coupe [figure II.14], les Argiles Inférieures commencent au-dessus de l'unité des « Grès de Clansayes », par un important niveau de marnes de couleur vert foncé à nodules phosphatés dispersés, qui s'étend sur environ 35 m d'épaisseur. Cette unité lithologique est formée d'un puissant niveau d'argiles marneuses noires de 400 m d'épaisseur totale, avec des intercalations de bancs de calcaire argileux fin, à cassure noire. Les argiles, monotones, sont marquées par la présence de nodules pyriteux et de quelques ammonites. A 50 et 250 m de la base, on observe des intervalles plus carbonatés, épais d'environ 50 m chacun, dans lesquels quelques ammonites sont associées à des bélemnites, des lamellibranches et de rares oursins.

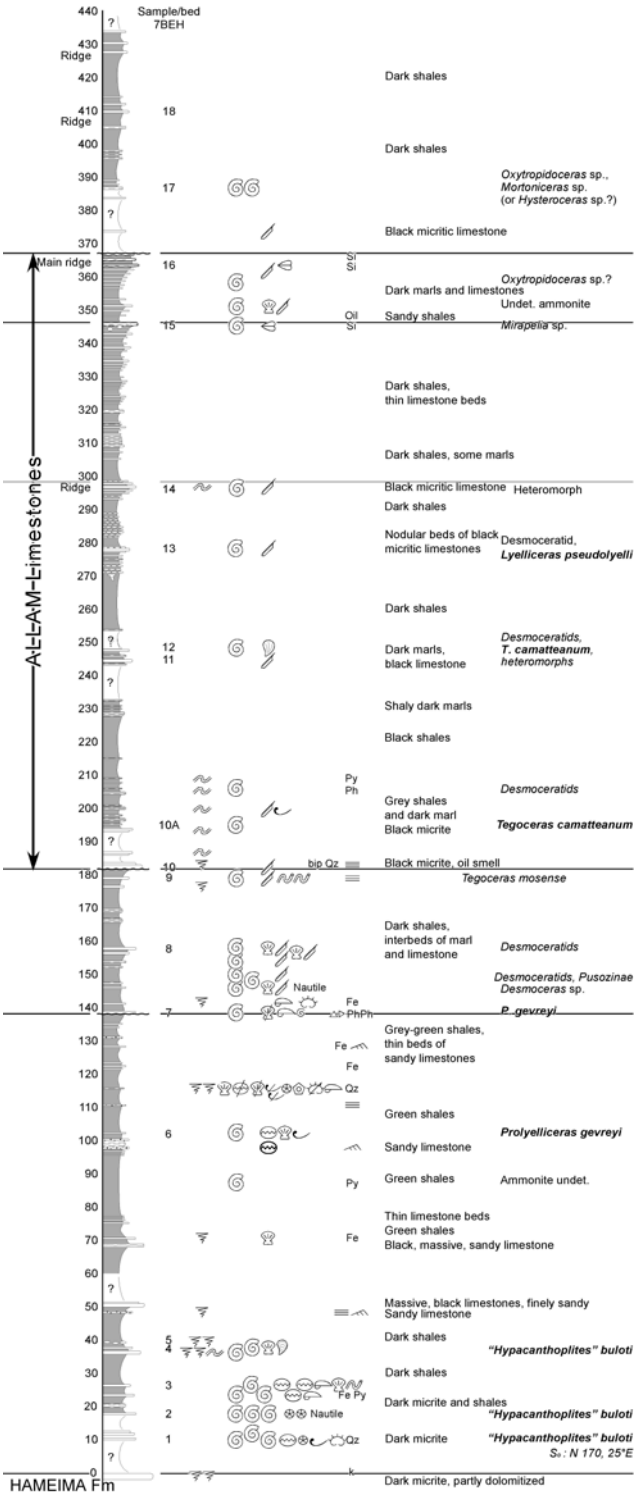


Figure II.14. Stratigraphie de la partie inférieure de la Formation Fahdène dans la coupe de Boulahnèche (Jaillard et Latil, inédit)

2.8.2. L'Unité 2 : Les Calcaires de l'Allam

Après 60 m de lacune d'observation au dessus des Argiles Inférieures, on voit se déposer une puissante série de bancs calcaires qui constitue les Calcaires de l'Allam. Les bancs calcaires sont de couleur foncée et alternent avec des niveaux marneux noirs. Les calcaires sont finement laminés, et seule la base de cette unité a livré quelques ammonites. Dans cette coupe, les Calcaires de l'Allam sont épais de 160 m.

2.8.3. L'Unité 3 : Les Argiles Moyennes

Cette unité commence avec le premier banc carbonaté surmontant une discontinuité majeure visible au sommet des Calcaires de l'Allam. La base de cette unité est également marquée par l'apparition de la première ammonite à partir de la base des Calcaires de l'Allam. Cette unité s'étend sur une épaisseur de 130 m. Elle est formée à la base d'un niveau marneux de 50 m, les marnes, de couleur verte, sont riches en ammonites, en bélemnites et en radiolaires. Ce niveau marneux comporte des intercalations de bancs centimétriques à décimétriques de calcaire marneux noirs finement gréseux. La succession se poursuit avec des niveaux marneux vert renfermant des intercalations de calcaires argileux noirs.

2.8.4. Unité 4 : Les Calcaires du Mouelha

Les Calcaires du Mouelha [Figure II.15], épais de 50 à 60 m, se présentent sous forme de calcaires feuilletés siliceux, laminés, et très riches en radiolaires, associés à de rares petits lamellibranches. On y observe occasionnellement des figures de courant à faible pendage. La partie inférieure nous a livré quelques ammonites, et la partie supérieure contient de rares fragments de bivalves.

Ils forment un relief assez marqué qui sépare les successions à dominante argileuse des Argiles moyennes et supérieures.

Figure II.15 : Coupe de El Goussa : les Argiles médianes de la Formation Fahdène (au centre), et les Calcaires du Mouelha (à gauche). La butte à droite est formée par la croûte quaternaire

2.8.5. Unité 5 : les Argiles supérieures

Les Argiles supérieures de la Formation Fahdène consistent en puissants niveaux d'argiles noires avec quelques passées marneuses. Leur épaisseur atteint 1200 m dont les 800 derniers mètres sont d'âge cénomanien (Dubourdieu, 1956). Au premier tiers de cette succession, un faisceau de bancs marno-calcaires de 50 à 60 m d'épaisseur marque la limite entre le « Vraconnien à tendance albienne » et le « Vraconnien à tendance cénomanienne » (Dubourdieu, 1956 ; Burollet, 1956) [Figure II.16].

Figure II.16. Intervalle carbonaté marquant la limite Albien – Cénomanien dans la coupe de El Goussa. Vue vers le Nord. La limite se situe peu au-dessous (droite) du banc formant crête à droite

CHAPITRE II

BIOSTRATIGRAPHIE

1. INTRODUCTION

Dans le cadre de ce travail, la période étudiée est l'intervalle Aptien supérieur - l'Albien. L'Albien est un étage particulier caractérisé par une très importante durée (13 Ma). Il se distingue aussi par une sédimentation particulière marquée par l'existence d'évènement anoxique, l'événement Anoxique Océanique (Oceanic Anoxic Event, OAE) OAE 1b (Leckie, 2002), évènement remarquable par son extension géographique, mais aussi par sa richesse en matière organique. Des points de vue géodynamique et paléogéographique, l'Albien correspond à une période d'accélération de l'expansion océanique, de dispersion des continents issus de la Pangée, et voit aussi le début de la fermeture de la Téthys.

Ces caractéristiques paléogéographiques, géochimiques et stratigraphiques font qu'il est difficile d'établir un cadre biostratigraphique précis pour l'Albien inférieur. Il est à noter aussi que les marqueurs paléontologiques de la base de l'Albien sont toujours en discussions (*e.g.* Owen, 2002).

En ce qui concerne ce travail, le matériel qui a servi à l'établissement d'un cadre biostratigraphique dans notre zone d'étude est constitué d'ammonites et d'orbitolines. Les zones d'ammonites définies par J.-L. Latil et utilisées dans ce travail sont en fait des biozones d'association. Chaque zone correspond à un groupe de bancs caractérisé par une association d'ammonites dont l'une est choisie comme espèce index. Il est aussi à noter que cette espèce index peut se trouver dans une autre unité lithologique que celle représentant la zone qu'elle nomme.

La valeur de ces biozones est limitée à la région étudiée dans l'attente de leur éventuelle identification dans d'autres régions. Le terme biozone sera donc utilisé dans ce travail, terme qu'on pourra éventuellement et facilement changer en fonction de nouvelles données. On utilisera le terme d'horizon dans le cas où l'extension stratigraphique des Ammonites ne

dépasse pas un banc. La biozone ou l'horizon seront définis par la première apparition de l'espèce index.

Nos séries de l'Albien inférieur sont des séries très dilatées qui conservent des ammonites comme rarement dans le domaine sud-téthysien. Les premières ammonites sont les Acanthohoplitinés, les *Parengonoceras* et les *Douvilleiceras*. Le problème c'est que la plupart de ces formes sont endémiques, les seules espèces cosmopolites rencontrées étant de rares *Douvilleiceras* qui est un genre marqueur de l'Albien.

2. FAUNES RÉCOLTÉES

Dans cette étude, les ammonites récoltées ont été étudiées et déterminées par Jean-Louis Latil. Les orbitolines au sommet de la Formation Serdj ainsi que celles de la Formation Hameïma ont été déterminées par Annie Arnaud-Vanneau (Grenoble, France).

Les déterminations des ammonites ont permis l'établissement de biozonations données sur la figure 17. D'autres organismes ont été utilisés pour leur signification écologique.

Les principaux organismes rencontrés dans les séries que nous avons étudiées sont :

2.1. Foraminifères planctoniques et benthiques

Ces protozoaires sont constamment présents dans tous les milieux.

Les foraminifères planctoniques sont représentés soit par des faunes juvéniles difficiles à déterminer comme me l'a confirmé J.-P. Bellier que je suis allée consulter à Paris, soit par des *Favusella* dont le cycle de reproduction ne nécessite qu'une tranche d'eau d'environ 50 m. De ce fait, les *Favusella* sont fréquemment présentes dans les milieux hémipélagiques et quelques unes d'entre elles se retrouvent dans les calcaires de plate-forme, pour autant que ceux-ci correspondent à des environnements marins ouverts.

Les foraminifères benthiques sont largement représentés dans tous les milieux, mais sont particulièrement importants dans les environnements de plate-forme.

2.2. Bivalves

L'intérêt des bivalves est double. Si certains d'entre eux sont de bons marqueurs stratigraphiques, ils renseignent généralement sur les environnements de dépôts. Dans ce travail, nous ne les avons utilisés que comme indicateurs de faciès et de milieu.

2.3. Les rudistes

Parmi les bivalves, les rudistes forment un groupe parmi les plus présents sur les plates-formes carbonatées du Crétacé.

Les rudistes sont des bivalves qui vivaient principalement dans les zones infralittorales supérieures des mers chaudes situées aux basses latitudes. Ils sont connus depuis le Jurassique supérieur jusqu'à la fin du Crétacé, époque à laquelle ils disparaissent. Il existe plusieurs familles présentant des intérêts stratigraphiques différents. Concernant l'intervalle Aptien à Albien, les Caprinidae peuvent être considérés comme des outils stratigraphiques fiables. A l'Aptien inférieur, la plupart des formes de Caprinidae sont caractérisées par l'absence de canaux sur la face ventrale. Par contre, à l'Albien supérieur, les canaux sont présents sur tout le pourtour du test, et présentent des bifurcations internes (Coalcomana) ; ils s'organisent souvent en plusieurs rangées (Caprinuloideae). La tendance évolutive est à la diminution de la taille des canaux et à l'augmentation de leur nombre.

2.4. Oursins

Les oursins réguliers vivent sur des substrats durs et sont soit herbivores, soit brouteurs, soit omnivores tel *Paracentrotus lividus*. Certains oursins réguliers vivent dans des niches qu'ils creusent dans le rocher. Ils affectionnent également les zones où se trouvent les herbiers. Du fait de la résistance de leur test et de leur vie dans ou sur le sédiment, les échinodermes fossiles sont souvent très bien conservés.

2.5. Ammonites

Ces céphalopodes sont les marqueurs biostratigraphiques, sur lesquels est basé le découpage stratigraphique du Crétacé [Figures II.17, II.18 et II.19]. Ces fossiles sont rares sur les plates-formes et leur présence indiquerait un milieu marin ouvert. Dans le cas particulier de notre étude, deux points doivent être développés :

i.- La validité des zonations : les zonations établies ici sont des zonations régionales du moins pour le cas des zones les plus précoces, basées sur des groupes endémiques.

Les zonations sont généralement établies dans des séries où les céphalopodes existent dans toute la coupe de référence. Nos zonations, établies dans des plates-formes où le matériel est peu abondant et qui comptent de nombreuses lacunes, ont cependant permis un découpage chronologique précis de nos successions, et leurs corrélations à l'échelle de la région (Tunisie, Algérie orientale).

ii.- Dans notre secteur d'étude, les séries de l'Albien inférieur sont très dilatées et, de ce fait, conservent particulièrement bien les ammonites et leur succession, chose qui est très rare par rapport à d'autres régions des marges téthysiennes.

Dans notre étude, les zones utilisées ont été établies par Jean-Louis LATIL, et comporte de haut en bas pour l'Albien inférieur :

La zone à *Lyelliceras pseudolyelli*

La zone à *Tegoceras camatteanum*

Un mince intervalle stérile

L'horizon à *Prolyelliceras radenaci*

Un intervalle stérile

La zone à *Prolyelliceras gevreyi*

La zone à « *Hypacanthoplites* » *buloti*

La zone à *Mellegueiceras ouenzaensis*

La zone à « *Hypacanthoplites* » *paucicostatus*

La zone à *Mellegueiceras chihaouiae*

Figure II.17. Zonation standard, zonation régionale définie par J.-L . Latil pour la Tunisie Centrale, et âge des unités lithologiques de la région de Tadjerouine

SUBSTAGE	ZONE	SUBZONE / HORIZON
Lower Albian (Douvilleiceratian)	Zone of *Douvilleiceras monile* and *D. orbignyi* (Protohoplitan)	Horizon of *D. inaequinodum* (in England)
		Main level with *Protohoplites puzosianus*, *Sonneratia dutempleana*, *Cleoniceras cleon*
	Zone of *Leymeriella tardefurcata* and *Hypacanthoplites trivialis* (Leymeriellan)	Subzone of *L. canteriat.* and *L. (Epileymeriella) hitzeli*
		Subzone of *L. tardefurcata* (and *L. acuticostata* in Hannover)
		Horizon of *L. (Proleymeriella) schrammeni* (in Hannover)
Upper Aptian (Clansayesian)	Zone of *Diadochoceras nodosocostatum* and *Acanthohoplites bigoureti* (Acanthohoplitan)	Subzone of *Hypacanthoplites jacobi* and *H. sarasini*
		Subzone of *H. nolani*, *Parahoplites grossouvrei*, and *Cheloniceras clansayense*

Figure II.18. Zonation d'ammonites à la limite Aptien-Albien (d'après Breistroffer (1947), telle que résumée par Casey (1961, p. 495))

Figure II.19. Zonation d'ammonites à la limite Aptien-Albien (d'après Kennedy et al., 2000)

3. ÂGE DES FORMATIONS ÉTUDIÉES

3.1. Âge du sommet de la Formation Serdj dans le secteur d'étude

L'assemblage des orbitolines que nous trouvées aux Jebels Slata, Djerissa et Hameïma à savoir *Paracoskinolina tunesiana*, *Archaealveolina reicheli* et *Mesorbitolina texana* indiqueraient un âge Gargasien (Aptien supérieur) selon Peybernès (1979) et Zghal (1994). La présence d'*Archaealveolina reicheli* est notée selon Loeblich et Tappan (1988) dans le Gargasien. Selon Velic (2007), *A. reicheli* est présente dans l'Aptien supérieur et l'extrême base de l'Albien, et *Mesorbitolina texana* est présente dans l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur. Pour Moullade (1985), la distribution stratigraphique de *Mesorbitolina texana* va de l'Aptien supérieur jusqu'à l'Albien supérieur. Selon le même auteur, *Mesorbitolina parva* et *Paracoskinolina tunesiana* sont des faunes de l'Aptien supérieur. Dans notre travail, la présence simultanée de ces trois types de faune plaide en faveur d'un âge Aptien supérieur.

Contrairement aux massifs de Hameïma, Djerissa et Boulahnèche, dans les 50 derniers mètres de la Formation Serdj du massif de Harraba, nous avons trouvé les ammonites *Mellegueiceras echihaouiae* (nombreuses) et *Epicheloniceras* sp. (2 exemplaires), ainsi que des Douvilleiceratidés mal conservés. La présence de *Epicheloniceras* sp. indiquerait l'Aptien supérieur. Cependant, ces formes sont phosphatées, perforées et colonisées par des annélides, suggérant qu'elles sont remaniées, et que l'Aptien supérieur est alors un âge maximum, le sédiment qui les contient pouvant être plus jeune. En conséquence, au Jebel Harraba, le sommet de la Formation Serdj est Aptien terminal ou plus jeune, très probablement proche de la limite Aptien-Albien.

Dans les massifs les plus septentrionaux de notre secteur d'étude (Harraba, Slata ?), le sommet de la Formation Serdj pourrait donc atteindre l'Albien basal. Ceci indiquerait donc que le sommet de la Formation Serdj est plus jeune vers le Nord, ce qui suggère une progradation dans cette direction de la plate-forme carbonatée du Serdj.

Notons que Tlatli (1980) avait déjà proposé un âge Albien basal pour le sommet de la Formation Serdj dans sa localité type (Coupe Serdj B, falaise d'El Maazoula). Tlatli (1980) a en effet daté les sous-ensembles Serdj 5d et Serdj 5d (S5d et S5e) de l'Albien inférieur à basal sur la foi de *Favusella washitensis* et de rudistes. La position paléogéographique de la localité type de la Formation Serdj, comparable à celle de Harraba, c'est à dire en bordure septentrionale de la plate-forme carbonatée, est compatible avec l'interprétation d'une

progradation vers le Nord de la plate-forme carbonatée du Serdj jusqu'à l'extrême base de l'Albien.

Au vu de ces nouvelles données, l'âge du sommet de la Formation Serdj qui a toujours été considéré comme Aptien supérieur, voire même Gargasien pourrait être remis localement ou régionalement en question.

3.2. Âge de la Formation Hameïma

Les faunes qui nous ont permis d'établir l'âge de la Formation Hameïma [Figure II.20] sont les ammonites. L'inventaire des espèces récoltées ainsi que leur position stratigraphique sont représentés sur la figure 17. Dans ce qui suit nous citerons les zones [Figure II.17] auxquelles sont rattachées les associations d'ammonites récoltées.

3.2.1. Âge de l'unité inférieure : les Niveaux à orbitolines

Dans les trois coupes des Jebels Hameïma, Slata (coupe des Charren) et Djerissa (Jebel principal) où existe cette unité, nous n'avons pas trouvé de faune qui nous permette de donner un âge précis à cette unité.

Cependant, puisque l'unité inférieure de la Formation Hameïma est située stratigraphiquement au-dessus du sommet de la Formation Serdj daté de l'Aptien terminal ou de l'Albien basal (Jebel Harraba), et sous l'unité médiane datée de la zone à *tardefurcata* (voir ci-dessous), l'unité est considérée comme d'âge probablement Albien basal (partie inférieure de la zone à *tardefurcata*).

3.2.2. Âge de l'unité médiane : les alternances marno-carbonatées

L'unité médiane n'a pas livré d'ammonites dans les coupes de Hameïma et Boulhanèche. Dans les coupes de Slata et Djerissa, les ammonites récoltées dans cette unité appartiennent à la zone à *« Hypacanthoplites » paucicostatus*, corrélée avec la zone à *tardefurcata p.p.*, de la partie inférieure de l'Albien inférieur. En effet, la présence d'une forme primitive de *Douvilleiceras* gr. *leightonense* à la base de l'unité (Jebel Djerissa, et région de l'Ouenza, Dubourdieu, 1956), et dans une moindre mesure celle de *Parengonoceras* sp., indique sans ambiguïté l'Albien inférieur.

Par position stratigraphique, cette zone est corrélée avec la zone à *tardefurcata* de l'échelle standard [Figure II.17].

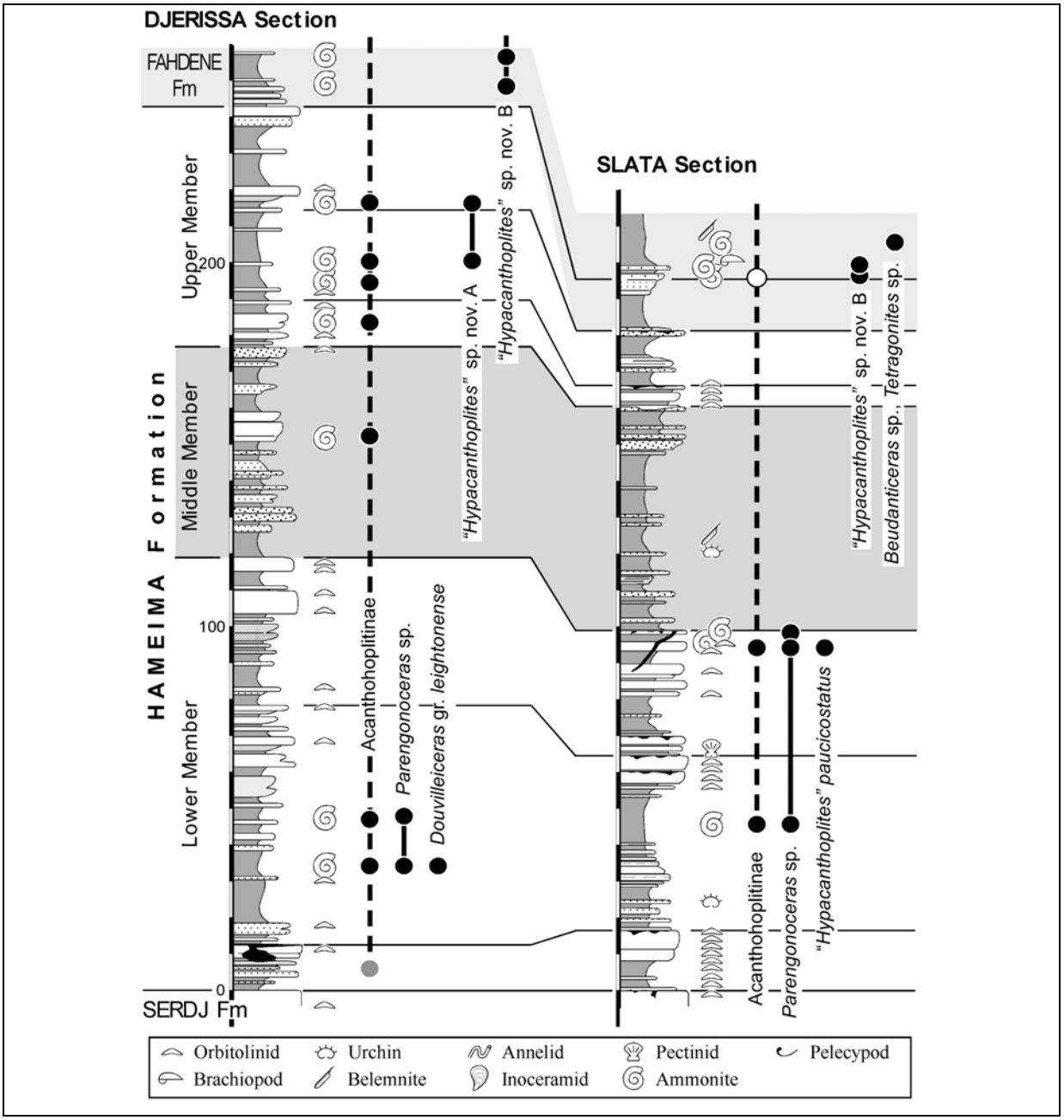


Figure II.20. Distribution stratigraphique des ammonites récoltées dans la Formation Hameïma, dans les coupes de Djerissa et du Slata. Cercles blancs : ammonites remaniées, cercles gris : ammonites récoltées au Jebel Harraba. « *Hypacanthoplites* » sp.nov. B = « *Hypacanthoplites* » *buloti.* (Chihaoui et al., sous presse)

3.2.3. Âge des « Grès de Clansayes »

Nous n'avons trouvé aucune faune pouvant donner un âge aux Grès de Clansayes dans les coupes de Hameïma, Djerissa et Boulhanèche.

3.2.4. Âge de l'unité supérieure : marnes et calcaires à orbitolines et ammonites

Les ammonites collectées dans cette unité dans les coupes des Jebels Djerissa, Slata et Boulhanèche représentent plusieurs espèces rattachées aux acanthohoplitinés, et rapportées par J.-L. Latil (1) à la zone à paucicostatus pour la partie inférieure de la succession, et (2) à la zone à ouenzaensis pour sa partie supérieure. Ces deux zones sont attribuées à la zone à tardefurcata de la base de l'Albien inférieur [J.-L. Latil, comm. pers., 2008]. En effet, l'apparition de *Prolyelliceras gevreyi* plus haut dans la série suggère que cette partie de la succession est loin du sommet de la zone à tardefurcata.

3.3 Âge de la Formation Fahdène

3.3.1. Âge de l'Unité 1 : Argiles Inférieures

L'unité basale, partiellement gréseuse, des Argiles Inférieures de la coupe de Hameïma a livré des *Parengonoceras* sp. et des acanthohoplitinés (« *Hypacanthoplites* » *paucicostatus*, *Mellegueiceras hameimaensis*), rapportés à la zone à paucicostatus. Cette unité est donc contemporaine de la partie inférieure de l'unité supérieure de la Formation Hameïma des coupes de Slata, Djerissa et Boulahnèche.

Dans la coupe de Hameïma, les argiles sus-jacentes, situées sous l'« horizon à ammonites de Clansayes », contiennent des *Parengonoceras* sp., des acanthohoplitinés et un *Douvilleiceras leightonense* (à la base), rapportés à la zone à ouenzaensis. Cette unité est contemporaine de la partie supérieure de l'unité supérieure de la Formation Hameïma des coupes de Slata, Djerissa et Boulahnèche, et de l'extrême base de la Formation Fahdène dans ces dernières coupes.

La base de l'« Horizon à ammonites de Clansayes », marqué par l'apparition de bancs calcaires, correspond à la limite entre la zone à ouenzaensis (*Mellegueiceras ouenzaensis*, *M. minutus*, *M. hameimaensis* et *« H. » roberti*) et la zone à buloti marquée par l'apparition et la présence dominante de *« Hypacanthoplites » buloti*. Ces deux zones d'ammonites sont corrélées avec la zone à tardefurcata *p.p.* de la partie inférieure de l'Albien inférieur. La zone à buloti a été retrouvée dans toutes les autres coupes étudiées, où sa base correspond souvent à un niveau remaniant les ammonites de la zone à ouenzaensis [Figure II.21].

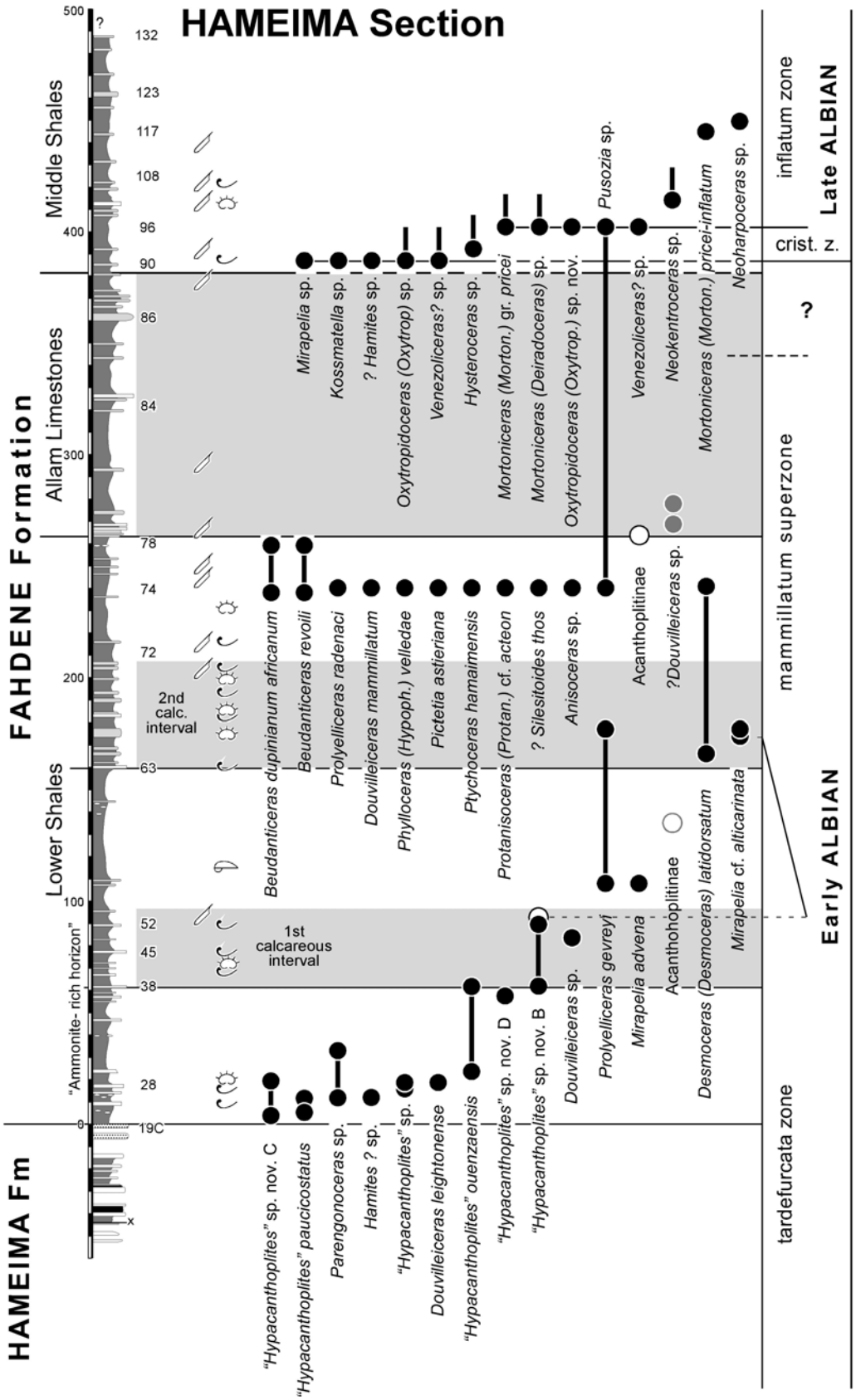


Figure II.21. Distribution stratigraphique des ammonites de la Formation Fahdène, dans la coupe de Hameïma. Cercles blancs : ammonites remaniées ; cercles gris : ammonites récoltées dans d'autres coupes. *« Hypacanthoplites »* sp. nov. B = *« Hypacanthoplites » buloti*. Même légende que figure II.20. (Chihaoui et al., sous presse)

Les argiles qui surmontent l'« horizon à ammonites de Clansayes », ainsi que les alternances marneuses sus-jacentes appartiennent à la zone à gevreyi, marquée par la disparition des acanthohoplitinés, et l'apparition de nouveaux genres d'ammonites comme *Oxytropidoceras*, *Prolyelliceras* et *Desmoceras*, et de *Prolyelliceras gevreyi*. Cette zone tunisienne est corrélée soit avec le sommet de la zone à tardefurcata, soit avec la base de la superzone à mammillatum de la biozonation standard. En effet, d'une part la disparition des acanthohoplitinés (HMA 52) suggère le sommet de la zone à tardefurcata, et d'autre part, *P. gevreyi* est connu depuis peu au sommet de la zone à tardefurcata (Kennedy et *al.*, 2000), mais la base de la superzone à mammillatum n'est assuré qu'avec l'apparition de *Mirapelia alticarinata*.

La zone à gevreyi est suivie par un intervalle sans ammonites diagnostiques (intervalle stérile).

Enfin, le dernier intervalle argileux, riche en ammonites pyriteuses, situé sous les Calcaires de l'Allam, représente l'horizon à radenaci, carcatérisé par une grande diversification des d'ammonites (*Pusozia*, *Desmoceras*, *Protanisoceras*, *Anisoceras*, *Beudanticeras*, *Lytoceras*, *Ptychoceras*, *Douvilleiceras*, …), mais concentrées dans quelques rares niveaux. La présence de *Douvilleiceras mammillatum* permet de corréler cette zone avec la zone à mammillatum *p.p.* (partie moyenne de l'Albien inférieur) de la biozonation standard.

Enfin, après un nouvel intervalle stérile, l'extrême sommet des Argiles inférieures a fourni dans la coupe de Boulahnèche, un exemplaire de *Tegoceras camatteanum*, qui indique que l'on approche de la zone à pseudolyelli, dernière zone d'ammonite de l'Albien inférieur (et de la superzone à mammillatum). En effet, *T. camatteanum* est considéré comme l'ancêtre de *L. pseudolyelli*.

3.3.2. Âge de l'Unité 2 : Calcaires de l'Allam

Dans les coupes de Djerissa et Boulahnèche, la moitié inférieure de l'unité des Calcaires de l'Allam a livré des exemplaires de *Tegoceras camatteanum*, de la partie supérieure de l'Albien inférieur. La deuxième moitié de l'unité voit l'apparition de *Lyelliceras pseudolyelli*, espèce index de la dernière zone d'ammonite de l'Albien inférieur (zone à pseudolyelli, sommet de la superzone à mammillatum de la zonation standard). L'essentiel des Calcaires de l'Allam est donc à rapporter au sommet de l'Albien inférieur. Cependant, l'absence de faune diagnostique dans le tiers supérieur de l'unité (40 à 60 mètres selon les

coupes) ne permet pas de déterminer où s'arrête la zone à pseudolyelli, et le sommet de l'unité pouvant atteindre l'Albien moyen.

En particulier, la coupe de Boulhanèche présente une unité lithologique de ≈ 20 m, appartenant lithologiquement aux Calcaires de l'Allam, mais située entre 2 discontinuités. Il est possible que cette unité représente l'Albien moyen, localement préservé par l'érosion pré-Albien supérieur [Figure II.22].

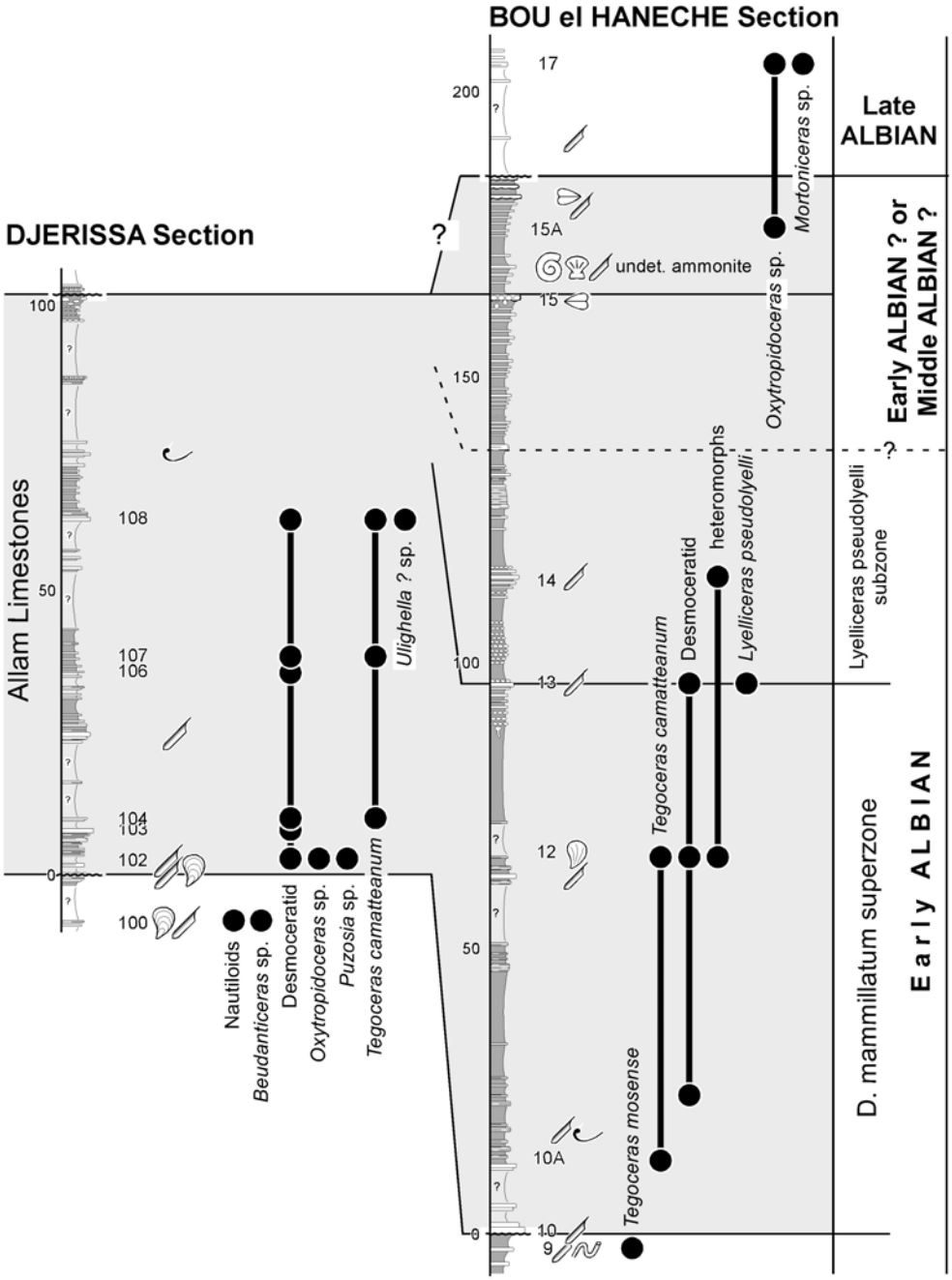


Figure II.22. Distribution stratigraphique des ammonites des Calcaires de l'Allam (Formation Fahdène), récoltées dans les coupes de Djerissa et Boulhanèche. En gris : Calcaires de l'Allam. Même légende que la figure II.20. (Chihaoui et al., sous presse)

3.3.3. Âge de l'Unité 3 : Argiles Médianes

Les Argiles médianes ont fourni de très nombreuses ammonites, souvent écrasées.

Dans la coupe de Hameïma, les 15 premiers mètres de cette unité sont marqués par des ammonites (*Oxytropidoceras (O.)* sp., *Kosmatella* sp., *Venezoliceras* sp., *Mirapelia* sp.), attribuables à la zone à cristatum (base de l'Albien supérieur) de la biozonation standard. L'apparition, peu au-dessus, de *Mortoniceras (Deiradoceras)* sp. et *Mortoniceras (Mortoniceras)* sp. marquerait la passage à la zone à pricei de la zonation standard (partie moyenne-inférieure de l'Albien supérieur) [Figure II.21].

70 m au-dessus de la base de l'unité, l'apparition de *Mortoniceras (M.)* aff. *inflatum* dans les deux coupes de Hameïma et de El Goussa marque la base de la zone à inflatum de la zonation standard (partie moyenne-supérieur de l'Albien supérieur).

3.3.4. Âge de l'Unité 4 : Calcaires du Mouelha

La base des Calcaires du Mouelha coïncide grossièrement avec l'apparition de *Mortoniceras (Mortoniceras) fallax*, espèce index de la zone à *fallax* (première sous-zone de la zone à dispar) du début de l'Albien terminal. Ce résultat avait déjà été obtenu par Zghal (1994) sur la foi de l'apparition de *P. praebuxtorfi*.

3.3.5. Âge de l'Unité 5 : Argiles Supérieures

Cette unité ne présentant pas de bons affleurements dans le secteur étudié, il ne nous a pas été possible de préciser son âge. Cependant, sa base se situerait dans la zone à *fallax* (voir ci-dessus) et l'Albien terminal (zone à *dispar*) monterait jusqu'à la base d'un intervalle à intercalations de bancs calcaires situé environ 400 m au-dessus des Calcaires du Mouelha.

En effet, dans la coupe de l'Oued Azreg située à l'Est du Jebel Djerissa et au Nord du Jebel Bouelhanèche, Robaszynski et *al.* (1993) placent la limite Albien-Cénomanien dans cette unité lithologique. Une étude préliminaire de J.-L. Latil, I. Zghal et E. Jaillard, sur une coupe située au NNW de la coupe d'Henchir El Goussa (Oued Es Segui, Est de Sidi Abd el Kerim), indiquerait que la limite Albien-Cénomanien, marquée par l'apparition du foraminifère planctonique *Rotalipora brotzeni*, se situerait à la base d'une unité lithologique comparable (Jaillard et *al.*, 2005). Cependant, Robaszynski et *al*. (2008) pensent que cette même limite est située quelques mètres au-dessus de celle proposée par Jaillard et *al*. (2005).

CHAPITRE III

SÉDIMENTOLOGIE
ET
STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

1. INTRODUCTION

La Formation Hameïma a été étudiée dans quatre secteurs : les massifs de Hameïma, de Slata, de Djerissa et de Boulahnèche.

Dans les deux coupes des massifs de Hameïma et du Slata, l'échantillonnage a été effectué banc par banc, et des lames minces ont été réalisées en laboratoire à partir de ces échantillons. Dans les deux coupes de Djerissa et de Boulahnèche, l'échantillonnage a été serré, mais nous n'avons pas réalisé de lames minces, ces deux secteurs ont été étudiés par Etienne JAILLARD et Jean-Louis LATIL, dans le cadre du programme dans lequel s'est déroulé cette étude. De ce fait, l'étude des microfaciès portera uniquement sur les deux coupes de Hameïma et du Slata.

Les dépôts de la Formation Hameïma appartiennent à un milieu de plate-forme mixte, carbonatée avec des épisodes gréseux. La Formation Hameïma qui surmonte la Formation Serdj est marquée par un changement très significatif dans la nature des faciès par rapport à ceux de la Formation Serdj. En effet, après une sédimentation continue et homogène d'une coupe à l'autre dans notre secteur d'étude, on assiste à un changement très significatif dans la sédimentation, les dépôts gréso-marno-carbonatés caractérisant la lithologie de la Formation Hameïma. Cette sédimentation est ponctuée d'épisodes d'émersion souvent prolongés donnant lieu au creusement de karsts ou à d'importantes surface d'érosion.

Dans cette étude nous procéderons à l'identification des séquences de dépôts, à la définition de leurs limites et de leurs ordres. Ces séquences ne sont pas partout présentes, et il existe des variations latérales d'épaisseur et de faciès d'un secteur à un autre. Notre objectif est d'essayer de comprendre la nature des phénomènes qui ont contrôlé ces variations latérales d'épaisseur et de faciès. En effet, les causes classiques de telles variations peuvent être tectoniques, paléogéographiques ou eustatiques. Pour ce faire, nous avons utilisé plusieurs

approches, à commencer par une étude détaillée des faciès sédimentaires sur le terrain et en lame mince, un comptage de faune effectué en lames minces, un découpage séquentiel et une étude géochimique.

La Formation Fahdène est caractérisée par une dominance de faciès argilo-marneux avec des niveaux de calcaires argileux qui sont propres à des milieux marins ouverts, pélagiques et hémipélagiques. La Formation Fahdène a été étudiée dans les coupes des massifs de Hameïma, Slata, Djerissa et Boulahnèche. Nous avons également étudié cette formation dans le secteur d'El Goussa. Une étude plus détaillée concerne les secteurs de Hameïma et du Slata, où nous avons réalisé des sections minces et des analyses géochimiques des isotopes stables de l'oxygène et du carbone.

Remarque : Nous désignerons les discontinuités par la lettre D. Ces discontinuités seront hiérarchisées, ainsi que les séquences de dépôt, au fur et à mesure de leur identification et description. La description des discontinuités à l'échelle de l'affleurement sera appuyée par une étude à l'échelle des sections minces à chaque fois que le matériel le permettra.

2. SURFACES PARTICULIÈRES ET DES DISCONTINUITÉS

Les surfaces particulières ou surfaces clés peuvent être soit des surfaces d'émersion karstifiées, soit des surfaces d'érosion, soit des niveaux phosphatés condensés, soit des niveaux anoxiques. L'identification de ces surfaces ainsi que leur corrélation sont des outils très importants pour délimiter des séquences sédimentologiques.

Dans le cas des plate-formes, les surfaces clés, en l'occurrence les surfaces d'émersion ou d'érosion, sont faciles à identifier. Elles peuvent être matérialisées par des karsts dans le cas des dépôts carbonatés ou par des surfaces d'érosion dans le cas de dépôts carbonatés ou gréseux. Les corrélations de ces surfaces sont établies sur des critères faciologiques et sur la répartition des microfaunes et macrofaunes. Dans notre étude, les variations ne sont pas suffisantes d'une coupe à une autre pour entraîner des erreurs substantielles.

Si les discontinuités sont faciles à identifier dans le cas des dépôts de plate-forme, ceci n'est pas le cas pour les dépôts appartenant à un milieu pélagique tel que le bassin. Dans notre étude, ce cas se présente dans l'étude de la Formation Fahdène avec ses dépôts monotones composés d'argiles et de marnes alternant parfois avec des niveaux de calcaires argileux. Les surfaces particulières identifiées dans la Formation Fahdène sont des niveaux de remaniement. Ces niveaux remanient de la faune, essentiellement des ammonites, ainsi que

des galets phosphatisés issus de dépôts sous-jacents. Ces galets phosphatés ont d'abord été formés dans des niveaux de condensation qui correspondent à des périodes de transgression. Dans le paragraphe qui suit, nous allons détailler la nature de ces surfaces particulières rencontrées dans la Formation Fahdène.

2.1. Les surface-clés de la Formation Hameïma

2.1.1. La surface D1 : surface karstifiée du sommet de la Formation Serdj

Ce karst entaille le sommet des calcaires ou dolomies de la Formation Serdj. Cette surface karstifiée que nous avons retrouvée dans nos quatre points d'étude, montre les mêmes caractéristiques dans toutes les coupes, à savoir l'existence de paléolapiaz et de brèches polyphasées remplissant les cavités karstiques témoignant de plusieurs phases de remplissage du karst. Une de ces phases de remplissage que nous avons retrouvée dans les quatre coupes, est marquée par la présence de *Mesorbitolina*. La profondeur du karst est décimétrique, il n'affecte que le banc sommital de la Formation Serdj.

Cette surface d'émersion (D1) correspond à une durée variable selon les coupes. En effet, nous avons vu que le sommet de la Formation Serdj pouvait être d'âge Aptien terminal (plutôt au SE) ou Albien basal (Djebel Harraba, Djebel Slata *p.p.*).

La discontinuité D1 qui marque la limite entre la Formation Hameïma et La Formation Serdj, enregistre un changement très significatif dans la sédimentation, qui peut être apprécié surtout dans la coupe du massif de Hameïma, localité type de La Formation Hameïma selon Burollet (1956), où nous observons les carbonates du Serdj laisser place à la sédimentation marneuse, carbonatée et gréseuse de La Formation Hameïma.

La discontinuité D1 qui a été observée et corrélée sur les coupes que nous avons étudiées, a donc la valeur d'une discontinuité majeure qui marque la fin d'une sédimentation continue (dépôts de La Formation Serdj) [Figure II.22].

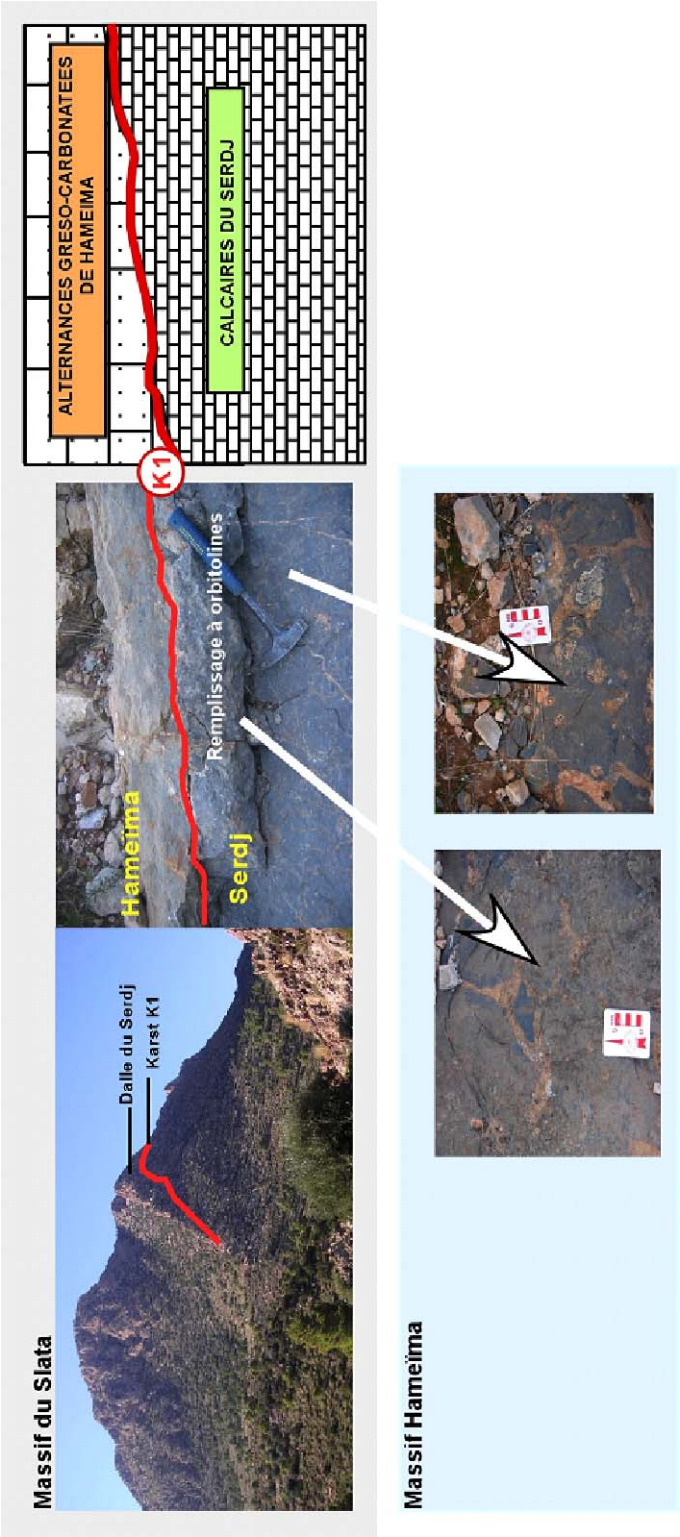


Figure II.22. La discontinuité D1, matérialisée par un karst dans la localité du Slata- Coupe des Charren

Étude de la surface D1 en section mince

L'étude en lame mince de cette première discontinuité révèle l'existence d'au moins deux phases distinctes de remplissages dans ce premier karst. Le karst affecte le dernier banc calcaire de la Formation Serdj. Ce banc est un calcaire à orbitolines carbonatées de type wackestone-packstone appartenant à la famille de faciès F6. Ce banc est affecté par un karst qui montre au moins deux générations de remplissage. Dans la première phase on peut observer les remaniements de l'encaissant avec des galets de calcaires à orbitolines, ici la texture est un packstone. La deuxième phase de remplissage est séparée de la première par une surface d'érosion, montrant un remplissage avec le matériel du banc de dessus avec notamment la présence de quelques cristaux de dolomies secondaires, résultats probable d'une phase d'émersion. Ces deux phases de remplissage avec à chaque fois un matériel différent sont témoins d'au moins deux phases d'émersion/transgression. La présence de surface d'érosion qui sépare les deux remplissages et la dolomitisation du second sont le résultat de l'exposition de cette surface et de son émersion au moins une fois après la première émersion qui a engendré la karstification du sommet de La Formation Serdj [Planche II.1].

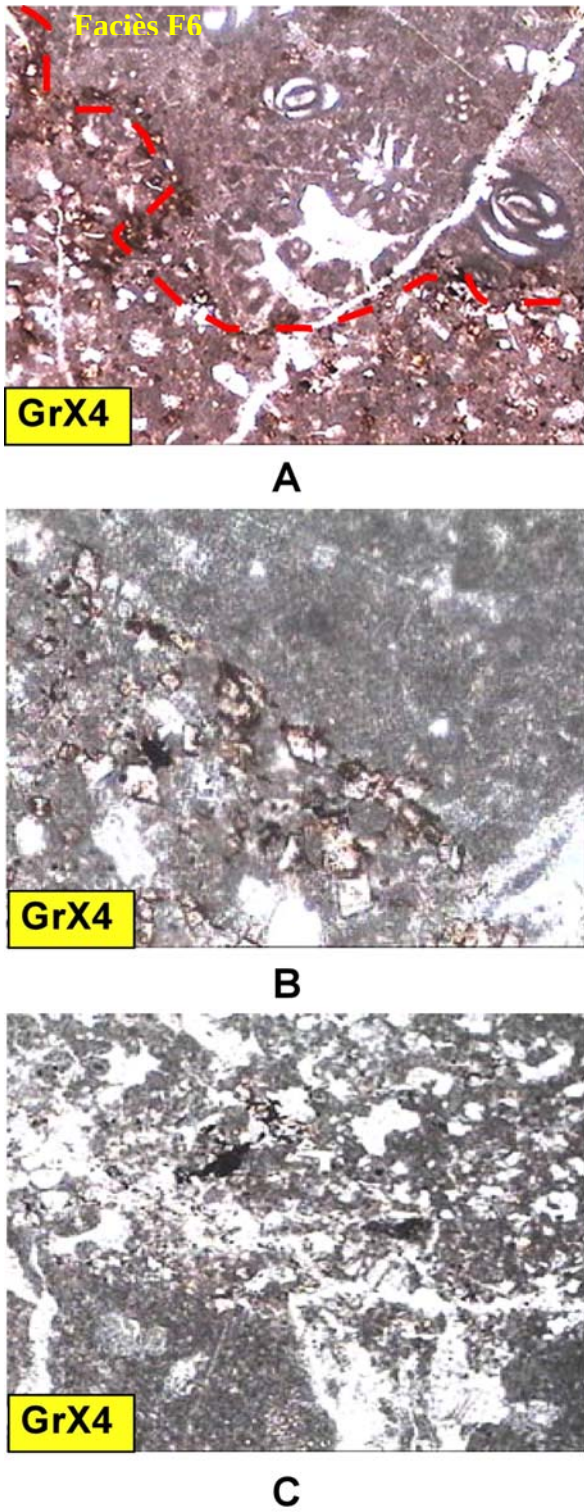


Planche II.1. La surface d'émersion D1 au sommet de la Formation Serdj dans la localité du massif du Slata – coupe des Charren. Échantillon SB1. (A) surface d'érosion séparant deux remplissages différents, (B) cristaux de dolomie secondaire, (C) dissolution des coquilles

2.1.2. La surface D2 : deuxième karst

Matérialisée par un karst, cette discontinuité a été observée dans les quatre secteurs d'études à savoir les massifs de Hameïma, Slata, Djerissa et Boulahnèche. Cette surface karstique montre des paléolapiaz, des perforations et des brèches polygéniques. Dans les deux massifs de Djerissa et de Slata, le karst D2 est très développé et se présente sous forme de dolines. Dans le massif de Slata (coupe des Charren), nous avons pu apprécier la profondeur de ce karst grâce à une tranchée réalisée au moment des exploitations minières, sa profondeur est plurimétrique et le déblaiement est constitué de barytine.

Bien que la D2 soit matérialisée par un karst important et qu'elle ait été retrouvée dans nos quatre points d'étude, elle ne présente pas une discontinuité majeure du fait qu'elle ne marque pas un changement significatif dans la nature des dépôts [Planche II.2].

Étude de la discontinuité D2 en section mince

Dans le massif du Slata (coupe des Charren- banc SB7), le banc affecté par le karst qui matérialise la D2 est un packstone à orbitolines (*Mesorbitolina texana*). Il s'agit d'un faciès de type F5a qui renferme des orbitolines quartzeuses associées à des petits foraminifères benthiques, des échinodermes, quelques gastéropodes et d'abondantes algues vertes. L'extrême sommet du banc karstifié présente cependant une particularité ; en effet, il contient une faune composée de colomielles, de gavellinelles, ainsi que d'échinodermes et de foraminifères planctoniques, appartenant à un milieu très ouvert [Planche II.3].L'apparition d'un tel assemblage entre les faciès F5a sous-jacent et le karst qui l'affecte, suggère l'existence d'une transgression « avortée ».

Planche II.2. La discontinuité D2 dans les localités de Hameïma, Slata et Djerissa

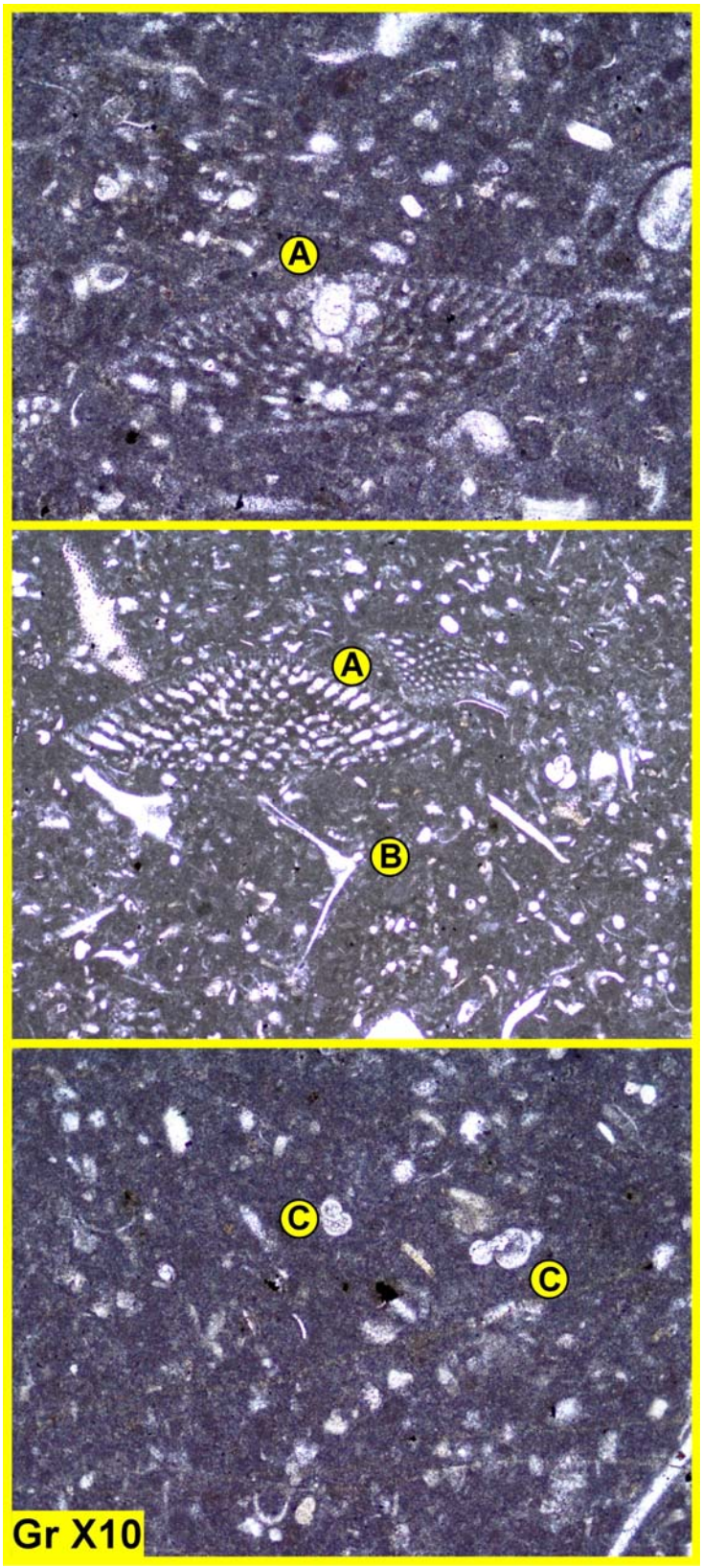


Planche II.3. Section mince du banc affecté par la discontinuité D2.
Échantillon SB7, coupe des Charren – Localité du Slata.

(A) orbitolines : *Mersorbitolina parva,* (B) échinoderme planctonique : *Saccocoma* et (C) petits foraminifères planctoniques.

2.1.3. La surface D3 : troisième karst

Dans la coupe des Charren du massif du Slata, D3 est matérialisée par un épikarst qui n'affecte que le dernier banc de la séquence sous-jacente. Cet épikarst, profond de quelques centimètres à quelques décimètres, montre un remplissage carbonaté très riche en orbitolines.

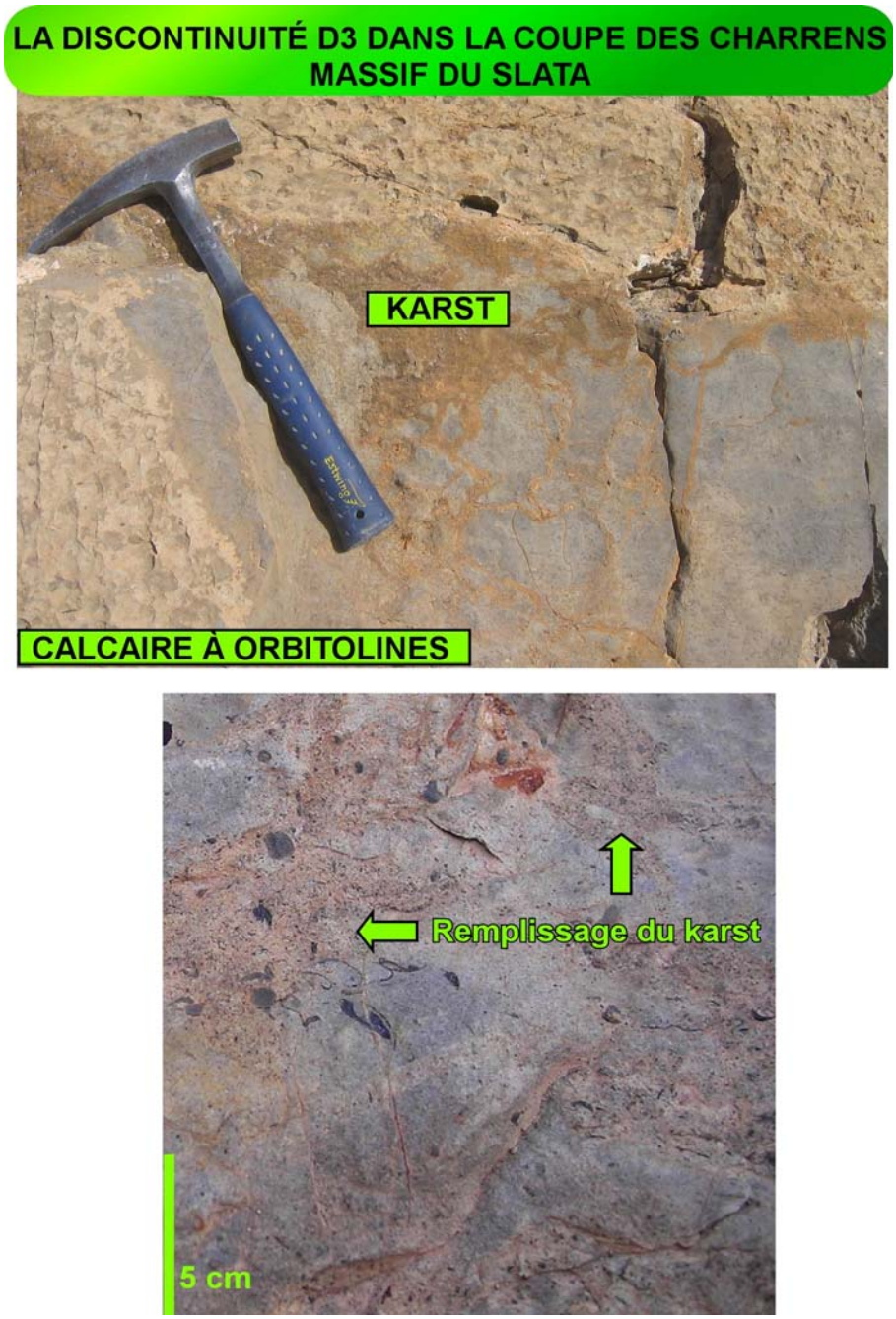


Planche II.4. La discontinuité D3 dans la coupe des Charren (localité du Slata)

Dans les coupes de Hameïma, Djerissa et Boulahnèche, cette discontinuité est moins marquée voir inexistante. Toutefois, nous y avons remarqué des surfaces d'érosion qui pourraient correspondre à des discontinuités et donc être corrélées avec la D3. Cette surface d'érosion

très locale, et bien exposée uniquement dans le massif du Slata, n'a pas valeur d'une discontinuité régionale [Planche II.4.].

Étude de la surface D3 en section mince

L'étude en lame mince du banc affecté par l'épikarst de la discontinuité D3 dans la coupe des Charren du massif du Slata (banc SB32), montre qu'il s'agit d'un faciès de type F5a, avec des orbitolines quartzeuses associées à des fragments d'échinodermes, des petits foraminifères benthiques circalittoraux ainsi qu'à de nombreux fragments de gastéropodes. Comme dans le cas de la D2, on remarque l'existence d'une faune planctonique, telles que des colomielles et surtout plusieurs foraminifères planctoniques. Le matériel renferme également de nombreux grains de glauconie.

2.1.4. La surface D4 : quatrième karst

Dans la coupe du massif de Hameïma, la surface qui correspond au karst D4 se présente sous forme d'une surface d'émersion karstifiée. Dans la coupe des Charren, le karst D4, plus développé, atteint une profondeur d'une dizaine de mètres environ, et le remplissage, monophasé, est phosphaté. Dans les coupes de Djerissa et de Boulahnèche, ce karst, également important, affecte les bancs calcaires sur une profondeur de plusieurs mètres et témoigne de ce fait d'une longue période d'exposition de la surface à l'air libre [Planche II.4]. La discontinuité D4 marque également un changement très significatif dans la nature des dépôts. En effet, au-dessus de la D4 vient s'installer l'ensemble des « Grès de Clansayes ». Cette discontinuité, en plus d'être exposée dans nos quatre points d'étude, marque un changement très significatif dans la nature des dépôts. Elle a alors la valeur d'une discontinuité majeure.

Étude de la surface D4 en section mince

Dans la coupe de la localité de Hameïma, l'étude en section mince du banc affecté par la karstification (HMA6) matérialisant la D4, montre un faciès type F5a à fantômes d'orbitolines très gréseux et très altéré par la dolomie et l'oxydation.

Dans la coupe des Charren, l'étude en section mince du banc équivalent (SA10), montre que l'encaissant est un faciès de type F3, avec des foraminifères benthiques associés à des fragments d'échinodermes. Le faciès renferme également des fragments de gastéropodes ainsi que des grains de glauconie. Comme dans le cas des deux autres discontinuités (D3 et D2), le microfaciès montre l'existence de quelques foraminifères planctoniques. Sur cette section mince, le remplissage est complètement phosphatisé [Planche II.6].

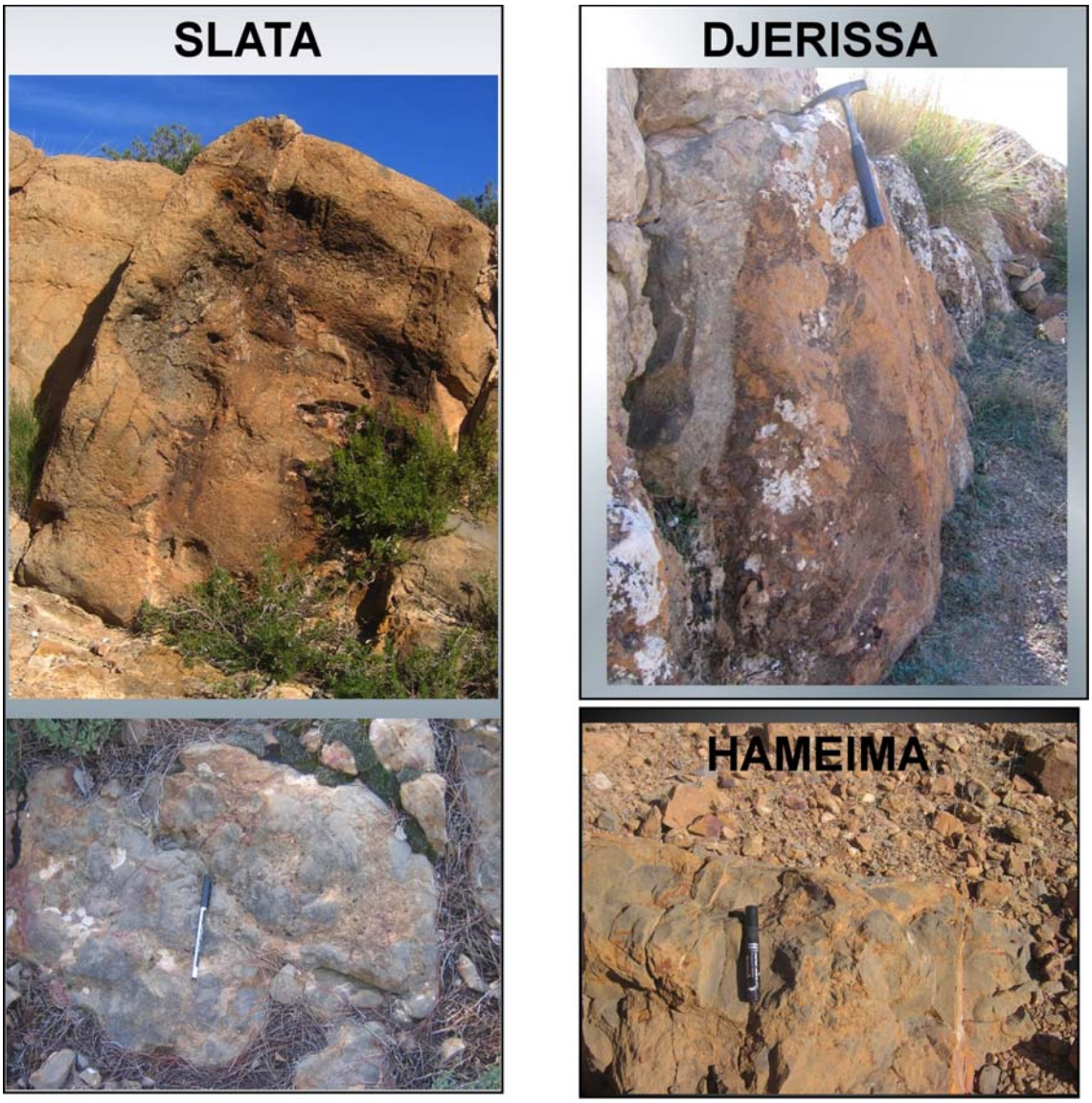


Planche II.5. La discontinuité D4 dans les trois localités de Djerissa, Hameïma et Slata (coupe des Charren)

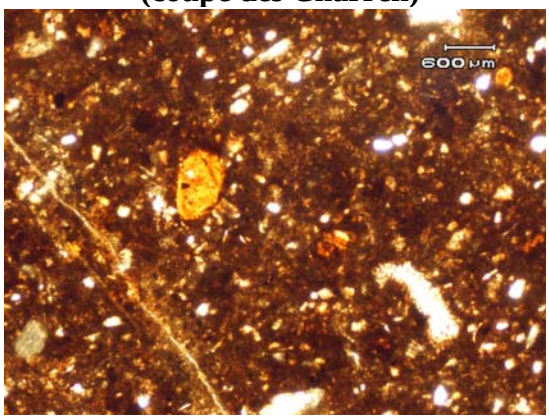
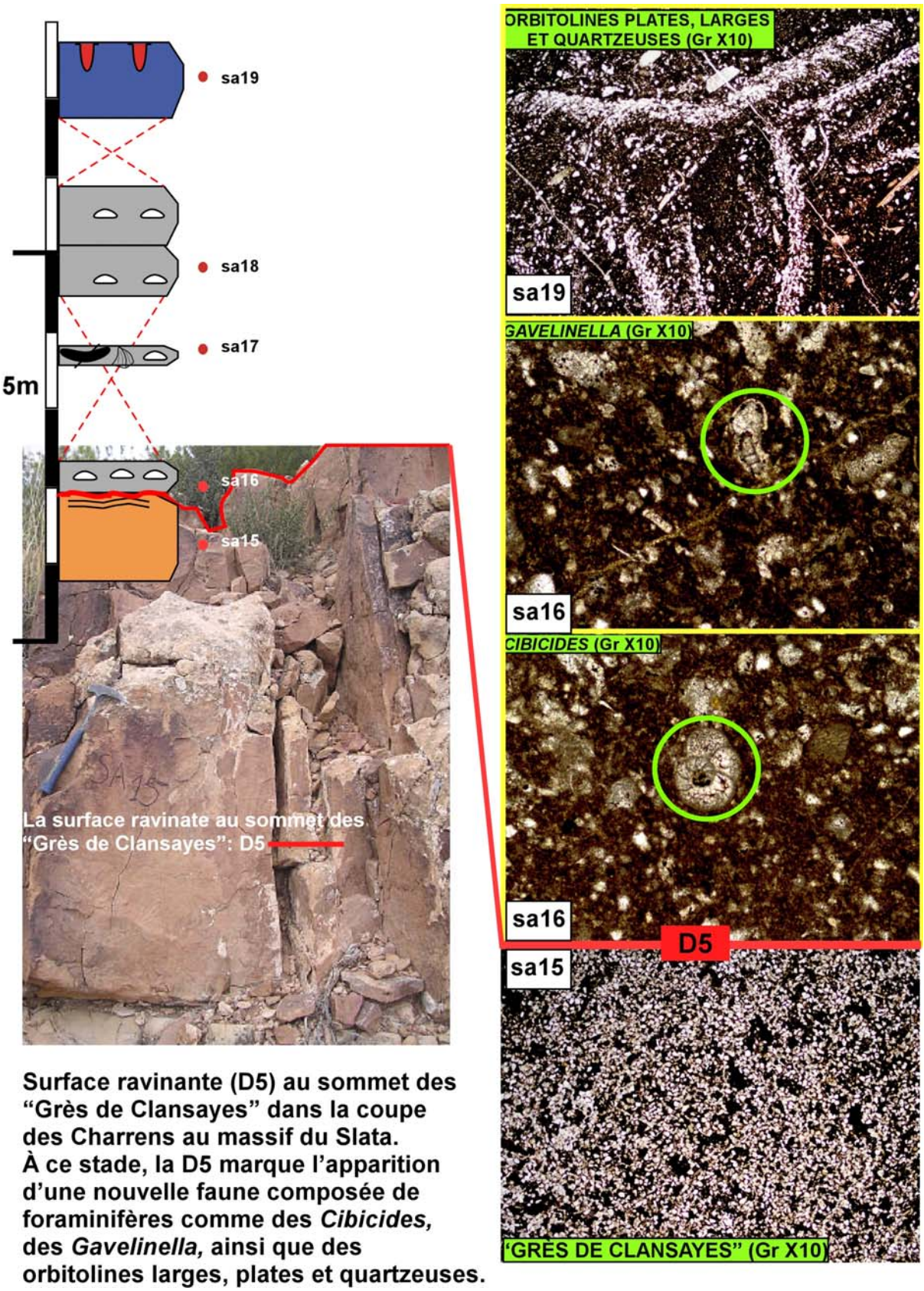


Planche II.6. Remplissage phosphatisé des cavités karstiques au niveau de la discontinuité D4. Échantillon SA10- Coupe des Charren-Slata

2.1.5. La surface D5 : la surface ravinante au sommet des « Grès de Clansayes »

On retrouve cette surface remarquable au sommet des « Grès de Clansayes ». Il s'agit d'une surface d'érosion qui a été identifiée dans la coupe du massif du Slata (SA 17). Dans cette même coupe, elle se présente localement sous forme d'une surface de ravinement montrant dans sa dépression un remplissage de nature carbonatée. Dans cette même coupe, la D5 marque un changement biosédimentaire ; en effet non seulement la sédimentation clastique diminue considérablement et laisse la place à une sédimentation plutôt carbonatée, mais on observe un changement important de la microfaune où apparaissent de nouvelles formes de faunes telles que des orbitolines extrêmement quartzeuses avec des tests très larges et très plats ainsi que des foraminifères benthiques à test caréné. Ce même changement dans la nature des faciès / sédiments a été retrouvé dans les coupes de Hameïma, Djerissa et Boulahnèche. Cependant c'est dans la coupe des Charren au Slata que nous avons enregistré l'existence d'une surface d'érosion très proche d'une vallée incisée [Figure II.23]. Dans le massif de Hameïma, le sommet des « Grès de Clansayes » ne montre pas d'érosion, et la discontinuité semble être de nature sédimentaire. Cette discontinuité marque un changement abrupt dans la lithologie et sépare les dépôts gréso-carbonatés de la Formation Hameïma de ceux argilo-marneux de la Formation Fahdène. Ceci n'est pas le cas dans les trois autres coupes (Slata, Djerissa, Boulahnèche) où les dépôts de la Formation Hameïma se poursuivent, mais où l'on assiste à un changement dans la nature de la faune.

Dans le massif de Hameïma, la discontinuité D5 marque un changement très significatif dans la faune, la microfaune et dans la lithologie. Ce changement se fait sans transition. Les dépôts qui jusque là étaient de nature gréso-carbonatée appartenant à un milieu de plate-forme, deviennent des dépôts de types argilo-marneux de milieux hémipélagiques et pélagiques. La discontinuité D5 marque donc la disparition et l'ennoyage de la plate-forme. Sur la figure II.24, nous pouvons voir le passage brusque de la plate-forme au bassin, illustré par l'évolution des pourcentages d'assemblages de faune et de flore. Ce passage, très net est sans transition, est marqué par la disparition d'une microfaune de plate-forme, remplacée par une faune et une microfaune pélagique, représentées par des foraminifères planctoniques, des calcisphères ainsi que des ammonites et échinodermes planctoniques (*Saccocoma*).



Surface ravinante (D5) au sommet des "Grès de Clansayes" dans la coupe des Charrens au massif du Slata. À ce stade, la D5 marque l'apparition d'une nouvelle faune composée de foraminifères comme des *Cibicides*, des *Gavelinella*, ainsi que des orbitolines larges, plates et quartzeuses.

Figure II.23. Surface d'érosion (D5) faisant disparaître le grès supérieur. Au dessus des calcaires et marnes à orbitolines et surtout un changement de faune

Étude de la surface D5 en section mince

Dans la coupe du massif de Hameïma, le banc affecté par cette discontinuité est un banc gréseux très altéré par la dolomie et extrêmement oxydé [Planche II.7].

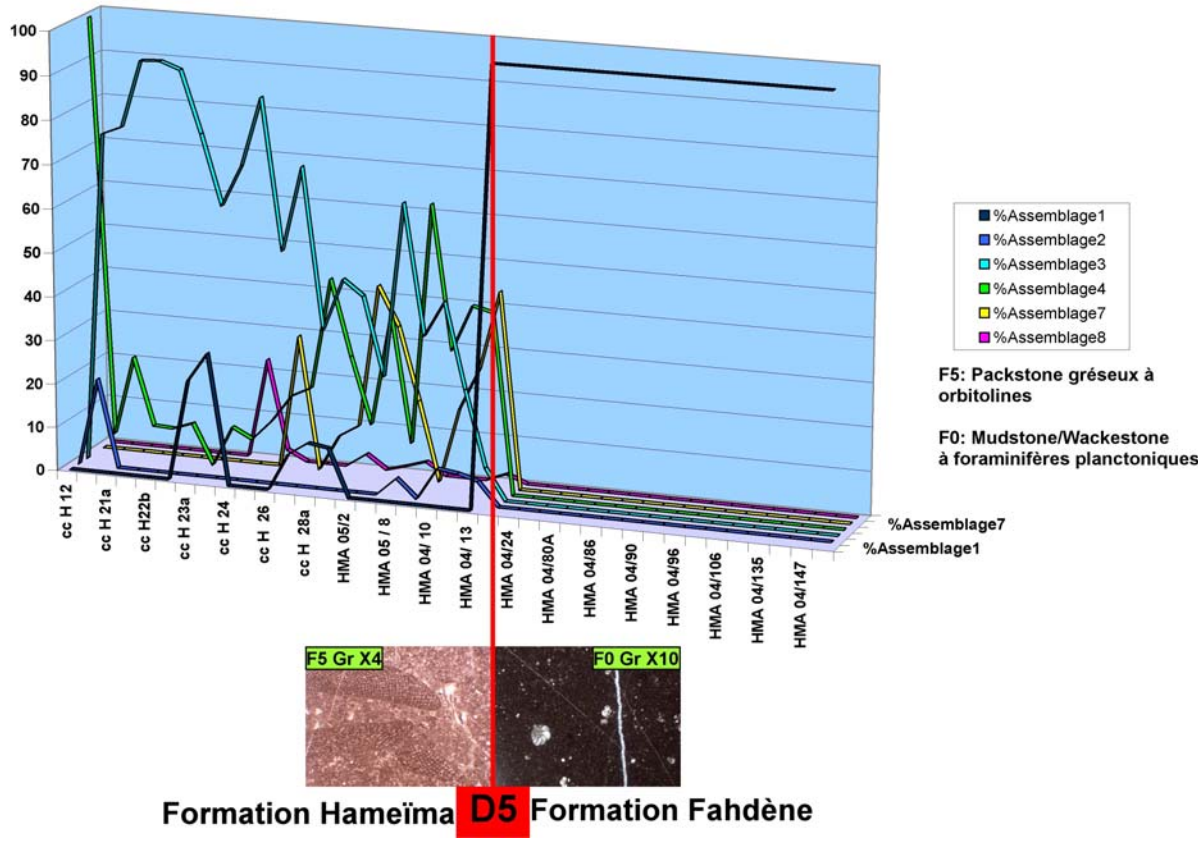


Figure II.24. Changement radical à partir de la discontinuité D5 qui marque la disparition de la plate-forme gréso-carbonatée.

2.1.6. La surface particulière D6

Dans la coupe des Charren (massif de Slata, SA19), la surface ravinante du sommet des «Grès de Clansayes » est entièrement remplie par des dépôts de calcaire à orbitolines très larges, très plates et très quartzeuses. Le sommet de ces calcaires est affecté par un karst matérialisant une discontinuité, il s'agit de la D6. Dans cette coupe des Charren nous avons pu observer dans une tranchée la profondeur de ce karst qui est d'ordre métrique. Dans les coupes de Djerissa et de Boulahnèche, cette discontinuité affecte les calcaires surmontant les « Grès de Clansayes » et est matérialisée par un karst. Dans le massif de Hameïma, cette même discontinuité semble être confondue avec la D5. L'ensemble des bancs calcaires à orbitolines larges et plates déposé au sommet des « Grès de Clansayes » n'a pas été déposé dans la coupe de Hameïma. Nous exposerons plus loin la nature de cette surface et les raisons

possibles de l'absence de cet ensemble de calcaires à orbitolines plates dans la coupe de Hameïma. Dans la coupe de Hameïma, la D5 confondue avec la D6 marque la fin des dépôts gréso-carbonatés de la Formation Hameïma [Figure II.25].

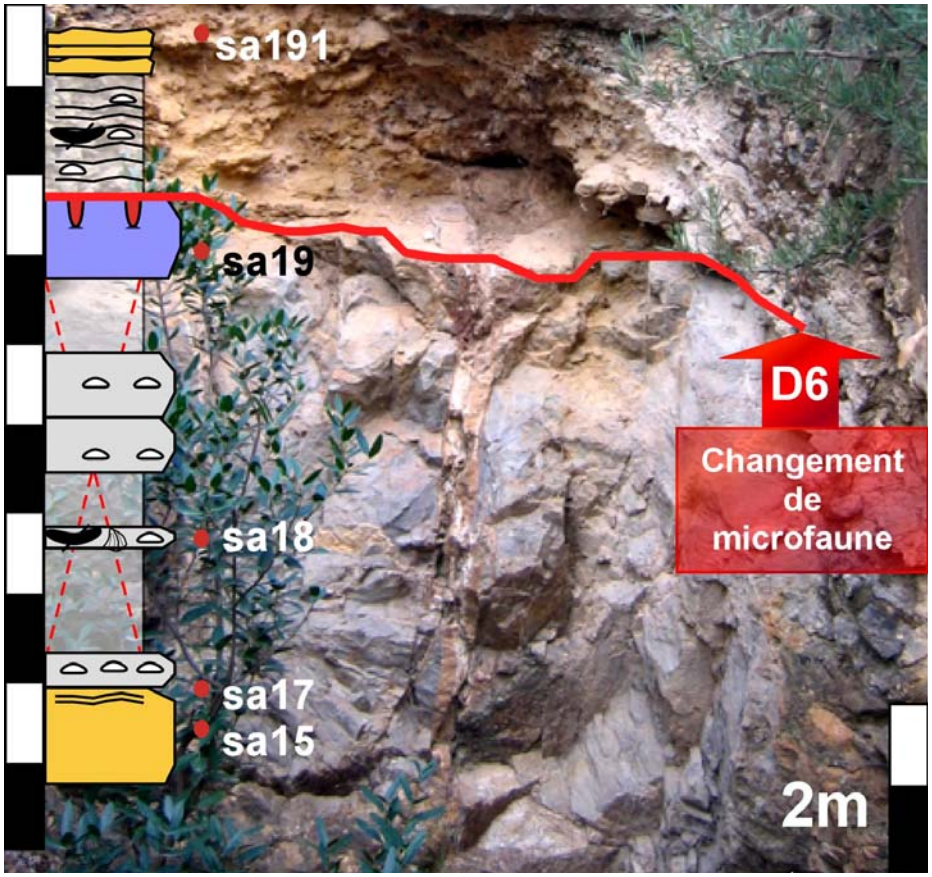


Figure II.25. La discontinuité D6 dans la coupe des Charren – Localité du Slata

Étude de la surface D6 en section mince

Dans la coupe des Charren (massif du Slata), le banc (SA19) affecté par le karst de la D6 montre un faciès de type F5a. Il s'agit d'un packstone gréseux à orbitolines très plates et très quartzeuses. Ces orbitolines sont associées à des rudistes à canaux, des coskinolinelles, des rotalidés ainsi que d'abondants planctoniques. Avec cette faune infra- à circalittorale, et comme dans le cas des autres discontinuités (D2, D3 et D4), l'étude en lame mince nous a révélé l'existence d'une faune plus profonde, de milieu plus ouvert, composée de foraminifères planctoniques et de quelques colomielles [Planche II.8].

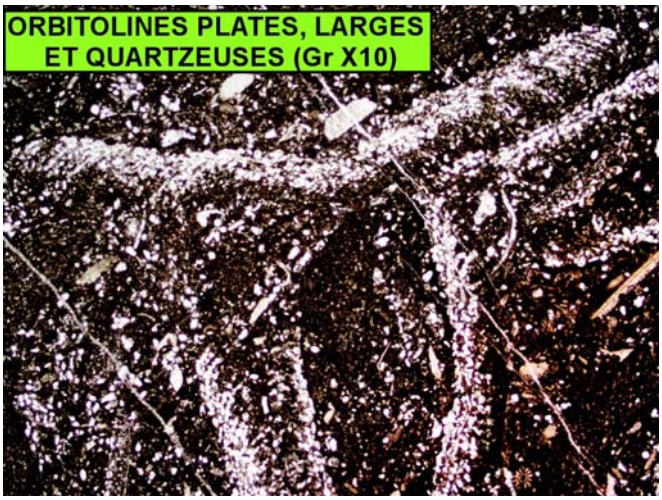


Planche II.8. Discontinuité D6 en section mince-Échantillon SA19 de la coupe des Charren-Localité du Slata

2.1.7. La surface D7

Dans la coupe des Charren du massif du Slata (SA 193), la surface D7, matérialisée par une surface d'érosion [Figure II.26], affecte le dernier ensemble de la Formation Hameïma. Cette discontinuité marque la fin des dépôts de la Formation Hameïma dans la coupe des Charren. La surface D7 a été retrouvée dans les deux coupes de Djerissa et de Boulahnèche, où elle est matérialisée par un karst.

Figure II.26. La discontinuité D7 dans la coupe des Charren- localité du Slata

Dans le massif de Hameïma, la surface D7 est une surface d'érosion. Le banc affecté par cette surface d'érosion renferme une faune composée de trigonies, lamellibranches, dont de gros fragments d'huîtres. Sa base renferme également des galets phosphatisés (HMA28/29).

Étude de la surface D7 en section mince

La surface D7 a été étudiée en section mince dans la coupe des Charren (SA 193). Le banc affecté par cette discontinuité montre un faciès de type FP (faciès phosphaté). La matrice est très phosphatée, les éléments figurés sont très mal conservés et sont représentés par quelques orbitolines très riches en quartz, quelques fragments d'échinodermes, de rares foraminifères benthiques circalittoraux non identifiables et quelques lenticulines [Planche II.9].

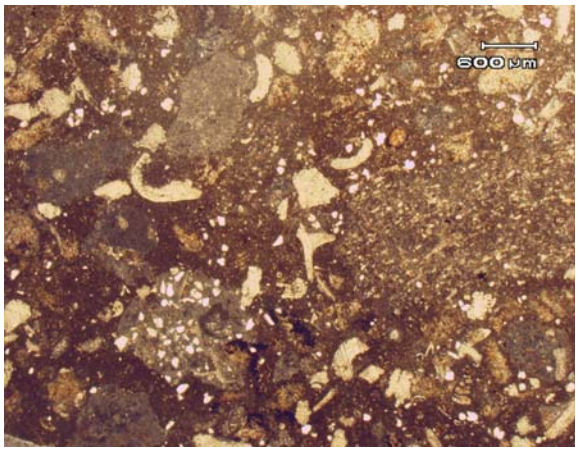


Planche II.9. La discontinuité D7 en section mince- Échantillon SA19.3 de la coupe des Charren, Jebel Slata.

2.1.8. La surface D8

Dans les deux coupes de Djerissa et Boulahnèche, cette discontinuité marque la fin des dépôts gréso-carbonatés de la Formation Hameïma. Dans la coupe de Boulahnèche, la surface D8 semble confondue avec le karst de la surface D7, qui montre une remplissage polyphasé. Dans la coupe de Djerissa, la D8 semble matérialisée par une surface d'érosion.

Dans la coupe des Charren, la D8 (SA22) se présente sous forme d'un niveau condensé, riche en ammonites et remaniant des ammonites des niveaux sous-jacents.

Dans la coupe de Hameïma, cette discontinuité se présente sous forme d'un banc calcaire massif, dont la base contientdes galets phosphatisés (banc HMA38) et remanie des ammonites. Le banc est légèrement gréseux et renferme une faune formée d'oursins, gastéropodes, lamellibranches et quelques ammonites [Planche II.10].

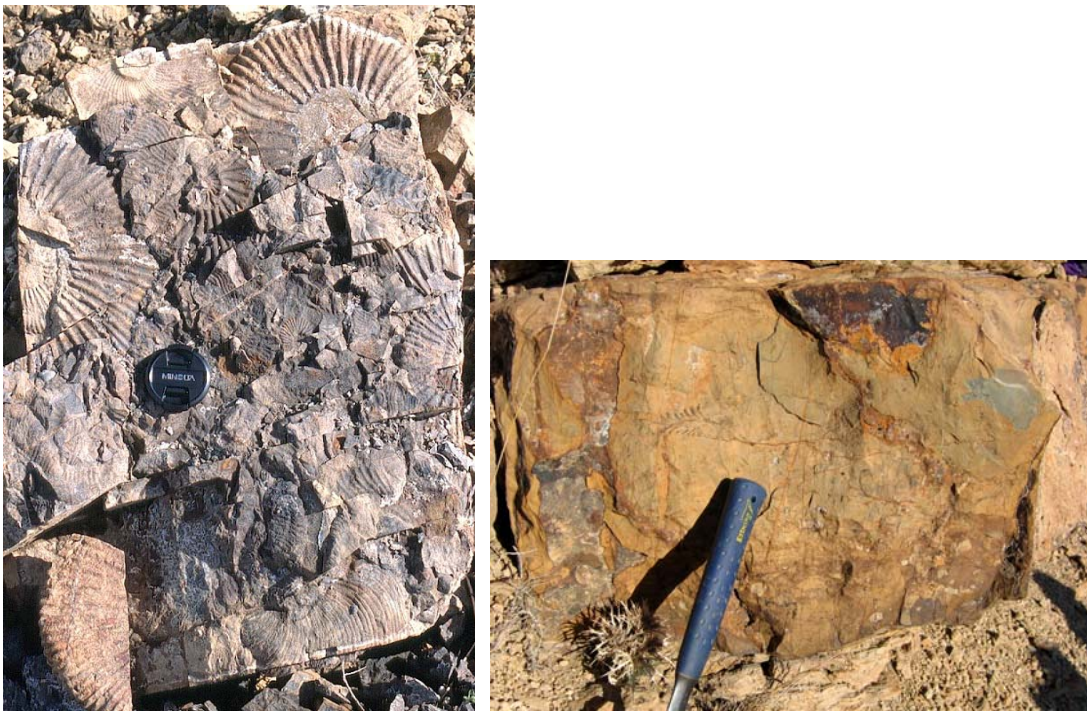


Planche II.10.Discontinuité D 8 dans la coupe de Hameima (HMA 38). À gauche : accumulation d'ammonites (zone à *ouenzaensis*) en base du banc. À droite : galets phosphatés (clairs) en bas, et ammonites (« H. » *buloti*) dans la partie supérieure du banc.

Étude de la surface D8 en section mince

L'étude en lame mince de cette surface dans la coupe du massif de Hameïma montre qu'il s'agit d'un calcaire gréseux, renfermant des nodules phosphatés. La seule faune identifiée au microscope consiste en des fragments d'échinodermes, le reste de la faune est très mal conservé et impossible à identifier [Planche II.11].

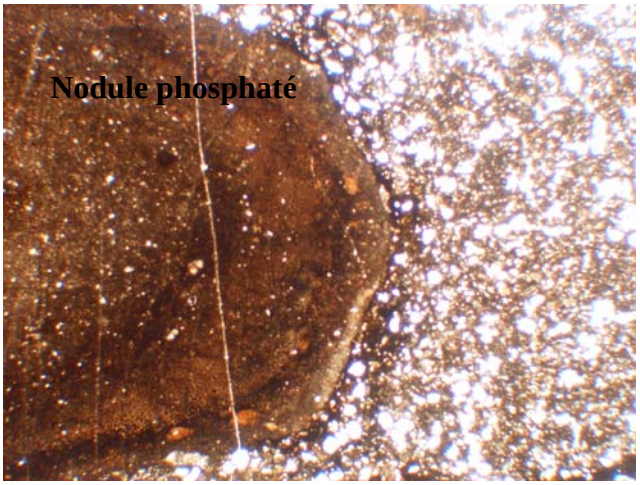


Planche II.11. La discontinuité D8 en section mince (Grx4). Échantillon HMA38, coupe Hameïma

2.1.9. La surface D9

Dans le massif de Hameïma, la D9 se présente sous forme d'un banc calcaire à galets phosphatisés et à base érosive (HMA 63) [Planche II.12]. Il renferme une faune composée d'oursins, bélemnites, nautiles, pectens et ammonites. Le banc montre des remaniements et renferme des nodules. Dans le massif de Boulahnèche, la D9 correspond également à un banc calcaire à galets phosphatisés. Dans la coupe des Charren, la D9 est matérialisée par un niveau phosphaté (SA23).

Étude de la surface D9 en section mince

L'étude de la D9 en section mince qui n'a été possible que dans la coupe des Charren, montre qu'il s'agit bien d'un niveau à plages de phosphatisation présentant d'importantes surfaces d'érosion. Le matériel (bioclastes) est remanié et plutôt très mal conservé. Certains éléments remaniés sont complètement phosphatisés [Planche II.13].

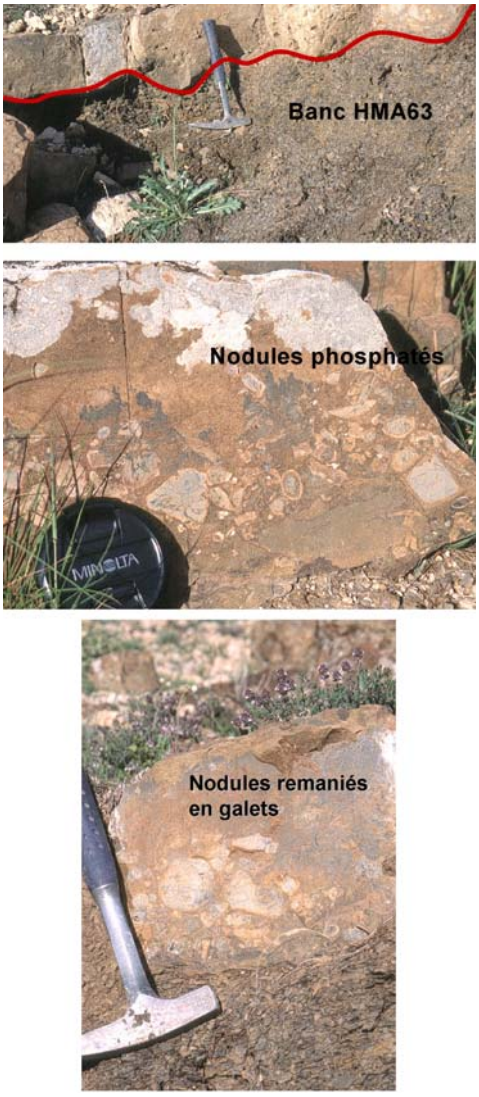


Planche II.12. La discontinuité D9 dans la localité de Hameïma

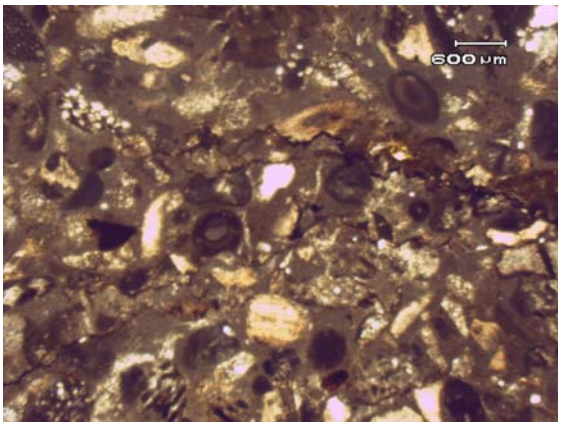


Planche II.13. La discontinuité D9 dans la coupe des Charren. Échantillon SA23.

2.1.10. La surface D10

Identifiée dans les trois localités de Hameïma (HMA 78), Slata (SA41), Djerissa et Boulahnèche (7BEH10), la discontinuité D10 est matérialisée par une surface d'érosion, peu visible dans les argiles, surmontant et remaniant un banc à gros nodules calcaires irréguliers. A Djerissa, cette discontinuité prend localement (Est du Djebel principal) la forme d'un banc calcaire à base érosive et de forme lenticulaire, contenant à sa base des galets phosphatisés.

Dans les coupes du massif de Hameïma et de El Goussa, ce niveau est matérialisé par une surface irrégulière surmontant un niveau à nodules carbonatés, et dont les dépressions sont remplies de sables très fins, fréquemment à hydrocarbures. A Hameïma, ce remplissage a fourni un acanthohoplitiné phosphaté remanié, similaire à ceux trouvés dans le banc HMA 36, situé environ 180 m au-dessous.

Dans la coupe du massif du Slata, le niveau est un banc très phosphaté, bioturbé et gréseux. Il n'a pas livré de faune.

Étude de la surface D10 en section mince

Dans la coupe de Hameïma, la D10 se présente sous forme d'un mudstone, renfermant une faune très rare composée de petits foraminifères planctoniques dont les loges sont remplies de phosphate ou de matière organique.

Dans la coupe du Slata, ce niveau se présente sous forme d'une calcarénite très riche en éléments figurés dont des algues rouges, des orbitolines quartzeuses très mal conservées, des petits foraminifères benthiques. On y note de plus d'abondants grains de glauconie et de nombreux éléments phosphatés [Planche II.14].

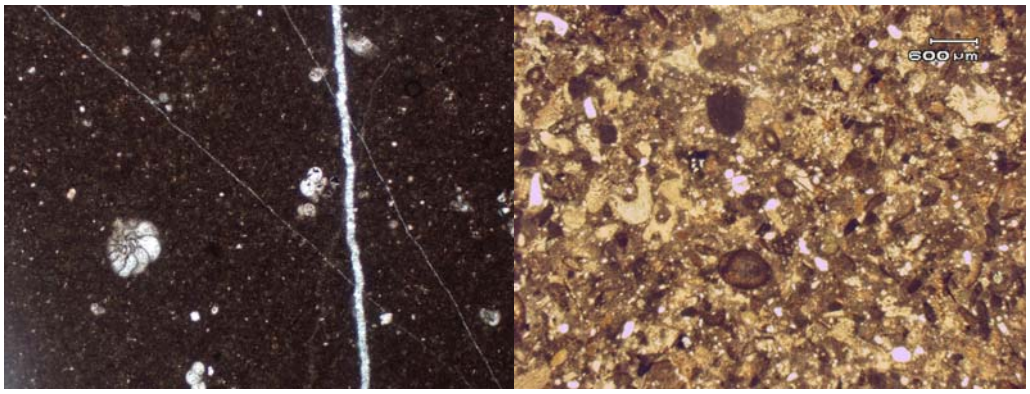


Planche II.14. La discontinuité D10 en section mince. Dans la coupe de Hameïma : HMA78 Grx10 (Gauche). Dans la coupe des Charren : SA41.

2.1.11. La surface D11

Cette surface n'a été identifiée qu'au Djebel Boulahnèche. Il s'agit d'une surface érosive surmontant et ravinant des marnes argileuses plus ou moins silicifiées à gros nodules irréguliers de calcaires largement silicifiés. Elle y est située dans la partie sommitale des « Calcaires de l'Allam ». Cette discontinuité n'a pas été identifiée dans les autres coupes, où elle semble confondue avec la surface érosive D12. Cette dernière, plus importante, semble avoir été responsable, ailleurs, de l'érosion des dépôts sus-jacents.

2.1.12. La surface D12

La D12 a été identifiée dans les localités de El Goussa, Hameïma, Slata, Djerissa et Boulahnèche.

Dans les coupes de Hameïma (HMA 90) et de El Goussa, il s'agit d'une surface irrégulière, surmontant des bancs de calcaire fin, noir, silicifié à rares bélemnites. La silicification des calcaires sous-jacents s'accompagne de la formation de nodules, et de l'acquisition d'un aspect irrégulier. Les dépressions de la surface sont remplies d'un sable très fin, riche en hydrocarbures.

Dans le massif du Slata, la surface D12 (SA105) se trouve au-dessus d'argiles noires à intercalations de calcaires noduleux et pyriteux, et à la base d'un niveau de grès fins de couleur jaune très caractéristique [Planche II.15].

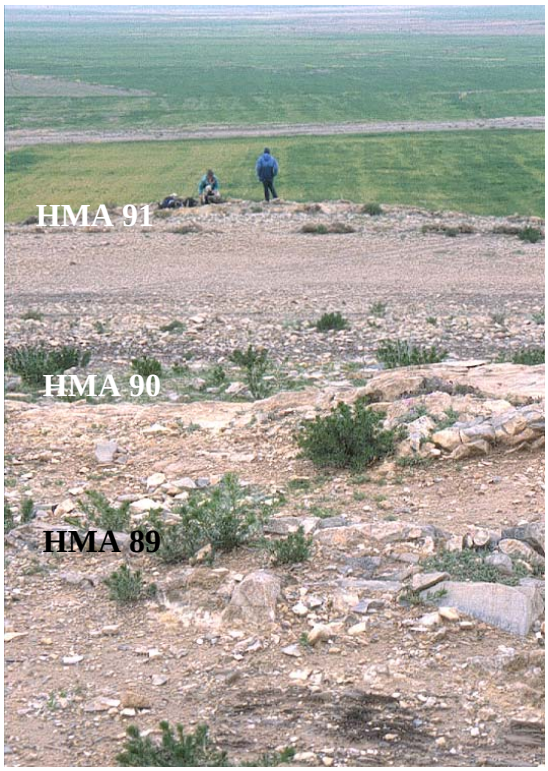


Planche II.15. La discontinuité D12 dans la coupe de Hameïma

Planche II.16. La discontinuité D 12 dans la coupe des Charren (Slata). La surface se situe au-dessus des argiles noires à petits bancs calcaires et à la base des grès fins jaunes ici légèrement stratifiés.

Dans la coupe de Boulahnèche (7BEH16) la D 12 se trouve au-dessus d'un banc de calcaire noduleux et silicifié à ammonites, quelques bélemnites et fragments de lamellibranches et d'huîtres. Elle souligne une épaisse succession d'argiles noires à faune pélagique de l'Albien supérieur. À Djerissa, elle surmonte des argiles à gros nodules calcaires silicifiés, et souligne les marnes argileuses de l'Albien supérieur (Argiles médianes de la Formation Fahdène).

3. LES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES

L'identification des surfaces particulières (surfaces karstifiées, surfaces d'érosion ou de ravinement) nous a permis de délimiter des séquences sédimentaires à l'intérieur des dépôts de plate-forme, puis hémipélagiques. Ces séquences feront l'objet d'une étude utilisant différentes approches afin de déterminer leur nature et leur hiérarchie.

Les séquences identifiées seront désignées par FH, toutes formations confondues.

Remarques : (i) Les résultats des comptages de faunes et flores effectués sur les deux coupes de Hameïma et des Charren sont présentés dans l'annexe I (voir cf. Annexes).

(ii) Les figures correspondant aux descriptions des séquences (étude statistique de la faune et la flore et étude des microfaciès) ainsi que les découpages au sein de chaque séquences sont représentées à la fin des descriptions.

3.1. La séquence FH1

Dans la coupe type de la Formation Hameïma, la séquence FH1 repose sur la surface sommitale de la Formation Serdj, affectée par un karst qui est notre discontinuité D1. Elle est limitée à son sommet par la discontinuité D2 représentée également par un karst. D'une façon générale, cette séquence se présente sous forme d'alternances marno-carbonatées très riches en orbitolines (*Mesorbitolina*).

Dans la coupe de Hameïma, la séquence FH1 est recouverte à la base par les dépôts quaternaires et seuls les 11 m terminaux ont été observés. Il s'agit de bancs décimétriques de calcaires à orbitolines, surmontés par un niveau marneux très riche en orbitolines, puis par des marnes vertes (8 m). L'ensemble se termine par quatre bancs de calcaire riche en orbitolines, qui constituent un petit ressaut de 1,5 m. Au sommet de la séquence, une très belle surface karstifiée montre des paléolapiaz se développant sur toute l'épaisseur des trois bancs calcaires. Cette surface correspond à la discontinuité D2.

Dans la coupe du Djebel Slata (coupe des Charren), la séquence FH1, épaisse de 17 m, se présente sous forme de bancs calcaires argileux pétris d'orbitolines. Les deux premiers bancs calcaires sont centimétriques, le deuxième est un calcaire à spicules de spongiaires. Les bancs suivants sont des calcaires argileux à orbitolines en succession stratocroissante, et renferment un intervalle marneux très riche en orbitolines vers milieu de la série. Le sommet de l'ensemble est affecté par le karst de la discontinuité D2.

Les calcaires marneux de la séquence FH1 des coupes de Hameïma et Slata sont tout à fait similaires.

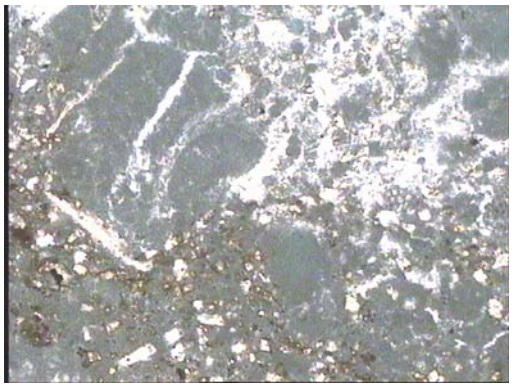
Dans la coupe de Djerissa, la séquence SA1 affleure très mal et seul le dernier banc de cette séquence a pu être observé. Il s'agit d'un banc calcaire massif renfermant des orbitolines et très karstifié et montrant des dolines à son sommet. Ce karst matérialise la discontinuité D2.

Dans le massif de Boulahnèche, à l'endroit où nous avons levé la coupe, les deux discontinuités D1 et D2 sont confondus. Le banc qui renferme ces surfaces et qui est donc le banc sommital de la séquence FH1 est un calcaire massif dolomitisé. Dans le massif de Boulahnèche, la séquence FH1 montre un « *onlap* » sur les dépôts de La Formation Serdj ce qui explique son absence dans certains endroits.

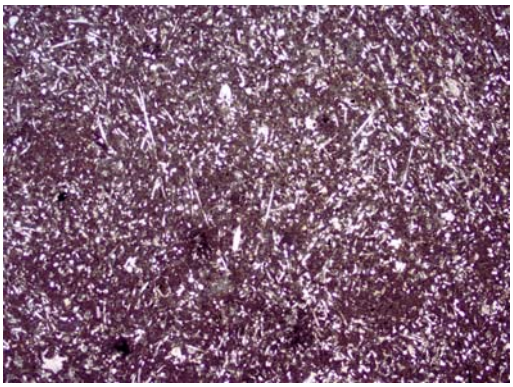
Microfaciès de la séquence FH1

L'identification des microfaciès de la séquence FH1 dans la localité de Hameïma n'a pas donné de résultat en raison de la mauvaise qualité des échantillons. Cette étude est donc restreinte à la coupe des Charren du massif du Slata où nous avons observé la succession suivante :

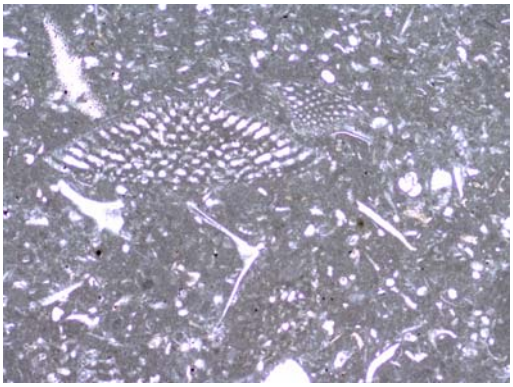
La base de la séquence FH1 dans la coupe des Charren commence par des faciès de type F1 et F2 qui forment les faciès des deux premiers bancs de cette séquence. Le premier banc renferme des grains de glauconie et quelques foraminifères planctoniques de petite taille, et le deuxième est un calcaire fin à spicules d'éponges. Ces deux premiers bancs à faciès hémipélagique, déposés sur le karst D1, indiquent une augmentation assez rapide et importante de la tranche d'eau. Au-dessus, cette tendance est inversée, et des dépôts de milieux moins profonds (calcaires à faciès de type F5b, à orbitolines et quelques débris d'échinodermes et de gastéropodes) sont organisés de façon stratocroissante. D'une manière générale, cette deuxième série de bancs montre une tendance vers des milieux de moins en moins profonds à l'exception d'une arrivée inattendue de foraminifères planctoniques vers le sommet de la séquence [Planche II.17].



SB1-Grx4



SB3-Grx4



SB7-Grx4

Planche II.17. Microfaciès de la séquence FH1 dans la coupe des Charren-Slata

Assemblage faunistique

L'étude des assemblages faunistiques confirme cette tendance à l'approfondissement des milieux dans la partie inférieure de la séquence FH1, puis une inversion de tendance vers sa partie supérieure avant d'enregistrer à nouveau une période d'approfondissement signalée par l'arrivée des foraminifères planctoniques.

À la base, la séquence est dominée par les assemblages de type 2, 3, 4, et 5 caractéristiques de milieux circalittoraux et hémipélagiques, à foraminifères planctoniques et quelques grains de glauconie. Le dernier banc qui marque cette ouverture de milieu est un banc à spicules d'éponges, au-dessus duquel la tendance s'inverse et les dépôts sont dominés par des assemblages caractéristiques de milieux moins profonds de type 5, 7 et 8 à orbitolines abondantes. Au sommet, l'apparition de l'assemblage de type 2 montre un approfondissement.

Découpage séquentiel de la séquence FH1

L'intervalle transgressif (tst)

Au-dessus de la première discontinuité, la séquence FH1 démarre directement avec un intervalle transgressif. L'épaisseur de l'intervalle transgressif ne dépasse pas le mètre. En fait, l'analyse des poches karstique de la D1 a montré un remplissage particulier caractéristique d'un milieu ouvert et indiquant une transgression. Au dessus de la D1, l'ouverture du milieu est assez significative comme en témoignent les faciès de la base de notre séquence ainsi que les assemblages de mer ouverte (2, 3, 4 et 5) caractéristiques des milieux circalittoraux.

Le maximum d'approfondissement (mfs)

D'après l'étude des faciès et des diagrammes des pourcentages d'assemblages, le maximum d'approfondissement de la séquence FH1 est placé à l'inversion de tendance. En effet, la tendance à l'approfondissement atteint son maximum avec les calcaires à spicules d'éponges auxquels succèdent des calcaires à orbitolines qui caractérisent un milieu moins profond et matérialisent cette inversion de tendance.

Le cortège de haut niveau (hst)

Dans la séquence FH1, le cortège de haut niveau est épais d'environ 12 m. Dans cet intervalle, les orbitolines sont assez abondantes, et les faciès à orbitolines dominent (F5b). Les assemblages sont assez variables (2, 3, 4, 5, 7 et 8), mais l'assemblage 5 à faune circalittorale est le plus représenté. Le dernier banc est marqué par d'abondantes algues vertes et par une chute de la fraction de quartz. L'émersion au sommet de la séquence FH1 est matérialisée par le karst de la D2.

3.2. Séquence FH2

Délimitée à sa base par la discontinuité D2, la séquence FH2 dans la coupe de Hameïma est constituée d'alternances marno-carbonatées et présente une épaisseur d'environ 70 m. Après 5 m de lacune d'observation, cette séquence démarre avec un ensemble de bancs de calcaire gréseux, à grains fins et bien triés dont les deux derniers sont les plus épais et forment un ressaut au début du ravin de la coupe du Ravin de Hameïma. Ces bancs renferment quelques rares orbitolines. Au-dessus de 4 m sans visibilité, des bancs centimétriques à décimétriques de calcaire gréseux vert, renferment des orbitolines et des oursins irréguliers. 10 à 20 m au-dessus, les bancs carbonatés deviennent un peu noduleux et alternent avec des niveaux centimétriques de marnes qui ne renferment plus du tout d'orbitolines mais où quelques petits foraminifères planctoniques ont été observés par I. Zghal. Après 4 à 5 m de

lacune d'observation, et sur les derniers 27 m de la séquence FH2, la sédimentation est dominée par des marnes en bancs d'épaisseur métrique. Ces marnes sont de couleur jaune puis verte sur les derniers 20 m. Dans les marnes jaunes, des niveaux noduleux phosphatés renferment de la glauconie. On note l'apparition d'intercalations de bancs centimétriques de calcaires gréseux noduleux de couleur orange à marron montrant des fantômes d'orbitolines. Cette série se termine par un ressaut formé par des calcaires très riches en orbitolines (à l'endroit où le sentier franchit la tranchée). Les marnes de cet ensemble n'ont livré aucune macrofaune probablement en raison d'un affleurement situé sur les flancs et au fond d'un fossé. Les carbonates renferment de plus en plus d'orbitolines vers le sommet de la série. A partir des niveaux marneux, les bancs calcaires sont de plus en plus massifs et épais et montrent une stratocroissance. Le sommet de la séquence FH2 n'est pas délimité par une surface de discontinuité évidente ou un karst, c'est un changement lithologique qui marque la limite supérieure avec l'arrêt des calcaires à orbitolines et le retour des bancs de grès (HMA 23/24).

Dans la coupe de Charren au massif du Slata, la séquence FH2 est épaisse de 65 m. Au-dessus du karst D2, la séquence commence par treize mètres d'alternances gréso-marno-carbonatées. Deux bancs de calcaires gréseux à fragments huîtres sont surmontés par un niveau marneux jaune de 3 m d'épaisseur qui renferme quelques intercalations gréseuses dolomitisées. Ces alternances marno-gréseuses sont surmontées par un banc assez massif de calcaire très dolomitisé contenant des oursins. Au-dessus, quelques mètres de marnes à petites intercalations calcaires centimétriques sont suivis sur 7 m par une série stratocroissante de bancs calcaires, décimétriques à la base et de plus en plus épais vers le sommet et faisant un premier ressaut à la base du ravin. Les premiers bancs calcaires sont séparés par des niveaux marneux noduleux, parfois un peu feuilletés. Les deux bancs sommitaux sont très noduleux et renferment quelques grandes huîtres noires, des oursins irréguliers et une ammonite. Au-dessus, un important niveau (15 m) de marnes vertes légèrement gréseuses et feuilletées, ont livré à leur base des ammonites déterminées comme des Acanthohoplitinés et des *Parengonoceras* sp. Elles sont intercalées de bancs centimétriques de calcaires à foraminifères benthiques et algues remaniés. Au-dessus, la première falaise commence par des niveaux décimétriques de calcaires noduleux de plus en plus riches en orbitolines, de plus en plus massifs et épais vers le sommet, qui passent à 6 m calcaires massifs. La surface du dernier banc de FH2 montre un épikarst très superficiel dont le remplissage contient des orbitolines. Il s'agit de la surface D3.

Dans la coupe de Djerissa, la séquence FH2, est également épaisse d'une cinquantaine de mètres. Elle repose sur la surface karstifiée D2. Elle est formée à la base de bancs de calcaires gréseux avec des alternances marneuses qui affleurent mal. De la base au sommet de cette séquence, nous avons d'après E. Jaillard :

- quatre bancs de calcaires gréseux de couleur jaune, d'épaisseur centimétrique à la base et décimétrique au sommet. La faune y est constituée de débris de lamellibranches, de quelques huîtres et d'échinodermes.

- après 10 m de lacune d'observation, trois bancs centimétriques de calcaire gréseux riches en bioclastes, de couleur orange, ont livré une faune variée constituée de débris d'huîtres, d'échinodermes, de quelques orbitolines, d'oursins et de quelques lamellibranches. Au-dessus, des marnes ont livré des ammonites identifiées comme des Acanthohoplitinés et des *?Parengonoceras* sp., ainsi qu'un *Douvilleiceras* gr. *leightonenese* dans le Djebel principal.

- après 6 à 7 m de lacune d'observation et sur 20 m, des bancs de calcaire légèrement et finement gréseux sont riches en faunes et en particulier en oursins. Ces bancs de plus en plus calcaires forment la première falaise visible sur la pente. La faune, variée, est constituée d'huîtres, pecten, ammonites et autres lamellibranches. La séquence FH2 se termine par la discontinuité D3 qui ne semble pas correspondre ici à un épikarst.

Dans la coupe de Boulahnèche, la séquence FH2 se dépose sur la surface karstifiée D2 confondue ici avec la discontinuité D1. La séquence FH2, épaisse de 50 m, repose donc souvent directement sur la Formation Serdj. Sur cinq mètres, des bancs de calcarénite biogénique, dolomitisée à la base, sont riches en quartz et un peu phosphatés. Ces calcarénites biogéniques ont livré une faune variée constituée d'orbitolines, oursins, débris d'huître, lamellibranches ainsi qu'une ammonite indéterminable. Au-dessus, des bancs de calcaire argileux finement gréseux (15 m) à orbitolines, oursins, huîtres et échinodermes, sont surmontés au-dessus d'une légère discordance angulaire, par une succession carbonatée (10 m), d'abord stratocroissante puis stratodécroissante. Il s'agit de calcaires massifs de couleur sombre, finement gréseux et très riches en orbitolines, associées à des huîtres, des crinoïdes et quelques oursins. Les 10 m suivants se présentent sous forme de marnes à minces intercalations de calcaires gréseux. Les marnes, de couleur jaune, ont livré des débris de lamellibranches, notamment d'huîtres, et quelques orbitolines. Sur les 10 derniers mètres de la séquence FH2, des bancs calcaires argileux finement gréseux montrent à leur sommet une surface d'érosion. Il s'agit de la troisième surface de discontinuité que nous appellerons D3.

En microfaciès

Dans la coupe du massif de Hameïma, la séquence FH2 démarre avec les faciès F2 et F3. Ce sont des packstone-wackestone à échinodermes irréguliers avec quelques débris de bryozoaires. Les niveaux marneux sont dominants. Au milieu de cette séquence, on observe des faciès de type F2, c'est un mudstone/wackestone riche en débris d'échinodermes, associés à quelques petits foraminifères benthiques circalittoraux. La séquence se termine avec un faciès à orbitolines de type F5b [Planche II.18] La fraction quartzeuse, abondante à la base, diminue vers le sommet.

Dans la coupe de Charren (Slata), la séquence démarre avec un faciès de type FR. La matrice est dolomitisée et la faune, remaniée et très mal conservée, est représentée par des débris d'échinodermes, beaucoup de fragments de bivalves, des lenticulines et des petits foraminifères circalittoraux [Planche II.19]. Les premiers bancs calcaires du premier ressaut montrent des faciès de type F2. Au-dessus, les niveaux carbonatés intercalés dans les marnes montrent des remaniements qui pourrait s'apparenter aux faciès de type F2-F3. Les autres bancs calcaires intercalés dans ces marnes sont de type F2. Au sommet de ces bancs calcaires, des marnes ont livré une ammonite. La séquence se poursuit par des bancs de type F2-F3 à la base, pour finir par des bancs à orbitolines de type F5b. Cette séquence se termine par la discontinuité D3 qui montre un épikarst superficiel.

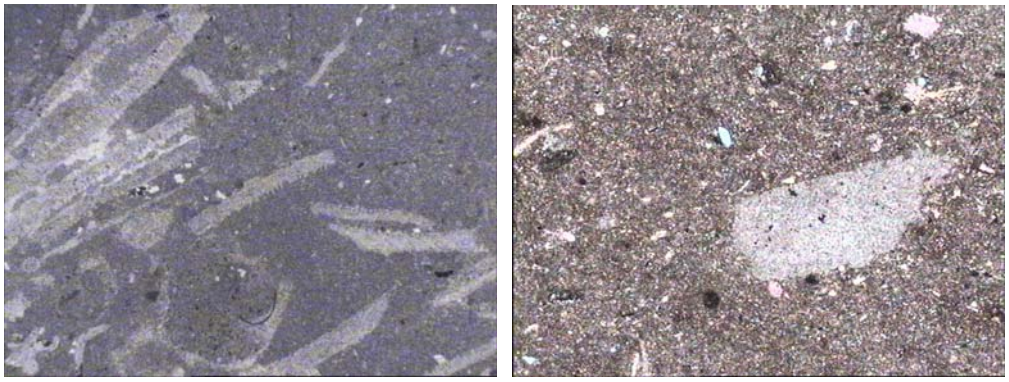


Planche II.18. Évolution des microfaciès dans la séquence FH2 de la coupe de Hameïma

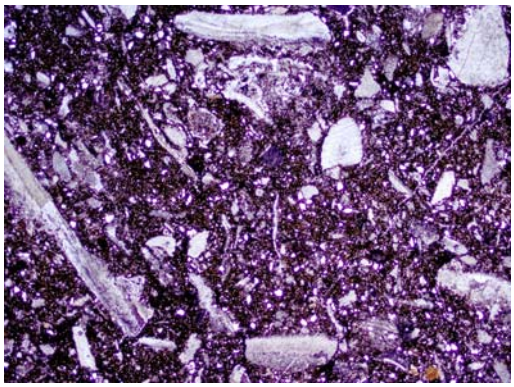


Planche II.19. Faciès à la base de la séquence FH2 de la coupe des Charren-Slata

Assemblage faunistique

Dans la coupe du massif de Hameïma, et surtout dans la coupe des Charren (Slata), les assemblages faunistiques de la séquence FH2 montre une évolution semblable à celle établie à partir de l'étude des microfaciès : après un approfondissement en début de séquence, on observe une inversion de tendance. Pour la séquence FH2, l'assemblage 4 domine à la base, puis reste très présent mais souvent associé à l'assemblage 5. L'assemblage 2 (petits foraminifères planctoniques et calcisphères) augmente en montant dans la coupe, et atteint un maximum avant de diminuer. La deuxième partie de la séquence est marquée par la présence des assemblages déjà présents à la base, mais surtout par l'apparition des assemblages suivants : 9, 8 et 7, caractéristiques des milieux moins profonds et plus internes.

Découpage séquentiel

L'intervalle transgressif (tst)

Dans la séquence FH2 l'intervalle transgressif est épais de 20 m. Sa base est représentée par un faciès de remaniement (faciès type FR), lequel est dolomitisé. Ce faciès renferme une faune très mal conservée faite d'abondants fragments d'échinodermes, des débris de lamellibranches, des algues et des bryozoaires. Quelques grains de phosphates sont présents. L'assemblage dominant est riche en débris d'échinodermes (4). Cette faune est à la fois la plus abondante et la plus profonde de celles observées, et indiquerait donc le milieu d'origine de ces dépôts. L'intervalle transgressif se poursuit avec des faciès de type F2, à échinodermes irréguliers, petits foraminifères circalittoraux, quelques débris de brachiopodes et grains de glauconie. Les assemblages 2, 3, 4 et 5 dominent, associés, en proportion mineure, aux assemblages 7 et 8, présents dans les bancs à remaniements.

Le maximum d'approfondissement (mfs)

Le maximum d'approfondissement est marqué ici par un pic de l'assemblage 2, par l'apparition d'ammonites qui marquent une ouverture du milieu, et par une inversion dans l'évolution des paléoprofondeurs. Après un pic des assemblages 2 et 5 (foraminifères benthiques circalittoraux) et la dominance du faciès F2, on passe à des faciès de type F2-F3 et on note l'apparition des assemblages 8 et 9, typiques de la plate-forme interne.

Cortège de haut niveau (hst)

Son épaisseur est d'environ 25 m. Les deux familles de faciès F2-F3 y sont représentes, surtout vers la base, où les assemblages dominants sont encore ceux d'un milieu ouvert et relativement profond, en tout cas proche de celui des dépôts du de l'intervalle transgressif. Dans les derniers 12 m, dominent les faciès de type F3 et les assemblages de milieu moins profond à interne (7 et 8). Le sommet du cortège de haut niveau est marqué par un retour à des assemblages de milieux plus ouverts, et se termine par une surface d'émersion, matérialisée par un karst (D3).

3.3. Séquence FH3

Dans la coupe de Hameïma, la séquence FH3 est épaisse de 55 m environ. Après 20 m de lacune d'observation, la séquence FH3 commence par 27 m de dépôts carbonatés en bancs centimétriques de calcaire fin, noduleux à la base. Ces bancs calcaires, parfois séparés par des niveaux de marnes vertes, sont de couleur verte à la base puis foncée. A la base, les bancs contiennent des gastéropodes et quelques bivalves, alors que plus haut la faune est constituée d'orbitolines, de pectinidés et de nombreux débris de lamellibranches. Au milieu de cet ensemble un banc phosphaté renferme une dent de requin et des débris de lamellibranches.

Après 4 m sans affleurements, on observe une série de 8 m de bancs carbonatés qui deviennent gréseux vers le haut. Ces bancs centimétriques ont livré quelques lamellibranches à la base. Après 4 m sans visibilité, et sur les 24 m suivants, les mauvais affleurements ne laissent voir que des bancs de calcaires gréseux massifs, oxydés et dolomitisés, qui n'ont livré aucune faune. Ces bancs sont stratocroissants et augmentent brusquement d'épaisseur.

Au-delà d'une piste qui traverse la coupe, trois bancs de calcaires gréseux totalisent 1,5 m d'épaisseur. Ces bancs de couleur jaune renferment des huîtres, des oursins, des lamellibranches, des gastéropodes et des thalassinoïdes. Après 4 m sans affleurements, des bancs de calcaires gréseux dolomitisés azoïques sont intercalés de marnes jaunes sans faune et surmontés par 1,5 m de marnes vertes. Au-dessus de ces marnes et sur les deux derniers

mètres de la séquence FH3, nous avons deux bancs métriques de calcaire gréseux massifs et bioturbés. Ces bancs sont noduleux à leur base et deviennent de plus en plus riches en orbitolines et en quartz à leur sommet. La surface d'érosion qui termine le deuxième banc constitue la limite supérieure de la séquence FH3, que nous appellerons la D4.

Dans la coupe des Charren (massif du Slata), la séquence FH3, épaisse de 45 m environ, repose sur la discontinuité D3. Cet ensemble FH3 montre, de la base au sommet, les dépôts suivants :

- des marnes vertes épaisses de 2 m surmontées par une petite falaise haute de 7 m. Cette falaise se compose de bancs calcaires qui s'organisent comme suit : à la base un banc (0,5 m) de calcaire dolomitisé à quelques annélides ; un banc (1 m) de calcaire massif à orbitolines et pectens, puis un deuxième banc (1,5 m) de calcaire massif, noduleux à sa base et renfermant des orbitolines ; enfin un troisième banc métrique de calcaire massif, très bioturbé, où les terriers sont remplies d'orbitolines. Cette petite falaise se termine par cinq bancs de calcaire noduleux surmontés par un banc de calcaire gréseux à débris d'huîtres.

- Au-dessus, 6,5 m de marnes vertes contiennent, dans leur partie supérieure, deux bancs : un calcaire gréseux épais de 90 cm, et un banc calcaire épais de 50 cm.

- Après 5 à 6 m de lacune d'observation, une deuxième falaise, haute de 20 m, commence par deux bancs métriques de calcaire massif à orbitolines. La série se poursuit avec un banc calcaire épais de 10 cm et extrêmement riche en annélides, surmonté par trois bancs de calcaire massif à orbitolines (3,3 m). Cette deuxième falaise se termine par un petit banc calcaire épais de 40 cm, marneux à sa base, bioturbé, et contenant des pectens, des gastéropodes et des lamellibranches.

- Après une lacune d'observation de 4 m, un important banc de calcaire massif épais de 1,5 m, est très riche en orbitolines à la base, et présente des bioturbations et des débris d'huîtres. Au-dessus, un niveau marneux (60 cm) est surmonté par un banc de calcaire à orbitolines (80 cm) renfermant des lamellibranches, notamment des débris d'huîtres.

- Après 2 m de lacune d'observation, la séquence FH3 se termine par un banc calcaire métrique à bélemnites, orbitolines et débris d'huîtres, dont la surface sommitale est la discontinuité D4, et est surmontée par des ammonites.

Dans la coupe de Djerissa, la séquence FH3 est épaisse de 60 m et montre, de la base au sommet, la succession lithologique suivante :

- une série stratocroissante (5 m) de bancs de calcaires argileux finement gréseux, qui a livré une faune variée composée surtout d'orbitolines, d'oursins, de pectens et de débris d'huîtres.

- Au dessus, et sur 12 m environ, des calcaires massifs légèrement gréseux, et séparés par des niveaux marneux, ont livré des orbitolines, des oursins et des huîtres.

- Après une lacune d'observation de 5 m environ, des bancs centimétriques de calcaires gréseux (15 m) ont livré une faune composée de débris d'huîtres et de lamellibranches.

- la séquence FH3 se termine par 15 m de bancs calcaires riches en orbitolines, mais aussi en crinoïdes, huîtres et oursins. Le sommet est affecté par le karst de la discontinuité D4.

Dans la coupe de Boulahnèche, la séquence FH3 est épaisse de 50 m et montre, de la base au sommet, la succession suivante :

- des bancs centimétriques de calcarénites à oolites renfermant des débris d'huîtres, d'oursins et de lamellibranches (5 m).

- des alternances de bancs de calcaires argileux légèrement gréseux et de couleur sombre, et de marnes affleurant mal (35 m).

- L'ensemble se termine par 15 m de calcaire massifs en bancs métriques, très riches en huîtres. L'ensemble de ces bancs est affecté par le karst de la discontinuité D4.

En microfaciès

Dans la coupe du massif de Hameïma, la séquence débute avec un faciès F2, de texture wackestone à débris d'échinodermes. La succession se poursuit avec des faciès de type F2-F3 : wackestone à débris d'échinodermes et quelques petits foraminifères benthiques circalittoraux. Au-dessus, des faciès F1-F2 sont constitués de packstone-wackestones à foraminifères planctoniques et débris d'échinodermes, à quelques grains de glauconie parfois oxydés. La partie supérieure de cette séquence est représentée par deux familles de faciès bien distincts. La première est faite des faciès de type F3-F3 ; le même cortège faunistique y est celui déjà décrit, mais la fraction gréseuse est notable. Pour la seconde, à faciès de type F5b, il s'agit de packstones à orbitolines [Planche II.20].

Dans la coupe des Charren (Slata), la séquence FH3 montre, de la base au sommet, la succession suivante :

- les deux premiers bancs carbonatés et le premier banc de la troisième falaise sont des calcaires à orbitolines, très gréseux, rapportés à la famille de faciès F5b. Outre les orbitolines,

le cortège faunistique est représenté par des petits foraminifères benthiques circalittoraux. Nous avons également trouvé des débris d'échinodermes ainsi que quelques débris de brachiopodes.

- Au-dessus, la succession continue avec un faciès de type F5a. C'est un packstone à annélides, associés à des orbitolines quartzeuses et à des fragments de gastéropodes.

- juste au-dessus, un grainstone à petits foraminifères circalittoraux associés à des débris d'échinodermes représente un faciès F3, bien dévasé, à grains sont très bien triés et bien classés.

- la succession se poursuit jusqu'à l'avant-dernier banc de la séquence FH3. La famille de faciès est de type F5b, ce sont des packstone à orbitolines, associées à une faune circalittorale de petits foraminifères benthiques, de débris d'échinodermes et de quelques brachiopodes. Dans le dernier banc, la fraction de quartz est très importante et les orbitolines sont beaucoup plus riches en quartz qu'en-dessous.

- le dernier banc de cette séquence est représenté par un faciès F2 avec une importante fraction de débris d'échinodermes, associés à quelques foraminifères planctoniques.

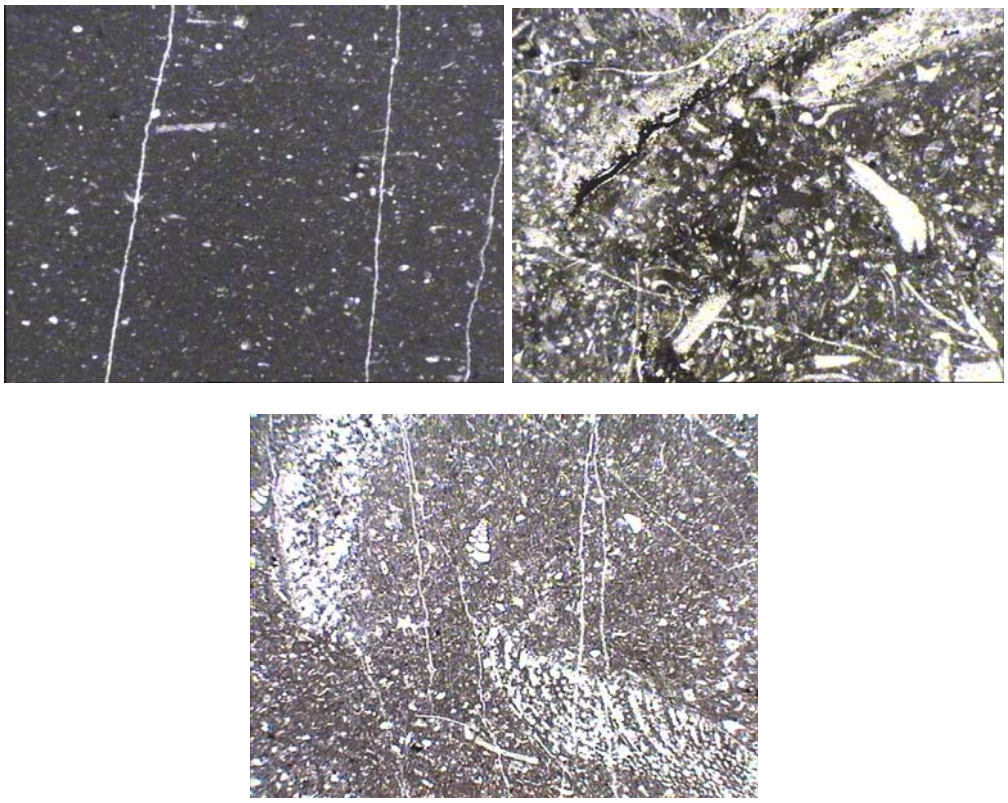


Planche II.20. Évolution des faciès dans la séquence FH3- Coupe Hameïma

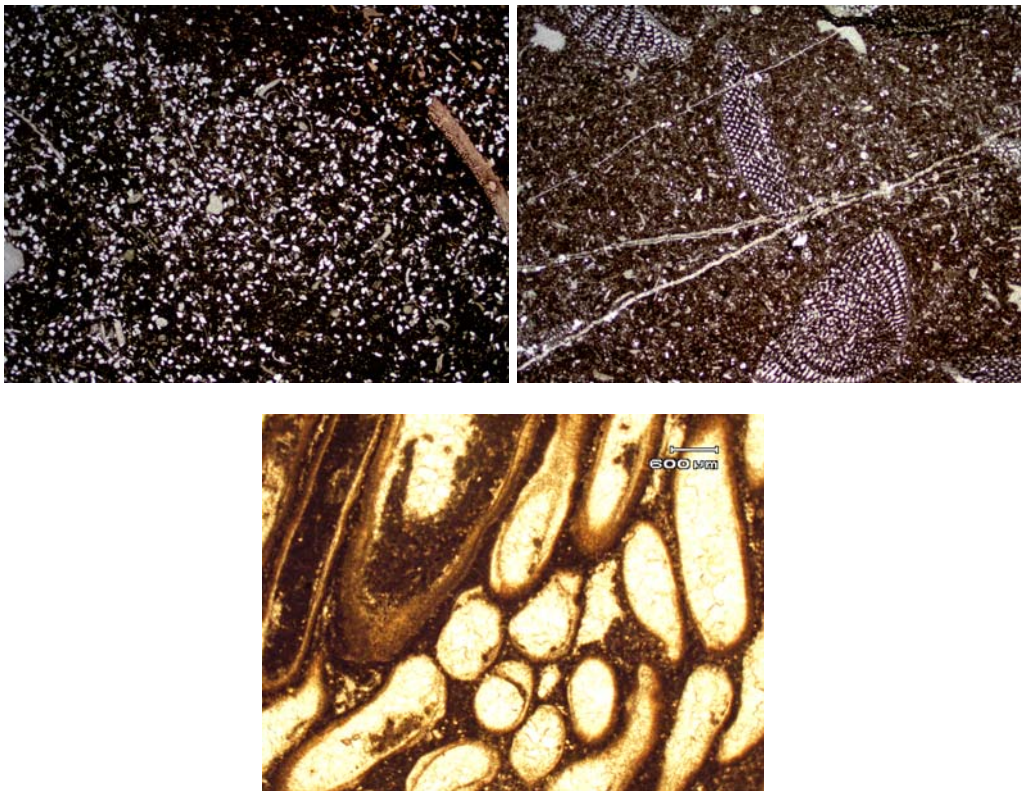


Planche II.21. Évolution des faciès dans la séquence FH3- Coupe des Charren

Assemblages faunistiques

L'étude de l'agencement des assemblages dans la séquence FH3 dans la coupe du massif de Hameïma montre deux tendances. La base de la séquence est dominée par des assemblages de milieux relativement ouverts. Ces assemblages sont : 1, 2, 3 et 4, lesquels caractérisent des milieux infralittoraux à circalittoraux. Les assemblages 4 et 5, riches en échinodermes et petits foraminifères benthiques circalittoraux, dominent à la base. Dix mètres au-dessus apparaissent les assemblages 1 et 2. Au-dessus, la tendance s'inverse comme le montre l'apparition d'assemblages caractéristiques de milieux moins profonds, voire interne : assemblage 7 dominé par la présence d'orbitolines. A ce stade, les assemblages 4 et 5 sont toujours très présents et dominent en pourcentage. Mais plus on s'approche du sommet de la séquence et plus les assemblages moins profonds (7) prennent de l'importance par rapport aux assemblages 4 et 5.

Dans la coupe des Charren, la séquence FH3 renferme plusieurs types d'assemblages relatifs à différents types de milieux. C'est l'évolution des pourcentages d'assemblages qui nous permet d'établir un cadre environnemental. Dans l'ordre d'apparition sur la coupe, les assemblages sont 3, 4, 5, 7, 8, 9 et 6. La base de la coupe est dominée par les assemblages 4 et

5, qui sont ici associés aux assemblages 2 et 8, représentés par des pourcentages moins importants.

Découpage séquentiel de la séquence FH3

Cette séquence est limitée à sa base par la D3 et à son sommet par la D4.

L'intervalle transgressif (tst)

Dans cette séquence l'intervalle transgressif, épais d'environ 12 m, est dominé par les calcaires à orbitolines. Il est représenté par les familles de faciès de type F5b. Les assemblages représentés dans cet intervalle sont 2, 3, 4, et 5, ainsi que les assemblages 7, 8, et 9 qui n'apparaissaient pas dans les intervalles transgressifs des séquences FH1 et FH2. Le sommet de cet intervalle est marqué par un pic dans les assemblages 2 et 3.

Le maximum d'approfondissement (mfs)

Il est localisé à l'inversion de tendance dans la profondeur, matérialisée par un changement dans les diagrammes de pourcentages d'assemblages, au-delà duquel on passe à des assemblages de milieux moins profonds (7, 8 et 9).

Le cortège de haut niveau (hst)

Dans la séquence FH3, le cortège de haut niveau est épais d'environ 20 m et est représenté, de la base au sommet, par les familles de faciès suivantes : F5b, F5a, F3 et F2. La présence du faciès F3 indique que le milieu est assez dévasé et l'énergie assez importante. L'émersion de cet ensemble est marquée au sommet par un karst qui souligne la discontinuité D4.

3.4. Séquence FH4

Dans la coupe de Hameïma, cette séquence s'étend sur une épaisseur de 27 m. Cette séquence contient les « Grès de Clansayes ». Elle commence par 4 m de bancs centimétriques de calcaires gréseux. Après une lacune de 20 m, l'ensemble des « Grès de Clansayes » consiste en bancs centimétriques à décimétriques de grès oxydés à laminations, à grains de quartz fins et bien triés. La faune est constituée à la base d'oursins et dans la partie supérieure d'orbitolines très mal conservées, associées à des débris d'huîtres et à quelques pecten. Dans la coupe de Hameïma, la séquence FH4 est surmontée par les argiles, marnes et calcaires argileux de la Formation Fahdène. Le changement dans le régime de sédimentation est très net, même si au sommet des « Grès de Clansayes » aucun indice d'érosion n'a été repéré. C'est à ce niveau que nous placerons la limite de la séquence FH4. D'autre part, et par corrélation avec la coupe des Charren de la localité du Slata, la limite supérieure de la

séquence FH4 correspond bien au sommet de l'ensemble des « Grès de Clansayes ». Cette limite supérieure est la surface D5.

Dans la coupe des Charren du massif du Slata, la séquence FH4 est constituée par l'ensemble des « Grès de Clansayes ». Cet ensemble s'organise en bancs centi- à décimétriques qui alternent avec des niveaux métriques de marnes jaunes à vertes, affleurant mal par endroit. Les bancs gréseux, bien consolidés, montrent des figures de courant et ne contiennent que quelques bioclastes mal conservés. L'ensemble des « Grès de Clansayes » est épais de 70 m, et son sommet est entaillé par une vallée incisée, il s'agit de la surface particulière D5.

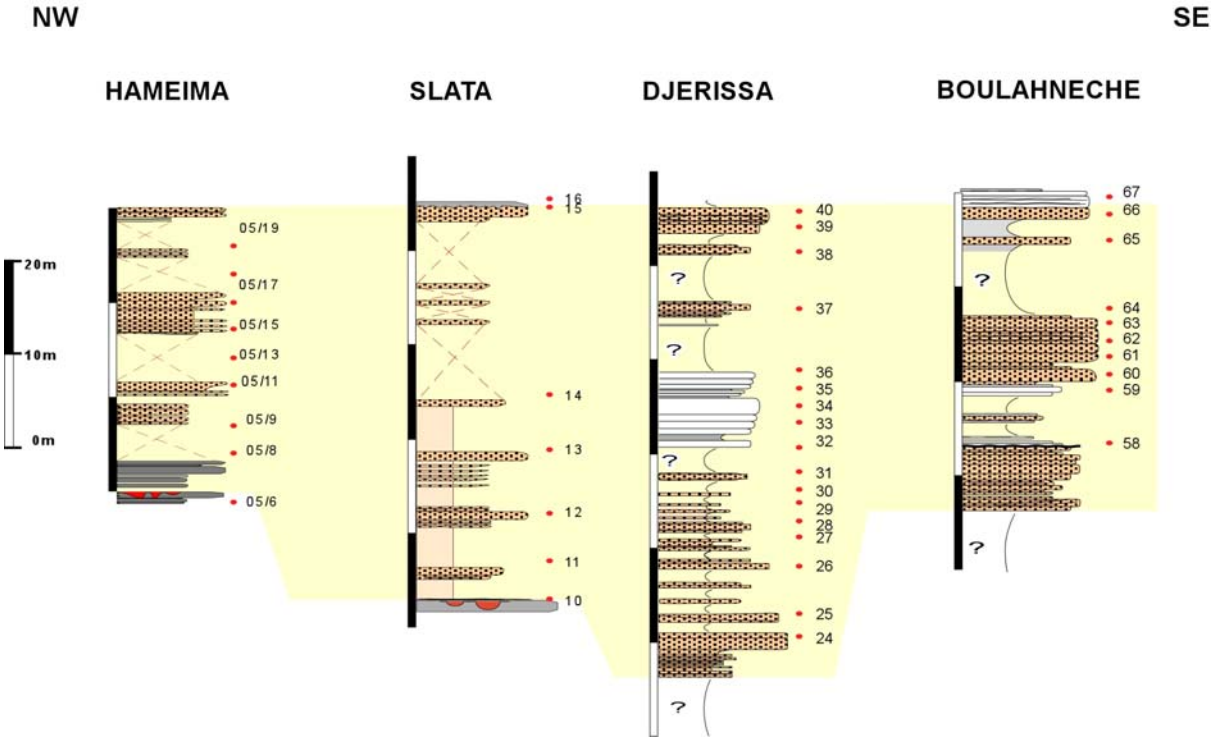


Figure II.28. Variation d'épaisseur au niveau de l'ensemble des « Grès de Clansayes »

Au Djebel Djerissa, la séquence FH4 mesure 55 m d'épaisseur. Après environ 5 m sans visibilité, les « Grès de Clansayes » s'étendent sur une épaisseur de 20 m environ. Ce sont des bancs décimétriques de grès laminés, renfermant une rare faune à oursins, débris d'huîtres et autres bivalves. Ces bancs alternent avec des niveaux décimétriques de marnes blanches azoïques. Au-dessus des « Grès de Clansayes », un ensemble de bancs calcaires massifs (10 m), finement gréseux, à quelques intercalations marneuses à huîtres et autres lamellibranches, présente une évolution stratocroissante. Sur les derniers 15 m, des marnes

renferment au milieu et au sommet des intercalations massives centimétriques à décimétriques de calcaire gréseux bien trié. La surface sommitale du dernier banc de calcaire gréseux est également la limite supérieure de la séquence FH4 (surface D5).

Dans la coupe de Boulahnèche, la séquence FH4 est épaisse de 18 m environ. Elle commence par un niveau marneux de 10 m qui renferme à sa base deux bancs centimétriques de calcaire à orbitolines. Les 8 m suivants sont représentés par les « Grès de Clansayes », organisés en bancs centimétriques et montrant des rides de courant. Les « Grès de Clansayes » se terminent par une petite surface d'érosion qui représente la surface D5 [figure II.28].

Microfaciès

Dans la coupe du massif de Hameïma, les faciès, dolomitisés et très mal conservés, ne nous ont pas permis de déterminer de famille de faciès. On notera cependant la grande richesse en quartz des faciès de cette séquence FH4.

Dans la coupe des Charren (Slata), les faciès identifiés sont des faciès de remaniement à la base, le reste de la séquence est représenté par des grès.

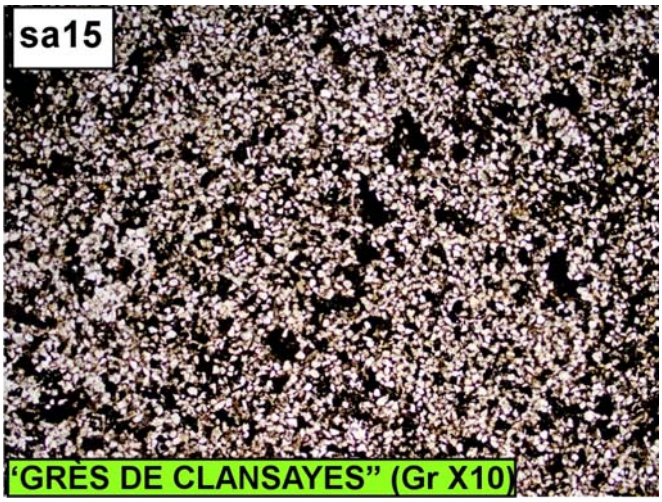


Planche II.21. Échantillon dans l'ensemble des « Grès de Clansayes »- Coupe des Charren

Assemblage faunistique

Dans la coupe de Hameïma, l'étude de l'évolution des assemblages faunistiques de la séquence FH4 montre les tendances suivantes : les deux premiers bancs de la séquences sont dominés par deux assemblages (5 et 8) avec apparition de l'assemblage 3 à partir du deuxième banc, et de l'assemblage 9. Au-dessus, les mêmes types d'assemblages sont présents, mais l'assemblage 5 domine. La tendance s'inverse avec le dernier banc carbonaté de cette

séquence ou l'assemblage 8 est plus représenté. Dans les « Grès de Clansayes » nous n'avons pu déterminer les faunes qui sont absentes ou très mal conservées.

Dans la séquence FH4 de la coupe des Charren (Slata), les assemblages 4, 5, 7 et 9 dominent dans deux premiers bancs carbonatés, avec une dominance des assemblages 4 et 5.

Découpage séquentiel de séquence FH4

Cette séquence est délimitée à sa base par la discontinuité D4 et à son sommet par la discontinuité D5.

Le prisme de bas niveau

Il correspond aux dépôts des « Grès de Clansayes ». Les grès se présentent en bancs centimétriques, de moins en moins fins, et montrent des figures de courant et des tempestites. La surface transgressive coïncide avec celle de la séquence SA2.

L'intervalle transgressif (tst)

Dans la vallée incisée par la surface de transgression se déposent des calcaires riches en orbitolines larges et plates. Le *tst* de la paraséquence HA4 n'est épais que de 2 ou 3 m. La base de ces dépôts montre un faciès de type F1, gréseux, et qui renferme des débris des foraminifères planctoniques associés à des débris d'échinodermes, des calcisphères et quelques foraminifères benthiques circalittoraux. Ce denier niveau matérialise la surface d'inondation maximum.

Le cortège de haut niveau (hst)

Le cortège de haut niveau est formé des bancs de calcaires à orbitolines déposés au dessus de la *mfs* et qui remplissent la vallée incisée correspondant à la surface de transgression. Ces calcaires renferment des orbitolines très quartzeuses, plates et très larges, faune qui jusque là n'avait pas été rencontré dans le reste des dépôts de la Formation Hameïma. Outre ces orbitolines, la faune est composée de *Coskinolinella*, *Cibicides* et *Gavelinella* [Planche], associées à quelques fragments d'algues vertes, de rares foraminifères planctoniques et des rudistes à canaux. Les faciès sont de type FR (faciès de remaniement). Le sommet du hst est affecté par une surface de karstification (D6) qui marque le sommet de la séquence FH4.

3.5. Séquence FH5

Limitée à sa base par la surface d'érosion des « Grès de Clansayes » (D5) Cette séquence est représentée, dans les massifs de Slata, Djerissa et Boulahnèche par des calcaires à orbitolines qui remplissent la dépression de la surface d'érosion D5. Dans les massifs du

Slata et de Djerissa, ces orbitolines sont très larges, très plates et extrêmement quartzeuses. Cette séquence semble ne pas s'être déposée dans la coupe du massif de Hameïma [Figure II.29].

Microfaciès

Dans la coupe des Charren (Slata), la base de la coupe est représentée par un faciès type F5a, avec des orbitolines quartzeuses associés à des débris d'échinodermes et quelques foraminifères benthiques ciraclittoraux. Cette séquence est caractérisée par l'apparition d'un nouveau type de faune que nous n'avons pas rencontré jusque là : des orbitolines extrêmement quartzeuses, plates et très larges, des foraminifères benthiques tels que des *Cibicides* et des *Coskinolnella*. Ce changement de faune très significatif a été également noté dans la coupe de Djerissa.

Assemblage faunistique

Dans la coupe des Charren (Slata), cette séquence démarre avec les assemblages 2, 4, 5 et 7, ce dernier étant dominant. L'évolution ne change pas beaucoup vers le haut, si ce n'est que l'assemblage 7 est moins présent et que les assemblages 8 et 9 apparaissent et dominent.

Découpage séquentiel de la séquence FH5

Cette séquence est délimitée à sa base par la discontinuité D4 qui et à son sommet par la discontinuité D5.

Le prisme de bas niveau

Au dessus de la D4, un banc calcaire présente un faciès de type FR (faciès de remaniement), à texture de grainstone à oolites. La faune, remaniée et « roulée », est composée de fragments d'échinodermes et de quelques petits foraminifères benthiques circalittoraux. Ce banc est suivi d'environ 2 m de lacune d'observation, terminés par un niveau gréseux épais d'environ 1 m. Au-dessus de ce banc gréseux et sur environ 1 m, des marnes vertes ont livré de grosses huîtres. Au-dessus, un banc de calcaire bioclastique est surmonté par un niveau glauconieux et phosphaté. C'est à ce niveau que nous avons placé la surface de transgression relative à la séquence FH5.

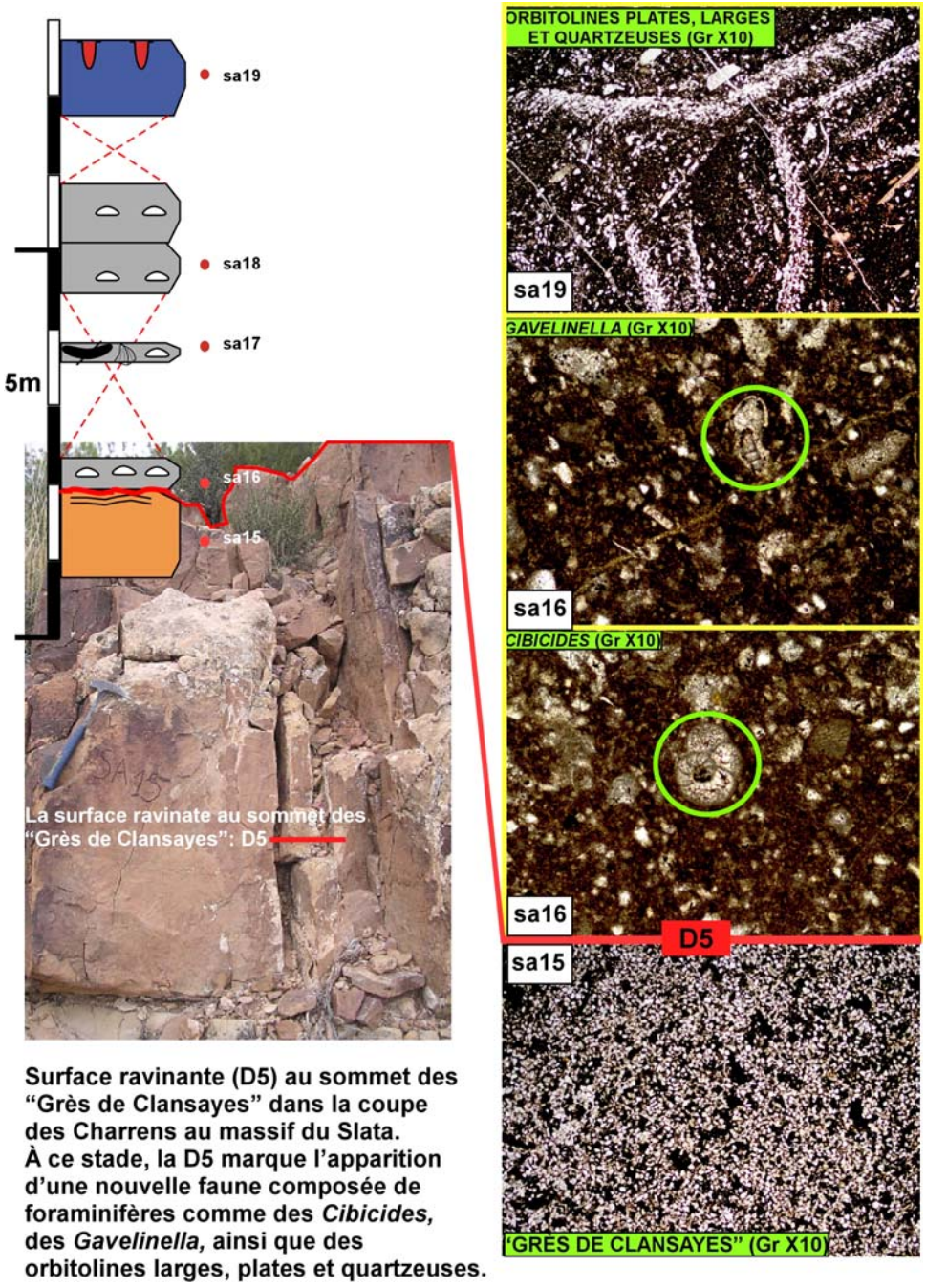


Figure II.29. Surface d'érosion (D5) faisant disparaître le grès supérieur. Au dessus, des calcaires et marnes à orbitolines révèlent un changement de faune

L'intervalle transgressif

Sa base est faite de petits bancs calcaires bioclastiques et centimétriques, à faciès de type FR et à orbitolines très mal conservées, lenticulines, petits foraminifères benthiques circalittoraux, et débris d'algues rouges. Ces bancs sont surmontés par un niveau marneux sans faune d'environ 8 m. La surface d'inondation maximum, difficile à localiser avec précision serait dans ce niveau marneux.

Le prisme de haut niveau

Il commence par un banc gréseux décimétrique surmonté par un banc, gréseux également, massif et épais d'environ 1 m. La surface sommitale de ce banc est une surface d'érosion qui matérialise la limite supérieure de la séquence HA5. Cette discontinuité D7 marque également, dans le massif du Slata, la fin des dépôts gréso-carbonatés de la Formation Hameïma.

3.6. Séquence FH6

Dans la coupe des Charren (Slata), la séquence FH6, épaisse d'environ 16 m, est formée de bancs carbonatés séparés par des marnes vertes. Au-dessus de la discontinuité D6, la séquence démarre avec des marnes à orbitolines et fragments d'huîtres, suivies de trois bancs centimétriques carbonatés. Il s'agit de dépôts de *lag*, très riches en remaniements. Après une zone couverte, un banc gréseux massif d'épaisseur métrique est surmonté de quatre bancs carbonatés séparés par des marnes vertes. Le premier de ces bancs est glauconieux et phosphaté, et renferme des bioclastes non identifiés. Les bancs suivants sont silicifiés. Après environ 5 à 6 m de lacune d'observation, la séquence FH6 se termine par deux bancs gréseux massifs. Le premier est d'épaisseur centimétrique, tandis que le second est épais d'environ 1 m et montre à son sommet une importante surface d'érosion qui supporte un niveau conglomératique. Cette surface d'érosion matérialise la discontinuité D7 [Figure II.30].

Dans la coupe de Djerissa, la séquence FH6 est épaisse d'environ 30 m. Elle démarre avec environ 10 m de bancs de calcaires sombres alternant avec des niveaux marneux renfermant quelques ammonites, orbitolines et des débris d'huîtres. La séquence se poursuit avec des marnes jaunes à intercalations de calcaires gréseux, et se termine par un banc de calcaire noduleux, surmonté par un dernier banc épais de calcaire à orbitolines, karstifié à son sommet.

Dans la coupe de Boulahnèche, cette séquence est épaisse d'environ 25 m. Les cinq premiers mètres sont faits de marnes à intercalations de calcaires et de calcarénites. La faune récoltée à ce niveau est composée d'ammonites, de débris d'huîtres, et de quelques annélides. Au-dessus, un banc de calcaire massif contient des orbitolines. Les dix mètres suivants sont représentés par un niveau marneux à bancs de calcaire gréseux, qui ont livré une faune composée d'ammonites et de débris d'huîtres. Les derniers mètres de cette séquence sont formés d'un ensemble de bancs de calcaire fin de couleur sombre à ammonites, quelques orbitolines et débris d'huîtres.

Figure II.30. Sommet de la séquence FH6 dans la coupe des Charren- Localité du Slata

Dans la coupe du massif de Hameïma, la séquence FH6 est la première séquence, marneuse, de la Formation Fahdène, épaisse d'environ 15 m. La séquence est composée d'alternances de marnes noires et de calcaires argileux centimétriques qui ont livré des ammonites. Vers le haut de la séquence, ces calcaires sont un peu gréseux et montrent des structures de tempestites.

Microfaciès

Dans la coupe des Charren (Slata), le principal faciès de remaniement contient différentes sortes de bioclastes. Les remaniements peuvent être dus à des mouvements gravitaires.

Dans la coupe de Hameïma, les faciès identifiés à la base de la séquence, de type F0, caractérisent un milieu ouvert hémipélagique. Dans la partie supérieure de la séquence, l'étude des microfaciès n'a pas donné de résultat intéressant. Les faciès sont très riches en débris de coquilles indéterminables et en grains de quartz fin [figure II.31].

Assemblage faunistique

L'étude de l'évolution des assemblages faunistiques dans la coupe des Charren (Slata) montre les tendances suivantes : à la base, l'assemblage type 5 domine, avec un faible pourcentage de l'assemblage 2. La tendance s'inverse ensuite, et les assemblages dominants sont de types 4, 7 et 9, marquant une diminution de la tranche d'eau jusqu'à l'émersion.

Dans la coupe de Hameïma, les assemblages 1 et 2 dominent. Ces associations caractérisent des milieux ouverts de type pélagique à hémipélagique.

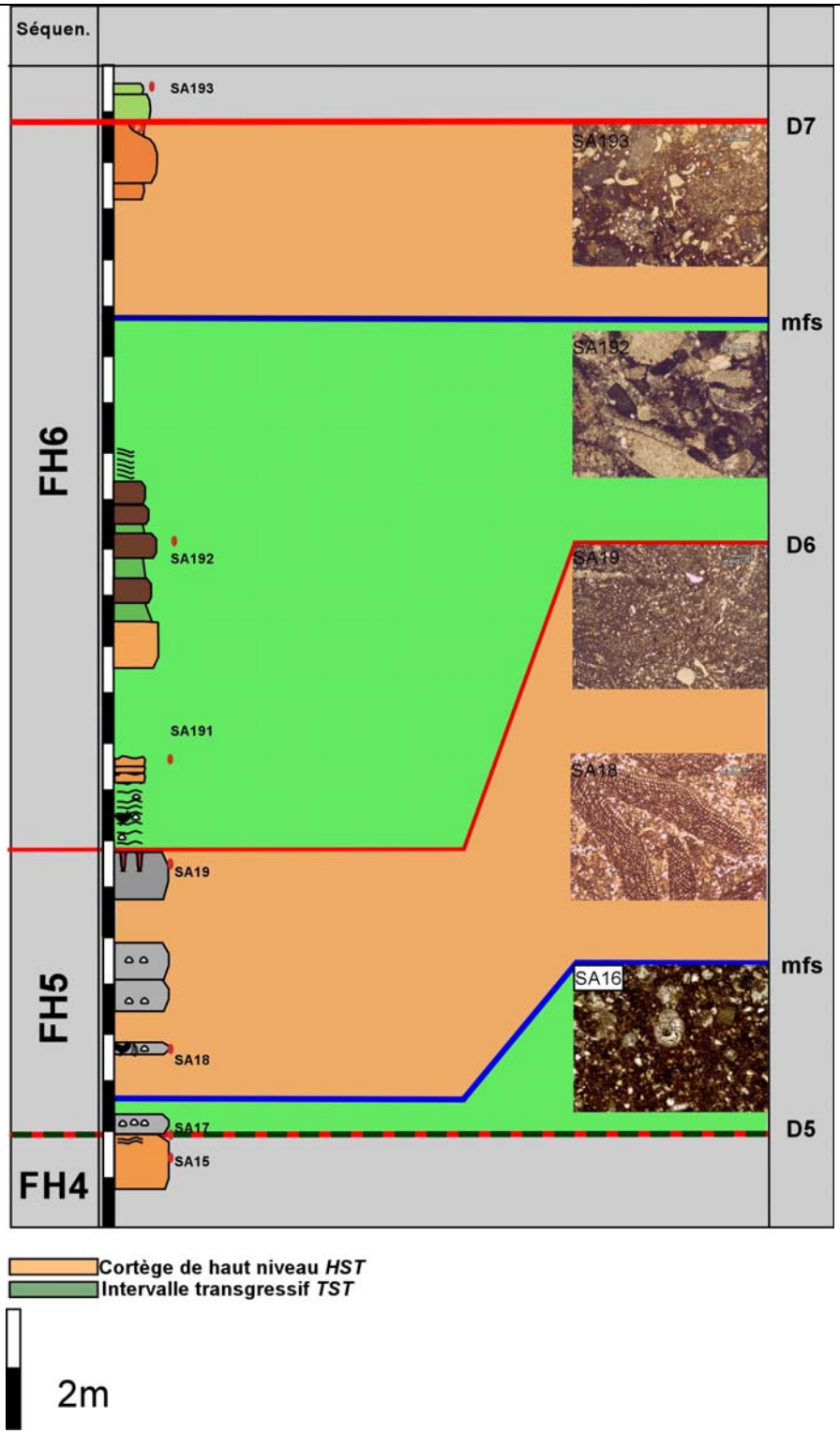


Figure II.31.Séquences FH5 et FH6- découpage séquentiel-litho-microfaciès

Découpage séquentiel

La séquence FH6 est limitée à sa base par la discontinuité D6 et à son sommet par la discontinuité D7.

Intervalle transgressif

Dans la coupe de Hameïma, la séquence FH6 correspond aux premiers dépôts de la Formation Fahdène. L'intervalle transgressif correspondrait aux premiers bancs de la séquence et le maximum d'inondation coïnciderait avec le pic de foraminifères planctoniques (banc 24).

Dans la coupe des Charren, l'intervalle transgressif est représenté par bancs gréso-carbonatés alternant avec des niveaux marneux. Le maximum d'approfondissement se trouverait entre le niveau glauconieux et phosphaté et les niveaux marneux (zone de non visibilité).

Dans les coupes de Djerissa et de Boulahnèche, l'intervalle transgressif correspond à un niveau de marnes à intercalations calcaires affleurant très mal. Dans la coupe de Djerissa, le maximum d'inondation correspond au banc de nodules. Dans la coupe de Boulahnèche, il se trouve probablement dans un niveau marneux, et l'intervalle transgressif est riche en ammonites.

Prisme de haut niveau (*HST*)

Au sommet de la séquence FH6, dans les coupes de Charren, Djerissa et Boulahnèche, et après les derniers dépôts marno-carbonatés, la sédimentation carbonatée reprend avec une série stratocroissante de bancs calcaires pour les coupes de Djerissa et Boulahnèche, et un caractère gréso-carbonaté dans la coupe des Charren. Dans la coupe de Hameïma, le prisme de haut niveau correspond à des alternances marno-calcaires faisant suite au niveau d'inondation maximum.

3.7. Séquence FH7

Cette séquence, limitée à sa base par la discontinuité D7, montre une variation d'épaisseur assez importante en allant du massif de Hameïma (NW) à celui de Boulahnèche (SE). Très développée dans la coupe de Hameïma où elle atteint 50 m environ, elle semble réduite au remplissage d'un karst polyphasé dans la coupe de Boulahnèche. Dans les coupes des Charren, Djerissa et Boulahnèche, cette séquence représente les derniers dépôts de la Formation Hameïma.

Dans la coupe des Charren, la séquence FH7 mesure 25 à 30 m d'épaisseur et n'affleure pas très bien. Après environ 15 à 20 m de lacune d'observation, quelques marnes jaunes sont surmontées par un banc carbonaté, très riche en éléments remaniés, notamment des

ammonites. Ce banc est épais d'environ 1 m. La discontinuité D7 se trouve au niveau de ce banc.

Dans la coupe de Djerissa, la séquence FH7 est épaisse d'environ 30 m. Les 20 premiers mètres sont formés par un niveau marneux qui affleure très mal et qui admet quelques bancs carbonatés d'épaisseur centimétriques. Les dix derniers mètres sont représentés par deux bancs gréso-carbonatés massifs, d'organisation stratocroissante, qui n'ont livré aucune faune.

Dans la coupe de Boulahnèche, cette séquence semble contenue dans un karst à remplissage d'abord orangé, puis plus jaune.

Dans la coupe de Hameïma où elle est le mieux développé, la séquence FH7 est formée d'un important niveau argileux (ou marneux) de couleur sombre, à intercalations de bancs de calcaires argileux, plus fréquents à la base et au sommet de la séquence. Ces intercalations ont livré une faune composée d'ammonites. Ces ammonites sont associées à la base de la séquence à des oursins et à des débris d'huîtres. Dans la partie supérieure, un niveau à ammonites phosphatées est intercalé dans les marnes noires. La séquence se termine à la base d'un banc remaniant des galets phosphatés et des ammonites, qui matérialise la discontinuité D7.

Découpage séquentiel

La mauvaise qualité des affleurements, et par conséquent le manque de données dans les trois coupes de Charren, Djerissa et Boulahnèche, ne nous ont pas permis d'établir un découpage séquentiel. L'analyse de la séquence FH7 concernera donc la coupe de Hameïma.

Prisme de bas niveau

Il semble ne s'être déposé que dans la coupe de Hameïma où il est représenté par quelques mètres de bancs gréso-carbonatés tout à fait à la base de la coupe. L'étude des microfaciès ainsi que l'évolution statistique de la faune et la flore n'ont pas donné de résultats interprétables.

L'intervalle transgressif

Dans la coupe de Hameïma, il correspond aux quelques « mètres » de marnes très riches en foraminifères planctoniques et presque dépourvus de bancs carbonatés. Le maximum d'approfondissement correspond au niveau d'ammonites phosphatées (HMA 36). En effet, la phosphatisation témoignerait d'épisodes d'inondation transgressive et d'un arrêt de sédimentation dus à une importante montée du niveau marin (Coe, 2005).

Dans les deux coupes des Charren et de Djerissa, l'intervalle transgressif est représenté par des marnes affleurant très mal. Le maximum d'approfondissement coïncide avec la fin des dépôts marneux.

Le prisme de haut niveau

Dans la coupe de Hameïma, le prisme de haut niveau est matérialisé par la réapparition de petits bancs de calcaires argileux au sommet de la séquence (évolution strato-croissante).

Dans les trois coupes des Charren, Djerissa et Boulahnèche, le prisme de haut niveau est représenté par des bancs gréso-carbonatés organisés en succession stratocroissante.

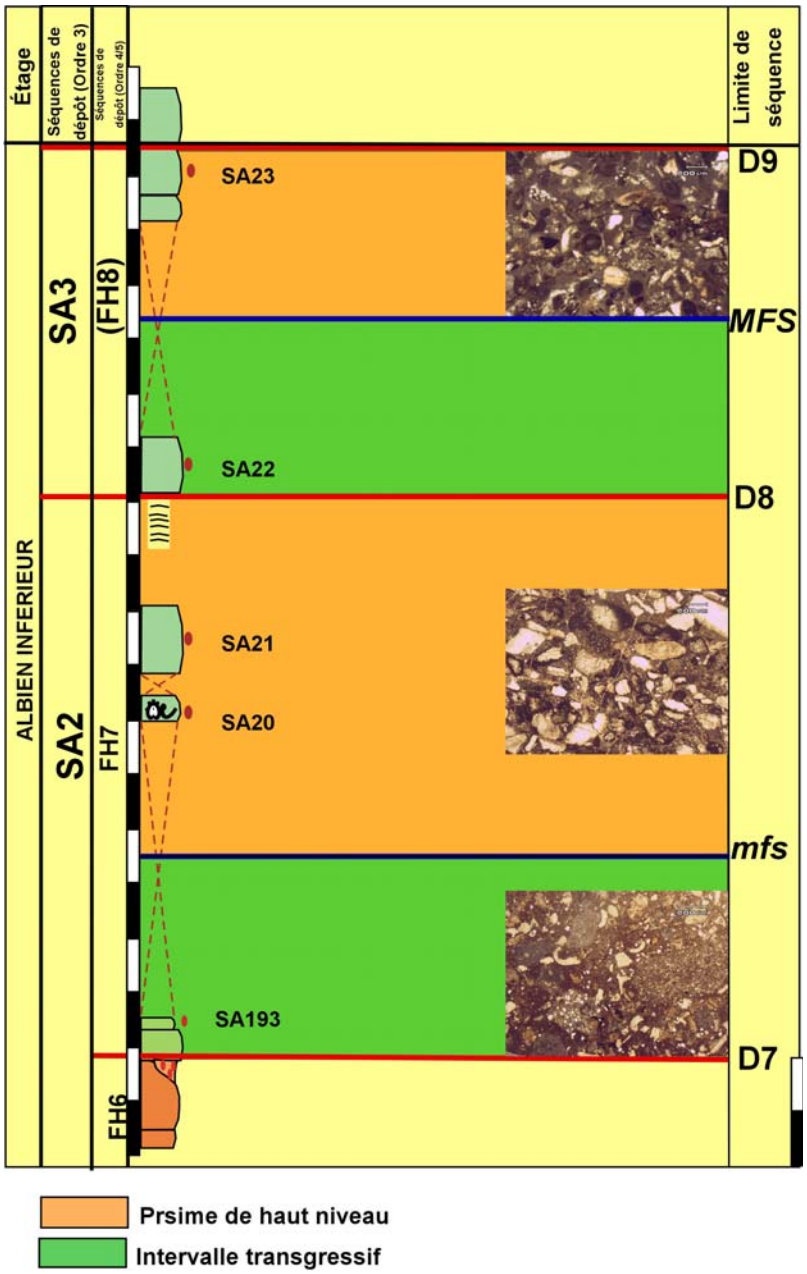


Figure II.32. Séquence FH7- découpage séquentiel-litho-microfaciès

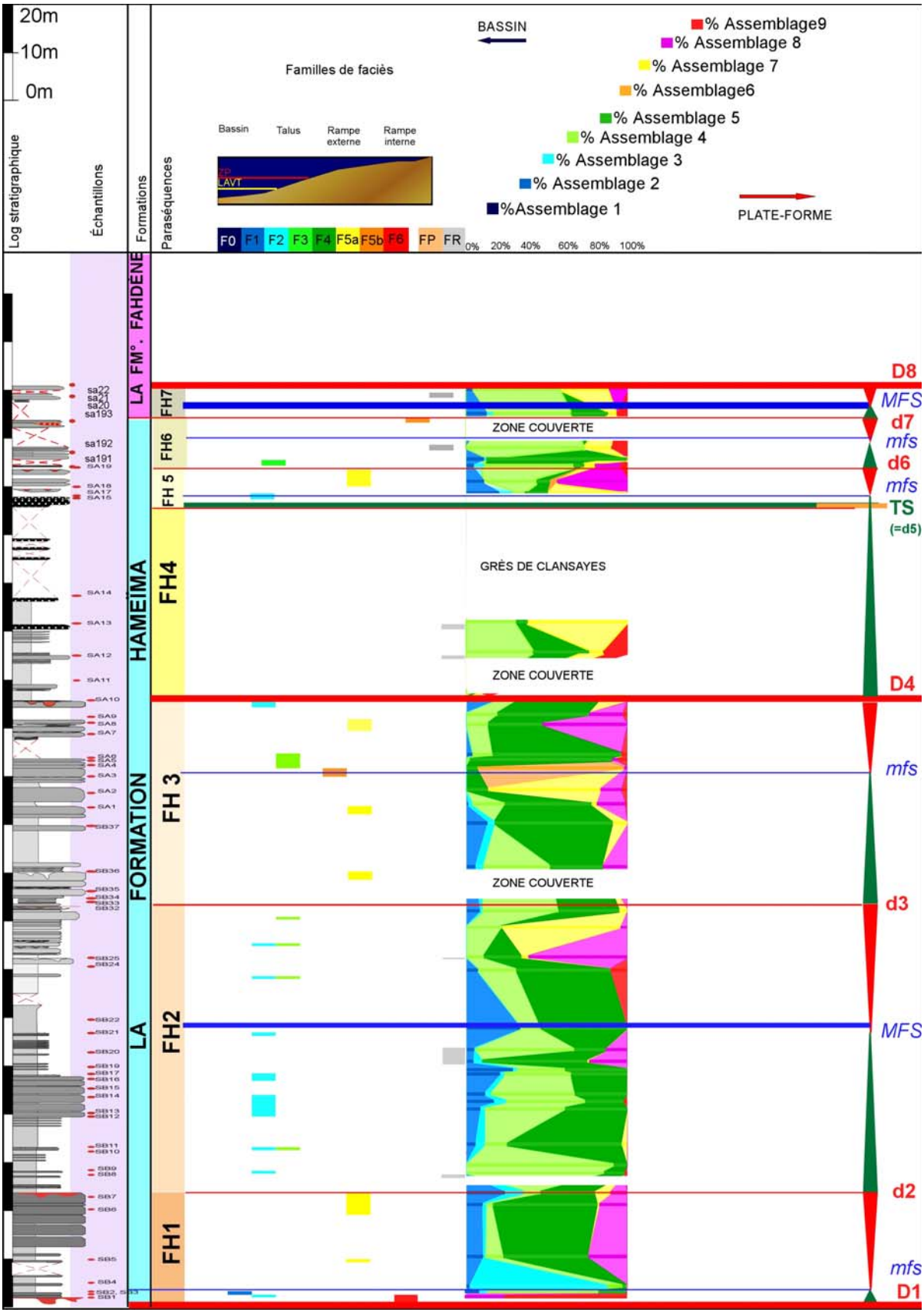


Figure II.33. Les séquences de la plate-forme mixte dans la coupe des Charren- Localité du Slata. Évolution des microfaciès et assemblages et découpage séquentiel.

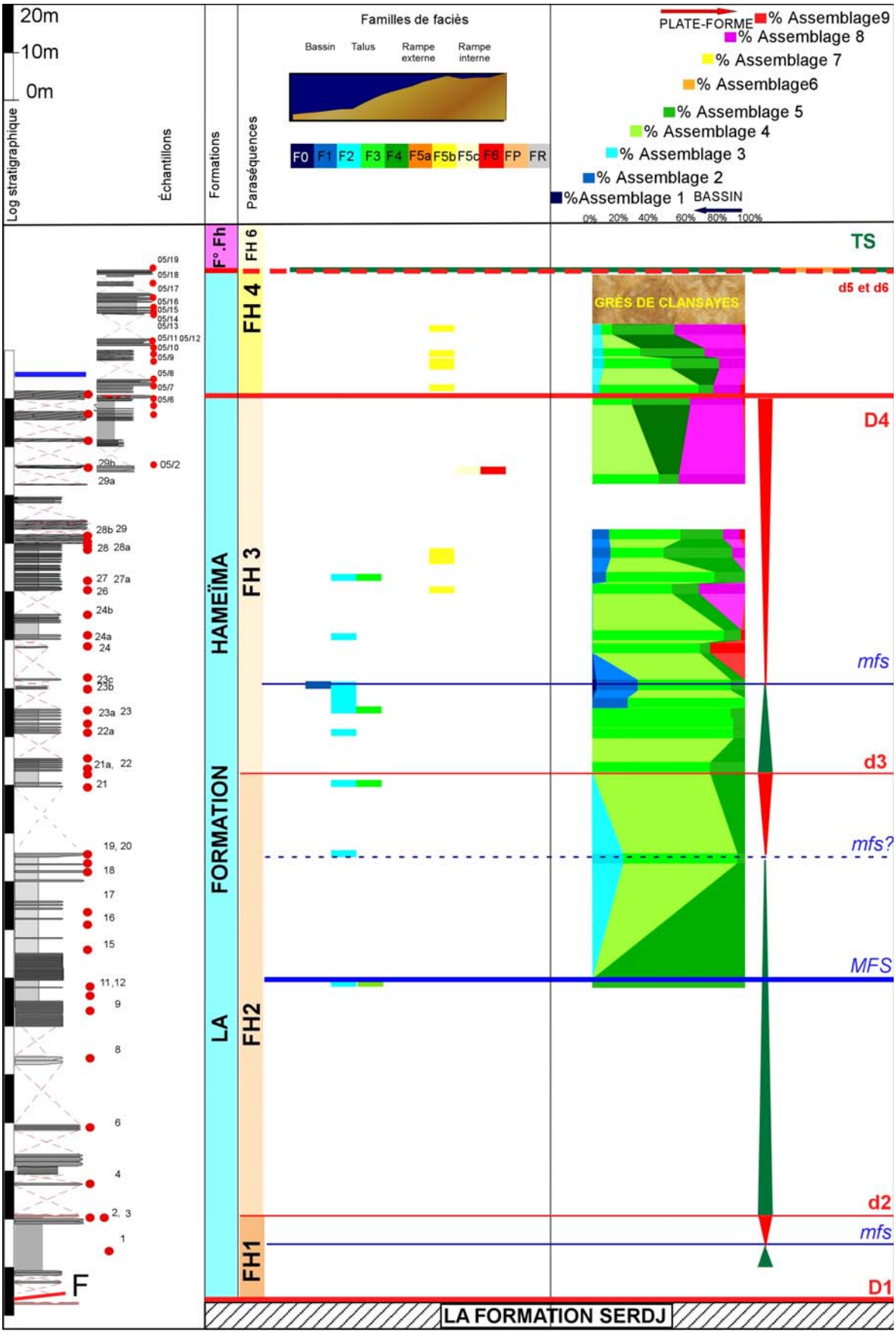


Figure II.34. Les séquences de la plate-forme mixte dans la coupe de Hameïma. Évolution des microfaciès et assemblages et découpage séquentiel.

4. LES SÉQUENCES DE TROISIEME ORDRE *sensu* (VAIL *et al.*, 1977a)

Dans ce qui précède, les séquences étudiées appartiennent à des dépôts de plate-forme carbonatée à mixte. Les faciès sont variés et changeants, les discontinuités sont visibles et facilement identifiables, mais ce qui caractérise surtout une plate-forme ce sont les processus qui contrôlent son développement, et parmi les plus importants figurent les variations eustatiques et le cadre tectonique (Schlager, 1981). Ces facteurs ont un contrôle direct sur la production carbonatée ainsi que sur la nature et la répartition des dépôts. Ceci rend d'autant plus difficile l'étude séquentielle mais surtout la définition de l'ordre hiérarchique des séquences. Dans ce qui a précède, la seule chose que nous pouvons avancer quant à l'ordre des séquences c'est qu'elles appartiennent à un ordre supérieur à l'ordre 3 - elles peuvent être d'ordre 4 ou 5-, et que le manque de données par endroits ne nous a pas permis de définir des paraséquences *sensu Vail*.

Cependant, nous avons pu regrouper ces « séquences » en séquences de troisième ordre *sensu* Vail, grâce à l'identification de limites de séquences majeures (de troisième ordre).

Dans ce qui suit, nous présenterons les séquences de troisième ordre (séquence de dépôt *sensu Vail*) de la plate-forme (correspondant grossièrement à la Formation Hameïma) ainsi que les séquences de dépôts de troisième ordre du bassin (correspondant à la Formation Fahdène). Ces séquences seront nommées **SA**, et seront suivies d'un numéro indiquant l'ordre de leur dépôt.

4.1. La séquence de dépôt SA1

Elle est délimitée à sa base par la limite de séquence D1 et à son sommet par la limite de séquence D4. La limite de séquence D1 marque la fin des dépôts de la Formation Serdj, mais surtout, la fin de dépôts continus et uniformes dans les secteurs que nous avons étudiés. La D1 est par ailleurs corrélable dans les quatre coupes étudiées. La limite de séquence D4 quant à elle marque un changement lithologique important avec une arrivée gréseuse importante (Membre des « Grès de Clansayes »). La D4 est également corrélable dans toutes les coupes.

4.1.1. La limite de séquence de dépôt D1

Cette limite est matérialisée par le karst du sommet de la Formation Serdj. Cette limite marque la fin d'une sédimentation carbonatée et continue (Calcaires du Serdj) et annonce un changement dans la nature des dépôts qui passent alors à un régime mixte silico-carbonaté (Formation Hameïma). Cette limite de séquence a été retrouvée et donc corrélée dans tous les

secteurs d'étude. Son caractère régional ainsi que son emplacement entre deux régimes de sédimentation différents lui confèrent un caractère de limite de séquence majeure.

4.1.2. L'intervalle Transgressif (*IT*)

Au-dessus de la première limite de séquence D1, la séquence S1 démarre directement avec l'intervalle transgressif. La surface de transgression ou *TS* est confondue avec la limite de séquence D1. L'intervalle transgressif coïncide avec la séquence FH1 et la partie inférieure de la FH2. La base de cet intervalle (séquence FH1) est représentée par des faciès à orbitolines (faciès de type F5a). Les assemblages faunistiques sont de type 3, 4 et 5 avec un pourcentage assez important de l'assemblage 8. Les assemblages faunistiques ainsi que les microfaciès caractérisent un milieu relativement peu profond (entre rampe interne et externe).

Dans la partie supérieure de l'intervalle transgressif (base de la séquence FH2 à dominante marneuse) la tendance vers l'approfondissement s'accentue considérablement puisque les microfaciès sont de type F2-F3 avec une nette dominance des faciès de type F2. Nous avons noté également la présence de faciès de remaniement dans la partie supérieure de l'intervalle transgressif. La tendance à l'approfondissement augmente jusqu'à atteindre un maximum au niveau de la surface d'inondation maximum (*MFS*). L'évolution statistique de la faune et de la flore montre une dominance quasi exclusive des assemblages 2, 3 et 4. La surface d'inondation maximum (MFS) est marquée ici par un pic des assemblages 2 et 5 (foraminifères circalittoraux) et par l'apparition des premières ammonites.

4.1.3. Le prisme de haut niveau (*HST*)

Le prisme de haut niveau est représenté par la partie supérieure de la séquence FH2 et la séquence FH3. Au-dessus du maximum d'approfondissement, situé quelque part dans les niveaux marneux (séquence FH2), le prisme de haut niveau marque la réapparition des bancs massifs de calcaires à orbitolines, à microfaciès de type F2-F3, mais cette fois avec une dominance nette des faciès de type F3. L'évolution statistique de la faune et de la flore montre les mêmes assemblages que ceux de l'intervalle transgressif mais avec des pourcentages différents. En effet, les assemblages 7 et 8 dominent, avec toutefois l'apparition de l'assemblage 9.

Dans la partie supérieure du prisme de haut niveau, les microfaciès sont dominés par les faciès de type F5a, F3, F5b et tout à fait au sommet, un faciès de type F2. Ces faciès, en dehors de F2, caractérisent des milieux moins profonds que ceux décrits dans la partie inférieure du HST. L'évolution statistique de la faune et la flore montre la même tendance [Figure II.35 et II.36].

4.2. La séquence de dépôt SA2

Cette séquence est limitée à sa base par la discontinuité majeure D4 et à son sommet par la discontinuité majeure D8.

4.2.1. La limite de séquence de dépôt D4

Cette limite de séquence est matérialisée par un karst, bien corrélable dans notre secteur d'étude mais qui est plutôt bien développé dans la coupe des Charren (Slata). Elle coïncide avec la limite inférieure de l'ensemble des « Grès de Clansayes ».

4.2.2. Le prisme de bas niveau (*LST*)

L'arrivée massive des « Grès de Clansayes » marque un changement très significatif dans la nature des dépôts, même si, dans les plates-formes humides en continuité avec le continent, les cycles carbonatés peuvent comprendre d'importants dépôts clastiques (Emery et Myers, 1990).

Cet apport terrigène régional, présent en Tunisie uniquement dans le secteur d'étude, correspondrait à un cortège de bas niveau. Au sommet de cet ensemble gréseux, la surface de transgression (*TS*) serait une surface de ravinement responsable localement du creusement d'une vallée incisée (Coe, 2005).

En lame mince, nous avons identifié à la base de ce cortège des faciès de remaniement, qui peuvent être interprétés comme des dépôts de cône sous-marin. En effet, après la chute très rapide du niveau marin qui aboutit à la limite de séquence, les dépôts sont déstabilisés et une partie des sédiments est remaniée de façon gravitaire pour s'accumuler au pied de la pente de la plate-forme et donner un cône sous-marin.

L'étude de l'évolution des assemblages n'a pas donné de résultats objectifs puisqu'il s'agit de dépôts remaniés. Cependant, pour avoir une idée approximative sur le milieu, on s'est basé sur la faune/flore présente, indiquant la plus grande profondeur de dépôt. Dans notre cas, la présence de l'assemblage 4 (à échinodermes et quelques brachiopodes) indique un milieu circalittoral.

4.2.3. L'intervalle transgressif (*IT*) et le prisme de haut niveau (HST)

La surface de ravinement identifiée au sommet de l'intervalle transgressif (sommet des « Grès de Clansayes ») est recouverte par les dépôts de la séquence FH5, déposée partout sauf dans les coupes de Hameïma et El Goussa. En l'absence d'indices d'érosion, nous ne savons pas si ces dépôts ont été déposés puis érodés, ou s'ils ne s'y sont jamais déposés.

Dans les trois coupes où elle s'est déposée, cette unité est formée de bancs calcaires assez épais et très riches en orbitolines quartzeuses, très plates et très larges. La séquence FH5 représente la partie inférieure de l'intervalle transgressif. Le reste de l'intervalle transgressif coïncide avec les dépôts de la séquence FH6 et avec une partie de la séquence FH7. Dans la coupe de Hameïma, la suite des dépôts voit la disparition des dépôts gréso-carbonatés de plate-forme. L'ennoyage de la plate-forme s'est produit dans un contexte de transgression et a donné lieu à l'installation d'un milieu pélagique et hémipélagique ouvert. Ce phénomène a eu lieu uniquement dans les localités de Hameïma et El Goussa où les argiles, marnes et calcaires argileux de la Formation Fahdène ont remplacé les dépôts gréso-carbonatés de la Formation Hameïma. Dans les coupes de Charren, Djerissa et Boulahnèche, les sédiments carbonatés de la Formation Hameïma continuent à se déposer. Ce phénomène peut être lié à un basculement de la région. En effet, on observe une rétrogradation des faciès carbonatés depuis Hameïma vers Boulahnèche, soit du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Ce phénomène sera détaillé dans le chapitre Tectonique.

Dans la coupe de Hameïma, les premiers dépôts de l'intervalle transgressif se présentent sous forme de successions argilo-carbonatées de couleur sombre, caractérisées par des faciès de milieu pélagique (F0) et par les assemblages 1 et 2. Le milieu est très ouvert (talus externe-bassin). Le maximum de transgression se situe dans les marnes au niveau d'un banc à ammonites entièrement phosphatées (banc HMA36). Cette phosphatisation indiquerait une diminution considérable du taux de sédimentation, liée au déplacement vers le continent des aires de dépôt.

Dans les coupes des Charren, Djerissa et Boulahnèche, les dépôts de l'intervalle transgressif se présentent sous forme de bancs calcaires séparés par des niveaux marneux, localement à ammonites. Le maximum de transgression se situerait dans les niveaux marneux très pauvres en intercalations calcaires.

L'étude au microscope plaide en faveur de cette interprétation. En effet, dans la coupe des Charren, les premiers mètres au-dessus de la surface de transgression présentent un faciès de type F2 et des assemblages 1, 2, 3 et 6, et correspondraient à l'intervalle transgressif. Les deux premiers assemblages caractérisent des milieux ouverts (foraminifères planctoniques) qui peuvent marquer à ce niveau un maximum de transgression. D'autant plus qu'après cette MFS, la tendance s'inverse et on passe à des faciès de type F5a et à l'apparition d'assemblages caractérisant des milieux de moins en moins profonds avec surtout, tout à fait au sommet de l'ensemble, l'apparition de l'assemblage 9.

4.2.4. Le cortège de haut niveau HST

Dans la coupe de Hameïma, au-dessus de la MFS, les bancs de calcaires argileux deviennent plus fréquents et correspondent au dépôt d'un HST très mince, probablement en raison d'érosions ultérieures.

Dans la coupe de Boulahnèche, le cortège de haut niveau ne se serait pas déposé.

Dans la coupe de Djerissa, des bancs de calcaires massifs présentent une évolution stratocroissante. La faune, constituée principalement d'ammonites dans les niveaux sous la MFS, laisse place à des orbitolines. La diminution de la paléoprofondeur de dépôt se poursuit jusqu'à l'émersion, matérialisée par un karst dans la coupe de Djerissa, et par un niveau de remaniement dans les deux coupes de Hameïma et de Charren, marquant ainsi la limite supérieure de la séquence de dépôt SA2.

4 .2.5. La limite de séquence D8

Dans la coupe de Hameïma elle correspond à la base d'un banc remaniant des galets phosphatés (HMA 38). Dans la coupe de Charren, elle est représentée par un niveau remaniant des ammonites. Dans la coupe de Djerissa, celle limite de séquence est représentée par une surface d'érosion matérialisée par un karst. Dans la coupe de Boulahnèche, cette limite de séquence est confondue avec la limite de séquence D7 [Figure II.35 et II.36].

4.3. Séquence-types de la partie inférieure de la Formation Fahdène

L'analyse de la partie inférieure de la Formation Fahdène (Argiles Inférieures, Calcaires de l'Allam et du Mouelha, Argiles Médianes) montre qu'on peut y trouver des motifs lithologiques qui se répètent avec quelques variations d'une section à l'autre, et qu'on peut donc assimiler à des séquences lithologiques. On distinguera deux séquences-types dans la partie inférieure de la Formation Fahdène.

4.3.1. Séquences à partie inférieure marneuse

Ces séquences lithologiques caractérisent les Argiles inférieures et la base des Argiles médianes, et sont relativement constantes d'une coupe à l'autre, à l'exception de la coupe des Charren (Djebel Slata). On y distingue de bas en haut :

(1) une discontinuité érosive située à la base d'un banc calcaire massif d'épaisseur infra-métrique, souvent lenticulaire, qui contient des galets carbonatés remaniés, et phosphatisés en périphérie (déjà mentionnés par Dubourdieu, 1956),

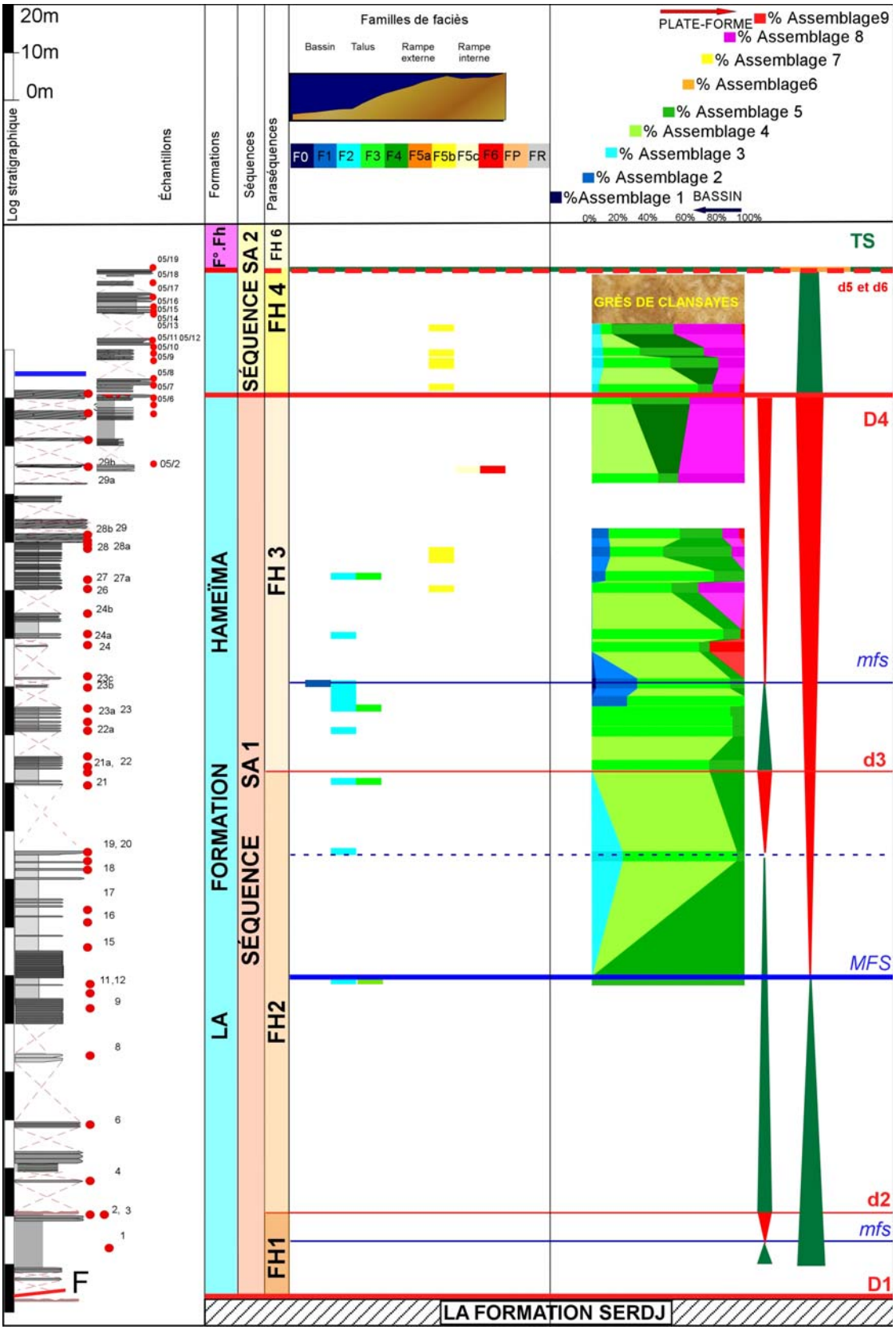


Figure II.35. Les séquences de dépôt SA1 et SA2 dans la coupe de Hameïma

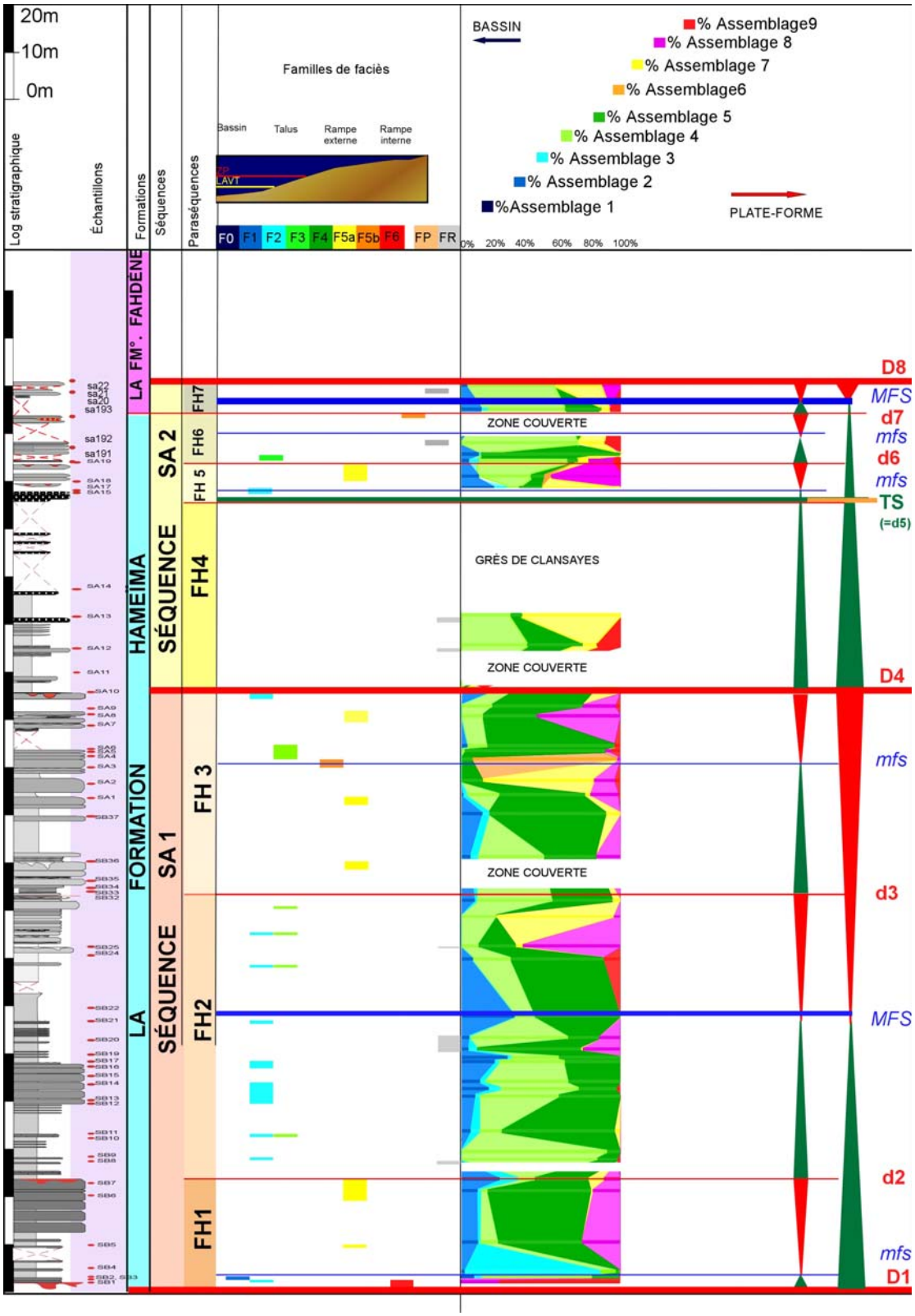


Figure II.36. Les séquences de dépôt SA1 et SA2 dans la coupe des Charren- Localité du Slata

(2) des alternances de marnes plus ou moins calcaires et contenant des faunes benthiques, ainsi que quelques macrofaunes pélagiques,

(3) des argiles sombres peu ou non calcaires, riches en faunes pélagiques, localement pyritisées.

(4) une nouvelle discontinuité.

4.3.1.1. Discontinuité de base et banc calcaire à galets remaniés et phosphatisés.

Le banc calcaire basal présente souvent une base irrégulière interprétée comme érosive (Fig. a). En effet, le caractère lenticulaire de ce niveau dans certaines coupes (D8 des coupes de Hameïma, Djerissa et Boulahnèche) évoque le remplissage de dépressions (larges chenaux ?) formées à l'issue d'une période d'érosion sous-marine [Figures II.37 et II.38].

Figure II.37. Discontinuité D9 de la coupe de Hameima (banc HMA 63). Noter la surface irrégulière du banc calcaire basal, interprétée comme érosive.

Figure II.38. Galets phosphatés dans le banc HMA 63 (discontinuité D9, coupe de Hameima). Noter les formes subanguleuses à arrondies des galets et leurs auréoles de phosphatisation.

Les galets calcaires contenus dans les bancs calcaires ont été mentionnés et étudiés par Dubourdieu (1956) dans un niveau équivalent à notre D8. Dubourdieu (1956) signale une texture micritique des galets, qui contiennent jusqu'à 7 % voire 12 % de phosphate. Ils sont de taille infra- à pluri-centimétrique, subanguleux à arrondis (Dubourdieu, 1956), et montrent en périphérie des auréoles de phosphatisation montrant que celle-ci s'est produite de l'extérieur vers l'intérieur.

La discontinuité D9 de la coupe de El Goussa montre l'origine de ces galets. On y voit la discontinuité soulignée par un alignement de gros nodules calcaires septarisés [Figure II.36] à différents stades de désagrégation et de phosphatisation [Figure II.39a et II.39b]. Ces affleurements montrent selon nous la succession suivante d'événements :

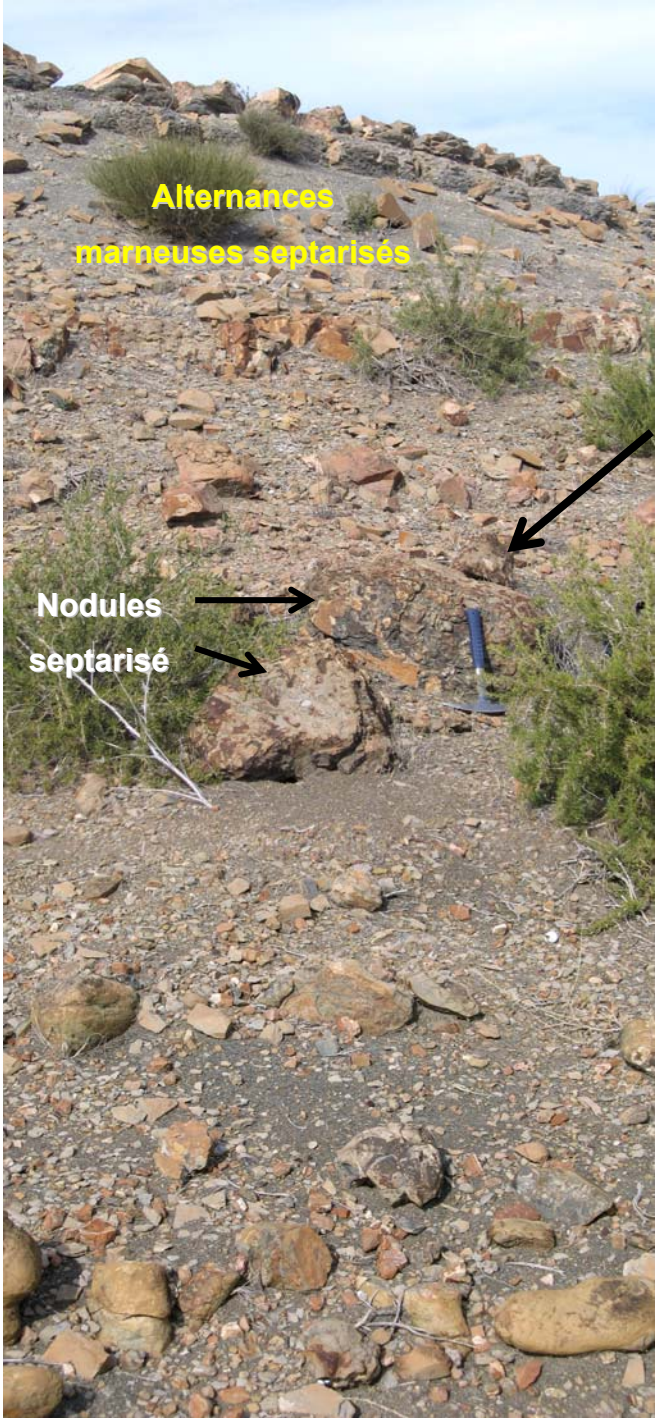


Figure II.40. Limite de Séquence D9 dans la coupe de El Goussa (banc RR 59), matérialisée par un alignement discontinu de nodules septarisés et partiellement phosphatés (sous le marteau).
Noter le ressaut marneux qui surmonte la surface de discontinuité, interprété comme le Prisme de Bas Niveau.

Figures II.39a et II.39b. Détails de nodules de la discontinuité D9 (RR 59, coupe de El Goussa). Les fragments de nodule sont arrondis et phosphatés en périphérie (d, en haut), et/ou disjoints et en cours de remaniement dans une matrice ferrugineuse (e, en bas).

- Lacune sous-marine permettant la formation diagénétique, quelques mètres sous la surface du sédiment, de gros nodules calcaires à septaria. En effet, de tels nodules ont été fréquemment observés juste sous les discontinuités sous-marines de la Formation Fahdène [Figure II.40 et II.41].

- Erosion sous-marine des sédiments surmontant les nodules,

- Fragmentation et désagrégation de ces nodules le long des plans des septarias, et début de phosphatisation des fragments.

- Remaniement et transport sous-marins plus ou moins importants des galets à la surface du sédiment, expliquant leurs formes et leur phosphatisation variables.

- Dépôt des calcaires lors de la reprise de sédimentation.

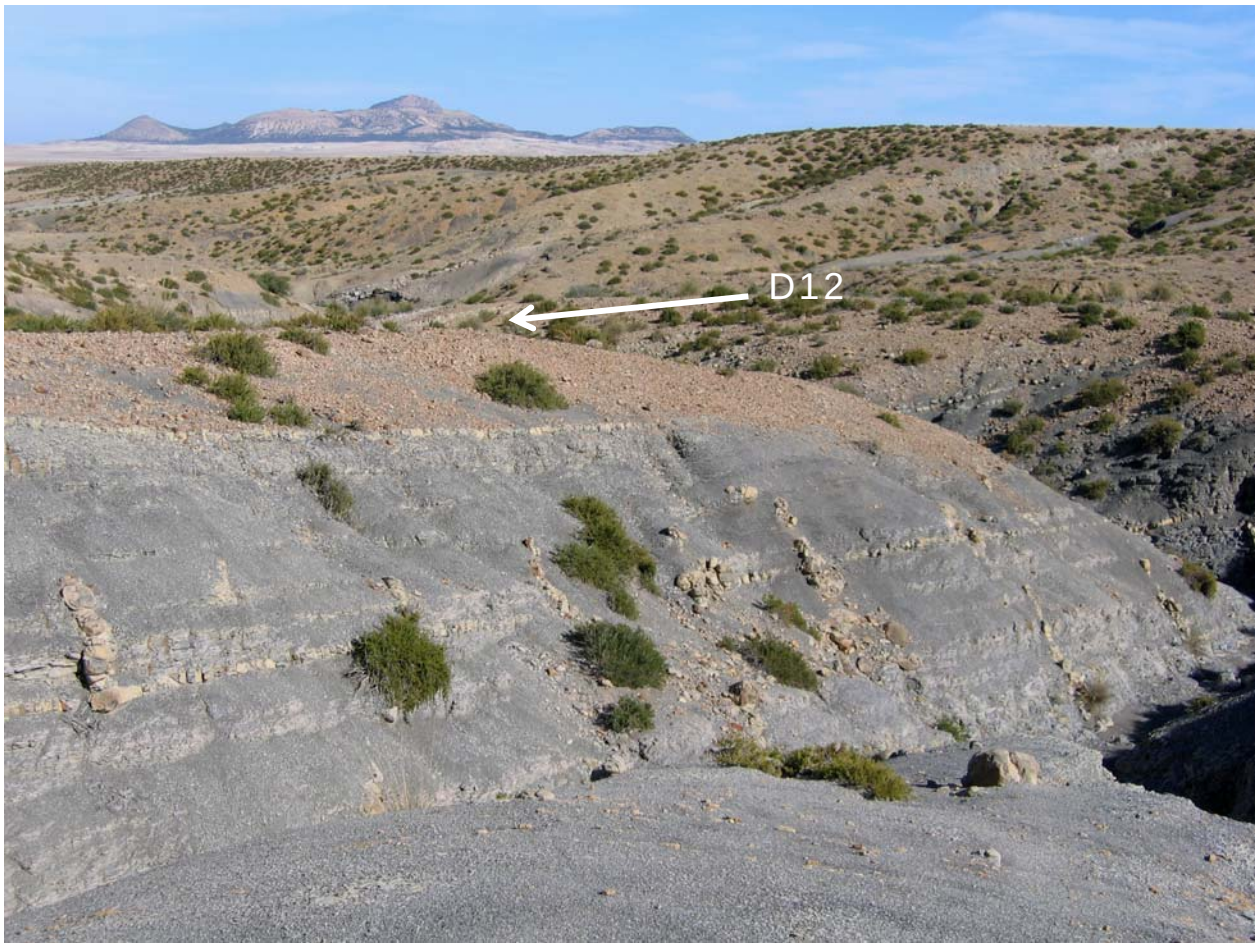


Figure II.41. Alignement de nodules plus ou moins verticaux sous la discontinuité D12 séparant les Calcaires de l'Allam des argiles de l'Albien supérieur, dans la coupe des Charren (Slata).

L'association de ces discontinuités avec des périodes de lacune sous-marine est de plus supportée par le fait que des concentrations d'ammonites, remaniant des faunes de niveaux

sous-jacents, sont observées tant à la base de certains de ces bancs calcaires de base (D8 = banc HMA 38 de la coupe de Hameïma [Figure II.42] = banc SA 22 de la coupe de Charren (Slata)), que sur la surface de discontinuité, quand les calcaires sont absents (niveau HMA 78 de la coupe de Hameïma par exemple).

La discontinuité située à la base du banc calcaire est interprétée comme la Limite de Séquence d'une séquence de dépôt.

Figure II.42. Accumulation d'ammonites (et de nautiles) comprenant des espèces issues des niveaux HMA 36, 37, 38, à la base du banc HMA 38 de la coupe de Hameima (discontinuité D8).

4.3.1.2. Alternances marneuses

Les alternances marneuses qui surmontent le banc calcaire de base sont organisées en séquences stratocroissantes d'ordre mineur, dont la lithologie va de marnes argileuses gris clair d'allure écailleuse, à des marnes calcaires plus ou moins noduleuses de couleur blanche à gris très clair. Ces alternances marneuses, bioturbées et généralement finement et légèrement gréseuses, contiennent une faune benthique assez abondante, dominée par des oursins irréguliers, associés à des pectinidés, des fragments d'huîtres et d'autres bivalves, des brachiopodes et quelques petits gastéropodes. Cet assemblage est associé à des organismes planctoniques parmi lesquels, à côté de quelques ammonites, dominent les bélemnites.

L'épaisseur des alternances marneuses varie, selon les coupes et les séquences, de 50 m à quelques mètres. Du Sud-Est (Boulahnèche, Djerissa) vers le Nord-Ouest (Hameïma, El Goussa), on observe la disparition des brachiopodes et des bivalves sauf quelques pectinidés, et une diminution des épaisseurs [Figure II.43].

Les alternances marneuses sont interprétées comme le prisme de bas niveau des séquences de dépôt de la Formation Fahdène.

Figure II.43. Alternances marneuses surmontant la Limite de Séquence D9 de la coupe de Hameima. Les numéros indiquent les numéros de banc (HMA).

4.3.1.3. Argiles sombres

Les alternances marneuses passent progressivement mais rapidement vers le haut à des argiles peu ou non calcaires, de couleur sombre, apparemment peu bioturbées et assez riches en pyrite. La faune y est dominée par les ammonites, parfois pyritisées et les bélemnites, qui sont presque seules présentes dans les coupes situées au Nord-Ouest (Hameima, El Goussa). Dans les coupes situées plus au Sud-Est (Djerissa, Bou el Haneche), cette association est accompagnée de quelques bivalves (pectinidés, huîtres).

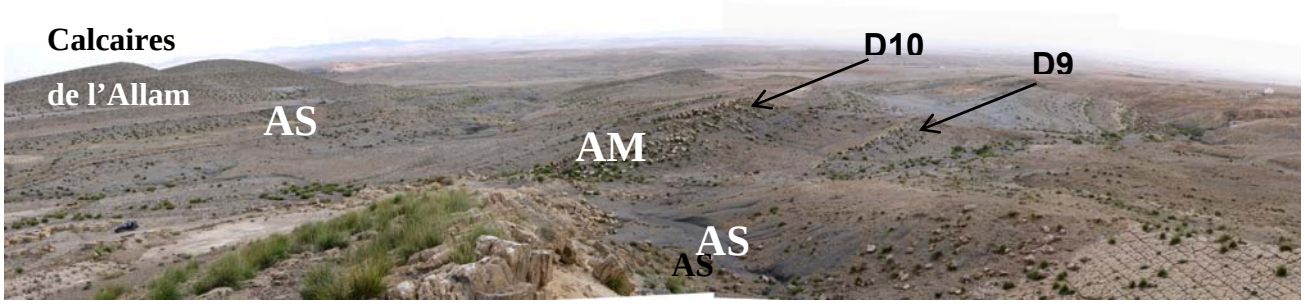


Figure II.44. Coupe de la Formation Fahdène levée à l'Est du Djebel Bou el Haneche. Noter les bancs calcaires surlignant les discontinuités (D9 et D10), les alternances marneuses (AM, absentes ou très réduites au-dessus la séquence), et les argiles sombres (AS).

Dans toutes les coupes, les argiles peuvent être intercalées de minces bancs plus calcaires, contenant des faunes benthiques brisées et probablement remaniées (échinodermes, bivalves, brachiopodes,…), et localement des figures de courant [Figure II.44].

La partie inférieure des argiles sombres est interprétée comme l'Intervalle Transgressif, et leur partie supérieure comme le Prisme de Haut Niveau de la séquence de dépôt. Le Maximum d'Inondation est généralement marqué par un maximum d'argilosité et parfois par un ou plusieurs niveaux riches en ammonites, souvent pyritisées.

4.4. Les séquences de la partie inférieure de la Formation Fahdène

Les deux séquences de dépôts SA1 et SA2 sont les deux séquences d'ordre 3 qui ont été reconnues dans la plate-forme. Dans ce qui suit, les séquences de dépôts décrites sont celles qui ont été identifiées dans le bassin et qui caractérisent les dépôts de la Formation Fahdène. Comme exposé précédemment, ces séquences présentent une succession à trois *termes* :

- Calcaire à base érosive et galets ou ammonites remaniés,
- calcaires argileux ou marnes à faune benthique,
- Argiles sombres, localement à ammonites pyriteuses ou phosphatées,

Ce découpage peut présenter quelques variations d'une coupe à l'autre. La numérotation des discontinuités fera suite à celles déjà identifiées dans la Formation Hameïma [Figure II.45 et II.46].

4.4.1. La séquence de dépôt SA3

Cette séquence est limitée à sa base par la discontinuité D8 et à son sommet par la discontinuité D9. Dans les coupes de Charren (Slata), El Goussa, et Boulahnèche, cette séquence coïncide avec les premiers dépôts très argileux (*Lower Shales* ou Argiles Inférieures de la Formation Fahdène).

Dans la coupe d'**El Goussa**, la séquence de dépôt SA3 est épaisse d'environ 200 m. Les cinquante premiers mètres sont représentés par un important niveau marneux renfermant plusieurs intercalations de bancs carbonatés. Il s'agit de bancs de calcaires argileux d'épaisseur centimétrique. Les bancs calcaires de la base sont de couleur brune et légèrement gréseux. Ils ont livré une faune composée d'ammonites associées à des échinodermes (oursins), des gastéropodes et quelques bélemnites. Au-dessus, le reste des intercalations de

calcaires argileux s'organise de manière stratodécroissante. Les bancs, finement gréseux, sont de couleur plus foncée à noire, et ont livré une faune composée exclusivement d'ammonites.

À El Goussa, la séquence se poursuit sur 150 m avec des dépôts argileux à nodules de pyrite (*black shales*) qui ont livré quelques ammonites. Dans la partie supérieure de la séquence, ces *black shales* renferment une intercalation formée de nodules phosphatés de couleur vert foncé. La séquence se termine par un niveau contenant de larges nodules calcaires septarisés. Ces nodules, une fois phosphatisés, sont remaniés au-dessus la limite de séquence D8.

Dans la coupe de **Hameïma**, la séquence SA3 est épaisse d'environ 100 m. Elle montre la même succession que dans la coupe d'El Goussa, avec des alternances de niveaux argileux et de calcaires dans la partie inférieure, et des niveaux exclusivement argilo-marneux dans les parties moyenne et supérieure. Les bancs calcaires sont d'épaisseur décimétrique à hémimétrique, et ont livré à la base de l'ensemble des ammonites associées à des échinodermes, quelques bélemnites et des gastéropodes. Ces alternances coïncident avec l'« *Horizon à ammonites* » de Burollet (1956). A Hameïma, le reste de la succession, principalement argileux et finement gréseux, contient une faune exclusivement formée d'ammonites.

Au djebel **Slata** (coupe des Charren), la séquence SA3 n'est épaisse que d'environ 35 m et affleure très mal. Au-dessus de la discontinuité D7, et après quelques mètres de lacune d'observation, affleurent deux bancs massifs et carbonatés. Le premier banc, épais de 0.5 m et très glauconieux, granulaire, renferme des galets ainsi qu'une faune composée d'oursins et de débris d'huître. Le deuxième banc, métrique, et séparé du premier par un niveau marneux, présente beaucoup de remaniements. La texture des bancs est très arénitique.

Dans la coupe des Charren, les 30 m supérieurs de la séquence SA3 n'affleurent pas, et la séquence se termine par un banc calcaire et phosphaté, très riche en remaniements. Dans la coupe des Charren, la séquence SA3 marque le début du dépôt de l'ensemble des « Calcarénites Inférieures » qui appartient à l'unité des Argiles Inférieures de la Formation Fahdène, et est caractérisée par une grande abondance de remaniements.

Dans la coupe de **Boulahnèche**, la séquence SA3 est très épaisse (170 m). Elle se présente sous forme d'importants niveaux argileux renfermant des intercalations de calcaires argileux. Sur les 70 premiers mètres, les alternances argilo-calcaires ont livré une faune

composée d'ammonites associées à des oursins et des lamellibranches. Les minces bancs de calcaires argileux sont d'épaisseur centimétrique. Sur les 50 m suivants, les intercalations carbonatées sont plus rares, et les bancs ont livré quelques ammonites. La suite de la coupe montre un retour aux intercalations de bancs de calcaires argileux à faune composée de lamellibranches, d'huîtres et d'ammonites.

Microfaciès

Dans la coupe des Charren, le faciès caractéristique de la séquence SA3 est le faciès de remaniement (FR). Les calcarénites sont plus ou moins bien triés. Ces calcarénites renferment des bioclastes remaniés, dont des algues rouges, des orbitolines très mal conservées, des échinodermes ainsi que des lamellibranches. En allant vers le haut de la séquence, la matrice devient plus fine, les éléments mieux triés, et l'on voit apparaître des grains phosphatés remaniés.

La disparition des lamellibranches, ainsi que le fait que les éléments figurés deviennent de plus en plus fins au fur et à mesure que l'on monte dans la séquence, indiquent une tendance vers l'approfondissement. Cette tendance atteint son maximum avec l'arrivée des marnes. Elle s'inverse ensuite avec le retour aux dépôts de calcarénites dans le dernier banc de la séquence, où apparaissent des éléments phosphatés remaniés.

Dans la coupe de Hameïma, les microfaciès sont gréseux, la microfaune est très difficile à déterminer en raison de sa mauvaise conservation. La matrice est très fine et de couleur très sombre.

Assemblages faunistiques

Dans la coupe des Charren, l'étude des assemblages ne peut pas donner de résultats interprétables en raison de l'importance des remaniements. La détermination de la nature du milieu de dépôt est basée sur la faune la plus profonde. Cette faune est composée de fragments d'échinodermes. A une échelle macroscopique, ces niveaux ont livré des ammonites. Le milieu est donc plutôt ouvert.

Découpage séquentiel

La limite de séquence D8

Dans la coupe de Hameïma, la limite de séquence D8 est matérialisée par un banc renfermant des nodules phosphatisés et des ammonites remaniées (également dans la coupe

de Charren). Dans la coupe de Boulahnèche, elle est marquée par un karst polyphasé qui contient également la D7. À Djerissa, elle n'est marquée que par une surface d'érosion surmontée de calcaires finement gréseux. Dans les trois coupes de Charren, Djerissa et Boulahnèche, cette limite de séquence majeure marque la fin des dépôts gréso-carbonatés et le début des dépôts argilo-marneux de la Formation Fahdène, illustrant ainsi l'ennoyage général de la plate-forme et son comblement par des faciès de bassin.

Le prisme de bas niveau de SA3

Dans les coupes d'El Goussa, de Hameïma et de Boulahnèche, le prisme de bas niveau coïncide avec les alternances de calcaire argileux et marnes argileuses. La surface de transgression, difficile à identifier, se situe probablement au niveau du dernier banc de calcaire argileux au-dessus duquel les dépôts deviennent quasiment marneux.

Dans la coupe des Charren, le prisme de bas niveau n'est pas bien présenté. Il correspond aux premiers bancs carbonatés riches en remaniements.

L'intervalle transgressif et Surface d'inondation maximale

Dans les coupes d'El Goussa et des Charren, l'intervalle transgressif est représenté par les niveaux marneux qui font partie des « Argiles Inférieures » de la Formation Fahdène. Dans la coupe de Hameïma, la surface du maximum d'approfondissement se trouverait au niveau des marnes noires qui surmontent l'« Horizon à ammonites ». Dans les coupes d'El Goussa et de Boulahnèche, le maximum d'approfondissement coïnciderait avec le maximum d'abondance des ammonites. Dans la coupe de Boulahnèche, la MFS marque une inversion de tendance où l'on assiste à un retour à des intercalations de bancs carbonatés.

Dans la coupe des Charren, l'intervalle transgressif est représenté par le niveau marneux qui surmonte les alternances marno-carbonatées dans la partie inférieure de la coupe. La surface de maximum d'approfondissement, très difficile à identifier, correspond probablement à la fin des marnes où nous avons noté un retour des dépôts de calcarénites.

Le cortège de haut niveau (*HST*)

Pas très développé dans les trois coupes d'El Goussa, Hameïma et Charren, le HST est représenté par le premier (et unique) banc carbonaté qui se dépose après l'important niveau marneux. Dans les coupes d'El Goussa et de Hameïma, la séquence se termine à la base érosive du banc calcaire à nodules phosphatisés et ramaniés qui marque la limite de séquence.

Dans la coupe de Boulahnèche, le cortège de haut niveau est représenté par un retour important des intercalations de calcaire-argileux. Ces intercalations ont livré une faune composée de débris de lamellibranches et d'huîtres, plaidant en faveur d'une baisse du niveau marin.

4.4.2. La séquence de dépôt SA4

Limitée à sa base par la discontinuité D9 et à son sommet par la discontinuité D10, cette séquence correspond dans les coupes d'El Goussa et de Hameïma, à la partie supérieure des « Argiles Inférieures » de la Formation Fahdène, et à l'ensemble des « Calcarénites inférieures » dans la coupe des Charren.

Epaisse d'environ 150 m dans la coupe d'El Goussa, cette séquence, montre une diminution d'épaisseur en allant d'El Goussa vers Boulahnèche, où elle se réduit à 40 m.

Dans les coupes d'El Goussa et de Hameïma, cette séquence présente les mêmes caractéristiques lithologiques que la séquence de dépôt SA3, mais les dépôts marneux diminuent d'épaisseur et les niveaux de calcaire argileux au sommet de la séquence sont plus abondants. Dans la coupe de Hameïma, les ammonites, de petite taille, sont souvent pyriteuses et associées à des bélemnites. Dans la partie inférieure de la séquence, les ammonites sont associées à des oursins, des débris de lamellibranches et des bélemnites.

Dans la coupe des Charren, la séquence SA4 représente l'ensemble des « Calcarénites Inférieures », en bancs décimétriques, allant parfois jusqu'à 1 m d'épaisseur, caractérisé par des dépôts grossiers, très riches en éléments roulés et remaniés, assez phosphatés et glauconieux par endroit, notamment dans la partie inférieure de la séquence. L'essentiel de la faune est composé, à la base, d'oursins, de lamellibranches et de débris d'huîtres, et d'oursins et d'ammonites dans la partie supérieure de la séquence. Dans leur partie supérieure, les « Calcarénites Inférieures » deviennent très phosphatées et glauconieuses, aux abords de la Surface de transgression. Le reste de la séquence montre des bancs de calcaires finement gréseux, centimétriques, bioturbés par endroits et intercalés dans d'importants niveaux marneux de couleur noire. Vers le haut, les intercalations de bancs carbonatés sont plus abondantes, et la faune y est composée d'ammonites pyriteuses.

Dans la coupe de Boulahnèche, la séquence de dépôt SA4, réduite à 40 m, se présente sous forme d'alternances d'argiles ou marnes avec des calcaires argileux. La faune est composée d'ammonites, associées à des bélemnites et à quelques oursins.

Microfaciès

Dans la coupe des Charren, la base de la séquence montre un faciès de remaniement où les éléments sont plus ou moins bien triés et de plus petite taille que ceux de la séquence précédente. Les bioclastes identifiés sont des lamellibranches, quelques petits foraminifères benthiques circalittoraux, des orbitolines très mal conservées, mais surtout d'abondantes algues rouges. Ces faciès renferment également des éléments phosphatés dont l'abondance diminue vers le haut, et où apparaissent des fragments de bryozoaires et d'échinodermes.

Dans la coupe de Hameïma, l'étude des microfaciès ne s'est pas révélée concluante.

Assemblages faunistiques

Comme pour la séquence SA3, les dépôts de la séquence SA4 sont des dépôts de remaniements, et l'étude des assemblages faunistiques ne peut aider à déterminer le milieu.

Dans la coupe de Hameïma, en raison de l'impossibilité de l'identification des bioclastes, cette étude n'a pas donné de résultats.

Découpage séquentiel

Prisme de bas niveau (*PBN*)

Dans les deux coupes d'El Goussa et de Hameïma, le prisme de bas niveau correspond aux intercalations argilo-marno-calcaires dans la partie inférieure de la séquence de dépôt SA4. Dans la coupe d'El Goussa, ces intercalations ont livré une faune composée d'ammonites, associées à des bélemnites, quelques lamellibranches et des oursins. La surface de transgression (*TS*) marque le passage à des dépôts exclusivement marneux.

Dans la coupe de Hameïma, les intercalations de bancs de calcaire argileux sont d'abord strato-croissantes, puis strato-décroissantes dans la partie supérieure du prisme de bas niveau. La faune est composée d'ammonites, associées à des débris d'huîtres, puis à des oursins. Ceci montre un début d'approfondissement des milieux de dépôt au sommet du prisme de bas niveau. La surface de transgression (*TS*) est marquée par la raréfaction des intercalations carbonatées et le dépôt de niveaux argileux plus épais.

Dans la coupe des Charren, le prisme de bas niveau est représenté par les premières calcarénites massives et très grossières. L'importance des remaniements, le mauvais granoclassement et la phosphatisation, des dépôts indiquent un début de transgression (remontée rapide du niveau marin). La surface de transgression, très glauconieuse et

phosphatée, marque le passage de calcarénites très grossières à des calcarénites plus fines, puis au dépôt d'importants niveaux de marnes noires.

Dans la coupe de Boulahnèche, le prisme de bas niveau est représenté par les premières intercalations argilo-marno-calcaires. La surface transgressive ou *TS* marque le passage de ces alternances à des dépôts très argileux.

L'intervalle transgressif et la Surface d'inondation maximale

Dans les coupes étudiées (Hameïma, Charren, El Goussa et Boulahnèche), l'intervalle transgressif est représenté par les niveaux marneux, déposés au-dessus des alternances de la base de la séquence. Dans la coupe de Hameïma, la surface d'inondation maximale a été placée à un niveau contenant de nombreuses ammonites pyriteuses associées à des bélemnites et des oursins.

L'intervalle transgressif est représenté dans les trois coupes des Charren, d'El Goussa et de Boulahnèche, par les niveaux argilo-marneux de couleur noire, renfermant de rares intercalations de calcaires fins. La surface de maximum d'inondation a été située avant le retour à des dépôts un peu plus carbonatés.

Le prisme de haut niveau

Le cortège de haut niveau n'est pas très développé. La sédimentation argilo-marneuse reste dominante. Toutefois, au-dessus de la surface d'inondation maximale, nous avons noté la réapparition d'intercalations calcaires plus importantes que dans l'intervalle transgressif. Ceci peut être le témoin d'une diminution de la paléoprofondeur de dépôt, qui culmine avec une érosion sous-marine au moment de la limite de séquence, qui permet l'érosion des argiles sous-jacentes, la fragmentation des nodules septarisés, leur phosphatisation et leur remaniement et dans le niveau de base de la séquence sus-jacente.

4.4.3. La séquence de dépôt SA5

Cette séquence de dépôt, limitée à sa base par la discontinuité D10 et à son sommet par la discontinuité D11, coïncide grossièrement avec les « Calcaires de l'Allam » de la Formation Fahdène. Dans la plupart des coupes étudiées, D11 est confondue avec la limite de séquence érosive D12, qui souligne la transgression de l'Albien supérieur. De façon générale, la séquence se présente sous la forme assez monotone de bancs calcaires noirs métriques séparés par des niveaux argileux, et il est possible que cette séquence SA5 contienne plusieurs séquences de dépôt d'ordre inférieur.

Dans les coupes de El Goussa, Hameïma et Slata, cette séquence est dépourvue de faune à l'exception de rares bélemnites. Ceci n'est pas le cas dans les coupes de Djerissa et Boulahnèche où nous avons trouvé des ammonites (*Tegoceras cammatteanum* et localement, *Lyelliceras pseudolyelli*) et des bélemnites associées à quelques lamellibranches.

Dans les trois coupes de Boulahnèche, El Goussa et Hameïma, la séquence SA 5 est faite de calcaires fins, noirs et parfois riches en matière organique.

Dans la coupe des Charren, la séquence commence par un ensemble de calcarénites, il s'agit des calcarénites supérieures. Elles se présentent sous forme de bancs centimétriques avec d'abondants remaniements et une texture sableuse. Les bancs sont de plus en plus phosphatés en allant vers le sommet. Au-dessus, la séquence SA5 se poursuit avec des alternances de minces bancs de calcaires argileux fins et noirs, et de marnes noires, à rares ammonites pyriteuses vers la base. Cet ensemble de calcaires argileux et de marnes noires s'étend sur une épaisseur d'environ 100 m. Plus haut, la réapparition de bancs calcaires noirs à patine claire et à rares débris de bivalves montre une augmentation de la production carbonatée. Ces bancs calcaires sont séparés par des marnes, argileuses à la base, plus carbonatées au sommet. Le sommet de la séquence est marqué par l'apparition de nodules calcaires allongés verticalement, sous les grès jaunes dont la base marque la limite de séquence D11-12.

Microfaciès

Dans la coupe des Charren, trois types de faciès caractérisent la séquence de dépôt SA5. Dans la partie inférieure calcarénitique, les faciès sont de type FR (faciès de remaniement). Les grains sont fins et bien triés. Dans les parties moyenne et supérieure de la séquence, le faciès est un mudstone renfermant quelques foraminifères circalittoraux et quelques grains phosphatés, caractérisant un milieu relativement ouvert (faciès de type F1-F3), qui passe à des faciès de type F0 : mudstone/wackestones renfermant quelques foraminifères benthiques circalittoraux et de plus en plus de foraminifères planctoniques en allant vers le haut. Ces derniers caractérisent des milieux ouverts pélagiques à hémipélagiques.

Dans la coupe de Hameïma, le faciès qui caractérise la séquence SA4 est de type F0 avec une faune composée de foraminifères planctoniques, de calcisphères et de radiolaires. L'ouverture du milieu est franche et caractérise un milieu pélagique.

Assemblages faunistiques

Dans la coupe des Charren, l'étude statistique de la faune et de la flore montre que, pour les parties moyenne et supérieure de la séquence, les assemblages évoluent des milieux peu profonds (7, 5 et 4) vers les plus profonds.

Découpage séquentiel

Le prisme de bas niveau

Dans la coupe des Charren, le prisme de bas niveau correspond au niveau des calcarénites, phosphatées et très riches en remaniements, témoignant ainsi d'un début de remontée du niveau marin. La surface de transgression coïncide avec le dernier banc, phosphaté et glauconieux, des calcarénites.

Dans les coupes d'El Goussa, Hameïma et Boulahnèche, le prisme de bas niveau n'est pas très bien développé. Il correspond aux premiers dépôts des « Calcaires de l'Allam » caractérisés par une organisation stratodécroissante (trois ou quatre premiers bancs). Cette organisation témoigne d'un début de transgression. L'espace disponible devient de plus en plus important, provoquant une baisse de la production carbonatée. La surface de transgression correspond à un banc ou un niveau phosphaté et glauconieux.

L'intervalle transgressif et la Surface d'inondation maximale

L'intervalle transgressif de la séquence SA5 est très bien développé et témoigne de l'importante transgression.

Dans la coupe des Charren, l'intervalle transgressif correspond à l'ensemble des alternances de marnes noires et de bancs de calcaires argileux fins qui se sont déposés au-dessus des « Calcarénites supérieures ». Le maximum de transgression se situerait à l'apparition des ammonites (SA 64/60).

Dans les autres coupes (El Goussa, Hameïma, Djerissa, Boulhanèche), les « Calcaires de l'Allam » présentent diverses séquences lithologiques pouvant représenter des séquences d'ordre inférieur. En raison de mauvais affleurements et du manque de macrofaune, le maximum d'inondation a été placé au maximum d'« argilosité ».

Le prisme de haut niveau

Dans la coupe des Charren, le prisme de haut niveau correspond aux niveaux plus calcaires qui marquent une augmentation de la production carbonatée.

Dans les coupes de Boulahnèche, Hameïma et El Goussa, le prisme de haut niveau correspond aux derniers bancs du membre « Allam », où nous avons également noté un retour à la production carbonatée ainsi qu'une organisation stratocroissante des bancs calcaires.

La limite de séquence D11-12, qui marque généralement la fin de l'ensemble des « Calcaires de l'Allam » et le début des « Argiles Moyennes » de la Formation Fahdène, est marqué par une surface érosive ravinant les calcaires de l'Allam en partie silicifiés, et donc, d'aspect irrégulier et noduleux. Les dépressions de cette surface d'érosion sont fréquemment remplies de sable fin, souvent riche en hydrocarbure.

Dans la Coupe de Boulahnèche, la limite de séquence D11 se situe sous le sommet lithologique des « Calcaires de l'Allam », qui contiennent une autre séquence de dépôt, non représentée ailleurs.

4.4.4. La séquence de dépôt SA5a

Cette séquence semble n'avoir été préservée que dans la coupe de Boulahnèche. La séquence SA5a est épaisse d'environ 20 m, et est située entre les limites de séquence D11 et D12. Elle est formée d'alternances de calcaires argileux et de marnes noires qui ont livré des ammonites (*Oxytropidoceras* sp., *Mirapelia* sp.), qui ne permettent pas de déterminer si cette séquence représente la fin de l'Albien inférieur, ou une partie de l'Albien moyen. Ces rares ammonites sont associées à de rares bélemnites et lamellibranches. Au sommet de la séquence, les bancs sont très silicifiés, l'affleurement n'est pas de très bonne qualité et un découpage séquentiel est impossible à réaliser. L'absence de cette séquence dans les autres coupes est probablement liée aux érosions qui ont précédé la reprise de sédimentation à l'Albien supérieur (discontinuité D12).

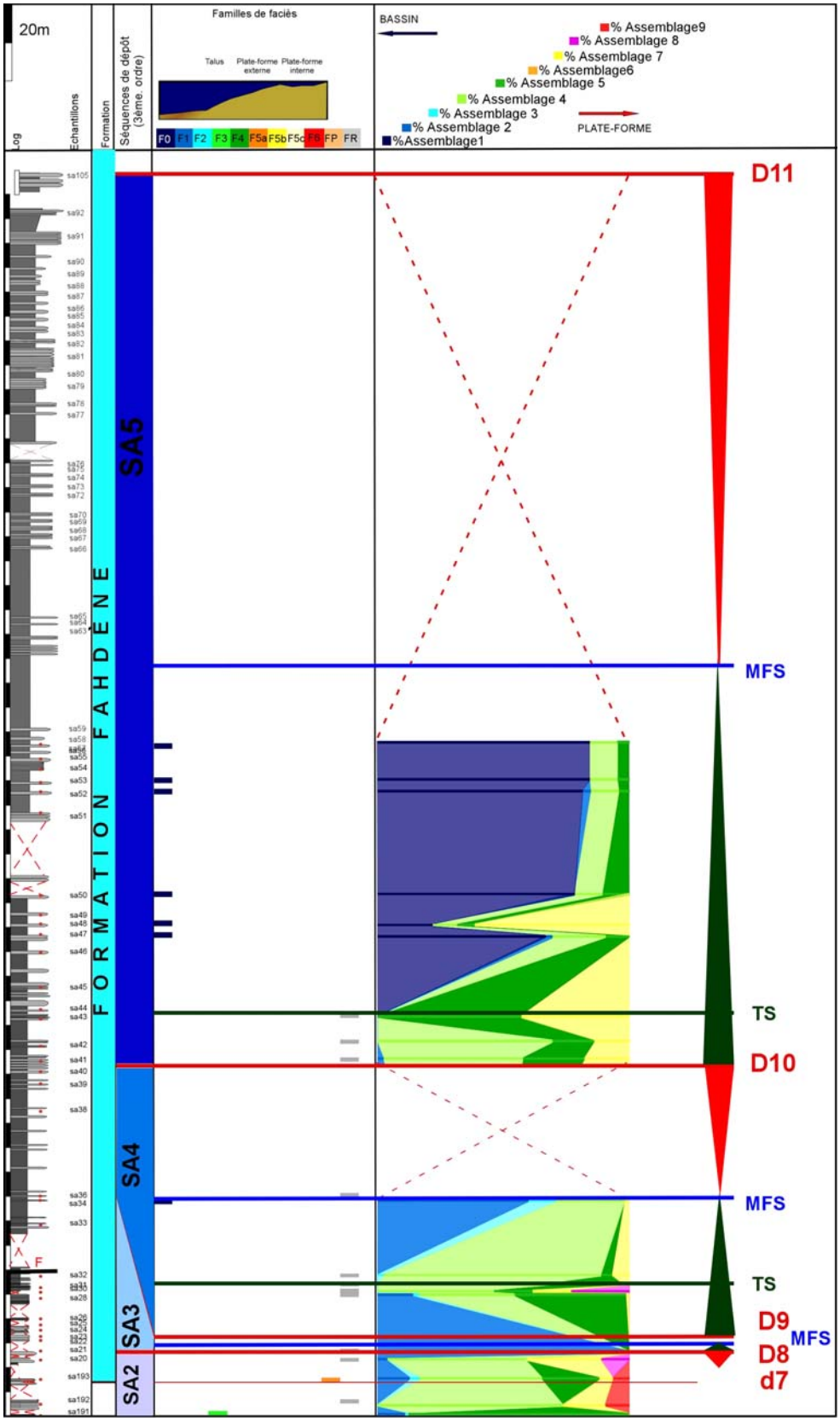


Figure II.45. Les séquences de dépôt de troisième ordre dans la coupe des Charren (Slata).

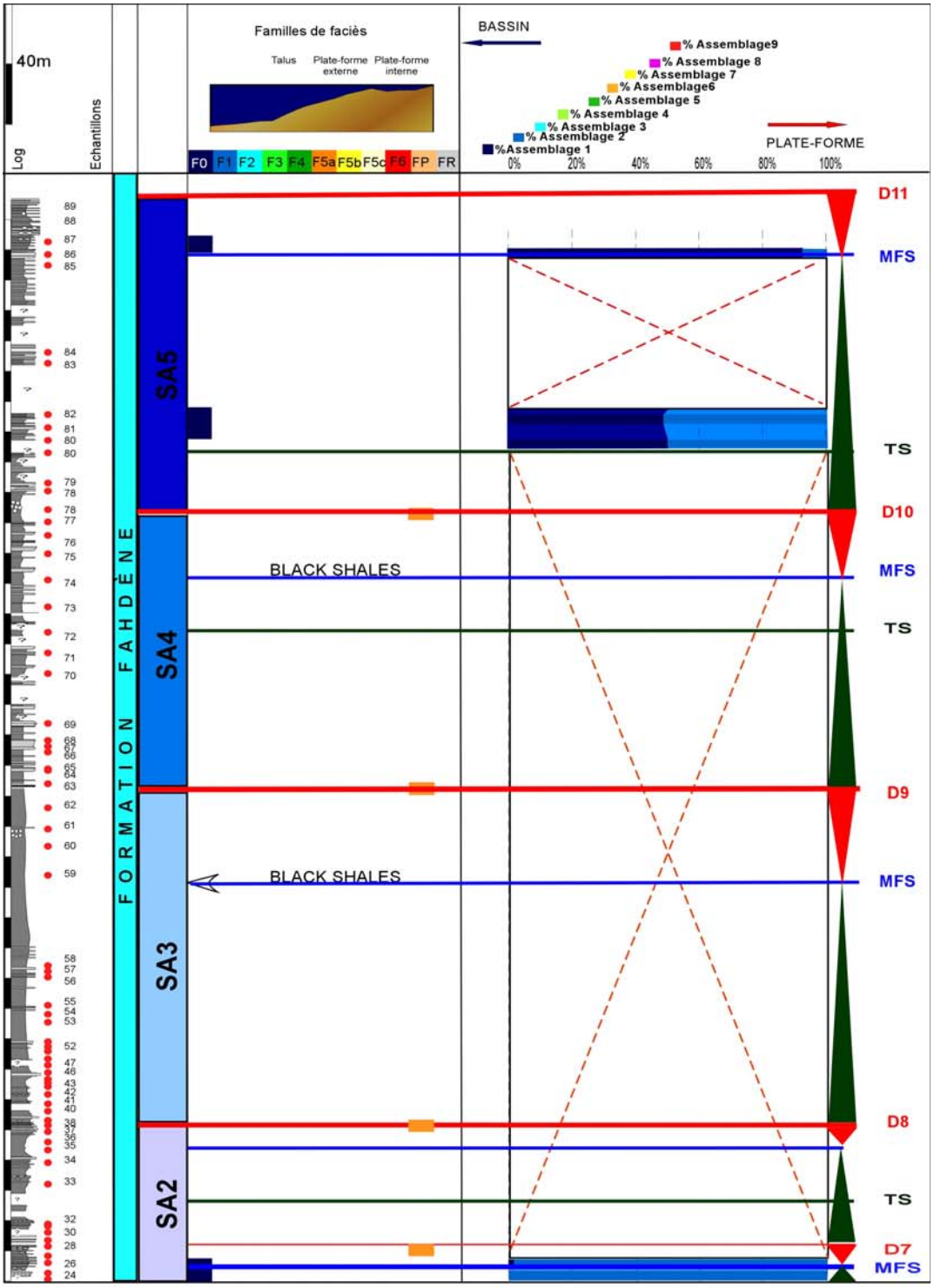


Figure II.46. Les séquences de dépôts de troisième ordre dans la coupe de Hameïma

5. GÉOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES

Introduction

Comme nous l'avons évoqué dans le chapitre II de la première partie « Méthodes et outils », l'étude des variations des isotopes stables peut renseigner sur la température (oxygène 18) et sur les processus diagénétiques qui interviennent dans la fabrication de ciments spécifiques (oxygène 18 et carbone 13). Cependant, d'autres études (Allan *et al.*, 1982 ; Hamon et Merzeraud, 2007) ont établi une relation étroite entre les signatures des isotopes et les variations du niveau marin. Dans leurs travaux, Allan *et al*. (1982) ont établi les relations suivantes :

(i) Une surface d'émersion est caractérisée par un « enrichissement » en ^{12}C. La composition isotopique du ^{13}C des calcaires sous-jacents augmentera proportionnellement avec la profondeur.

(ii) Une surface d'émersion peut être marquée par un léger enrichissement en ^{18}O.

(iii) Une brusque dérive du $\delta^{18}O$ peut différencier les sédiments de part et d'autre d'une surface d'émersion.

(iv) Les sédiments altérés dans une zone de mélange peuvent être caractérisés par une covariance positive entre le ^{13}C et le $\delta^{18}O$.

(v) La limite zone phréatique – zone vadose peut être marquée par une montée aiguë du $\delta^{13}C$ d'un système de nappe phréatique.

(vi) Les échantillons altérés à la même époque dans un système de nappe phréatique montrent un large intervalle de variations de ^{13}C et un étroit intervalle des variations du ^{18}O.

À partir de ces conclusions, l'étude des variations des isotopes stables de l'oxygène et du carbone peut être un bon moyen pour appuyer les résultats de la stratigraphie séquentielle.

Des mesures des isotopes stables de l'oxygène et du carbone ont été réalisées sur 57 échantillons dans la coupe de Charren (Slata) et sur 49 échantillons dans la coupe de Hameïma. Ces analyses ont été effectuées dans le laboratoire de sédimentologie et d'environnement de l'Université Paris Sud-Orsay avec l'aide de Nicolas FIET. Ces analyses ont été réalisées sur la roche totale. Les prélèvements des échantillons qui ont servi à l'analyse ont été faits de manière à éviter les endroits ayant subi une diagenèse secondaire

(telle qu'une dolomitisation) et ont été concentrés sur les faciès micritiques. Les résultats de ces analyses sont reportés dans le tableau III (cf. annexes).

Remarque : Les échantillons présentant des résultats erronés (trop négatifs ou affectés par la diagenèse) figurent dans l'annexe mais n'ont pas été représentés sur les courbes des variations isotopiques.

5.1. Les isotopes stables dans la coupe de Hameïma

Nous avons reporté les valeurs des variations des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sur un graphique $\delta^{18}O$ en fonction de $\delta^{13}C$ [Figure II.47]. En effet, les graphiques du $\delta^{18}O$ en fonction du $\delta^{13}C$ sont généralement utilisés pour distinguer les environnements diagénétiques responsables de la fabrication de ciments spécifiques (Moore, 2001). Comme le montre la figure II.48, dans les environnements diagénétiques, la relation entre le $\delta^{13}C$ et le $\delta^{18}O$ est linéaire, ce qui n'est pas notre cas, comme le montre notre diagramme [Figure II.47] où le coefficient de corrélation (R= 0.11) n'est pas positif. Ceci exclut donc l'existence d'un évènement diagénétique qui aurait perturbé le signal. Toutefois, les valeurs du $\delta^{18}O$ restent très négatives, suggérant qu'une influence diagénétique aurait affecté les valeurs des isotopes de l'oxygène.

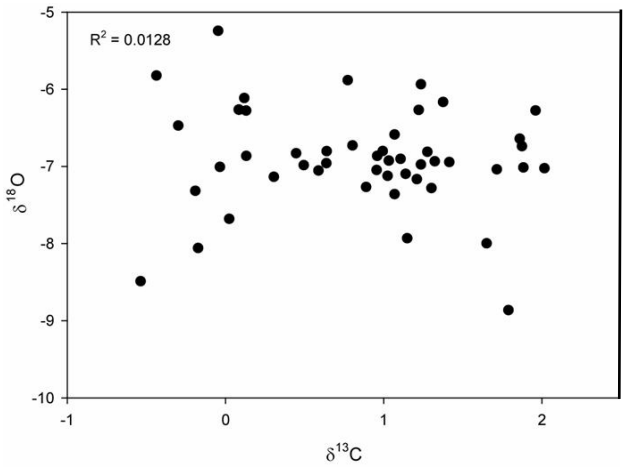
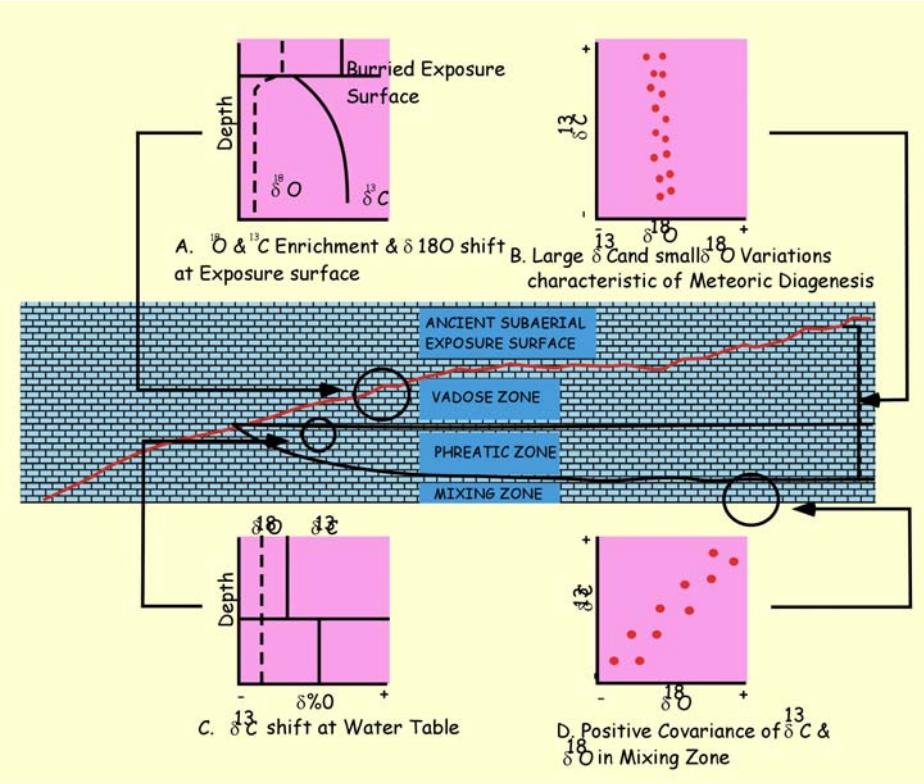


Figure II.47. Graphique du $\delta^{13}C$ en fonction du $\delta^{18}O$



Schematic diagram showing the anticipated carbon and oxygen isotopic shifts across meteoric diagenetic interfacessuch as exposure surfaces, water tables, and meteoric-marine water mixing zones, as compared to the trend expected in the meteoric phreatic zone.

Figure II.48. Diagramme schématique montrant la distribution des isotopes de l'oxygène et du carbone dans différents milieux météoriques (Moore, 2001)

5.1.1. La signature du carbone 13 dans la coupe de Hameïma

Les valeurs du $\delta^{13}C$, qui varient entre 2,02‰ et -0,54‰ PDB, sont présentées sur la figure II.49.

5.1.1.1. Les données

À la base de la courbe du $\delta^{13}C$ (sommet de la SA2), les valeurs du $\delta^{13}C$ sont positives et oscillent entre 1,22 et 1,24 ‰ PDB. Cette tendance change brusquement à partir de la limite supérieure de la séquence de dépôt SA2. Dans la partie basale de la séquence de dépôt SA3, on observe des valeurs basses allant de 0,77 à -0,54‰ PDB. Sur cette portion de courbe, se dessinent deux excursions négatives et une positive. Plus haut, dans les séquences de dépôt SA4, SA5 et SA6, la tendance générale est à l'augmentation du $\delta^{13}C$. Dans la séquence SA4, les valeurs varient de 1,02 à -0,05‰ PDB avec un pic (1,02‰ PDB) au milieu de la séquence qui coïncide avec la surface de transgression (*TS*) de cette même séquence. Contrairement à

la *TS*, la *MFS* de la séquence SA4 n'est pas marquée par un shift important dans la courbe isotopique du carbone, la valeur y est de 0,12‰ PDB. Après la petite excursion positive qui marque la MFS de la séquence SA4, les valeurs du $\delta^{13}C$ restent positives jusqu'à la limite supérieure D10 de cette séquence, marquée par une excursion négative à -0,05‰ PDB.

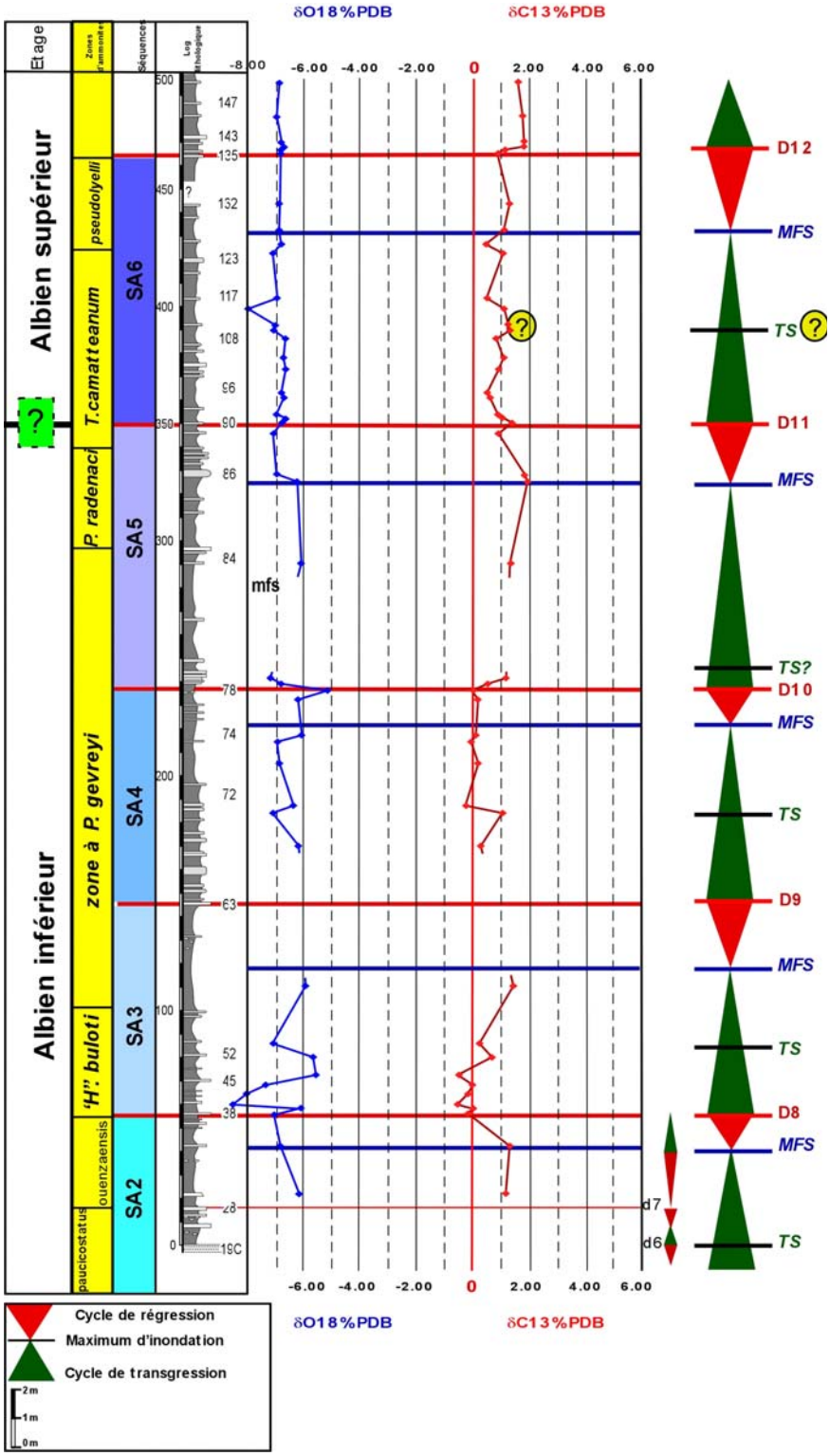


Figure II.49. Courbe des variations des isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans la coupe de Hameïma avec le découpage séquentiel et les zonations d'ammonites

Dans la partie supérieure de la courbe qui coïncide avec le dépôts des séquences SA5, SA6 et SA7, les valeurs du $\delta^{13}C$ varient entre 1,96 et 0,45‰ PDB. Les valeurs montrent une

tendance à l'augmentation, et les surfaces particulières (SB, MFS et TS) sont bien marquées par des excursions positives ou négatives du $\delta^{13}C$.

5.1.1.2. Interprétations

Dans la coupe de Hameïma, la partie inférieure de la courbe du carbone (prisme de bas niveau de la séquence de dépôt SA3) montre une évolution particulière. La séquence SA3 appartient à la partie supérieure de la zone à *tardefurcata*. Dans les travaux de nombreux auteurs (*e.g*. Weissert et *al.*, 1997, Leckie et *al.*, 2002), un niveau anoxique a été décrit à cheval entre l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur. Il s'agit du niveau anoxique OAE 1b, exprimé par trois niveaux de *black shales*. Le niveau « Jacob (113) », le niveau « Paquier (Monte Nerone) » et le niveau « Leenhardt (Urbino) ». Le niveau Jacob appartient à l'Aptien inférieur, le niveau Paquier se trouve à la base de l'Albien inférieur. Le niveau Leenhardt, quant à lui, appartient à la partie supérieure de l'Albien inférieur. Dans notre étude, les anomalies que montre la courbe du $\delta^{13}C$ à la base de la séquence de dépôt SA3 pourraient bien correspondre au niveau Paquier. En effet, c'est à ce niveau que J.-L. Latil place par corrélation l'intervalle de temps correspondant (communication personnelle), et la signature isotopique de la coupe de Hameïma est proche de celle des coupes de référence du Sud-Est de la France (Herrle et *al.*, 2004) [Figure II.50]. Ceci reste une interprétation, à confirmer ou infirmer par une étude plus poussée, avec un nombre plus important d'échantillons et une étude du carbone organique.

Les surfaces de transgression et de maximum de transgression (*TS et MFS*)

D'une façon générale, on observe une bonne corrélation entre les pics positifs du carbone 13 et les surfaces de transgression. Ceci peut s'expliquer par l'influence croissante des eaux marines au moment de la transgression. En effet, les eaux marines sont plus riches en ^{13}C que l'eau météorique (Moore, 2001 ; Arthur et Anderson, 1983; Allan *et al.*, 1982).

Cependant, cette corrélation entre excursions positives du carbone et surfaces d'inondation maximale n'est pas systématique. Ceci peut s'expliquer soit par une baisse de la production carbonatée due à l'épaisseur importante de la tranche d'eau, soit à une augmentation de la production organique, sachant que les sédiments riches en matière organique montrent des valeurs négatives du ^{13}C.

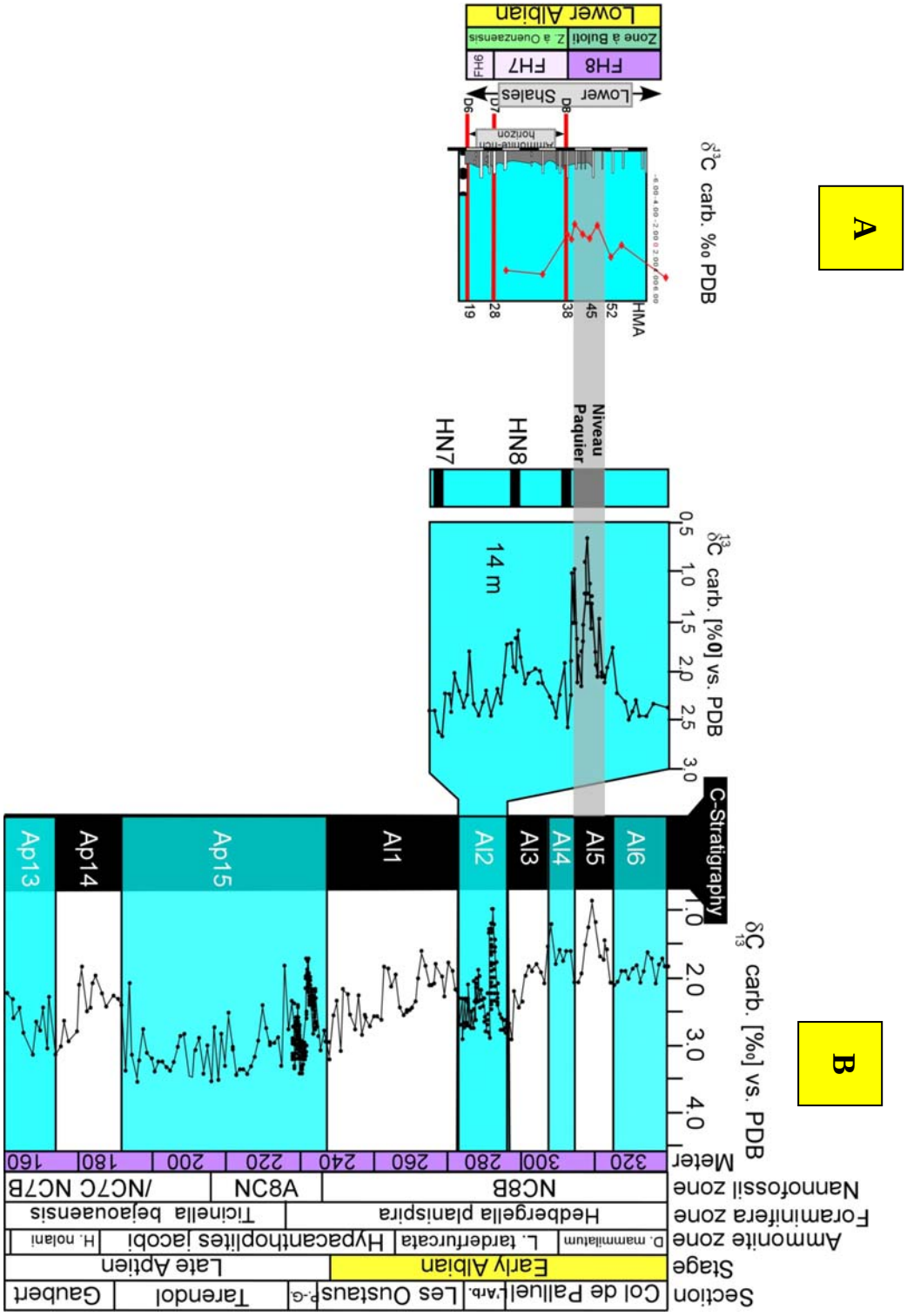


Figure II.50. A. Courbe de l'isotope du carbone pour l'intervalle Aptien à Albien inférieur du SE de la France (Herrle *et al.*, 2004). B. Courbe du carbone dans la coupe de Hameïma à l'Albien inférieur (zones à *ouenzaensis* et *buloti*), comparée à la courbe du carbone dans l'intervalle Al2 de Herrle *et al.* (2004) .

Les limites de séquences

Dans la coupe de Hameïma, la courbe du carbone 13 montre une très bonne corrélation entre limites de séquence de dépôt (D8 à D13) et excursions négatives (ou baisse) du $\delta^{13}C$. En effet, au moment de la chute du niveau de la mer, l'influence des eaux météoriques devient plus importante. Celles-ci étant appauvries en $\delta^{13}C$, donneront donc des valeurs faibles, avec des minima au niveau des limites de séquences.

Pour les autres limites de séquence de dépôts, les données sont insuffisantes pour mettre en valeur une évolution notable.

5.1.2. La signature de l'oxygène 18 dans la coupe de Hameïma

5.1.2.1 Les données

Les variations de l'oxygène 18 dans la coupe de Hameïma varient entre -8,86 et -5,24‰ PDB (Tableau III cf. annexes). Les valeurs du $\delta^{18}O$ sont très négatives. D'après N. Fiet (communication personnelle), il n'est pas exclu que les valeurs les plus négatives, surtout celles des échantillons prélevés au niveau de la plate-forme, soient le résultat d'une action des fluides hydrothermaux qui auraient pu circuler dans ces niveaux après leur dépôt. Cependant les tendances de ces variations restent interprétables.

Entre les deux séquences de dépôt SA2 et SA3, la limite de séquence D8 est marquée par un léger pic dans les valeurs du $\delta^{18}O$. À la base de la séquence de dépôt SA3, le $\delta^{18}O$ montre d'importantes fluctuations des valeurs de cet isotope. Ces anomalies coïncident avec celles du $\delta^{13}C$.

Dans la séquence SA4, la surface de transgression (*TS*) est marquée par un pic négatif du $\delta^{18}O$. La tendance est ensuite à une légère augmentation du $\delta^{18}O$ jusqu'au pic qui marque la limite de séquence D10.

Au niveau de la séquence SA5, un pic positif du $\delta^{18}O$ est interprété comme marquant la surface d'inondation maximum.

Dans la séquence SA6, la tendance est à la stabilisation des valeurs du $\delta^{18}O$ et à leur augmentation par rapport aux séquences sous-jacentes. Le $\delta^{18}O$ varie entre -6,59‰ et -7,93‰ PDB, à l'exception d'un léger pic qui coïncide avec la limite de séquence D13 et d'un deuxième pic qui souligne probablement la surface de transgression (*TS*).

5.1.2.2. Interprétations

Malgré l'impact de la diagenèse et la présence d'argiles riches en matière organique dans la Formation Fahdène, qui ont pu influencer les variations de l'oxygène 18, une corrélation est fréquemment observée entre les deux courbes du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$.

À la base de la séquence SA3, la signature du $\delta^{18}O$ montre une importante excursion négative de -8,49‰ PDB et deux excursions positives (vers des valeurs moins négatives). Ces anomalies coïncident avec des fluctuations du $\delta^{13}C$. Du point de vue biostratigraphique, le niveau Paquier se situerait à ce niveau (J.-L. Latil, comm. pers.), et ces fluctuations seraient liées à cet événement anoxique, comme le suggèrent également les corrélations présentées sur la figure II.50.

Limites de séquences et surface de transgression

Au niveau de la séquence SA4, la courbe du $\delta^{18}O$ montre une évolution similaire à celle du $\delta^{13}C$. La surface de transgression (*TS*) est marquée par une excursion négative du $\delta^{18}O$ et une covariance négative entre le $\delta^{13}C$ et le $\delta^{18}O$. La limite de séquence, quant à elle, est marquée par une covariance positive entre le $\delta^{13}C$ et le $\delta^{18}O$.

Dans la séquence SA5, les données du $\delta^{18}O$ sont rares. Dans cette séquence, la surface d'inondation maximum ainsi que la limite supérieure de la séquence semblent marquées par deux excursions positives, qui sont corrélées avec des variations du $\delta^{13}C$. Ceci peut être lié à une influence diagénétique ou à la teneur en matière organique des sédiments.

Dans les deux séquences de dépôts SA6 et SA7 de la coupe de Hameïma, l'enregistrement des variations de l'oxygène 18 est plus continue. Dans la séquence SA6, la surface de transgression (*TS*) est marquée par une covariance négative entre les deux pics du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$.

Sur la figure II.49, la plus importante excursion du $\delta^{18}O$ coïncide grossièrement avec un niveau condensé à ammonites. García-Mondéjar *et al.* (2009) ont décrit dans l'Aptien inférieur d'Espagne des excursions négatives très importantes qui coïncident avec des horizons condensés à ammonites. Pour ces auteurs, la diagenèse des carbonates peut engendrer des variations des valeurs du $\delta^{18}O$ de l'ordre du pour mille, tout en préservant la haute fréquence des variations, donnant ainsi un enregistrement de la température absolue. García-Mondéjar *et al.* (2009) concluent donc que les deux excursions négatives du $\delta^{18}O$ de

l'Aptien inférieure [Figure II.51.] correspondent à des périodes climatiques chaudes liées aux variations du niveau marin.

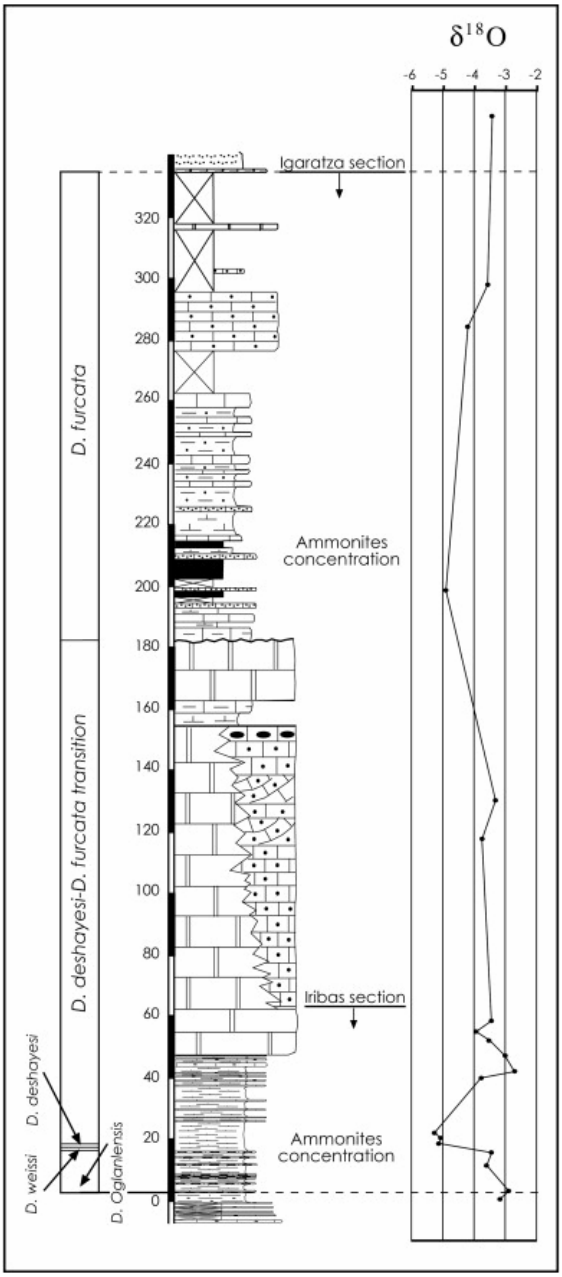


Fig. 25. $\delta^{18}O$ curve trend of the early Aptian from Iribas and Igaratza sections. There are two minimum excursions marked with ammonites concentrations at the base of the Zones *deshayesi* and *furcata*, respectively, testifying to two important transgressions.

Figure II.51. Courbe des variations du $\delta^{18}O$ de l'Aptien inférieur dans les coupes de Iribas et Igaratza. Les deux excursions négatives du $\delta^{18}O$ coïncident avec le niveau condensé à ammonites (zones à *deshayesi* et *furcata*) traduisant deux importantes transgressions (García-Mondéjar *et al.*, 2009)

Les phases chaudes correspondraient aux périodes de haut niveau marin marquées par des niveaux condensés riches en ammonites (García-Mondéjar *et al.*, 2009). En revanche, les phases climatiques froides correspondraient à des périodes de baisse du niveau marin. Ces phases correspondent aux périodes de régressions importantes et donc des dépôts de milieu peu profond comme les plates-formes carbonatés.

5.2. Les isotopes stables dans la coupe des Charren (Slata)

Les valeurs des variations des isotopes stables de l'oxygène et du carbone (Tableau IV cf. annexes) de la coupe des Charren ont été reportées sur un diagramme $\delta^{13}C$ en fonction de $\delta^{18}O$ afin de vérifier l'existence ou non d'une éventuelle corrélation positive. Comme nous l'avons expliqué dans le cas de la coupe de Hameïma, l'existence d'une corrélation positive indique une influence diagénétique qui par conséquent fausserait le signal.

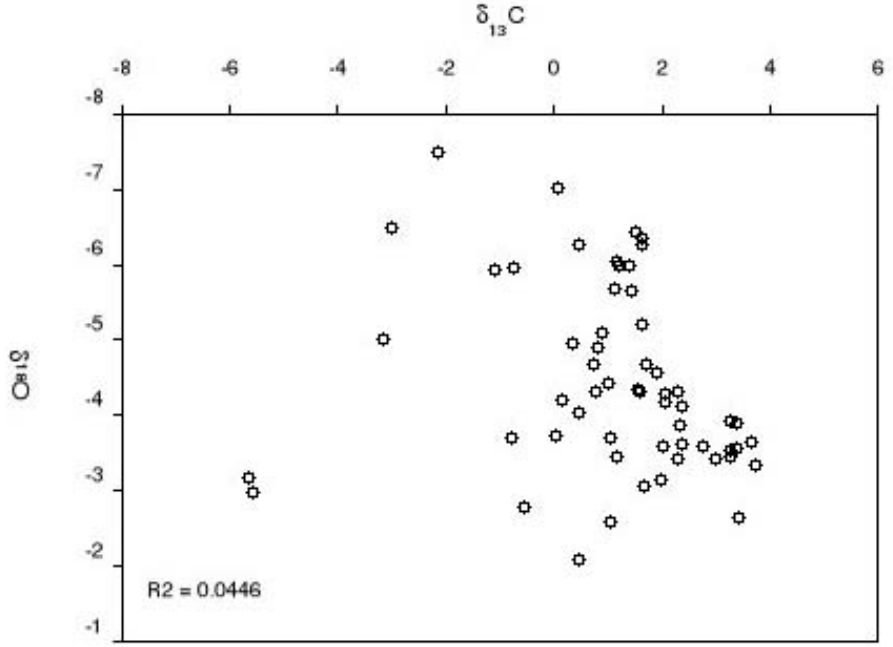


Figure II.52. Diagramme croisé du $\delta^{13}C$ en fonction du $\delta^{18}O$ dans la coupe des Charrens (Slata)

Comme nous pouvons le constater, le graphique $\delta^{13}C$ *vs* $\delta^{18}O$ [Figure II.52] ne montre pas de corrélation positive, le coefficient de corrélation est de (R= 0,21). Ceci exclut donc une action diagénétique qui aurait pu perturber le signal. Toutefois, comme dans le cas de la

coupe de Hameïma, certaines valeurs du $\delta^{18}O$ restent très négatives, ceci peut s'expliquer par une action diagénétique qu'aurait subi l'oxygène.

5.2.1. La signature du carbone 13 dans la coupe des Charren

5.2.1.1. Les données

D'une manière générale, les valeurs du $\delta^{13}C$ varient entre -3,160‰ et 3,741‰ PDB [Figure II.53]. Comme dans le cas de la coupe de Hameïma, les valeurs jugées erronées par N. Fiet en raison d'influences diagénétiques n'ont pas été représentées. Dans ce cas, il s'agit de deux valeurs de -5,654‰ et -5,548‰ PDB, qui correspondent à des niveaux très phosphatés.

Contrairement à la coupe de Hameïma, nous avons une bonne représentation du $\delta^{13}C$ dans les dépôts de plate-forme de la Formation Hameïma dans la coupe des Charren.

Dans la séquence de dépôt SA1, le $\delta^{13}C$ varie entre 0,456‰ et 3,741‰ PDB. A la base de la séquence de dépôt SA1, les premiers dépôts de l'intervalle transgressif sont marqués par des valeurs de $\delta^{13}C$ assez hautes, qui diminuent jusqu'à atteindre un minimum ou une excursion négative qui marque la limite de la première paraséquence (FH1) de la séquence SA1. Dans la partie supérieure de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt SA1, le $\delta^{13}C$ tend à augmenter jusqu'à un changement brusque marqué par une excursion négative qui marque la limite supérieure de la deuxième paraséquence (FH2) de la séquence SA1. Au niveau de la troisième paraséquence (FH3), la tendance est plutôt à la baisse des valeurs du $\delta^{13}C$. La limite supérieure de la paraséquence FH3, également limite de la séquence SA1 est marquée par une excursion négative.

À la base de la séquence de dépôt SA2 (prisme de bas niveau et paraséquence FH4), les données sont rares en raison de la nature gréseuse des dépôts (« Grès de Clansayes »). Toutefois, la limite supérieure de la paraséquence FH4 est marquée par une importante excursion négative.

Dans la séquence SA3, les données sont très rares en raison de mauvais affleurements. Le seul point dans cette séquence semble marquer la limite supérieure (D9).

Dans la séquence SA4, le prisme de bas niveau est marqué par une tendance à l'augmentation du $\delta^{13}C$. Une excursion négative est enregistrée juste sous la surface de transgression de la séquence.

Dans la séquence SA5, la surface de transgression est marquée par une excursion positive du $\delta^{13}C$ (0,809‰ PDB).

Au-dessus de la surface de transgression, la tendance est à l'augmentation, et les valeurs du $\delta^{13}C$ se stabilisent d'abord aux alentours des 1‰ PDB. Un léger pic marque la surface d'inondation maximum de la séquence SA5, au-delà de laquelle les valeurs du $\delta^{13}C$ marquent une augmentation et se stabilisent cette fois aux alentours des 1,5 à 1,6‰ PDB.

5.2.1.2. Interprétation

Globalement, la courbe des variations du $\delta^{13}C$ dans la coupe des Charren montre deux périodes.

La première concerne les dépôts de la plate-forme carbonatée, et les valeurs, élevées, du $\delta^{13}C$ varient de 3,741‰ à 0,456‰ PDB.

La deuxième période concerne les dépôts du bassin. En effet, à partir de la limite de séquence D8 qui marque la fin des dépôts de la plate-forme à cet endroit, les valeurs du $\delta^{13}C$ sont plus faibles et varient de -1,092‰ à 1,692‰ PDB. Ceci s'explique par la nature beaucoup plus carbonatée des sédiments au niveau de la plate-forme. En effet, dans les premières séquences du bassin (Formation Fahdène), les dépôts sont dominés par les calcarénites remaniant des éléments de plate-forme, et par des dépôts argileux pélagiques à hémipélagiques. Les faibles valeurs du $\delta^{13}C$, relativement à la plate-forme, peuvent s'expliquer par la présence de niveaux riches en matière organique, qui montrent généralement un $\delta^{13}C$ faible.

Comme dans la coupe de Hameïma, la courbe du $\delta^{13}C$ dans la coupe des Charren montre une anomalie à partir de la séquence SA3 et tout à fait à la base de la séquence SA4. Cette anomalie du $\delta^{13}C$ mais également du $\delta^{18}O$ correspondrait au niveau Paquier. Ceci reste une hypothèse du fait de la rareté des données. Une analyse plus poussée s'imposerait pour confirmer ou infirmer cette corrélation.

Les surfaces de transgression et de maximum de transgression (*TS* et *MFS*)

Généralement, lors des transgressions, l'influence des eaux météoriques diminue au profit des eaux plus marines. Ces dernières étant plus riches en $\delta^{13}C$ que les eaux météoriques, les surfaces de transgression et de maximum de transgression sont alors marquées par des excursions positives du $\delta^{13}C$ (Arthur et Anderson, 1983 ; Moore, 2001 ;

Immenhauser *et al.*, 2003). Dans la coupe des Charren, au niveau de certaines surfaces de transgression (séquence de dépôt SA2 et SA4) nous avons observé le phénomène inverse. Ceci pourrait s'expliquer par une baisse de production carbonatée au moment de l'augmentation de la tranche d'eau. Ce phénomène a été décrit dans les travaux de Beltramo (2003).

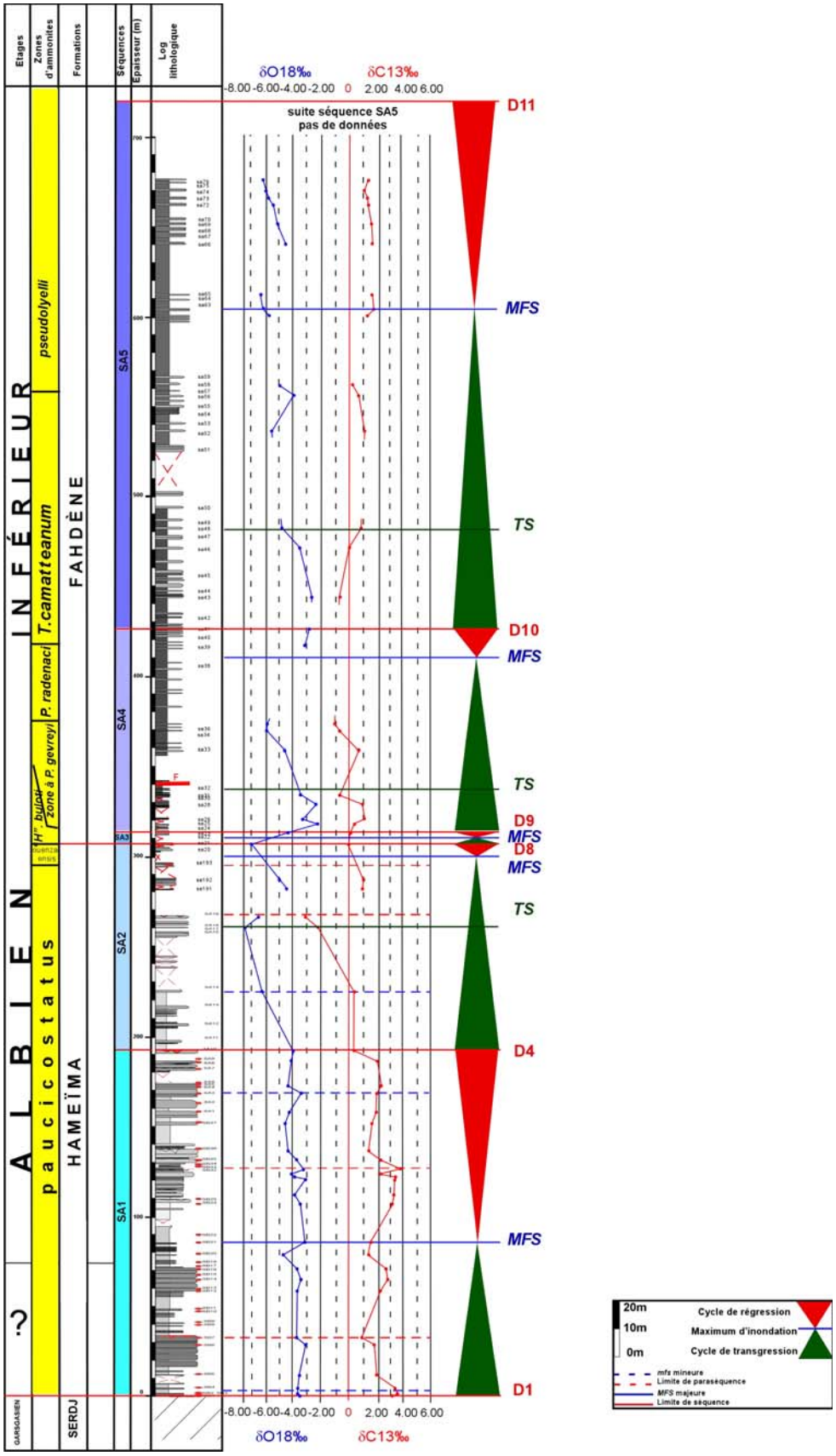

Etages
Zones d'ammonites
Formations
Séquences
Epaisseur (m)
Log lithologique
δO18‰
δC13‰
-8.00 -6.00 -4.00 -2.00 0 2.00 4.00 6.00
suite séquence SA5
pas de données
D11
MFS
TS
D10
MFS
TS
D9
MFS
D8
MFS
TS
D4
MFS
D1
ALBIEN INFÉRIEUR
pseudolyelli
T.camatteanum
P. radenaci
zone à P. gevreyi
paucicostatus
FAHDÈNE
HAMEÏMA
SERDJ
SA5
SA4
SA3
SA2
SA1
20m
10m
0m
Cycle de régression
Maximum d'inondation
Cycle de transgression
mfs mineure
Limite de parasèquence
MFS majeure
Limite de séquence

Figure II.53. Courbe des variations des isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans la coupe des Charren (Slata) avec le découpage séquentiel et les zonations d'ammonites

En dehors des deux surfaces décrites précédemment, les pics positifs du $\delta^{13}C$ montrent une assez bonne corrélation avec les surfaces de transgression et de maximum d'inondation, aussi bien au niveau des séquences qu'au niveau des paraséquences.

Les limites de séquences de dépôts

D'une façon générale, les limites de séquences de dépôts ainsi que les limites de paraséquences sont marquées par des pics négatifs ou des diminutions des valeurs du $\delta^{13}C$. En effet, comme l'ont décrit Arthur et Anderson (1983) et Moore (2001), au moment des chutes du niveau marin, l'influence des eaux météoriques devient plus importante. Celles-ci étant appauvries en $\delta^{13}C$, les limites de séquences seront alors marquées par des pics négatifs ou des diminutions des valeurs du $\delta^{13}C$.

5.2.2. La signature de l'oxygène 18 dans la coupe des Charren

5.2.2.1. Les données

Dans la coupe des Charren, le $\delta^{18}O$ varie entre -7,483‰ et -2,102‰ PDB. Ces valeurs sont très négatives et pourraient être expliquées par une action diagénétique. Malgré cela, la courbe du $\delta^{18}O$ semble dessiner des variations acceptables. Les variations du $\delta^{18}O$ ressemblent à celles du $\delta^{13}C$ et les deux courbes montrent des anomalies aux mêmes endroits.

5.2.2.2. Interprétations

Tout comme pour la courbe du $\delta^{13}C$, les variations de l'oxygène 18 dessinent deux tendances différentes au niveau de la plate-forme et du bassin. Les valeurs les moins faibles du $\delta^{18}O$ se trouvent au niveau de la plate-forme (de -3,530‰ à -4,038‰ PDB) alors que les valeurs les plus faibles marquent les dépôts plus profonds (de -2,102‰ à -7, 483‰ PDB). Dans les deux cas, les valeurs du $\delta^{18}O$ restent très faibles. Dans la plate-forme, les dépôts peuvent être sous l'influence d'eaux météoriques et de processus diagénétiques.

Dans la coupe des Charren et au niveau du bassin, les surfaces de transgression des séquences SA4 et SA5 et la surface d'inondation maximum de la séquence SA5 sont marquées par des pics négatifs du $\delta^{18}O$. En effet, les valeurs négatives du $\delta^{18}O$ pourraient

indiquer des températures élevées. Ces périodes chaudes sont souvent associées à des montées du niveau marin, donc à des cycles transgressifs donnant lieu à des dépôts de type hémipélagique à pélagique.

5.3. Conclusions

Dans les deux coupes de Hameïma et des Charren, la courbe du $\delta^{13}C$ montre une bonne corrélation entre les excursions négatives du carbone et les limites de séquences et de paraséquences. Dans la coupe des Charren, les valeurs plus élevés du $\delta^{13}C$ par rapport à la coupe de Hameïma peuvent témoigner soit d'une influence diagénétique plus importante (circulation d'eaux météoriques et peut être de fluides hydrothermaux), soit d'un matériel moins carbonaté dans la coupe de Hameïma.

Dans les deux coupes, la courbe du $\delta^{18}O$ suit étroitement les tendances du $\delta^{13}C$, que ce soit au niveau des anomalies qui marquent les surfaces remarquables (discontinuités, niveaux condensés, surfaces de transgression…). Ceci montre que l'étude des variations des isotopes stables de l'oxygène et du carbone est un outil très complémentaire à la stratigraphie séquentielle. Mais cet outil permet également, grâce aux variations du $\delta^{18}O$, de mettre en évidence les périodes chaudes ou froides, éventuellement liées aux variations relatives du niveau marin (cycle transgression / régression). Ceci a pu être mis en évidence dans la coupe des Charren où les valeurs les plus négatives du $\delta^{18}O$ marquent les dépôts du bassin qui correspondent à une période de transgression. Dans le cas de la coupe de Hameïma, ceci n'a pu être mis en évidence qu'au niveau des horizons condensés, du fait de l'absence de données sur les dépôts de plate-forme.

CHAPITRE IV
INDICES DE TECTONIQUES SYNSÉDIMENTAIRES

1. MÉTHODOLOGIE

L'analyse de la tectonique synsédimentaire a été menée à différentes échelles, qui vont depuis la loupe ou parfois la lame mince, jusqu'à la région étudiée (corrélations entre coupes), en passant par l'échelle de l'affleurement, de la photo aérienne, de la carte, ou de l'image satellite.

1.1. Échantillons

L'examen d'échantillons à la loupe ou en lames minces peut donner des indications sur le type de matériel détritique remanié. On peut en effet évaluer le tri, la nature, la forme des grains détritiques, qui renseignent sur la nature, la distance, la paléoprofondeur … des régions d'origine des éléments remaniés, sur la maturité du matériel resédimenté, et éventuellement sur les processus de dépôt.

1.2. Affleurements

Les affleurements visités permettent d'observer différents types de structures.

- L'examen des failles ou fentes synsédimentaires (scellées par la sédimentation) de petite taille, permet de caractériser l'intensité de la déformation (importance, densité des structures …), et leur jeu apparent (normal, inverse …) pour en déduire le régime tectonique qui les a provoquées. L'analyse géométrique des failles n'a pas été effectuée ici, J.-P. Bouillin et T. Dumont étant chargés de cette analyse dans le cadre de notre programme franco-tunisien.

- Les brèches témoignent de la création de reliefs ou de pentes, de remaniements ou d'érosions, mais aussi de la nature des terrains remaniés ou soumis à l'érosion. Leur nature mono- ou poly-génique donne également une idée de la diversité des terrains impliqués, et la taille ou la forme des éléments renseignent (qualitativement) sur l'intensité de la déformation, et/ou l'importance de la distance parcourue par ces éléments.

- Les surfaces d'érosion ou de ravinement et les discordances peuvent également être observées à l'affleurement. Elles peuvent donner des indications sur les processus responsables des discordances, sur l'importance relative des érosions et donc sur les zones

relativement surélevées. La valeur angulaire des discordances renseigne également sur l'importance des basculements et donc des déformations, et leur extension géographique est donnée par la cartographie ou l'examen d'un certain nombre affleurements.

- Les *slumps* ou glissements synsédimentaires témoignent de la création de pente, donc de la déformation ou du basculement du substratum. L'étude des *slumps* dans des sédiments à lithologie comparable renseigne qualitativement sur l'étendue des zones déformées et la déclivité des pentes créées. Cependant, l'extension de ces structures et l'épaisseur des sédiments impliqués dépend surtout de la rhéologie de ces derniers, donc de leur stade d'évolution diagénétique au moment de la déformation.

1.3. Cartes, images aériennes ou satellitales

La carte ou l'image satellite permettent des observations sur l'ensemble du massif, et donc de mieux visualiser l'importance des déformations à cette échelle. L'examen des images nous a ainsi permis de confirmer les observations, faites sur le terrain, de discordances entre les formations Serdj et Hameima (Harraba, Slata, El Hamra…). De plus, le report sur des cartes topographiques ou sur ces mêmes images des observations de terrain nous a localement permis de dessiner des failles, scellées par des terrains sédimentaires, et donc de déterminer leur jeu, leur géométrie et leur âge (Slata, El Hamra).

1.4. Sédimentation à l'échelle de la région étudiée

L'étude de plusieurs coupes de la série albienne dans la région de Tadjerouine, et de leurs séquences de dépôt, a permis d'effectuer des corrélations litho- et bio-stratigraphiques, à partir desquelles on peut analyser les variations latérales de faciès ou d'épaisseur des différentes séquences de dépôt. Cette analyse permet alors de déterminer les dépocentres et les phénomènes de subsidence différentielle, l'importance relative de certaines érosions et donc des discordances invisibles sur le terrain, ou l'évolution des paléoprofondeurs, donc la paléotopographie générale de la zone étudiée. Nous verrons que l'analyse de certains faciès nous a également permis de localiser des ruptures de pentes, plus ou moins actives à l'Albien inférieur.

Enfin, l'analyse biostratigraphique fine, effectuée à l'aide des ammonites par Jean-Louis Latil, nous a permis de déterminer l'intensité des érosions, ou le diachronisme de certains événements, comme celui de la transgression de l'Albien supérieur.

2. ÉVÈNEMENT TECTONIQUE VERS LA LIMITE APTIEN-ALBIEN (entre les formations Serdj et Hameïma)

L'événement tectonique « fini-aptien » est un trait classique de la géologie tunisienne, et on lui attribue nombre de déformations synsédimentaires, plus ou moins importantes, mais généralement en distension (Ouali et al., 1986 ; Soyer et Tricart, 1987 ; Perthuisot et al., 1988 ; Chikhaoui et al., 1991 ; Bouaziz et al., 2002 ; Zouaghi et al., 2009). La séquence d'âge Aptien terminal à Albien basal étant bien développée (200 à 300 m) et assez fossilifère dans la région de Tadjerouine (cf. ci-dessus), elle nous a permis non seulement de dater les déformations liées aux événements tectoniques de cette période affectant la région, mais aussi de préciser leur nature et d'évaluer leur importance.

2.1. Jebel Harraba

Le Jebel Harraba n'a pas été étudié en détail. Cependant une reconnaissance sur le terrain de la coupe de Sidi Embarka, associée à l'étude d'images satellites montre une discordance cartographique de la base de la Formation Hameima sur le sommet de la Formation Serdj (Fig. III.1), discordance ignorée par Dubourdieu (1956) mais notée par Vila et al. (1996). Les pendages étant orientés ENE-WSW (≈ N 60°E), et la base de la Formation Hameima s'amincissant vers l'ENE, le basculement de la Formation Serdj s'est donc opéré de telle sorte que son sommet présentait un pendage apparent vers le ≈ WSW.

Figure III.1 : Image satellite de la coupe de Sidi Embarka, au SE du Jebel Harraba. Noter la légère discordance de la Formation Hameima sur le sommet de la Formation Serdj. Le Nord est vers le haut de l'image.

Bien que cette discordance soit légère, elle montre que des mouvements tectoniques ont eu lieu entre le dépôt des formations Serdj et Hameima. Or nous avons vu que cette période était très proche de la limite Aptien – Albien. La présence, au NE et à l'Est des affleurements crétacés, de gypses et argiles du Trias (carte Dubourdieu, Fig. III.2), est compatible avec l'interprétation fréquemment publiée (*e.g.* Perthuisot *et al.* 1988 ; Vila et al., 1996) d'une relation entre diapirisme des évaporites triasiques et « tectonique aptienne » des auteurs, dont on sait maintenant qu'elle est plutôt d'âge au moins Aptien terminal, et plutôt Albien basal.

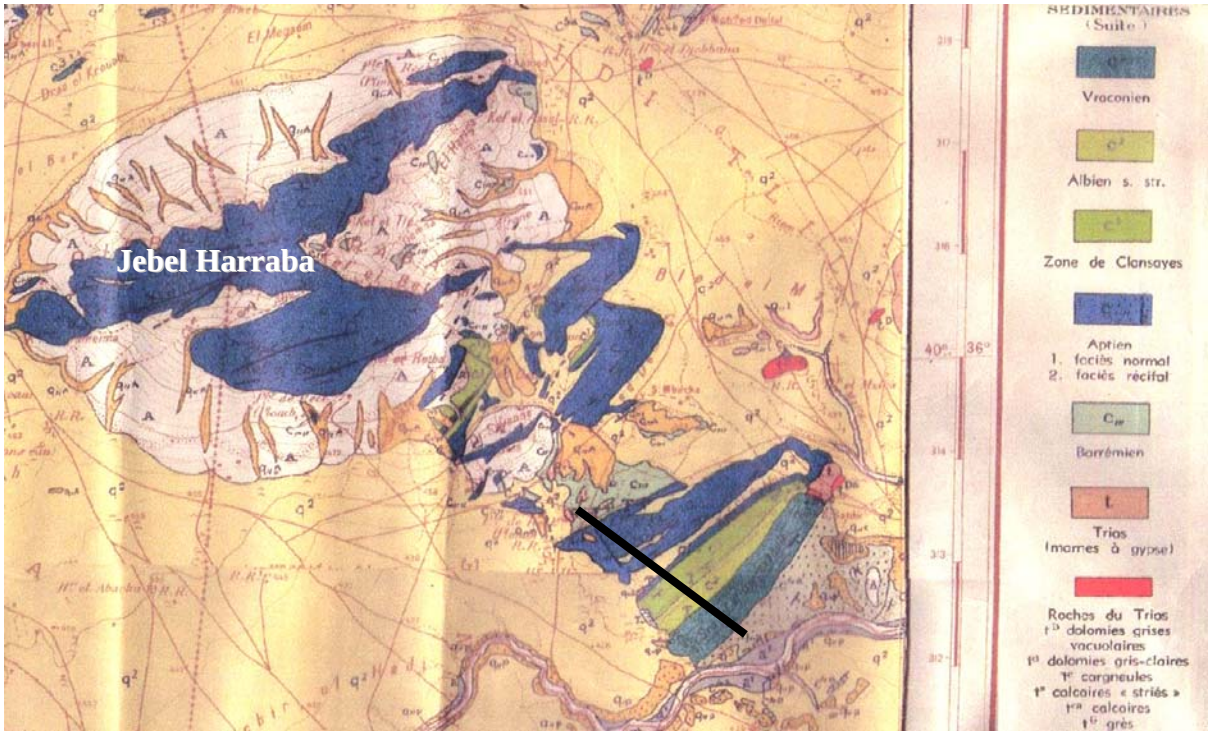


Fig. III.2. Carte géologique du Jebel Harraba (Dubourdieu, 1956). Noter la présence de Trias (rouge) au Nord et au NE de la coupe de Sidi Embarka (trait noir).

2.2. Jebel Hameima

Le Jebel Hameima, d'altitude modeste, se présente sous la forme d'un demi dôme anticlinal à coeur de calcaires massifs de la Formation Serdj, recoupé par deux failles normales orientées NW-SE, qui délimitent trois blocs plus ou moins monoclinaux, pentés vers le NE d'environ 20°. Le rejet visible de la faille principale, bien visible en carte (Fig. III.3) est de plusieurs dizaines de mètres.

Le plan de faille, bien exposé en rive droite du thalweg qui suit la faille principale, est affecté de minéralisations en oxydes de Fer, et de karst décimétriques à métriques montrant

des spéléothèmes en dolomie limonitique et des pisolithes (« perles de cavernes ») en hématite. Des marnes à orbitolines reposant sur un plan de faille à stries verticales indiquant un jeu normal, et affectées par une faille de même jeu, ont suggéré à Dumont *et al.* (2005a) que le jeu de cette faille était synsédimentaire et d'âge aptien supérieur (âge alors supposé des marnes à orbitolines de la base de la Formation Hameima). Dans cette interprétation, ce système de failles avait un jeu normal important (plusieurs dizaines de mètres) d'âge aptien terminal à albien basal, ce jeu permettait le basculement visible du Jebel Hameima et le creusement des karsts jusque plusieurs dizaines de mètres sous la surface sommitale de la Formation Serdj, et était supposé scellé par la Formation Hameima discordante (Fig. III.4).

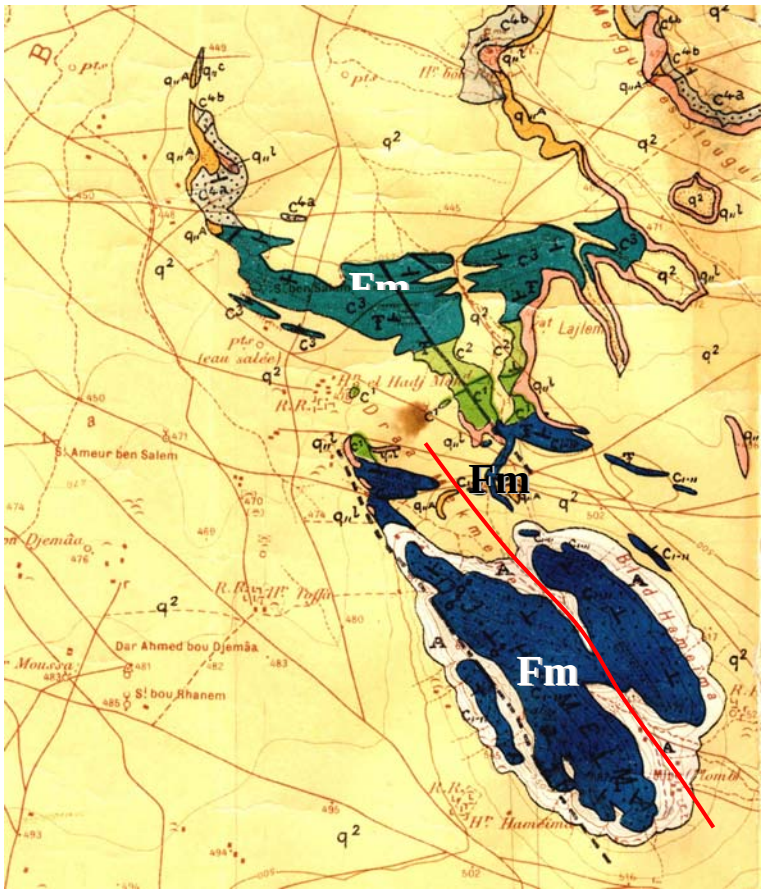


Figure III.3. Carte géologique du Jebel Hameima (Dubourdieu, 1956). La faille principale (en rouge) qui découpe le jebel coupe aussi la Fm Hameïma, et montre les mêmes caractéristiques que celles qui coupent la Fm Fahdène plus au Nord. Elle serait donc post-albienne. Comparer avec la Figure III.5.

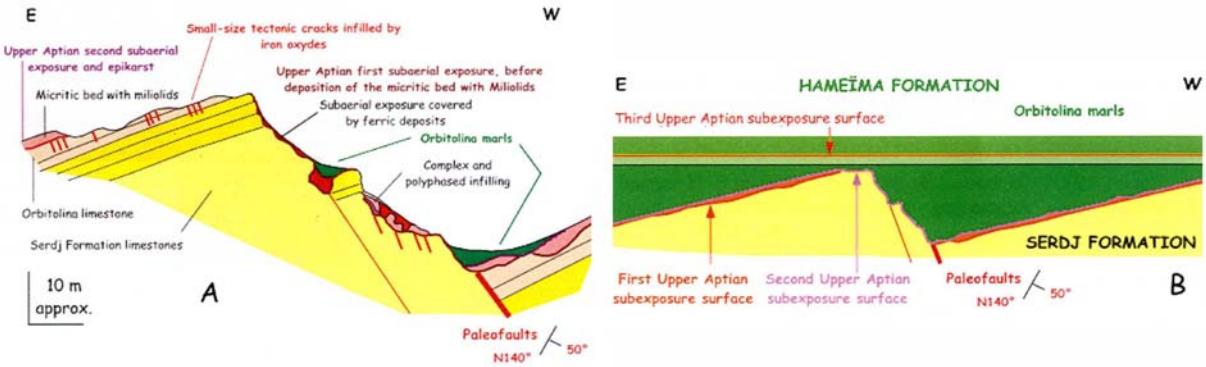


Figure III.4 : Coupe du Jebel Hameïma, d'après Dumont et al. (2005a). Dans cette interprétation, le jeu de la faille principale, l'émersion et la karstification sont immédiatement scellés par les dépôts de la Formation Hameïma.

Un examen des affleurements du Jebel Hameima met en évidence les faits suivants (J.-P. Bouillin et E. Jaillard, comm. pers. 2008).

- Les « Grès de Clansayes » ne montrent pas de différences significatives dans l'orientation et la valeur des pendages, par rapport à la surface supérieure de la Formation Serdj (Fig. III.5 ; voir aussi Dubourdieu, 1956 ; Fig. III.3). Si la Formation Hameima est discordante sur la Formation Serdj, cette discordance n'est pas visible sur le terrain, et donc peu marquée.

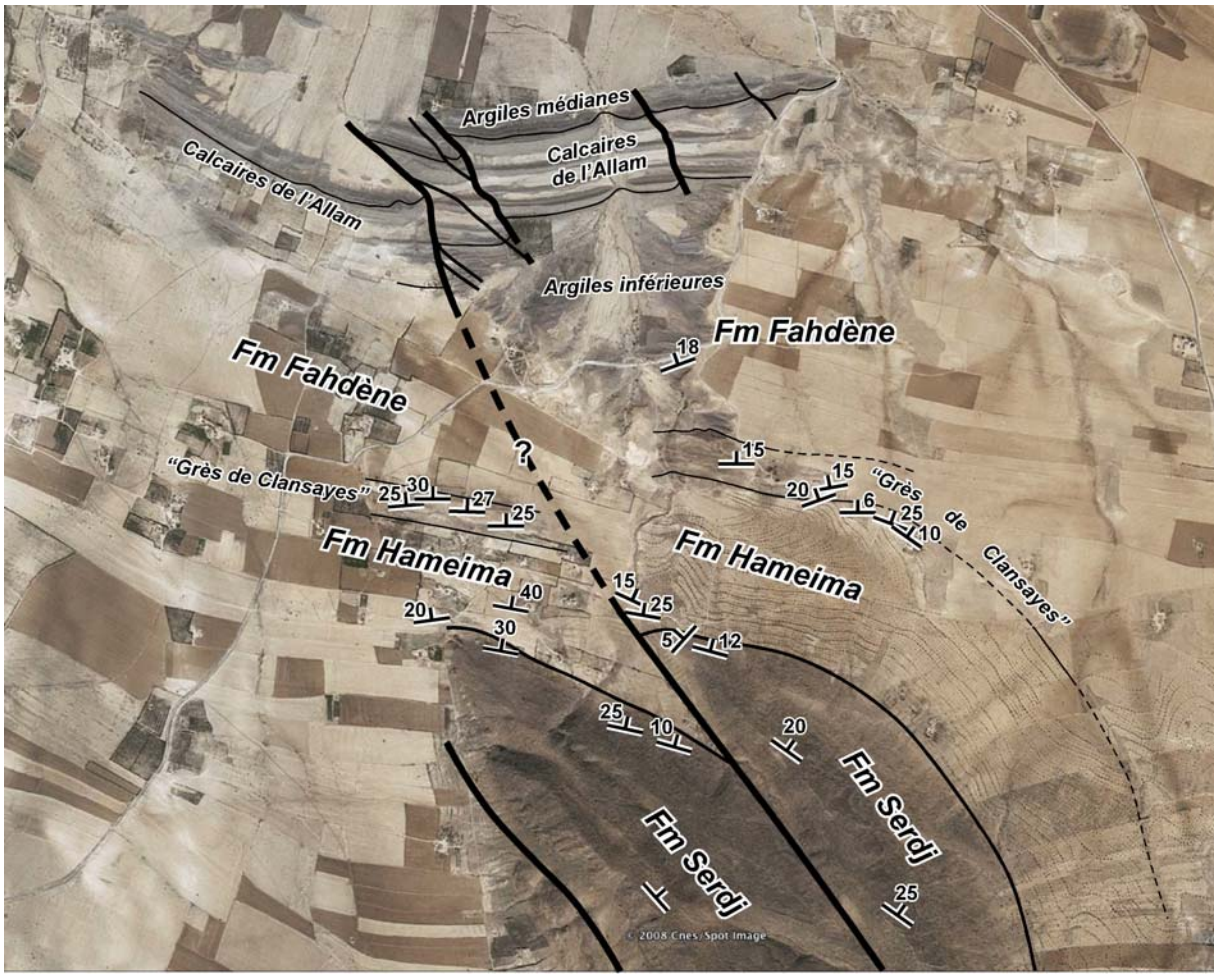


Figure III.5 : Image satellite du Jebel Hameima et de ses abords septentrionaux. Ont été notés : les pendages, les formations Serdj, Hameima et Fahdène, et les contours des unités « Grès de Clansayes » et « Calcaires de l'Allam ».

- La faille normale principale qui coupe le Jebel Hameima, recoupe également les « Grès de Clansayes » de la Formation Hameima, facilement cartographiables car formant des affleurements assez continus au Nord du jebel. Son jeu est donc postérieur au dépôt de la Formation Hameima (Albien basal). Cette observation avait déjà été faite par Dubourdieu (1956) (Fig. III.3). La faille principale n'étant pas en continuité avec celles affectant la Formation Fahdène au Nord-Ouest, elle pourrait être légèrement déformée (Fig. III.5).

- Les « Calcaires de l'Allam » et les argiles médianes de la Formation Fahdène d'âge Albien supérieur, situés au Nord du Jebel Hameima, sont affectés par plusieurs failles normales de même direction et de même jeu que la faille principale qui coupe le Jebel Hameima. Cette observation suggère que, compte tenu de leur proximité, ces différentes failles se sont formées dans un même régime de contraintes tectoniques, et qu'elles sont donc postérieures à l'Albien supérieur qu'elles recoupent. Que les failles recoupant les « Calcaires

de l'Allam » soient légèrement déformées indique qu'elles sont antérieures à l'acquisition du pendage vers le Nord (pli). Cependant les pendages des plans de faille étant suborthogonaux aux pendages des « Calcaires Allam », ils ont été probablement peu affectés par le pli à cet endroit.

Figure III.6. Fentes conjuguées, à minéralisation d'hématite. Noter la répartition homogène du réseau de fentes, et leur amincissement rapide à partir d'une zone minéralisée (au centre de la photo), suggérant une fracturation hydraulique par injection de fluide.

- Sur le plan de faille principal du Jebel Hameima, les minéralisations à hématite remplissent des fentes centimétriques à pluricentimétriques ou des filons de largeur pluridécimétrique et de longueur plurimétrique, rectilignes et subverticaux, présentant une orientation préférentielle allant de N 80°E à N 100°E. Ces minéralisations ne sont donc pas liées au jeu de la faille principale, orientée NW-SE. De plus, leur géométrie rectiligne et subverticale suggère que ces fentes et filons sont postérieurs au basculement de la série aptienne qui les contient, et donc postérieurs à la fois à la faille normale principale et au plissement.

L'orientation des fentes conjuguées à hématite suggère une compression orientée grossièrement E-W, et une mise en place par fracturation hydraulique, impliquant donc une forte pression fluide (Fig. III.6).

Figure III.7. Poche karstique, creusée dans un filon d'hématite (couvert en grande partie par un lichen clair), et remplie de limonite contenant des clastes et pisolithes hématisés. La phase principale de karstification est donc postérieure à la minéralisation.

- Les cavités karstiques à pisolithes et fragments hématitiques, et à remplissage de dolomie limonitique sont toutes creusées dans les filons minéralisés (Fig. III.7), et leur sont donc postérieures (Fig. III.8). De plus, nous n'avons observé aucune cavité à remplissage minéralisé, qui soit creusée directement dans les calcaires aptiens, hormis quelques cavités probablement tardives à remplissage de dolomie à éléments bréchiques d'hématite. De plus, certaines de ces cavités sont à leur tour recreusées, et ces nouvelles cavités sont remplies de calcite ankéritique de couleur beige (Fig. III.9). Les filons minéralisés étant postérieurs au basculement des couches, les karsts à remplissages carbonatés et limonitique sont donc tardifs dans l'histoire du massif, et ne peuvent donc être rapportés aux déformations tectoniques de la limite Aptien – Albien ou de l'Albien.

Figure III.8. Fentes minéralisées recoupées par une cavité karstique remplie de clastes et pisolithes hématisés (Jebel Hameïma).

Figure III.9. Cavité karstique remplie de carbonate, et de fragments d'hématites localement à cœur de limonite (Jebel Hameïma).

En conclusion, aucune preuve d'une forte activité tectonique synsédimentaire d'âge aptien terminal-albien inférieur n'a été trouvée au Jebel Hameima. L'épikarst observé au sommet de la Formation Serdj pourrait n'être lié qu'à une variation eustatique. Cependant, la mauvaise qualité des affleurements au contact entre les formations Hameima et Serdj, ne permet pas d'exclure l'existence d'une légère discordance entre ces formations, comme celle observée au Jebel Harraba.

Nos observations permettent de proposer la chronologie suivante d'événements tectoniques : (1) dépôt de la série albienne (et probablement crétacée), (2) 1° basculement (vers le NE ?, plissement ?) des calcaires du Serdj, (3) mise en place en régime de compression ≈ E-W et par fracturation hydraulique des filons minéralisés à hématite, (4) creusement de cavités karstiques dans les filons minéralisés, (5) jeu des failles normales principales orientées NW-SE, (6) 2° basculement (plissement) et déformation des failles NW-SE. Compte tenu de l'histoire sédimentaire de la région, les minéralisations et les creusements karstiques, contemporains d'une déformation en compression, seraient donc très

probablement d'âge tertiaire, voire néogène comme proposé, après d'autres, par Smati (1986) au Jebel Slata.

2.3. Jebel Slata

Comme dans les autres coupes étudiées, la surface sommitale de la Formation Serdj du Jebel Slata est affectée par un karst. La présence d'un karst à ce niveau partout dans la zone étudiée suggère qu'il est lié à une baisse eustatique du niveau marin.

Figure III.10. Jebel Slata (image satellite de Google Earth). Noter l'obliquité de la Fm Hameima (discordance) sur la surface supérieure de la Fm Serdj, au Nord du sommet principal, et la faille orientée NW-SE, scellée par les argiles médianes (Albien supérieur) au NW.

L'image satellite révèle que, au Nord du jebel, la Formation Hameima s'amincit vers l'Ouest, et que ses bancs se rapprochent du sommet de la Formation Serdj dans la même direction (Fig. III.10), même si la diminution du pendage des séries vers le Nord exagère cette apparence. Le Jebel Slata ayant subi un plissement polyphasé, il est difficile de rétablir sa géométrie initiale. Cependant, deux interprétations peuvent être proposées. Soit la surface sommitale de la Formation Serdj était grossièrement inclinée vers l'Est avant la transgression de la Formation Hameima. Or la carte géologique indique un diapir triasique situé à l'WSW du Jebel Slata (Burollet et Sainfeld, 1956), dont il est séparé par une faille (Smati, 1986). La géométrie acquise par le Jebel Slata autour de la limite Aptien – Albien serait alors compatible avec une montée diapirique à cette époque, des évaporites du Trias actuellement situées à l'WSW (Perthuisot et al., 1988 ; Ghanmi et al., 2001). Soit, les couches de la partie inférieure de la Formation Hameima forment un éventail (discordance progressive), traduisant le basculement progressif du substratum lors de leur dépôt. Cette disposition pourrait alors être liée au jeu d'une faille normale orientée grossièrement NW-SE, située à l'Est (Charrens), et délimitant un demi-graben actif dans lequel se serait déposée la Formation Hameima.

2.4. Jebel Djerissa

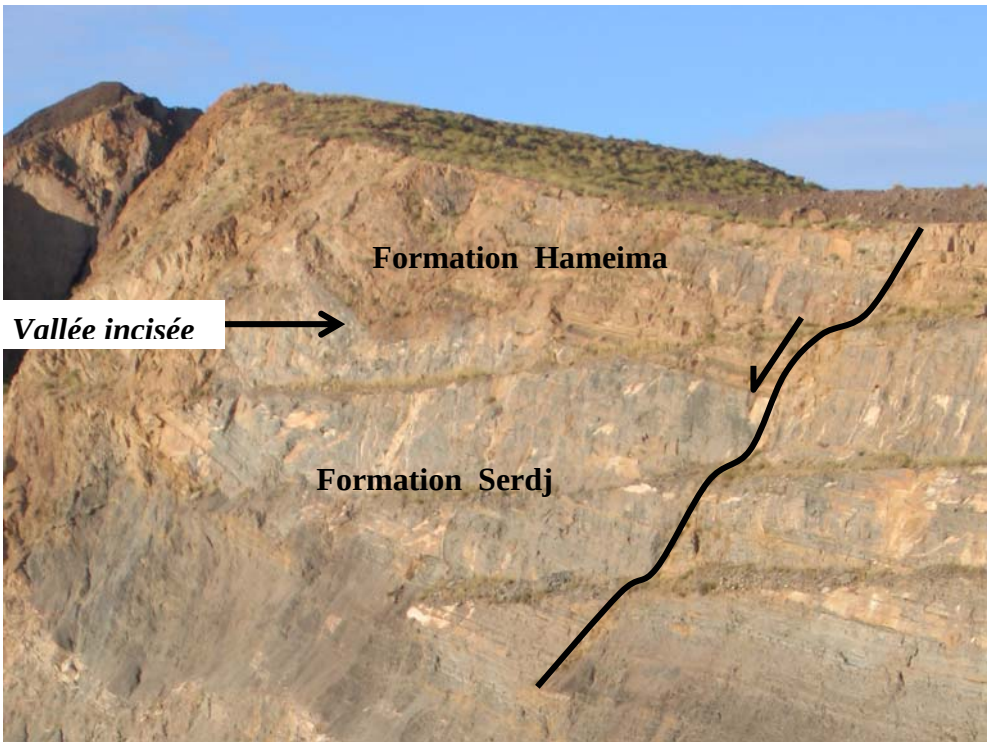


Figure III.11. Vallée incisée entaillant le sommet de la Formation Serdj (Sud du sommet du Jebel principal de Djerissa). La première séquence de la Formation Hameima, à droite (Est) de la faille normale, est épaisse d'une douzaine de mètres.

Sur le « petit Jebel Djerissa », le contact entre formations Serdj et Hameima n'est pas visible. En revanche, il est bien visible sur le jebel principal, en partie grâce aux excavations

minières. Au Sud du sommet du jebel, on observe une vallée incisée profonde de quelques mètres, creusée dans la partie sommitale de la Formation Serdj (Fig. III.11). Elle est remplie par les sédiments marno-gréseux de la base de la Formation Hameima, disposés en *onlap* sur les bords du chenal. Cette structure témoigne, à la fin du dépôt de la Formation Serdj, d'une émersion suffisamment prolongée pour permettre l'érosion de quelques mètres de calcaires par un cours d'eau de dimension modeste.

En revanche, peut-être en raison des conditions d'affleurement profondément modifiées par l'exploitation minière, aucun indice de discordance entre formations Serdj et Hameima n'a été observé au Jebel Djerissa (Fig. III.11).

2.5. Jebel Boulahnèche

Là encore, le sommet de la Formation Serdj est affectée par un karst peu profond (D 1), dont la formation paraît principalement attribuable à des variations eustatiques, mais aucune discordance de la séquence FH 1 sur la Formation Serdj n'a été observée.

L'absence de diapir à proximité des jebels Djérissa et Boulahnèche pourrait être une explication de la concordance entre les formations Serdj et Hameima dans ces deux coupes.

3. TECTONIQUE CONTEMPORAINE DU DÉPÔT DE LA FORMATION HAMEïMA (zone à *tardefurcata*)

Les discontinuités sédimentaires représentant un laps de temps parfois important sans sédimentation, elles concentrent sur une seule surface des déformations sinon diluées dans une sédimentation continue. Nous avons donc privilégié leur étude géométrique.

3.1. La discontinuité D 2

La discontinuité D 2 est marquée par un karst, localement important, qui suggère que l'émersion a pu être renforcée par un événement tectonique.

Au Jebel Harraba, le sommet de la séquence FH 1 est affecté par un profond karst, actuellement minéralisé, et localisé à l'ENE des affleurements, c'est à dire en direction de la partie surélevée de la Formation Serdj, telle que révélée par la discordance (cf. § 2.1.).

Au Jebel Hameima, le karst est associé à des cannelures de type lapiaz, qui entaillent d'au moins 1 m le banc massif qui marque le sommet de la séquence FH 1. Au « petit Jebel Djerissa », le karst marquant la D 2 est profond de plusieurs mètres, et s'accompagne de dépressions plurimétriques tapissées de marnes transgressives à orbitolines, interprétées comme de petites dolines.

L'importance locale des manifestations karstiques au niveau de D 2 suggère que cette discontinuité s'accompagne de mouvements tectoniques renforçant localement l'altitude de la zone émergée et/ou la durée de l'émersion. D'autres indices appuient cette interprétation, comme par exemple le dépôt, aux jebels Hameima ou Djerissa, de marnes gréseuses à la base de la séquence sus-jacente (FH 2) indiquant l'arrivée de matériel provenant de l'érosion de zones cristallines ou silico-clastiques, éventuellement lointaines. Par ailleurs, nous avons mentionné au Jebel Boulahnèche, l'absence locale mais fréquente de la séquence FH 1, et la disposition en *onlap* vers l'Ouest de la séquence FH 2, qui repose fréquemment directement sur le sommet de la Formation Serdj. La présence locale de calcaire sombre à orbitolines attribués à la séquence FH 1 suggère que celle-ci s'est déposée, et que son absence est due à une érosion ultérieure, plutôt qu'à une lacune par non-dépôt. Au reste, les calcaires transgressifs à entroques et laminations obliques de la base de la séquence FH 2 du Jebel Boulahnèche suggèrent que la zone est restée haute, et donc soumise au courant et/ou aux vagues au début du dépôt de la séquence FH 2.

3.2. La discontinuité D 4

La séquence FH 3 se termine aussi par un karst (D 4), dont les remplissages suivent souvent des plans rectilignes (Fig. III.12) et s'enfonce profondément dans la séquence FH 3.

Figure III.12. Remplissage karstique (orangé) disposé le long d'un plan interprété comme une faille synsédimentaire (Jebel Djérissa).

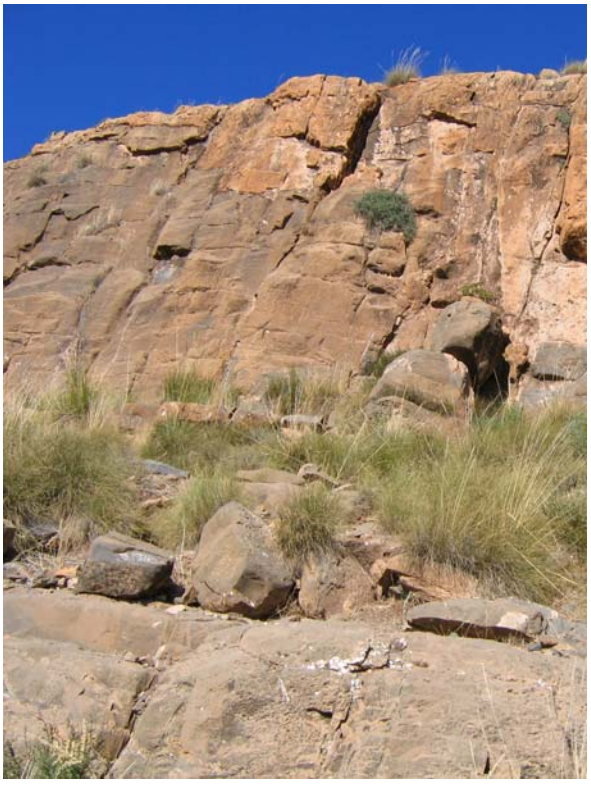


Figure III.13. Remplissage karstique (orangé) limité par des failles normales métriques (Jebel Boulahnèche).

Ces plans, élargis par circulation d'eaux météoriques lors de l'émersion, évoquent des fractures ou fentes ouvertes, voire des failles, dont le jeu reste cependant modeste (d'ordre métrique). Dans d'autres cas, le remplissage est limité par des failles normales métriques (Fig. III.13). De telles failles ont été observées dans les Jebels Slata, Djérissa et Boulahnèche. L'existence d'un événement tectonique marqué par une phase de fracturation et/ou de failles normales métriques à cette période est, là encore, étayée par l'apparition des « Grès de Clansayes » dans la séquence de dépôt sus-jacente (FH 4), pouvant témoigner d'une reprise d'érosion affectant des zones probablement lointaines.

En effet, tentant des reconstitutions paléogéographiques basées sur l'étude de zones plus étendues que la nôtre, Dubourdieu (1956), Vila (1980), ou Masse et Thieuloy (1979) supposent que les grès fins, connus dans les unités surmontant la Formation Serdj ou ses équivalents, proviennent du craton saharien en Algérie, loin au Sud-Ouest de la région de Tadjerouine, et se diluent en direction du Nord-Est dans la sédimentation argilo-marneuse de l'Albien basal, avant de disparaître vers la fin de l'Albien inférieur.

3.3. Les discontinuités D 5 et D 6

La discontinuité D 6 surmonte la séquence FH 5 quand elle existe. En effet, à El Goussa et au Jebel Hameima, les discontinuités D 5 et D 6 sont confondues au sommet des « Grès de Clansayes » et la séquence FH 5 n'est pas représentée, tandis qu'au Jebel Slata, FH 5 est représentée par une série de calcaires à orbitolines. Ces derniers remplissent une petite paléovallée incisée dans le dernier banc des « Grès de Clansayes » (D 5), et sont terminés par un karst (D 6). La présence de cette vallée incisée suggère que la zone a été soumise à une érosion assez longue, et donc que la séquence FH 5 a pu s'y déposer, avant d'être érodée. Plus au Sud-Est (Djerissa, Boulahnèche), FH 5 est représentée par des marnes à ammonites surmontées par des calcaires à orbitolines (Fig. III.14). Cette disposition indique clairement qu'à la fin du dépôt de la séquence FH 5, la zone de Tadjerouine présentait une paléotopographie surélevée au NW (El Goussa, Hameima) et inclinée vers le SE (Djerissa, Boulahnèche).

En revanche, après la discontinuité D 6, la paléotopographie de la zone de Tadjerouine s'est inversée. En effet, dans les coupes de El Goussa et Hameima, la séquence FH 6 qui surmonte D 6 est constituée de marnes à ammonites surmontées de marnes et grès à tempestites, alors que dans les Jebels Slata, Djérissa et Boulahnèche, la même séquence se

termine par des bancs de calcaires massifs à orbitolines, dont la surface sommitale est karstifée, indiquant un milieu de dépôt moins profond au Sud-Est.

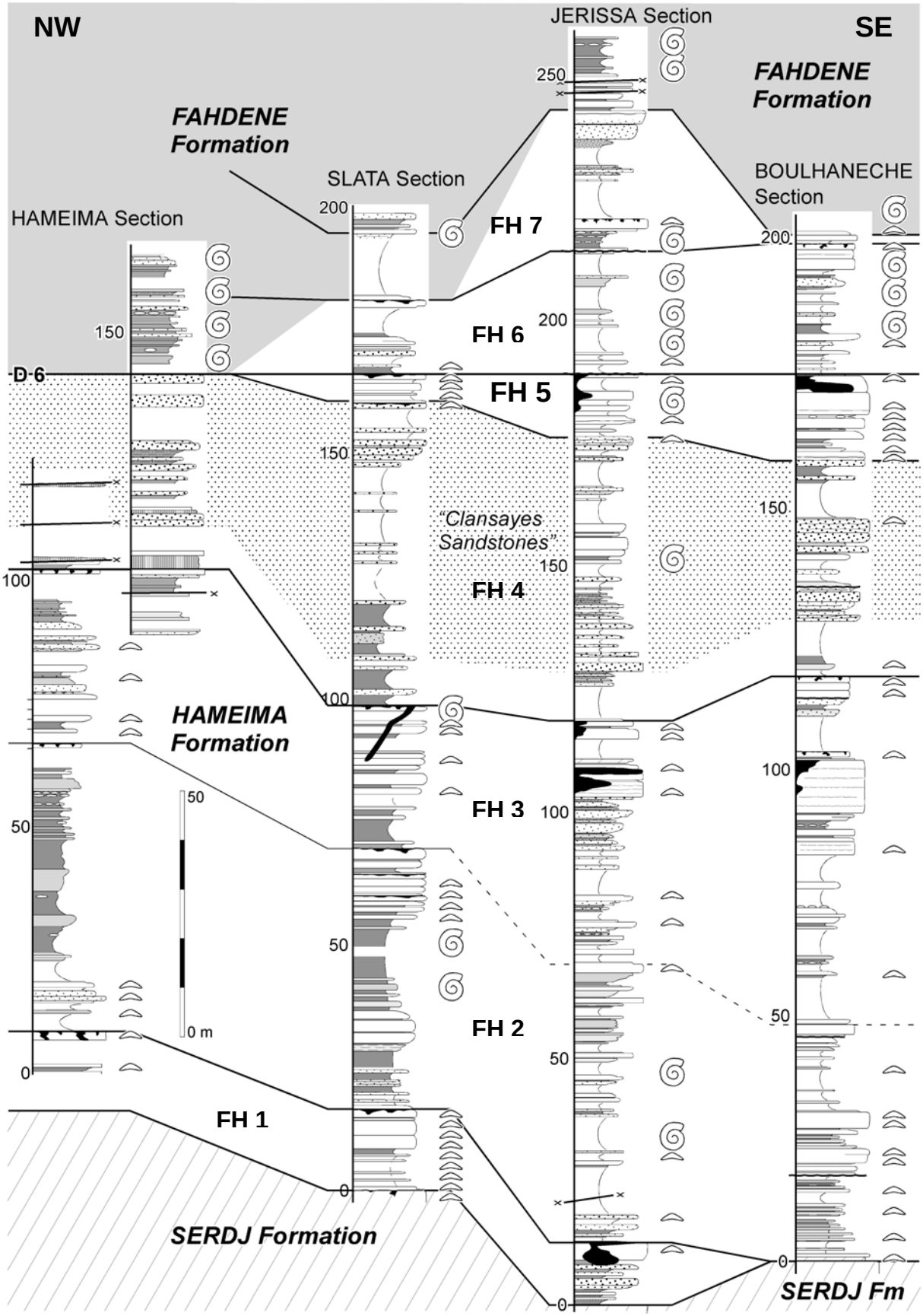


Figure III.14. Corrélation de la Formation Hameima dans les coupes étudiées. Noter la disparition (érosion) de la séquence 5 vers le NW, qui indique une pente alors vers le SE, et l'apparition des marnes à ammonites (Fm Fahdène en gris) plus précoce vers le NW (séquences 6 et 7), indiquant une pente vers le NW.

Cette inversion de la paléobathymétrie, et donc de la paléotopographie, à l'échelle de la zone étudiée indique clairement une événement tectonique important, d'échelle régionale, à la fin de la sous-zone à *paucicostatus*. En effet, entre les discontinuités D 6 et D 8, la zone est marquée par des dépôts argilo-marneux épais au Nord-Ouest (Fig. III.14), et plus calcaires et plus minces au Sud-Est, dispositif dont le Jebel Slata semble marquer la charnière (*cf. infra*).

Par ailleurs, au Jebel Djerissa, des failles normales plastiques et synsédimentaires affectent la surface D 6 et sont localement recreusées par la karstification, et la séquence FH 6 est légèrement discordante sur cette dernière surface (Fig. III.15).

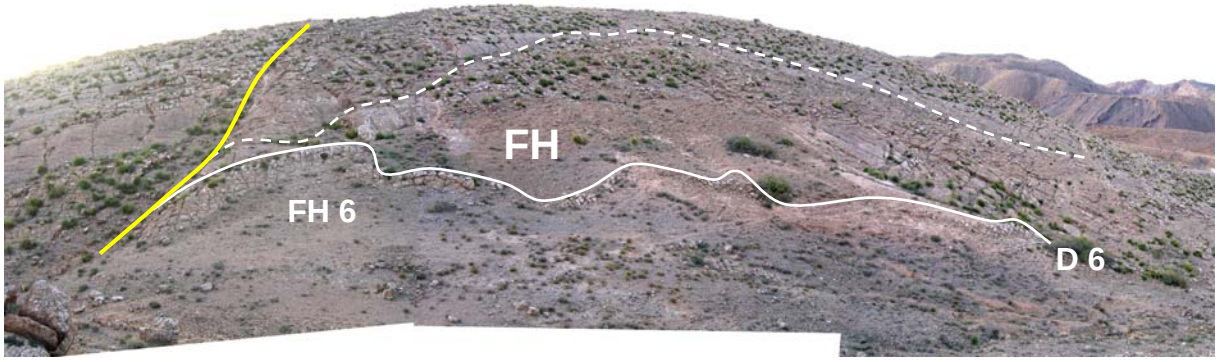


Figure III.15. Surface de la discontinuité D 6 au Jebel Djérissa, affectée de failles normales plastiques (en jaune à gauche) et recouvrant en légère discordance angulaire la séquence FH 6 (premier plan).

3.4. Les discontinuités D 7 et D 8

L'examen des affleurements des discontinuités D 7 et D 8 montre que l'activité tectonique se poursuit à cette époque. Au Jebel Boulahnèche, des failles synsédimentaires plastiques, à jeu normal d'ordre décimétrique, sont visibles à quelques mètres sous la discontinuité D 7. Aux Jebels Slata et Djérissa, des bancs calcaires, situés immédiatement sous la discontinuité D 7, remanient à leur base des fragments de calcaires argileux anguleux de taille décimétrique (Fig. III.16).

Ces événements semblent contribuer au façonnement de la paléotopographie pentée vers le ≈ Nord-Ouest indiquée précédemment. En effet, les séquences FH 7 et FH 8 sont marquées par le recul progressif vers le Sud-Est, et donc la rétrogradation, des faciès de plate-forme à calcaires à orbitolines, avant leur ennoiement définitif après la discontinuité D 8.

Dans la coupe de El Goussa, la base de la Formation Fahdène (≈ 50 m, zone à *ouenzaensis*) est marquée par des *slumps* à grands rayons de courbures, de taille métrique à

décamétriques, et impliquant des niveaux épais de quelques mètres à quelques dizaines de mètres (séquences SA 2).

Figure III.16. Remaniement, à la base du banc J 52 (gauche), de fragments de calcaires anguleux (droite), quelques mètres sous la discontinuité D 7 (Jebel Djerissa).

Ces structures témoignent à cette époque, de la création de pentes qui semblent avoir été faibles et assez localisées. Enfin, c'est également à partir de la discontinuité D 8 que le Jebel Slata enregistre des faciès de pente (calcarénites) remaniant des éléments de plate-forme carbonatée peu profonde dans des marnes à ammonites de type hémipélagique (cf. ci-dessous).

4. TECTONIQUE SYNSÉDIMENTAIRE DANS LES ARGILES INFÉRIEURES DE LA FORMATION FAHDÈNE (Albien inférieur)

4.1. Tectonique synsédimentaire au niveau de la séquence SA 3

À El Goussa, la partie inférieure de la Formation Fahdène (zone à *buloti*) est encore marquée sur une cinquantaine de mètres par des *slumps* à grands rayons de courbures de taille hectométrique, impliquant des niveaux épais de quelques dizaines de mètres (séquence SA 3), et induisant des discordances internes dans la série (Fig. III.17). Ces structures témoignent de la poursuite des processus de création de pentes qui, si elles semblent avoir été faibles, paraissent néanmoins avoir impliqué des zones plus étendues que celles enregistrées dans la séquence précédente. Plus haut dans cette même coupe, les argiles de la partie médiane de la séquence SA 3 (RR 58, zone à *gevreyi*) ont livré un acanthohoplitiné phosphaté, issu d'un banc de la partie supérieure de la séquence SA 2 (RR 51), située environ 150 m au-dessous dans cette même coupe. En effet, ce niveau à ammonites phosphatées a été retrouvé dans

toutes les coupes étudiées, et est donc un niveau-repère. Cette observation suggère que des érosions étaient alors encore actives quelque part à cette époque. Notons que Vila et al. (1998) avaient proposé, peu au Nord-Est de El Goussa, l'existence d'un « glacier de sel » interstratifié dans les dépôts albiens de Garn Halfaya, structure qui pourrait expliquer les *slumps* observés à El Goussa, mais qu'une rapide visite des affleurements ne nous a pas permis de retrouver.

Figure III.17. Slumps et discordances dans la partie inférieure de la Formation Fahdène à El Goussa. La 3° barre calcaire (jaune) se rapproche de la 2° barre (blanc) vers la gauche (Ouest), montrant l'amincissement des dépôts correspondants.

Dans la coupe de Hameima, seul le banc basal de la séquence SA 3 (banc HMA 38), à galets remaniés et phosphatés, porte les marques d'une lacune sous-marine contemporaine de remaniements. Au Jebel Slata en revanche, la base de la séquence SA 3 est marquée par un banc de calcaire bioclastique remaniant des ammonites provenant de la séquence sous-jacente (zone à *ouenzaensis*) et témoignant donc d'une érosion au moins partielle de cette dernière. Ce banc est suivi de quelques bancs de calcaires calcarénitiques et bioclastiques (zone à *buloti*), témoignant du remaniement d'une plate-forme moins profonde. Cette disposition annonce celle observée sur la même coupe dans les séquences suivantes (voir ci-après).

4.2. Indices de tectonique dans la séquence SA 4

Au Jebel Slata, la base de la séquence SA 4 (zone à *gevreyi*) est marquée (banc SA 23) par le dépôt de bancs massifs de calcarénites bioclastiques grossières, à débris roulés variés et mal triés, et à ciment largement phosphaté (Fig. III.18), témoignant du remaniement de dépôts de plate-forme peu profonde. On y a de plus trouvé (banc SA 23) un acanthohoplitiné phosphaté et remanié, provenant au moins de la partie inférieure de la séquence sous-jacente.

Ces « calcarénites médianes », épaisses d'environ 25 mètres, forment deux barres distinctes épaisses chacune de ≈ 8 m le long de la coupe, mais de forme lenticulaire, et visibles tout le long du versant Nord du Jebel Slata. De même que les « calcarénites inférieures » et les « calcarénites supérieures », elles sont interprétées comme des lobes tapissant le talus d'une plate-forme et recevant les produits de l'érosion de cette dernière.

Figure III.18. Calcarénite grossière à débris roulés (« Calcarénites médianes ») au Jebel Slata. Ces calcarénites sont interprétées comme appartenant à un Prisme de Bas Niveau, déposé sur un cône situé au pied du talus d'une plate-forme en voie d'érosion.

Les calcarénites sont donc interprétées comme des dépôts de prisme de bas niveau, dont les produits distaux sont représentés par les marnes contemporaines de la coupe de Hameima (bancs HMA 63 à 72). Des dépôts de plate-forme étant inconnus au NW (El Goussa et Hameima), ils étaient plutôt situés au SE (zones de Djerissa et Boulahnèche), et la zone du Jebel Slata est donc interprétée comme une zone de rupture de pente, probablement liée au jeu d'un système de failles normales d'orientation inconnue (NE-SW ?).

Ces indices d'activité tectonique sont scellés par les argiles, interprétées comme le maximum d'inondation de la séquence SA 4 (zone à *radenaci*), et dans lesquelles aucune activité tectonique n'est décelable.

4.3. Indices de tectonique synsédimentaire dans la séquence SA 5

À Hameïma, la discontinuité D 10 (banc HMA 78) à livré un acanthohoplitiné phosphaté et remanié, provenant de la partie inférieure de la Formation Fahdène (banc HMA

36). Cette découverte indique l'existence d'importantes érosions actives à cette époque (zone à *camatteanum*).

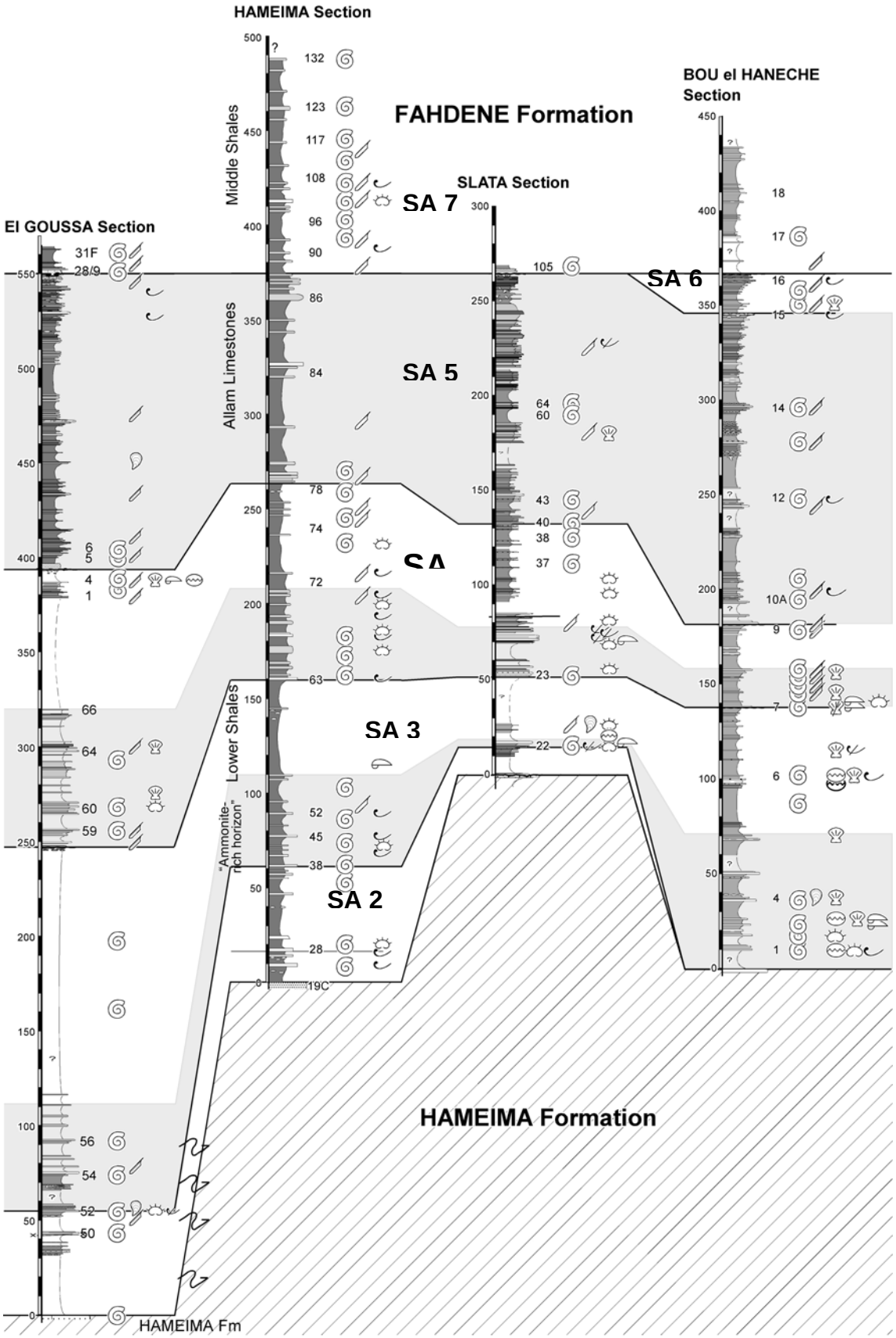


Figure III.19. Corrélations lithologiques entre les coupes étudiées (la base de la Fm Fahdène n'a pas été levée à Djérissa). Noter les variations d'épaisseur de la séquence SA 4, attribuables à une érosion antérieure au dépôt des «Calcaires de l'Allam» (SA 5), et la grande épaisseur de SA 5 à Boulahnèche, où l'Albien moyen (SA 6) pourrait être préservé de l'érosion pré-Albien supérieur (SA 7).

Cette interprétation est supportée par les variations d'épaisseur de la séquence SA 4 sous-jacente : épaisse de ≈ 40 m au Jebel Boulahnèche, elle atteint ≈ 100 m dans la coupe d'Hameima, et près de 150 m dans la coupe de El Goussa au NW (Fig. III.19). Cette variation suggère une érosion croissante en direction du Sud-Est, et partant, une surrection de ces dernières zones par rapport aux zones nord-occidentales.

Figure III.20. Olistolites métriques de calcaires à acanthohoplitinés (Albien basal), dans la partie supérieure des « Calcaires de l'Allam » (fin de l'Albien inférieur) de Garn Halfaya. Noter la présence de petits blocs également resédimentés, et associés aux olistolites.

De même, une reconnaissance à l'Ouest du Massif de Garn Halfaya nous a permis d'observer, dans la partie supérieure des « Calcaires de l'Allam », des olistolites métriques de calcaires à nombreux acanthohoplitinés (Fig. III.20), indiquant que ces blocs proviennent de la partie inférieure des Argiles inférieures de la Formation Fahdène, voire de la Formation Hameïma, ce qui implique une érosion de plusieurs centaines de mètres. Cette observation avait déjà été faite par Vila et al. (1996). De plus, ces blocs portent les traces de karstifications et de perforations, qui témoignent d'une érosion en milieu subaérien, suggérant donc qu'un secteur de la plate-forme avait alors été surélevé de façon significative.

Au Jebel Slata, les dépôts bioclastiques grossiers (« calcarénites supérieures ») se retrouvent à la base de la séquence SA 5 des « Calcaires de l'Allam » (zone à *T.*

camatteanum), où elles sont interprétées, comme précédemment, comme un prisme de bas niveau déposé sur un lobe sous-marin et remaniant des dépôts de plate-forme situés au Sud-Est. Elles indiquent que la zone du Jebel Slata a joué le rôle de limite paléogéographique active jusque vers la fin de l'Albien inférieur.

Alors que dans les coupes de El Goussa et Hameima, la discontinuité D 10 est signalée par des grès fins surmontant des nodules à *septaria*, phosphatés et remaniés, elle est marquée au Jebel Djérissa, soit de la même façon, soit par un banc calcaire lenticulaire à galets remaniés et phosphatés. Au Jebel Boulahnèche, un épais banc massif de calcaire noir, localement laminé, présente une base très franche, suggérant une érosion corrélée avec la D 10.

5. INDICES DE TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE A L'ALBIEN MOYEN

La plus grande partie de l'Albien moyen n'est pas représentée dans la région de Tadjerouine. Cette lacune sédimentaire s'est accompagnée d'érosions localement importantes antérieures à l'Albien supérieur. Cependant, l'absence de sédiments de cet âge rend difficile l'analyse détaillée des déformations de l'Albien moyen.

Nous avons vu que les deux tiers inférieurs des « Calcaires de l'Allam » étaient datés de la fin de l'Albien inférieur (zones à *camatteanum* et *pseudolyelli*). Même si une ammonite récemment trouvée au Jebel Boulahnèche suggère la présence locale de dépôts de l'Albien moyen à l'extrême sommet des « Calcaires de l'Allam », leur absence apparente dans les autres coupes démontre une lacune des dépôts de cet âge sur la plus grande partie de la zone.

L'étude des corrélations entre coupes (Fig. III.19) montre d'autre part que la lacune de l'Albien moyen *p.p.* s'est accompagnée d'érosions d'intensité variable selon les endroits. En effet, alors que dans les autres coupes étudiées, les « Calcaires de l'Allam », épais de 110 à 150 m, sont marqués par la présence de trois barres plus calcaires, l'unité est épaisse de ≈ 200 m au Jebel Boulahnèche, où elle présente quatre barres calcaires. C'est d'ailleurs dans cette dernière coupe qu'une séquence supplémentaire pourrait représenter des dépôts d'âge Albien moyen, préservée par l'érosion pré-Albien supérieur. Même si les épaisseurs mesurées sur le terrain peuvent être entachées d'incertitudes parfois importantes, l'ensemble de ces observations suggère néanmoins que les dépôts antérieurs ont été plus érodés vers le Nord-Ouest que vers le Sud-Est, suggérant une érosion croissante en direction du bassin (NW).

Le Jebel Slata, qui montre déjà des indices d'instabilité tectonique tout au long de l'Albien inférieur (discordance entre Serdj et Hameima, olistolites, calcarénites, …) présente, sur son versant Nord, une faille majeure kilométrique, qui sépare à l'Ouest une série à pendage modéré vers le Sud, d'une série à pendage raide vers le Nord à l'Est, et dont le jeu est scellé par les marnes datées de l'Albien supérieur à *Mortoniceras* (Fig. III.10). Une faille comparable, de direction voisine et scellée par l'Albien supérieur, a été également cartée par Vila et al. (1995) en versant Sud de l'arête Sud du jebel. Ces deux structures représentaient probablement un seul et même accident, avant leur décalage par des failles plus récentes. La différence de pendage entre les deux blocs séparés par cette faille pré-albienne atteint 70°.

Figure III.21. Discordance des marnes de l'Albien supérieur (à droite, trait gras) sur les marnes et calcaires de l'Albien inférieur (à gauche, trait fin) en versant Est de la crête Sud du Jebel Slata (vue prise vers le Nord).

En versant Est de la crête Sud du même jebel, les marnes de l'Albien supérieur contiennent de nombreux niveaux bréchiques indiquant des remaniements le long de pentes, et reposent sur les strates de l'Albien inférieur avec une discordance angulaire atteignant localement 90° (Fig. III.21 ; voir aussi Smati, 1986 ; Perthuisot et al., 1988 ; Vila et al., 1995 ; Ghanmi et al., 2001).

Enfin, la transgression de l'Albien supérieur scelle également des structures plicatives, visibles à l'WNW du jebel (Fig. III.10), mais aussi en versant Est de l'arête Sud du massif (Vila et *al*., 1995 ; et Bouillin, Jaillard et Susperregui, com. pers.). Cette observation suggère

que les déformations scellées par l'Albien supérieur ont pu comporter une composante compressive locale.

Les observations faites sur le Jebel Slata indiquent que cette tectonique importante est d'âge Albien moyen, puisque (1) elle affecte l'ensemble de l'Albien inférieur, (2) elle est scellée par les premiers dépôts de l'Albien supérieur, et (3) la déformation est très importante et de grande ampleur (pendages ou différences de pendages atteignant ou dépassant 70°). En revanche, il n'a pas été possible pour le moment de déterminer si ces déformations étaient liées à un contexte tectonique compressif, comme le suggère la présence de plissement, distensif comme l'indiqueraient les basculements de blocs, ou éventuellement décrochant, ce qui serait compatible avec la grande faille scellée par l'Albien supérieur.

Enfin, l'existence d'une paléotopographie héritée des événements tectoniques de l'Albien moyen semble conduire à une reprise de sédimentation d'âge variable selon les coupes dans la région de Tadjerouine. En effet, alors qu'à Hameima, la base des Argiles médianes de la Formation Fahdène a livré des ammonites rapportée à la zone à *D. cristatum* de la base de l'Albien supérieur, la même unité a livré dans les autres coupes des faunes attribuables plutôt à la zone à *M. pricei* (2ème zone d'ammonites de l'Albien supérieur). On peut supposer que la sédimentation a pu reprendre plus précocement dans les dépressions abritées des érosions, ce qui expliquerait le diachronisme de la base des Argiles médianes de la Formation Fahdène.

6. COMPARAISON AVEC LA TECTONIQUE ALBIENNE ENREGISTREE AU JEBEL EL HAMRA

6.1. Stratigraphie du Jebel El Hamra

Situé au Sud de la zone de Tadjerouine, à l'Ouest de Kasserine, le Jebel El Hamra a également été étudié dans le cadre de ce projet. M'Rabet (1981) y avait levé une coupe de la Formation Serdj ; El Euchi (1993) avait montré l'âge albien et les variations latérales de la « Série intermédiaire », située stratigraphiquement entre les formations Serdj et Fahdène ; Vila et al. (2001) avaient apporté des compléments stratigraphiques et proposé une reconstitution rétrotectonique de l'histoire du massif ; Echihaoui (2004) y a étudié les remplissages polyphasés des karsts affectant la Formation Serdj, et les dépôts Albien supérieur de la Formation Fahdène ; enfin Dumont et al. (2005b) ont cartographié le Jebel El Hamra et la série surmontant immédiatement la Formation Serdj (Fig. III.24), et proposé une histoire tectonique du Jebel El Hamra. Nous rappellerons ci-dessous les résultats stratigraphiques actualisés de ces études.

La **Formation Serdj** se termine par une séquence d'environ 15 m d'épaisseur, débutant par des marnes surmontées par des calcaires largement dolomitisés, et terminée par une surface karstique appelée S 2 (D 2 de M'Rabet, 1981).

Au-dessus, se développe une succession, qui n'affleure que dans le Sud du Jebel, et que nous appellerons « **Série intermédiaire** », en reprenant la terminologie de El Euchi (1993) qui l'avait utilisée pour les séquences 2 à 5 décrites ci-dessous.

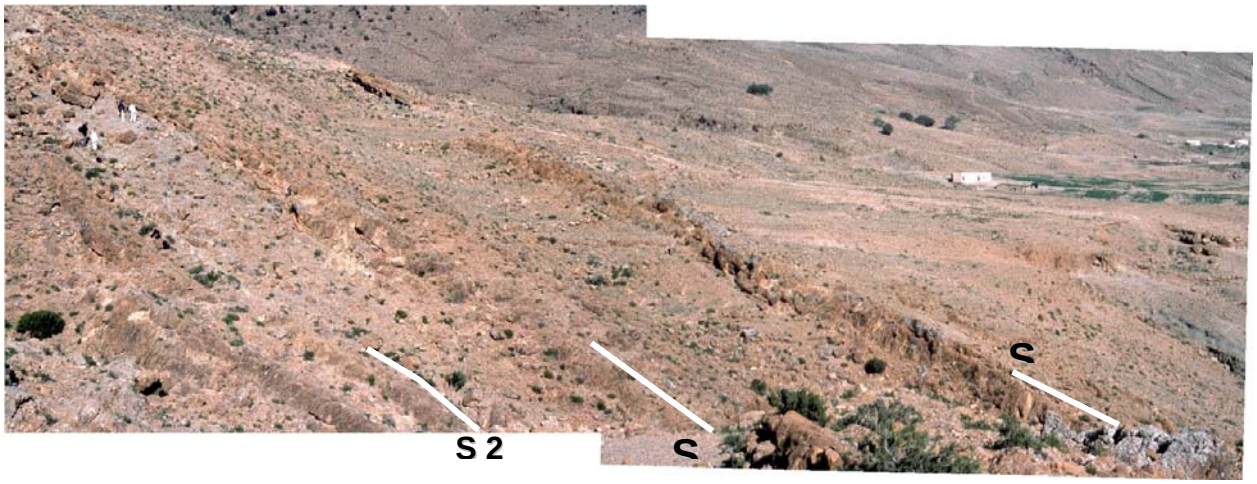


Fig. III.23. Coupe de la première et troisième séquence (discontinuités S 2 à S 4) de la « Série intermédiaire », en versant Est du Jebel El Hamra. A cet endroit, la deuxième séquence

(terminée par le « banc orange ») est absente. Les personnages en haut à gauche donnent l'échelle.

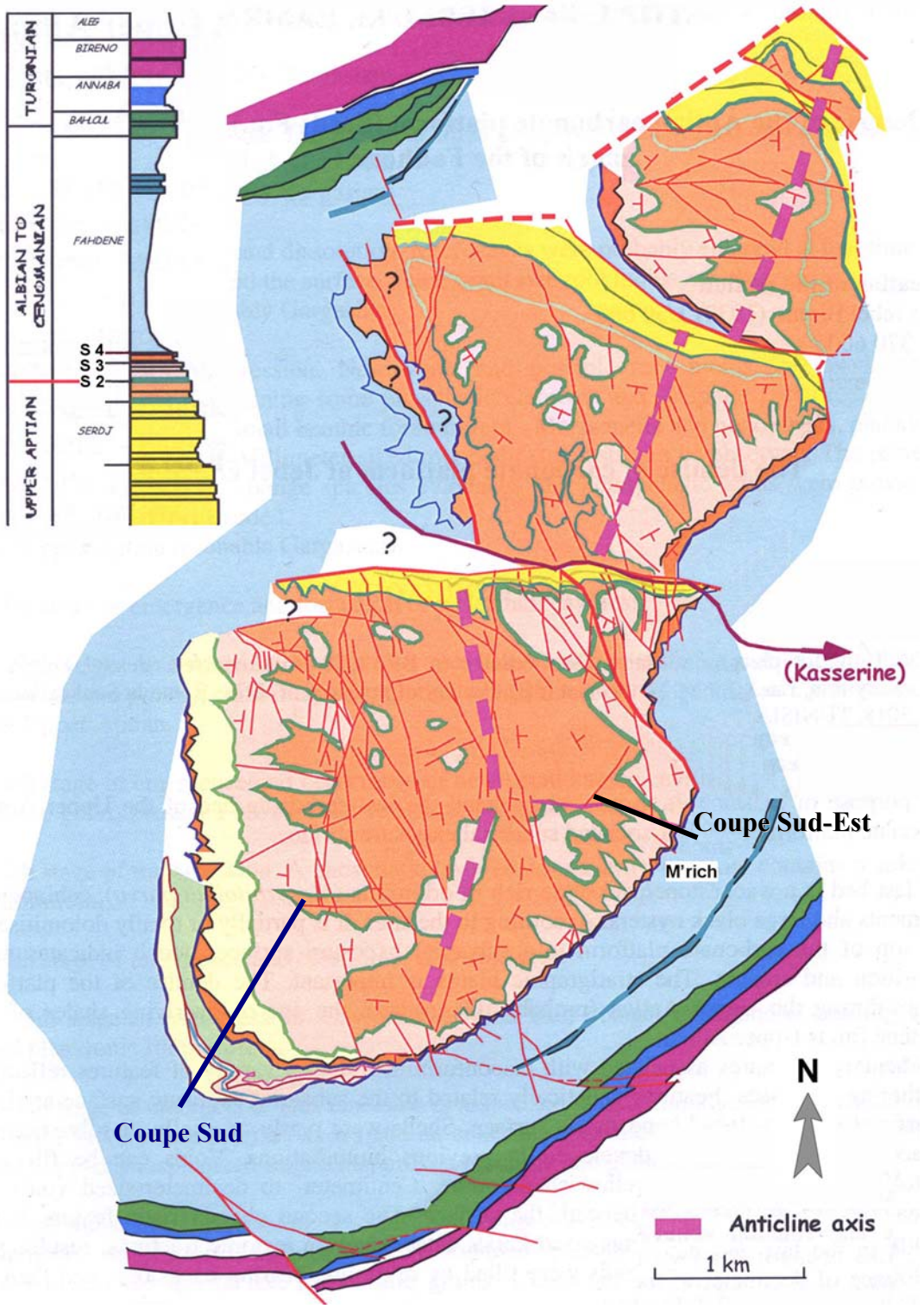


Fig. III.24. Carte géologique du Jebel El Hamra, d'après Dumont et al. (2005b) modifié. Noter (1) les failles principales WNW-ESE, qui recoupant la Fm Fahdene ; (2) la localisation des coupes décrites ; (3) l'apparition vers le Sud d'une série albienne (jaune pâle et vert pâle, voir texte) ; (4) une discordance entre le Cénomanien et le Turonien (au NW du Jebel).

Une *première séquence* est composée de 10 à 12 m de marnes, calcaires marneux et calcaires dolomitiques, localement à rudistes et coraux, également terminés par une surface karstique, appelée S 3 (D 3 de M'Rabet, 1981 ; Fig. III.23 et III.27). Cette séquence a livré au SW du Jebel Hameima un *Parengonoceras* sp. et deux « *Hypacanthoplites* » sp., indicateurs de l'Albien basal. Cette séquence pourrait être contemporaine d'une partie de la Formation Hameima de la région de Tadjerouine.

Une *deuxième séquence* enregistre un net changement dans la sédimentation. Elle est formée de 10 à 15 m d'argiles vertes contenant de rares Acanthohoplitinae, surmontées par un banc massif de dolomie orangée, appelé le « banc orange », et fréquemment karsifié et minéralisé au sommet (Fig. III.25). Nous appellerons cette discontinuité S 3A (Fig. III.27). La séquence manque fréquemment sur le versant Sud-Est du Jebel El Hamra, comme l'avait déjà signalé El Euchi (1993, terme 2 et 3 de sa Fig. III.16 p. 40). D'après les données ci-dessous, cette séquence pourrait être équivalente à la séquence SA 2 de la région de Tadjerouine (Albien basal, zone à *ouenzaensis*).

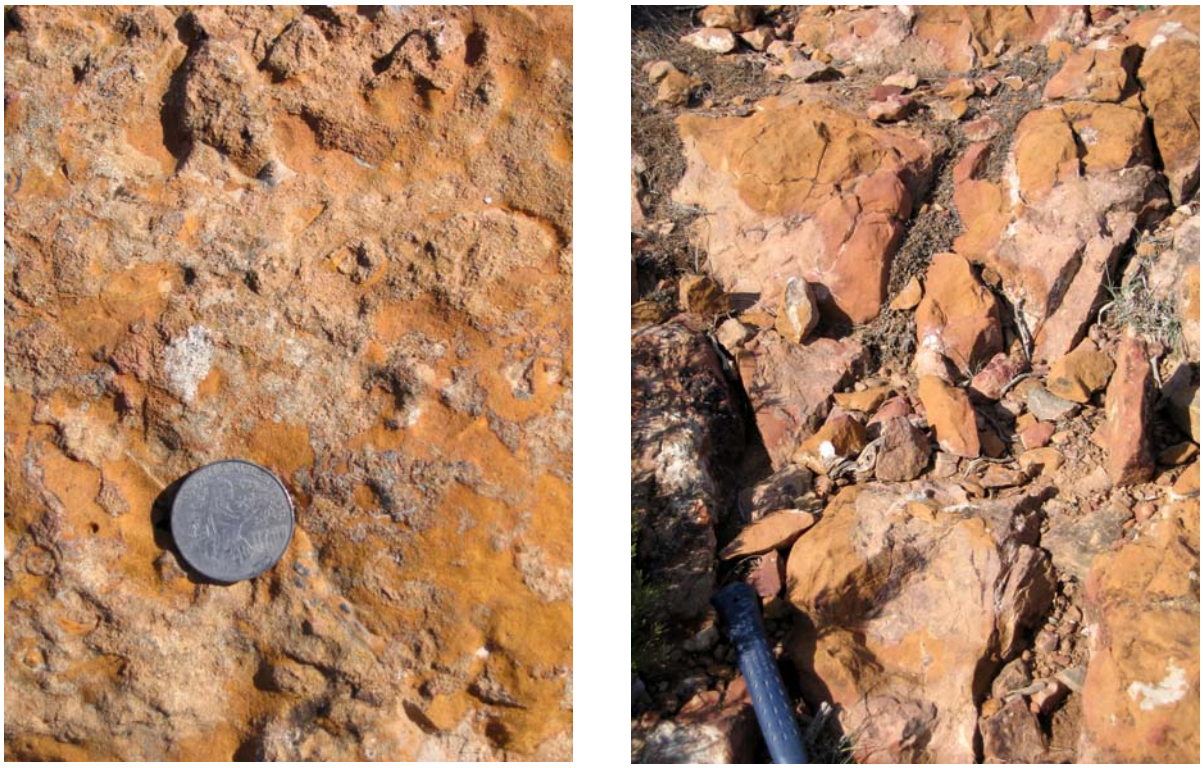


Fig. III.25. Aspect du karst affectant la surface sommitale du « banc orange » (discontinuité S 3A). (Sud du Jebel El Hamra)

Une *troisième séquence* est constituée d'argiles noires contenant un banc de marnes jaunes à huîtres, échinodermes, pectens et rares autres bivalves, et surmontées par un banc massif de calcaire à orbitolinidés, dont la surface karstifiée a été appelée S 4 (D 4 de M'Rabet,

1981, Fig. III.26). Cette séquence montre des variations significatives d'épaisseur dans le versant Sud-Est du Jebel El Hamra. A la base des argiles noires ont été collectés *Parengonoceras mahmoudi* et *Prolyelliceras gevreyi*, et leur partie supérieure a livré *Parengonoceras* sp. et des Acanthohoplinae mal identifiables, probablement remaniés (Fig. III.27). Cet intervalle serait donc corrélé avec la zone à *gevreyi* de Tadjerouine (fin de zone à *tardefurcata* et/ou base de zone à *mammillatum*) et serait alors équivalente à la séquence SA 4 de cette région.

Fig. III.26. Calcaires à orbitolinidés supportant la discontinuité S 4 (gauche), et karst polyphasé associé à cette discontinuité (droite). Versant SE du Jebel El Hamra.

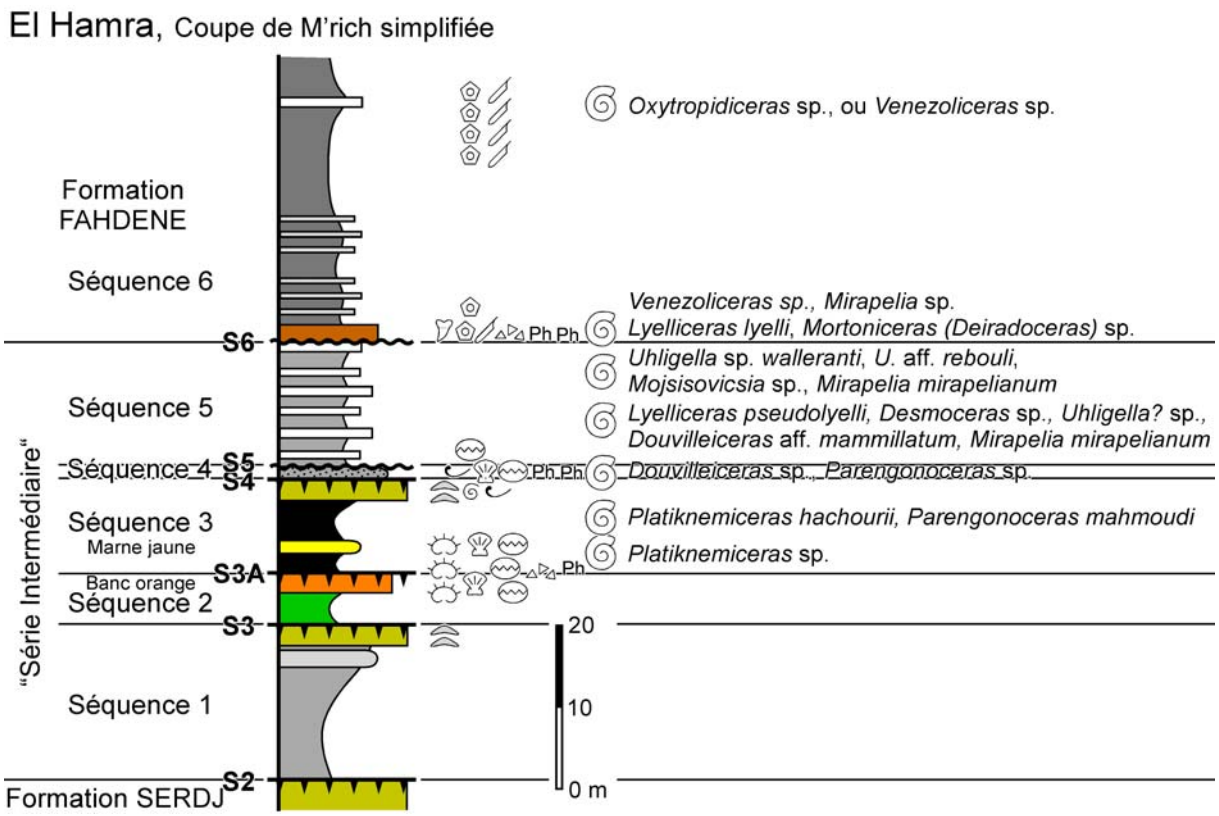


Fig. III.27. Coupe de la « Série intermédiaire » surmontant la Formation Serdj au Sud-Est du Jebel El Hamra (ravin de M'rich).

La <u>*séquence suivante*</u> (séquence 4) est constituée, dans le Sud du massif, par environ 25 mètres de marnes à bancs calcaires, riches en faune benthique de mer ouverte. La base est marquée par une faune dominée par des huîtres, associées à des orbitolinidés (seulement sur les 2 premiers mètres), pectens, gastéropodes, et rares échinodermes. Au milieu de la séquence, on trouve des bélemnites, des brachiopodes, et des débris d'échinodermes et de bivalves, illustrant un approfondissement du milieu de sédimentation. Dans la partie supérieure, bélemnites et ammonites pyritisées abondent, à côté de bivalves (pectens, huîtres) et rares petits oursins, généralement pyritisés. Cet intervalle est interprété comme représentant le Maximum d'inondation. Localement, la quatrième séquence se termine à la base d'un niveau épais de quelques décimètres à quelques mètres de calcarénites bioclastiques à ciment phosphaté, riches en échinodermes, pectens, nautiles et ammonites, interprétées comme un niveau de remaniement et condensation, remplissant localement une vallée incisée, et marquant une discontinuité majeure (Fig. III.28 et 29). Plus à l'Ouest (Sud-Ouest du massif), aucune discontinuité n'est visible entre cette séquence principalement argileuse et la suivante, de lithologie comparable. En allant vers le Nord-Est (versant Sud-Est du massif), la séquence s'amincit progressivement mais considérablement, pour ne représenter dans la coupe du ravin

de M'rich, qu'un mètre de bancs calcaires noduleux, graveleux et phosphatés (El Euchi, 1993, terme 5 de sa Fig. III.16, p. 40 ; Arnaud-Vanneau et al., 2005 ; Fig. III.27).

Fig. III.28. Banc bioclastique et phosphaté dont la base marque le sommet de la quatrième séquence (Jebel El Hamra). Noter la surface microbréchique (à gauche) et la nature phosphatée et minéralisée des clastes (à droite).

Vers la base de la séquence ont été ramassés un acanthohoplitiné mal préservé (remanié ?), un *Douvilleiceras* sp. et un *Parengonoceras* sp. (Fig. III.29). La partie supérieure a livré une faune pyritisée à *Parengonoceras* sp., *Desmoceras* sp., *Prolyelliceras* sp., *P. radenaci*, *« Beudanticeras » dupinianum dupinianum* et *Knemiceras* sp., corrélable avec la zone à *radenaci* de la région de Tadjerouine. La quatrième séquence est donc corrélable avec la séquence SA 5 reconnue dans cette dernière région.

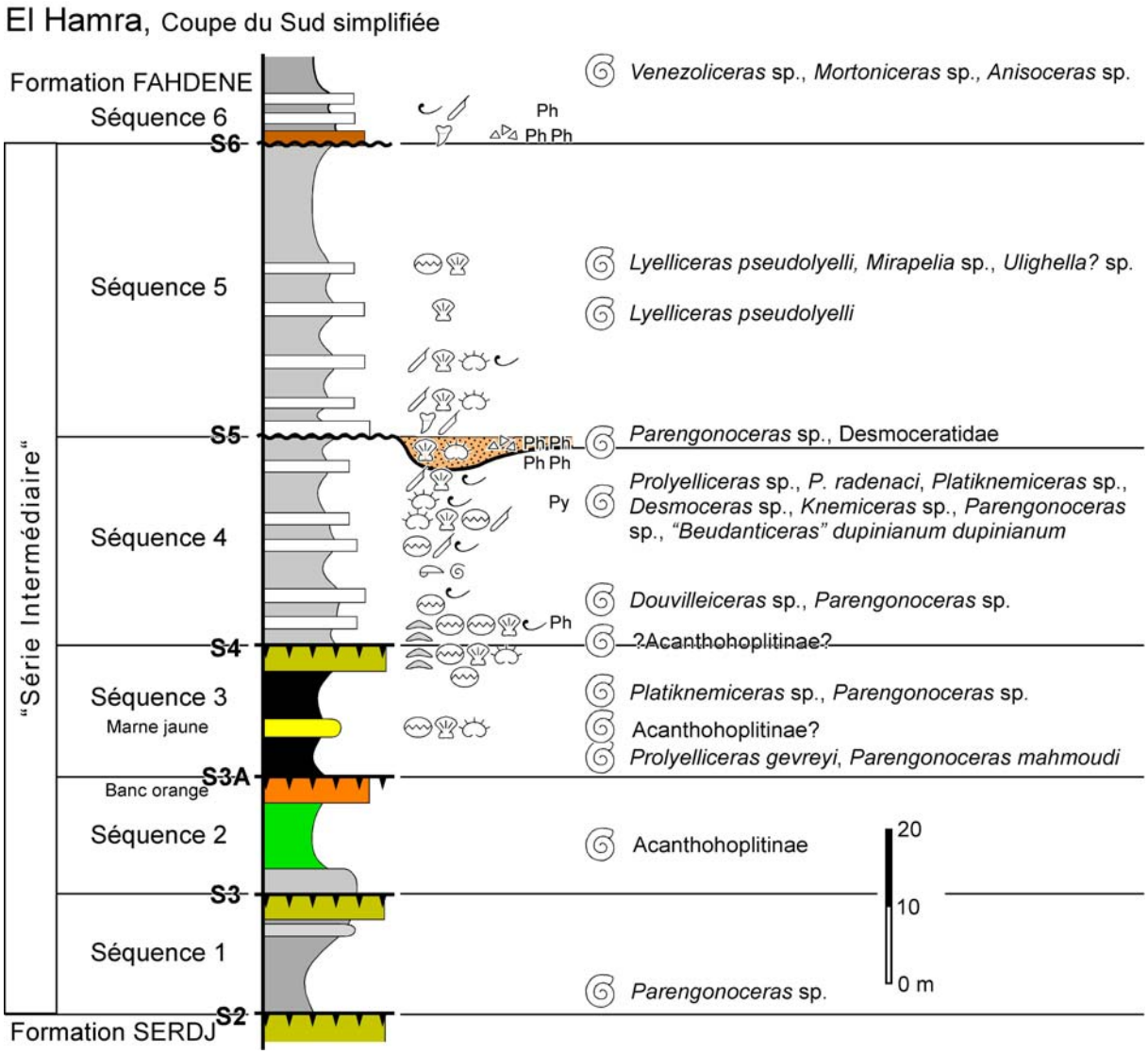


Fig. III.29. Coupe de la « Série intermédiaire » surmontant la Formation Serdj à l'extrême Sud du Jebel El Hamra.

La <u>*cinquième séquence*</u> se compose de 20 à 35 m d'une succession stratodécroissante de marnes argileuses sombres, comprenant quelques bancs de calcaire micritique sombre dans la partie inférieure. Quand elle est visible, la base est marquée, selon les endroits, par le remplissage bioclastique et phosphaté de la vallée incisée précédemment mentionnée, ou par un niveau assez constant de calcarénite bioclastique, gréseuse et phosphatée. Quand ces repères manquent, la base de la séquence est invisible. La faune se compose dans la partie inférieure de bélemnites, échinodermes et pectens, associés à des annélides, bioclastes et foraminifères, et dans la partie supérieure, d'ammonites, pectens, foraminifères et rares huîtres ou bioclastes. La séquence se termine à la base d'un banc pluridécimétrique à base érosive, de calcarénite microbréchique, gréseuse et phosphatée, riche en débris de poissons.

Cette séquence s'épaissit nettement entre la partie Sud-Est du jebel (15 à 20 m au ravin de M'rich, Fig. III.27) et son extrêmité Sud, où elle atteint 35 mètres (Fig. III.29).

Dans le Sud du massif, les deux premiers tiers de cette séquence ont livré *Mirapelia* sp., *Ulighella* sp. et deux exemplaires de *Lyelliceras pseudolyelli*, tandis qu'au Sud-Est du Jebel El Hamra, nous y avons trouvé *Oxytropidoceras* sp., *Uhligella subornata*, *Mojsisovicsia* sp., plusieurs *Mirapelia mirapeliana*, *Lyelliceras pseudolyelli*, *Desmoceras* sp., et *Douvilleiceras* aff. *mammillatum* dans la même position stratigraphique. Cette séquence est donc corrélable avec la zone à *pseudolyelli* de la zonation standard, et avec une partie de la séquence SA 6 (« Calcaires de l'Allam ») définie dans la région de Tadjerouine. En effet, à El Hamra, la partie inférieure de cette séquence a livré *L. pseudolyelli*, et non *Tegoceras cammatteanum* comme à Tedjerouine. L'intervalle de temps représenté par la zone à camatteanum ne s'est donc pas déposé à El Hamra, ce qui conforte notre interprétation de la plus grande partie des « Calcaires de l'Allam » de la région de Tadjérouine comme un prisme de bas niveau.

Enfin, la *sixième séquence* du Jebel El Hamra correspond à la base de la **Formation Fahdène**, qui n'a pas été étudiée en détail dans le cadre de cette étude (voir Echihaoui, 2004). Elle débute sur tout le massif par un niveau phosphaté, localement gréseux et légèrement chenalisé. Elle se poursuit par des marnes noires à minces bancs calcaires finement bioclastiques, riches en bélemnites, crinoïdes et ammonites.

Dans le Sud-Est du massif, le banc détritique et phosphaté de base à livré *Lyelliceras lyelli* de la base de l'Albien moyen, et *Mortoniceras (Deiradoceras)* sp. de l'Albien supérieur, démontrant donc l'érosion au début de l'Albien supérieur de sédiments marins déposés au début de l'Albien moyen, et l'absence de dépôt durant l'Albien moyen et la base de l'Albien supérieur (Fig. III.27). Sur les 20 premiers mètres de la séquence, nous avons trouvé *Mortoniceras (Mortoniceras)* sp., *Anisoceras* sp., *Venezoliceras* sp. et *Oxytropidoceras* ? sp. de l'Albien supérieur.

Dans le Nord du Jebel El Hamra, cette séquence repose directement sur la surface karstifiée S 4, par l'intermédiaire d'un niveau phosphaté, à ammonites.

6.2. Tectonique synsédimentaire albienne au Jebel El Hamra

La première séquence n'a pas été étudiée en détail dans le cadre de ce travail.

* Tectonique de la deuxième séquence (≈ SA 3 ?).

La deuxième séquence, terminée par le « banc orangé », est absente dans la partie nord et au Sud-Est du jebel, mais atteint une vingtaine de mètres au Sud du massif, où le « banc orange » est localement affecté de plis plurimétriques spectaculaires, associés à des failles et déformations plastiques, et liés à la fracturation du banc S 3 (Fig. III.30).

Fig. III.30. Déformations synsédimentaires (slumps) du « banc orange » (Albien basal), à l'extrémité Sud du Jebel El Hamra. Le banc portant la S 4, qui scelle la déformation, est incliné vers le dos du photographe. Les personnages au centre et à droite de l'image donnent l'échelle.

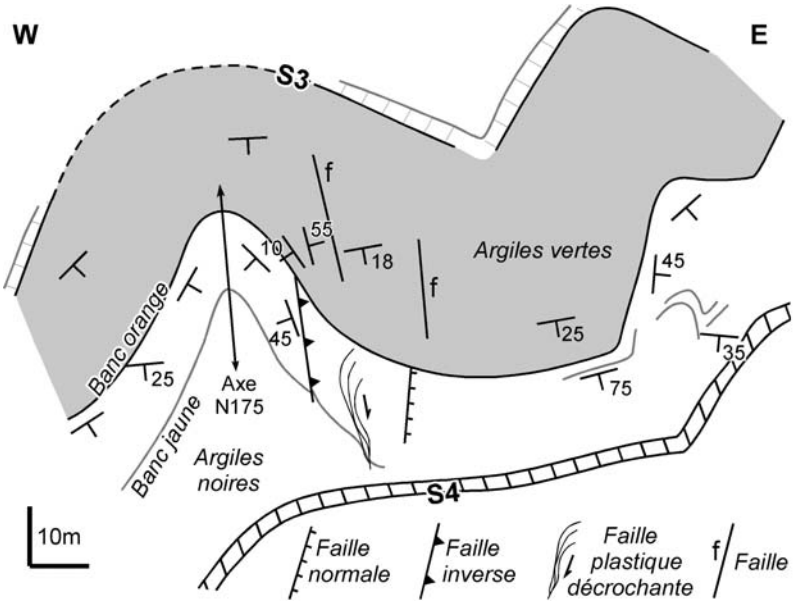


Fig. III.31. Schéma de terrain montrant en carte une zone déformée du « banc orange » (Séquence 3). Noter la coexistence de plis et failles subméridiennes, inverses et normales, interprétés comme liés à des glissements synsédimentaires (slumps).

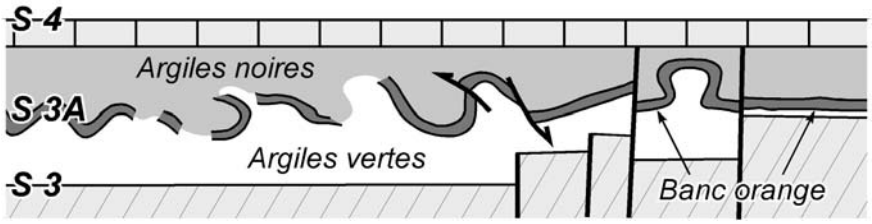


Fig. III.32. Plan-croquis de terrain montrant le style de déformation du « banc orange » à l'extrémité Sud du Jebel El Hamra. Noter les variations d'épaisseur des argiles vertes (troisième séquence).

Ces déformations sont interprétées comme des glissements synsédimentaires, liés à la création d'une topographie, et expliquant leur absence dans les parties Nord et Sud-Est du massif, d'où elles ont glissé vers l'Est ou le Sud. En effet, certains affleurements montrent la coexistence de failles normales et inverses de même direction. Quelques mesures d'axe de plis et de plans de failles plastiques suggèrent un glissement vers l'Ouest, et donc une pente dans cette direction (Fig. III.31).

La paléotopographie héritée de ces déformations a entraîné des variations significatives d'épaisseur de la troisième séquence (à argiles noires). On voit ainsi les marnes jaunes intercalées dans les argiles noires reposer localement directement sur le banc portant la S 3, selon une disposition en *onlap* (Arnaud-Vanneau et al., 2005). Ces déformations, scellées par les argiles noires à *P. gevreyi* (Fig. III.32), pourraient donc être contemporaines de la séquence SA 2 de la région de Tadjerouine (zone à *ouenzaensis*).

* Tectonique de la quatrième séquence (≈ SA 5).

La quatrième séquence (≈ SA 5) présente la particularité d'être épaisse de 25 m au Sud du massif (Fig. III.29), et de se réduire à un faisceau métrique de bancs phosphatés en direction du Nord-Est (ravin de M'rich, Fig. III.27), puis de disparaître totalement plus au Nord (Sud-Est du Jebel El Hamra) (voir aussi El Euchi, 1993). Cette disposition démontre l'existence ou la création, au moment du dépôt de cette séquence, d'une paléotopographie pentée vers le Sud ou l'Ouest permettant une accumulation plus importante dans ces directions. Le banc portant la discontinuité S 4 étant à peu près continu tout au long du jebel, la paléotopographie a donc été acquise après le dépôt de ce banc.

D'autre part, le banc S 4 est localement érodé (versant Sud-Est du jebel) par le premier banc (à huîtres) de la quatrième séquence (Fig. III.33), démontrant l'existence de mouvements du substratum au début du dépôt de cette séquence. Ces observations montrent que des mouvements, apparemment locaux, ont affecté cette zone, évoquant de légers basculements de blocs associés au jeu modéré de failles normales. Enfin, le sommet de la séquence admet

quelques bancs de calcarénite à crinoïdes, témoignant de la resédimentation gravitaire de dépôts issus de zones moins profondes.

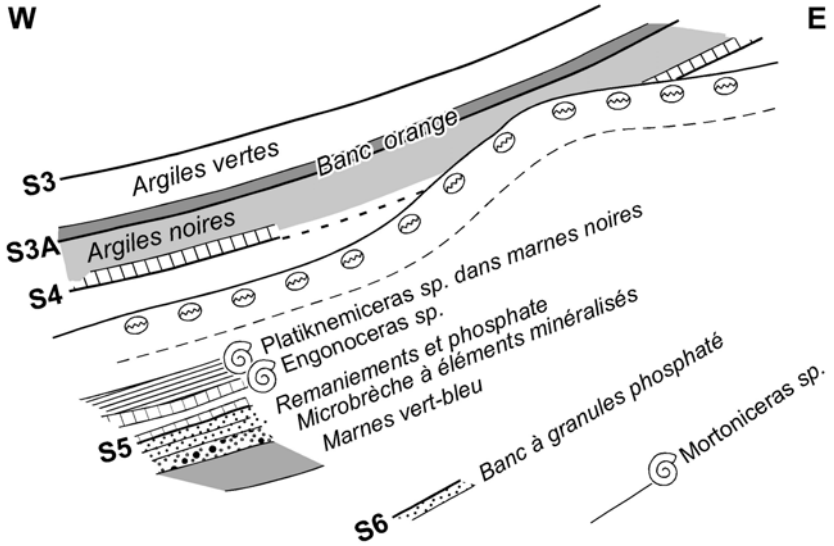


Fig. III.33. Plan-croquis de terrain montrant l'érosion du banc portant la S 4 par un des premiers bancs de la quatrième séquence (Piste longeant le versant SE du Jebel El Hamra).

* Tectonique de la cinquième séquence (≈ SA 6).

La cinquième séquence (partie supérieure de la zone à *T. camatteanum* et zone à *P. pseudolyelli*) porte de nombreux indices d'événements tectoniques.

Elle commence par une érosion importante, marquée localement (Sud du massif) par une vallée incisée creusée dans les argiles supérieures de la séquences sous-jacente (Fig. III.29). Le remplissage, calcarénitique, gréseux et phosphaté de cette incision disparaît vers l'Ouest et le Nord-Ouest, mais forme un banc que l'on suit vers le Nord-Est en bordure sud-est du massif, jusqu'au ravin de M'Rich où il se confond avec les bancs phosphatés condensant la séquence précédente. Parallèlement, l'épaisseur de la séquence diminue du Sud vers le Nord-Est, c'est à dire dans le même sens que la séquence antérieure. Cependant, il n'a pas été possible de déterminer avec certitude si cette réduction d'épaisseur était due à une subsidence plus active vers le Sud ou l'Ouest que vers le Nord-Est, ce qui traduirait un contexte comparable à celui de la séquence précédente, ou à une plus forte érosion de la séquence lors de la discontinuité érosive qui la surmonte. Dans ce dernier cas, on n'aurait pas de certitude sur la géométrie du bassin au moment du dépôt de la séquence, mais on pourrait supposer en revanche, que l'ensemble du massif a basculé vers le Sud après l'Albien inférieur, la partie Nord se trouvant surélevée et plus profondément érodée, et la partie Sud

plus préservée. Nous verrons que l'analyse de la tectonique Albien moyen (pré-Albien supérieur) va dans le sens de cette dernière interprétation.

* Tectonique de l'Albien moyen (≈ S 6).

La cinquième séquence (SA 6) disparaît vers le Nord-Est au niveau d'une faille normale de rejet pluri-décamétrique, située dans le ravin de M'rich (Fig. III.34). Cette faille est scellée par le banc gréso-phosphaté qui marque la base de la sixième séquence, et qui contient côte à côte une ammonite de la base de l'Albien moyen, et une du début de l'Albien supérieur. Ce banc phosphaté se prolonge au Nord par un niveau phosphaté à ammonites qui tapisse la surface S 4, sur l'ensemble des zones visitées du massif de El Hamra. Puisque la cinquième séquence n'est pas disposée en *onlap* sur les deux bordures de l'hémi-graben formé par la faille, et ne porte pas de traces de dépôt au pied d'un escarpement de faille (brèches, resédimentations, discordance progressive…), le jeu de la faille normale qui limite au NE cette séquence est postérieur au dépôt de cette dernière. Celle-ci étant datée de la fin de l'Albien inférieur (zone à *pseudolyelli*), et la sédimentation qui scelle le jeu de la faille étant datée du début de l'Albien supérieur, le jeu de la faille peut être daté de l'Albien moyen, ou tout au plus de la base de l'Albien supérieur (Fig. III.34).

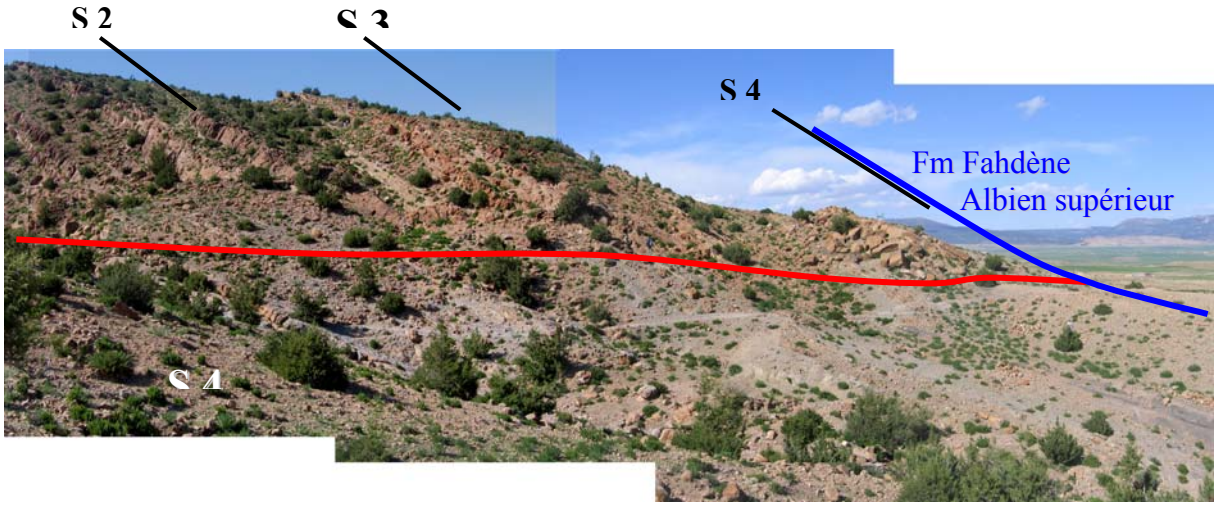


Fig. III.34. Vue de l'hémi-graben de M'rich (versant SE du Jebel El Hamra). La faille (rouge) met en contact la série marneuse de la fin de l'Albien inférieur (Séquence 5) préservée dans le graben (au premier plan) et la série carbonatée plus massive de l'Albian basal (S 2 à S 4, arrière-plan) sur laquelle repose la transgression de l'Albien supérieur (Séquence 6, en bleu).

Pour l'ensemble des déformations postérieures à la Formation Serdj et antérieures à l'Albien supérieur, Dumont et al. (2005b) ont déterminé des directions de faille allant de N 140 à 170 E, et donc une extension proche de ENE-WSW à NE-SW, conforme à ce

qu'avaient déterminé Martinez et al. (1991), Barrier et al. (1993), Ladeb et al. (1995), Bouaziz et al. (2002) ou Ouali (1987) dans les mêmes régions. Notons que ces directions de failles (NNW-SSE à NW-SE) sont différentes de celles que la surrection du diapir situé au NNE du Jebel aurait dû provoquer (failles WNW-ESE).

Enfin, alors que la reprise de la sédimentation est datée dans le Sud du massif de la zone à *M. pricei*, les ammonites qui tapissent la surface phosphatée (S 6) dans le Nord du massif indiquent la zone à *M. inflatum*, indiquant un diachronisme à l'échelle du massif des niveaux Albien supérieur transgressifs, puisque ceux-ci sont plus jeunes vers le Nord. Cette disposition suggère que la partie nord du massif était surélevée par rapport à sa partie sud (Fig. III.35 et III.36). Si notre interprétation est juste, elle montre que les déformations d'âge Albien supérieur sont plus intenses (jeu pluri-décamétrique de failles) et à plus grande échelle (basculement à l'échelle du massif tout entier) que celles reconnues dans l'Albien inférieur.

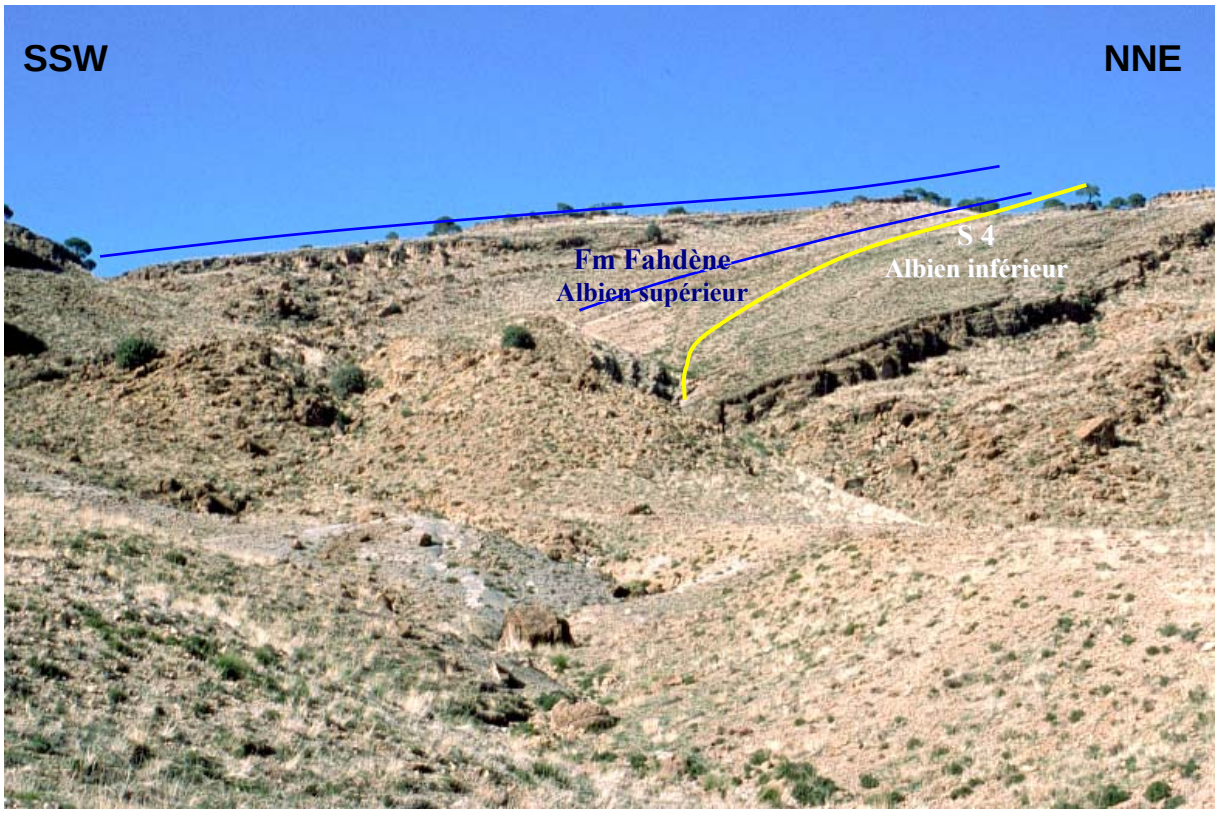


Fig. III.35. Légère discordance angulaire entre les calcaires dolomitiques supportant la surface S 4 (à droite et en bas)**, et les marnes et calcaires de l'Albien supérieur** (à gauche et en haut)**, dans la partie Nord du Jebel El Hamra.**

6.3. Conclusion sur la tectonique synsédimentaire du Jebel El Hamra

Aucun mouvement tectonique important n'est décelable au sommet de la Formation Serdj (S 2). En particulier, nous n'avons vu ni karst important, ni discordance entre la Formation Serdj et la « Série intermédiaire » (Fig. III.36).

Les premiers mouvements tectoniques décelables affectent les séquences 2 (zone à *ouenzaensis* ?) et 3 (zone à *gevreyi*) (≈ SA 2 et 3 de Tadjerouine). Il s'agit de la création de pentes significatives, apparemment vers le Sud ou l'Ouest, provoquant des glissements localement spectaculaires, mais n'impliquant que de faibles volumes de sédiments, et induisant de légères discordances locales de la séquence 3.

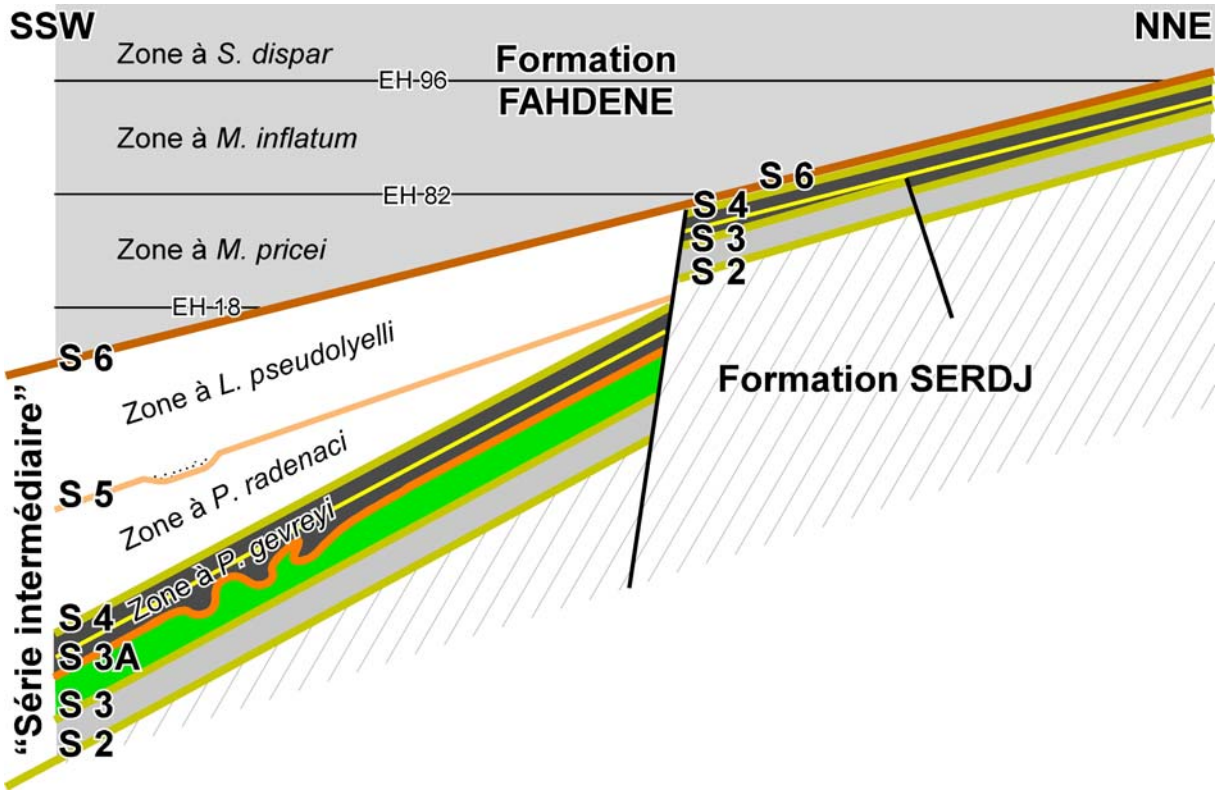


Fig. III.36. Schéma récapitulatif simplifié de la géométrie des séquences déposées sur le Jebel El Hamra. Les déformations commencent par des failles à jeu pluri-métrique, qui décalent les surfaces S 2 à S 3A et provoquent le glissement du banc orange (S 3A), se poursuivent par des basculements induisant les variations d'épaisseur des séquences 4 et 5 (S 4 à S 6), puis par des failles à jeu pluri-décamétrique qui préservent les séquences 4 et 5 dans un hémigraben (M'rich), enfin culminent avec le basculement à grande échelle du massif qui induit le diachronisme de la transgression de l'Albien supérieur (Fm Fahdène).

Ces mouvements sont suivis par un premier basculement qui provoque la réduction vers le NE de la séquence 4 (zone à *radenaci*), dont l'épaisseur passe de 25 à 1 m, suggérant une surrection des parties du massif situées au Nord-Est (Fig. III.36). Notons que ces directions

sont compatibles avec la surrection, au Nord-est du Jebel El Hamra, du diapir actuellement situé au Sud du Jebel Bireno. La base de la séquence suivante (≈ SA 5, zone à *pseudolyelli*) est marquée par des érosions et remaniements importants, mais la réduction d'épaisseur de cette séquence vers le NNE (Fig. III.36) pourrait plutôt être due à des érosions subséquentes.

La déformation majeure est enregistrée à l'Albien moyen. En effet, les séquences 5 et 6 sont séparées par un hiatus et des érosions et remaniements importants, qui remanient des dépôts marins de l'Albien moyen. Cette période s'accompagne du jeu pluridécamétrique de failles normales (hémigraben de M'rich), et du basculement vers le Sud ou l'Ouest de l'ensemble du massif, qui se traduit en particulier par une transgression ultérieure plus précoce au SSE du massif (zone à *pricei*), qu'au NNE du massif (zone à *inflatum*) (Fig. III.36).

7. CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE SYNSÉDIMENTAIRE ALBIENNE (TADJEROUINE ET EL HAMRA)

Contrairement à ce qui a été longtemps supposé, l'essentiel de la tectonique en distension enregistrée en Tunisie Centrale à la fin du Crétacé inférieur, n'est pas d'âge Aptien, mais d'âge Albien inférieur. Si la plate-forme carbonatée de la Formation Serdj émerge effectivement autour de la limite Aptien-Albien, les mouvements tectoniques enregistrés ne sont que locaux et relativement faibles (Harraba, Slata) ; les karsts sont relativement peu profonds, et la valeur angulaire des discordances reste faible (≤ 5°). La cause de l'émersion, apparemment régionale, de la plate-forme semble être avant tout eustatique.

Les déformations distensives, d'abord modestes à la limite Aptien-Albien et à l'Albien basal (Formation Hameima), deviennent de plus en plus importantes au cours de l'Albien inférieur, et paraissent culminer à l'Albien moyen (voir aussi Chikhaoui et al., 1991 ; 1998). La fréquence des remaniement de faunes (ammonites phosphatées) ou de sédiments d'âge Albien basal, tout au long de l'Albien inférieur, mais particulièrement vers la fin de l'Albien inférieur, suggère plusieurs remarques importantes. D'une part, si la zone de Tadjérouine ne montre pas d'évidences de déformations importantes, d'autres zones (au Sud ?), sur lesquelles l'Albien inférieur avait commencé à se déposer, ont été assez déformées et surélevées, au cours de l'Albien inférieur et particulièrement à la fin de cette période (olistolites d'Albien basal à Garn Halfaya), pour que ces dépôts soient remaniés (érodés et transportés, ou glissés en masse) dans les zones nord-occidentales. D'autre part et en conséquence, la discordance de

l'Albien supérieur, connue dans toute la Tunisie centrale, scelle une paléogéographie, non pas due à la « tectonique aptienne » des auteurs, mais résultant de l'accumulation de déformations synsédimentaires, dont l'intensité croît au cours de l'Albien inférieur, pour culminer à l'Albien moyen. Une autre conséquence de ce constat, est qu'une grande partie du matériel détritique fin sédimenté à l'Albien inférieur dans la région de Tadjerouine (argiles, silts) provient probablement du remaniement de sédiments marins d'âge Albien inférieur originellement déposés plus au Sud.

Il est donc probable que l'émersion de l'ensemble de la Tunisie centrale ne date pas de la limite Aptien-Albien, mais a été progressive tout au long de l'Albien inférieur, affectant probablement d'abord les zones peu subsidentes, et n'est devenue générale qu'à l'Albien moyen. En effet, la crise tectonique de l'Albien moyen s'accompagne d'une lacune sédimentaire majeure associée à des érosions localement importantes, du jeu spectaculaire de failles (faille et discordances du Dj. Slata), et de basculements de blocs d'échelle kilométrique (basculement du Dj. El Hamra). Ces dernières déformations expliquent ensuite le diachronisme de la transgression de l'Albien supérieur.

8. RÔLE DE L'HALOCINÈSE DANS LA TECTONIQUE SYNSÉDIMENTAIRE ALBIENNE

La « tectonique aptienne » en Tunisie est classiquement considérée comme due au début de la surrection diapirique des évaporites triasiques (*e.g.* Perthuisot et *al.*, 1988 ; Gourmelen et *al.*, 1989 ; Vila et *al.*, 1995 ; Lehotsky et Bujnowsky, 1995), présentes en profondeur en Tunisie centrale et septentrionale (Burollet, 1956). D'après notre étude des coupes et massifs de Tunisie centrale, les relations entre tectonique albienne et activité halocinétique apparaissent complexes.

Nous avons vu que la géométrie des discordances observées entre la Formation Serdj et les dépôts sus-jacents étaient compatibles avec la position des diapirs actuellement observés aux abords de ces massifs (Jebels El Hamra, Slata, Harraba). Ces observations suggèrent donc que la surrection des diapirs a effectivement commencé vers la limite Aptien-Albien. Or les massifs étudiés affleurent actuellement grâce à la tectonique, parfois complexe, qui les a affectée, ce qui implique probablement une sur-représentation à l'affleurement des zones affectées par le phénomène diapirique. Malgré le fait que nous ayons plus probablement étudié des jebels affectés par un diapirisme précoce, des déformations synsédimentaires d'âge

albien sont également présentes dans plusieurs autres massifs, à proximité desquels aucun diapir n'est connu (Hameima, Djerissa, Boulahnèche). La relation entre diapirisme et déformations précoces n'est donc pas systématique.

Au Jebel El Hamra, la direction d'extension observée à l'Albien inférieur (ENE-WSW à NE-SW), ne correspond pas au régime tectonique qu'aurait entraîné la surrection du diapir du Jebel Bireno, compte tenu de sa position actuelle. En effet, étant actuellement situé au NNE du massif, sa surrection aurait dû entraîner la création de failles de direction WNW-ESE, conformes à une extension orientée NNE-SSW. D'autre part, l'examen des contacts stratigraphiques du diapir montre qu'il déforme le Cénomanien, et est plutôt scellé par les dépôts du Turonien (Dumont et Jaillard, comm. pers., 2006). Cependant, la topographie pentée vers le SSW avant l'Albien supérieur est compatible avec le début de la surrection du diapir.

Au Jebel Slata, la principale faille anté-Albien supérieur visible, de direction NW-SE permet le basculement des blocs situés de part et d'autre autour d'un axe proche de ENE-WSW. Or la surrection du diapir actuellement situé à l'WSW, aurait plutôt généré des basculements autour d'un axe proche de NNW-SSE, c'est à dire suborthogonal à l'axe du basculement observé. En revanche, les discordances progressives de la partie inférieure de la Formation Hameima du Jebel Slata pourraient être dues soit à une faille normale orientée NW-SE à NNW-SSE, et située au NE du Jebel, soit à la surrection du diapir.

Un mouvement halocinétique obéit principalement à la surpression exercée sur la masse d'évaporites, suit ensuite les zones de faiblesse de la série sus-jacente, puis évolue selon l'état mécanique de cette dernière et la surpression provoquée par la sédimentation en surface. Or quelle que soit la coupe étudiée, les déformations observées semblent commencer au même moment (limite Aptien-Albien), et augmentent en intensité selon des modalité comparables, pour culminer à l'Albien moyen partout où nous les avons observées. Cette simultanéité est mieux explicable par l'installation puis le développement d'un régime tectonique régional, que par le déclenchement simultané puis coordonné (coïncidences peu probables) de montées diapiriques, malgré les histoires sédimentaires différentes des zones étudées. Du reste, si le moteur de la tectonique albienne était le diapirisme, pourquoi aurait-elle cessé à l'Albien supérieur, époque à laquelle le taux de sédimentation est très important ?

Au Sud de Tadjerouine, un sondage (BS-1, Fig. III.37) a rencontré des évaporites à 137 mètres de profondeur, démontrant l'existence d'un diapir sub-affleurant (Bir es Solaa ;

Lehotsky et Bujnowsky, 1995), autour duquel la déformation des séries albiennes n'est pas supérieure à celle des séries du Crétacé supérieur (Fig. III.37).

Le fait que l'ensemble de la série crétacée soit déformé autour du diapir, mais que l'Eocène inférieur paraisse peu déformé, suggère plutôt que l'essentiel de la surrection des diapirs est d'âge post-Crétacé. Du reste, Lehotsky et Bujnowsky (1995) admettent un âge lutétien pour le percement des diapirs dans cette région (voir aussi Burollet, 1956).

Des mouvements tectoniques apto-albiens sont également mentionnés dans le Sud de la Tunisie (Chaîne des Chotts, Dahar), où aucun diapir n'a été reconnu (Abbes et Tlig, 1991 ; Louhaichi et Tlig, 1993 ; Barrier et *al*., 1993 ; Bouaziz et *al*., 2002). Puisque dans ces zones, l'halocinèse n'est pas la cause des déformations, c'est que la cause principale est tectonique. En revanche, l'examen de lignes sismiques publiées sur la Tunisie centrale montre que les séquences d'âge jurassique reposent en *onlap* sur des dômes de sels (Bédir et *al*., 2001 ; Zouaghi et al., 2005 ; 2009), et que le Crétacé supérieur (Turonien, Maastrichtien) est fréquemment discordant ou érodé au droit de ces structures diapiriques.

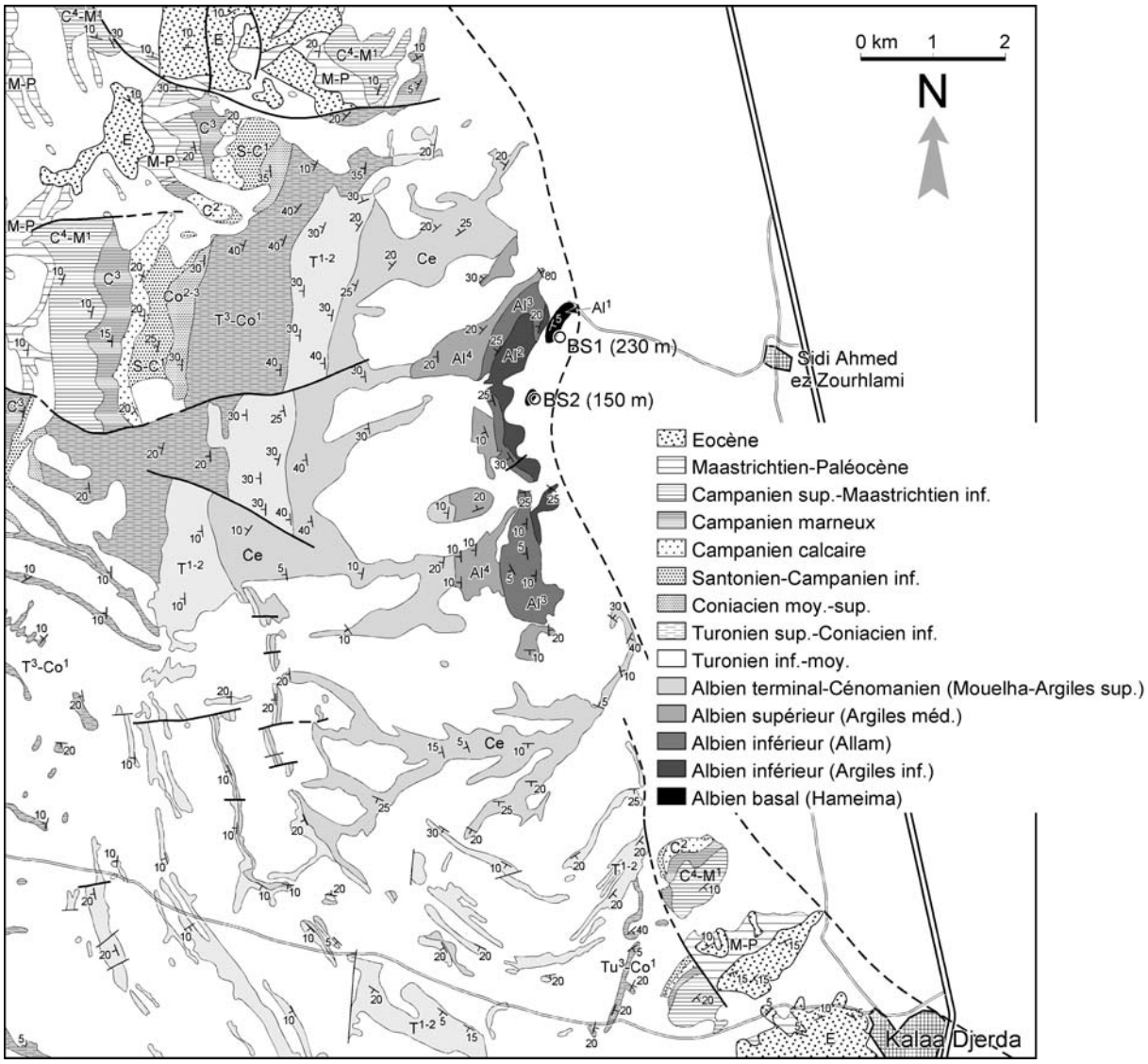


Fig. III.37. Carte géologique de la région au NW de la ville de Kalaa Djerda, montrant une disposition concentrique des couches, autour d'un diapir connu à quelques mètres sous la surface (sondage BS1). Noter que les couches albiennes situées à proximité du sondage ne sont pas plus déformées que les séries d'âge crétacé supérieur, indiquant l'absence de déformations albiennes.

Ces observations suggérent que l'halocinèse a bien eu un rôle lors de mouvements tectoniques enregistrés au Jurassique, ou au Crétacé supérieur, mais que son rôle a été mineur dans l'intervalle Aptien-Albien inférieur.

Enfin, quoique nos données ne soient que parcellaires, les failles à jeu albien prouvé semblent montrer une orientation NW-SE à NNW-SSE, comparable d'une massif à l'autre (Slata, El Hamra, Bir Oum Ali (J. Ouali et E. Jaillard, comm. pers.)), suggérant que le moteur de la déformation fut une extension régionale orientée ENE-WSW à NE-SW, plutôt que des surrections diapiriques locales, qui auraient induit des régimes tectoniques locaux.

Nous proposons donc que la tectonique d'âge albien inférieur soit principalement due à l'installation, vers la limite Aptien-Albien, d'un régime de contrainte en extension. Les rares

failles d'âge Albien inférieur préservées et analysables (El Hamra, Slata) suggèrent une extension orientée ENE-WSW à NE-SW. Ces contraintes ont ensuite augmenté en intensité, et ont peut-être varié en direction au cours de l'Albien inférieur, la déformation culminant à l'Albien moyen. Cette extension a probablement provoqué le début du diapirisme, ce dernier exagérant la déformation de certains des massifs étudiés, particulièrement à l'Albien moyen (El Hamra, Slata), mais le diapirisme ne semble pas avoir été la cause de la déformation albienne observée (voir aussi Martinez et al., 1991).

9. RELATIONS AVEC LA GÉODYNAMIQUE

Les causes de la crise tectonique Aptienne-Albienne ont reçu deux types principaux d'interprétation géodynamique.

9.1. Modèle téthysien

Pour certains auteurs (Smati, 1986 ; Ouali et al., 1984 ; Martinez et al., 1991 ; Barrier et al., 1993 ; Chikhaoui et al., 1998 ; Bouaziz et al., 1999 ; Ouali, 2007), l'extension enregistrée en Tunisie à l'Apto-Albien est liée à l'évolution géodynamique du système téthysien situé au Nord (Dercourt et al., 1985 ; Ricou et al., 1995). Dans cette interprétation, le régime tectonique de la Tunisie serait contrôlé par un double processus géodynamique (Fig. III.) : (1) le jeu, actif depuis le Jurassique, de la zone transformante sénestre de Gibraltar qui permet l'ouverture de l'Atlantique central à l'Ouest de l'Afrique et sépare l'Afrique du Nord de l'Europe (dont l'Ibérie) ; et (2) la collision avec l'Europe de la marge Nord du bloc Apulien, qui en entraînant la rotation anti-horaire de ce dernier, provoque l'ouverture de la Mésogée, d'orientation supposée NNW-SSE (Dercourt et al., 1985 ; Stampfli et Marchant, 1997).

Le premier processus induirait en Tunisie un régime distensif orienté globalement E-W (Ouali et al., 1986). En revanche, la géométrie de l'espace océanique mésogéen est très mal contrainte, et l'orientation supposée des dorsales à l'Est de la Tunisie varie selon les auteurs de E-W (Dercourt et al., 1985 ; Barrier et al., 1993) à N-S (Stampfli et Marchant, 1997). Le régime distensif induit par le fonctionnement de ces dorsales varierait donc, selon les auteurs, de N-S à E-W, respectivement.

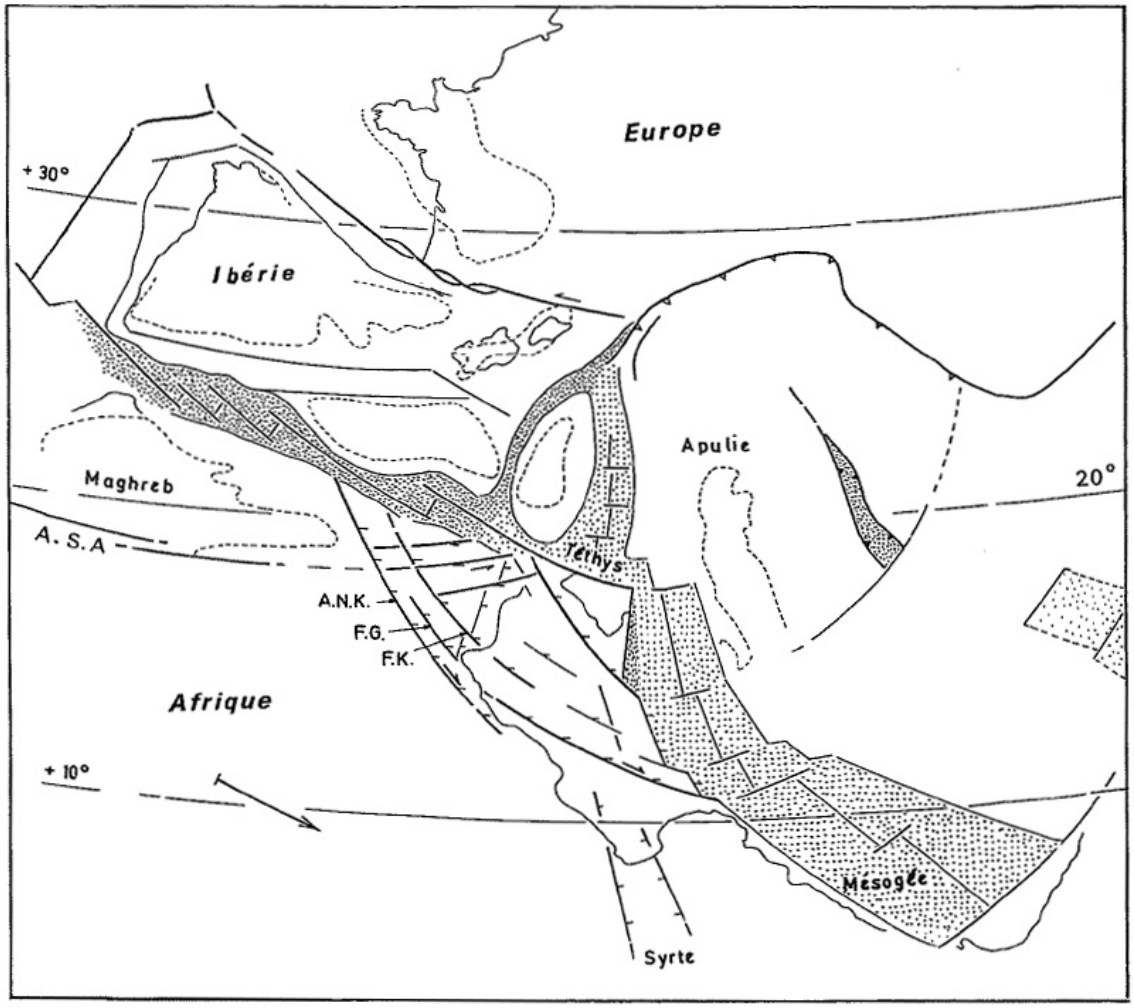


Fig. III.38. Place de la marge tunisienne, à l'Aptien-Albien (≈ 110 Ma) dans la reconsitution de la Mésogée (Martinez et al., 1991). Pointillé denses : zones en voie d'océanisation au Jurassique ; pointillés lâches : zones en voie d'océanisation au Crétacé inférieur ; A.S.A. : Accident Sud-Atlasique ; A.N.K. : Accident Négrine-Kébili ; F.G. : Faille de Gafsa ; F.K. : Faille de Kasserine.

Même si dans les deux cas, les régimes de contraintes supposés sont grossièrement compatibles avec la distension observée en Tunisie à l'Albien, les incertitudes dans la reconstitution des directions de contraintes engendrées par ces phénomènes rendent difficile l'établissement de toute relation de cause à effet. Par ailleurs, ces deux événements géodynamiques ont commencé bien avant l'Albien : depuis le jurassique moyen pour la zone transformante de Gibraltar, ou depuis le Crétacé basal pour l'ouverture de la Mésogée. En conséquence, si la crise distensive albienne observée en Tunisie est due à ces mouvements géodynamiques, on devrait observer des déformations comparables dès le Crétacé inférieur, et rien n'explique que ces déformations atteignent un maximum à l'Albien moyen. Par ailleurs, la Mésogée continue à s'ouvrir au Crétacé supérieur, sans pour autant qu'on n'en décèle de conséquences sur la tectonique synsédimentaire en Tunisie. Enfin, les reconstitutions

géodynamiques indiquent que cette ouverture s'opère au NW de la Tunisie, et au Nord de la Lybie, c'est à dire assez loin de la Tunisie centrale pour que les effets y soient modestes.

9.2. Modèle atlantique

Pour d'autres auteurs (Soyer et Tricart, 1987 ; Piqué et al., 1998 ; Dumont et al., 2005), l'extension Albienne de Tunisie serait une conséquence de l'ouverture de l'Atlantique Sud, au niveau du Golfe de Guinée (Guiraud et Maurin, 1991 ; Guiraud et al., 2005). Dans cette interprétation, l'ouverture « en ciseau » de l'océan atlantique sud, depuis le Sud vers le Nord, aurait atteint le golfe de Guinée à l'Aptien, époque à partir de laquelle la déchirure continentale aurait en quelque sorte momentanément hésité entre (Figs. 39 et 40) :

(1) progresser vers l'WNW et séparer l'Afrique et l'Amérique du Sud actuelles le long de la zone transtensive dextre de l'Atlantique équatorial, ce qui s'est finalement produit à l'Albien supérieur (Basile et al., 2005), et a mis fin à l'épisode d'extension intra-continentale en Afrique ; et

(2) progresser vers le NNE en séparant le bloc occidental africain (Sahara-Mauritanie), et le bloc nord-oriental (Arabie-Nubie), provoquant alors la formation d'un système de rift polyphasé en transtension sénestre, allant de la Bénué (Niger) au bassin de Syrte (Lybie), en passant par le système de failles transsaharien (bassins du Ténéré).

L'orientation générale NW-SE à NNW-SSE des bassins (Ténéré, Syrte) associés à ce « rifting avorté » (Bumby et Guiraud, 2005) conduit à envisager, de l'Aptien inférieur à l'Albien supérieur, une extension orientée NE-SW à ENE-WSW dans le Nord de l'Afrique, en partie liée aussi à l'ouverture de l'océan indien (Guiraud et Maurin, 1991 ; Guiraud al., 2005). Ce régime tectonique est compatible avec celui observé à l'Albien inférieur dans les massifs étudiés, et ailleurs en Tunisie (Martinez et al., 1991; Barrier et al., 1993 ; Ladeb et al., 1995 ; Piqué et al., 1998 ; Bouaziz et al., 2002 ; Zouaghi et al., 2009).

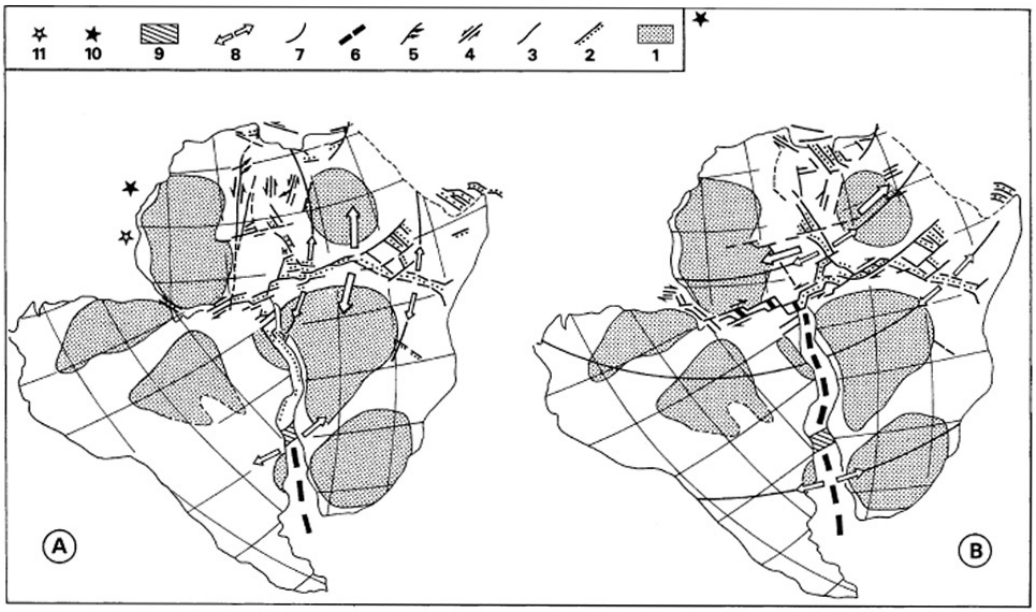


Fig. III.39. Deux stades de développement des riftings africains au Barrémien (A) et Albien (B) (Guiraud et al., 2005). 1. craton ; 2. rift ; 3 : faille active ; 4 : principaux décrochements ; 5 : zones en compression à l'extrémité de failles décrochantes ; 6 : croûte océanique ; 7 : ligne de transport ; 8 : direction d'extension ; 9 : dorsale Walvis-Rio Grande ; 10 et 11 : pôles de rotation proposés par différents auteurs.

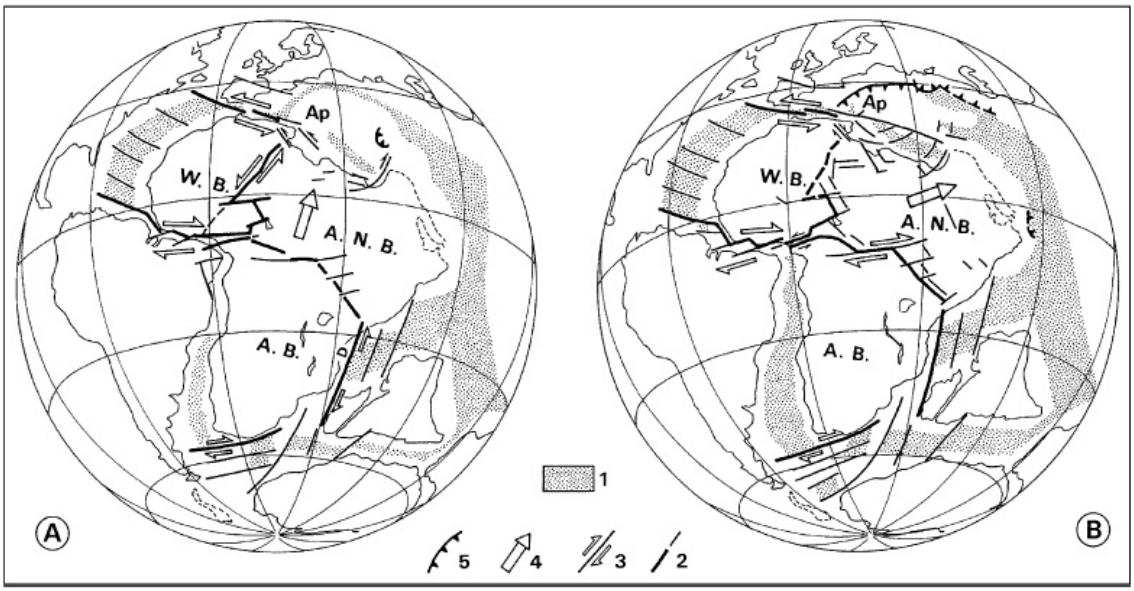


Fig. III.40. Subdivision de l'afrique en grands blocs au Crétacé inférieur : (A) Barrémien supérieur (122 Ma), (B) Albien inférieur (110 Ma) (Guiraud et al., 2005). A.B. : Bloc Austral ; A.N.B.: Bloc Arabie-Nubie; W.B.: Bloc Occidental; Ap: Plaque apulienne; D : dorsale de Davie ; 1 : croûte océanique ; 2 : faille ; 3 : principale failles décrocantes ou de transfert ; 4 : mouvement relatif du Bloc Arabie-Nubie au Crétacé inférieur ; 5 : chevauchements. Les traits gras indiquent les limites des blocs.

Par ailleurs, cette crise distensive, générale en Afrique, est bien délimitée dans le temps et correspond bien à la chronologie établie par notre étude, et explique que l'activité tectonique cesse à l'Albien supérieur, quand l'Atlantique Sud à rejoint l'Atlantique Central au niveau de l'actuel Golfe de Guinée.

En conclusion, même si la collision de l'Apulie avec l'Europe et l'ouverture subséquente de la Mésogée à l'Aptien ont pu contribuer à l'installation d'un régime tectonique distensif en Tunisie, il semble plus probable que la crise distensive de l'Albien inférieur et les déformations importantes enregistrées en Tunisie à l'Albien moyen soit liées à la progression vers le Nord de l'ouverture de l'Atlantique Sud, qui avant de rejoindre vers le NW le segment déjà ouvert de l'Atlantique central, a provoqué au cours de l'Albien un « rifting avorté » dans les zones péricratoniques de la moitié nord de l'Afrique. Cette interprétation explique la nette diminution des déformations enregistrée en Tunisie au cours de l'Albien supérieur, liée au fait que la déformation se concentre alors dans l'« Atlantique équatorial », qui met désormais en connexion l'Atlantique Sud et l'Atlantique central.

TROISIÈME PARTIE

TROISIÈME PARTIE

DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

INTRODUCTION

L'analyse détaillée qui précède permet de préciser le mode de fonctionnement de la plate-forme de Tunisie centrale à l'Albien inférieur. La plate-forme albienne a en effet enregistré d'une part la transgression eustatique albienne (ennoyage de la plate-forme mixte dans un contexte de transgression et installation des dépôts pélagiques à hémipélagiques de la Formation Fahdène), d'autre part les variations eustatiques de plus hautes fréquences (séquences FH et SA définies précédemment), et enfin des déformations tectoniques liées au contexte géodynamique et à la présence d'évaporites à la base de la succession mésozoïque.
Ce sont ces différents aspects que nous nous proposons de discuter dans ce chapitre.

1. FONCTIONNEMENT DE LA PLATE-FORME EN TUNISIE À L'ALBIEN INFÉRIEUR

1.1. Morphologie et énergie de dépôt

Le secteur étudié dans ce mémoire appartient à la zone de transition entre une plate-forme continentale stable au Sud, et un bassin ouvert sur la marge méridionale de la Téthys au Nord. Cette zone de transition est représentée à l'Aptien par une plate-forme carbonatée infralittorale de type oligotrophique représentée par les dépôts de la Formation Serdj. Avec l'arrivée des dépôts de la Formation Hameïma à l'Albien inférieur, la plate-forme évolue vers une plate-forme mixte et mésotrophique, caractérisée par d'importantes arrivées gréseuses.
Dans cette plate-forme mixte, cinq ensembles peuvent être distingués :

(i) Un ensemble basal caractérisé par un environnement de type marin ouvert, très bien oxygéné avec des faciès marno-gréseux. L'inventaire microfaunistique montre la présence de nannoplancton (coupe de Hameïma), de petits foraminifères circalittoraux et de spicules d'éponges, faune indiquant un approfondissement considérable des milieux de dépôt au-dessus de la plate-forme précédente.

(ii) Un ensemble où les apports détritiques diminuent sensiblement et où des carbonates de plate-forme se réinstallent avec des mésorbitolines très abondantes dans un environnement infralittoral à circalittoral.

(iii) Un troisième ensemble de plus en plus argilo-gréseux avec une microfaune moins diversifiée, composée surtout de petits foraminifères benthiques circalittoraux qui témoignent d'un milieu encore bien oxygéné.

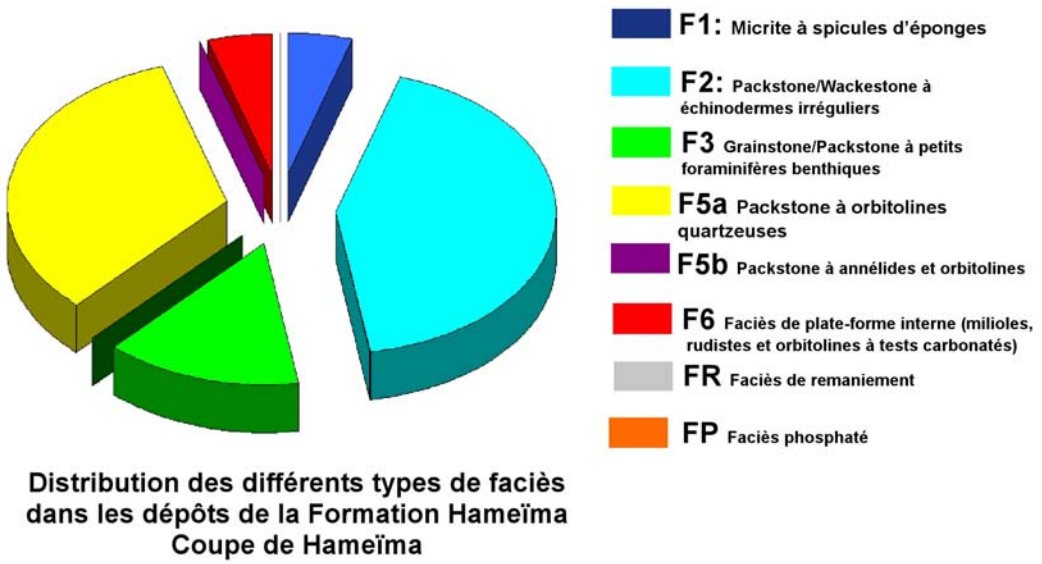
(iv) Le quatrième ensemble marque l'arrivée massive de matériel gréseux. La faune est rare et plutôt composée d'orbitolines.

(v) Le dernier ensemble de cette plate-forme avant l'ennoyage de celle-ci est marqué par l'apparition de faune nouvelle, dont des orbitolines très larges et quartzeuses, qui, avec la présence d'intervalles argileux témoignent d'un milieu plutôt ouvert. Cet ensemble marque le retour à une sédimentation à dominante carbonatée.

Dans ce travail, l'étude détaillée des faciès et des assemblages faunistiques nous a permis de mettre en évidence 7 types de faciès qui caractérisent les dépôts de la plate-forme, et 3 types de faciès de milieu ouvert, de type talus externe et bassin. Sur les diagrammes suivants [Figure III.1.], le pourcentage de chaque type de faciès est représenté en fonction du nombre d'échantillons. Hormis le faciès F4 (grainstone à débris roulés) principalement localisé au Djebel Slata, et le faciès de type FR (faciès de remaniements) limité aux bases des séquences de dépôt, les autres types de faciès caractérisent des milieux calmes, sans indices d'énergie élevée, et ce, quelle que soit la profondeur de dépôt.

Ce constat implique que la zone étudiée était à l'Albien une zone de basse énergie, abritée des principaux facteurs énergétiques marins que sont les vagues, les tempêtes et les marées. Ces particularités peuvent s'expliquer par la conjonction de plusieurs facteurs.

Les reconstitutions paléogéographiques montrent que la Tunisie appartenait alors à la marge sud de l'océan téthysien [Figure III.2] (*e.g.* Dercourt et al., 1985 ; Ricou et al., 1995 ; Masse et al., 1995), qui liait d'Est en Ouest les rives occidentales et orientales de l'océan paléo-pacifique, en passant par l'Atlantique centrale, et en séparant l'Eurasie et l'Amérique du Nord au Nord, du Gondwana au Sud (Afrique – Arabie – Australie – Inde – Madagascar - Amérique du Sud). Avant l'ouverture de l'Atlantique Sud qui séparera l'Amérique du Sud de l'Afrique au cours de l'Albien inférieur, la circulation océanique était donc dominée dans cette région par des échanges Est-Ouest.



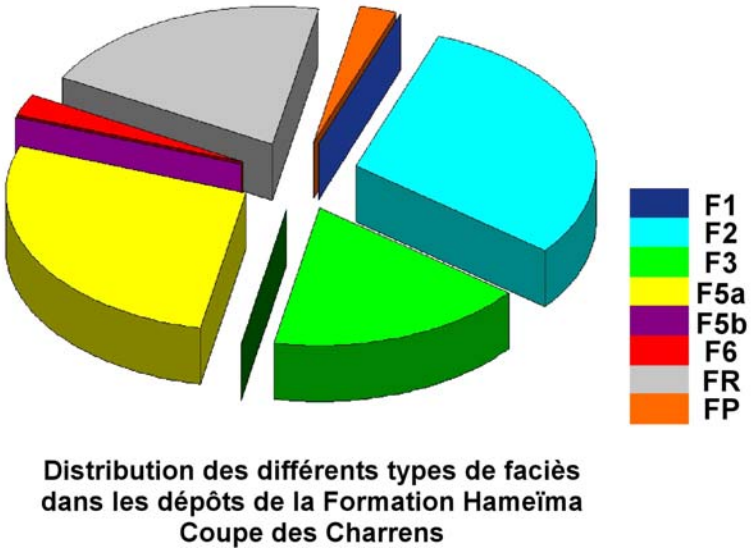
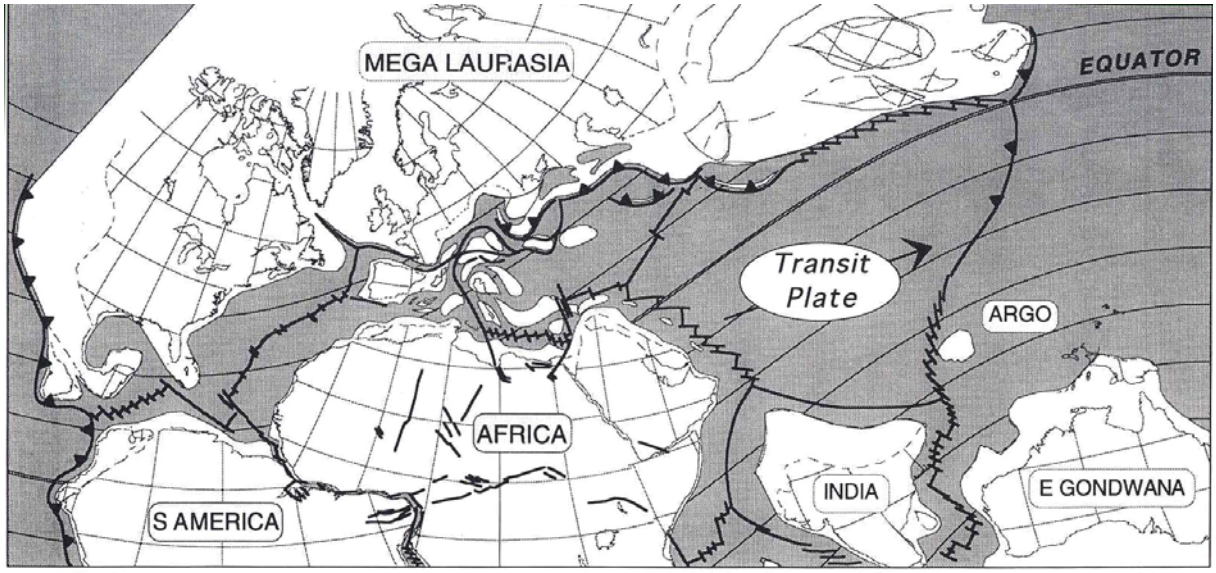


Figure III.1. Répartition statistique des faciès de la Formation Hameïma dans les coupes de Hameïma, et Charrens (Slata).

Par ailleurs, cette région était située dans l'hémisphère Nord, mais à une latitude tropicale, plus méridionale (10 à 20° Nord) que sa position actuelle. Les circulations atmosphériques y étaient donc dominées par les Alizés qui circulaient d'Est en Ouest, et la force de Coriolis déviait ces flux vers le Nord, comme elle dévie actuellement vers le Nord les cyclones naissant en domaine intertropical dans l'hémisphère Nord. De même la circulation océanique induite par ces vents formait probablement des cellules tournant en sens horaire,

comme le font les actuelles « gyres » de l'Atlantique ou du Pacifique Nord. Les tempêtes naissant dans l'océan téthysien allaient donc frapper la marge nord-téthysienne, mais épargnaient la marge sud. Cette dernière n'a donc pas pu enregistrer les dépôts de haute énergie liés aux tempêtes, classiques plus au Nord.



Map 8. Aptian (110) plate tectonics base map. The northern continents are united as Mega Laurasia, while the southern are disrupted, and Africa itself, temporarily, is broken into three subplates. As the Atlantic boundary runs into the Gulf of Biscayne north of Iberia, the Mediterranean triple junction is located off southeastern France. A Trans–Tethys oceanic ridge separates a western from an eastern Transit plate. Cylindrical square projection. Africa fixed after the eulerian rotation 0, 110, 45.

Figure III.2. Reconstitution paléogéographique de la région péri-téthysienne à l'Aptien (in : Ricou et al., 1995).

Par ailleurs, notre étude a montré que les variations de faciès étaient sensibles, mais faibles à l'échelle de la zone d'étude, suggérant que la topographie était très peu pentée vers le Nord ou le Nord-Ouest. Or les bassins à faible pente ont tendance à amortir par frottement les effets des ondes océaniques, comme la houle ou les marées, abritant ainsi les parties proximales des bassins ou des plate-formes.

Cette absence de facteurs énergétiques marins est également illustrée par le caractère fréquemment dysoxique de la plate-forme (argiles noires des TST et HST de la Formation Fahdène). En effet, la faiblesse des mouvements verticaux dans la colonne d'eau d'une plate-forme peu profonde limite le renouvellement et l'oxygénation des eaux profondes, et favorise la stratification thermique et chimique des eaux. Enfin, ces caractéristiques pourraient expliquer le nanisme des foraminifères planctoniques, observé par J.-P. Bellier sur nos échantillons, et le caractère endémique des faunes d'ammonites de l'Albien basal, endémisme

qui diminue au fur et à mesure que progresse la transgression eustatique albienne, et disparaît à l'Albien supérieur (J.-L. Latil, comm. pers.).

Ces particularités expliquent donc l'absence de barrières calcarénitiques, oolithiques ou récifales dans la plate-forme tunisienne, qui semble avoir été une rampe faiblement inclinée vers le Nord. Les seules zones où des faciès de haute énergie ont été observés appartiennent à la séquence de dépôts SA4 dans la localité du Slata (calcarénites de la coupe des Charrens) et semblent avoir été le résultat d'anomalies topographiques accidentant la rampe, en raison de déformations tectoniques liées à des jeux de failles ou à des surrections de diapirs (voir plus loin).

1.2. Détritisme et nutriments

La série d'âge Albien inférieur de Tunisie centrale est très épaisse et continue, contrairement à nombre de coupes de cet âge du bassin Méditerranéen. Ceci s'explique d'une part, par une subsidence importante de la marge sud-téthysienne permettant la création d'espace disponible, mais aussi par des apports terrigènes importants. Ceux-ci sont représentés d'une part par les grès fins de la Formation Hameïma, et d'autre part par les argiles de la Formation Fahdène.

Les grès de la formation Hameïma peuvent avoir deux origines. Soit ils proviennent de la zone de Tunisie Centrale, supposée émergée à cette époque et donc soumise à l'érosion, soit ils proviennent du craton saharien plus lointain, et qui ne sera submergé qu'à l'Albien supérieur.

Dans la première interprétation, on devrait trouver, sur la plate-forme émergée de Tunisie centrale, la trace du passage des fleuves alimentant la plate-forme de Tadjérouine en sable. Or les karsts affectant les dépôts aptiens ou albiens que nous avons observés ne sont pas remplis de sables fluviatiles, mais de marnes ou de silts calcaires à faune marine, et aucun dépôt fluviatile gréseux n'est mentionné dans la littérature en Tunisie Centrale, sauf au Djebel Kebbar (SW de Sbeitla), où l'âge de ces dépôts est mal contraint (Albien *s.l.*). Par ailleurs, l'érosion de la plate-forme du Serdj aurait plutôt alimenté le bassin en graviers calcaires qu'en sables siliceux, et on n'observe pas, dans les sables, d'évolution granulométrique du Sud au Nord, comme on l'attendrait dans le cas d'une alimentation proximale depuis le Sud. Enfin, nous avons vu dans le chapitre tectonique, que la Tunisie centrale n'était probablement pas émergée au début de l'Albien inférieur, mais qu'elle avait émergé progressivement au cours

de l'Albien inférieur, et n'avaient été émergée qu'à l'Albien moyen, c'est à dire bien après le dépôt des grès de la Formation Hameïma.

La deuxième interprétation avait été proposée par Dubourdieu (1956), qui voyait les sables arriver de l'actuelle Algérie, et se répandre vers le Nord-Est dans les dépôts de l'Albien inférieur (alors considérés comme d'âge Aptien terminal). En effet, d'après son étude, la taille et le nombre des grains de sables détritiques diminuent du Sud-Ouest (bordure Nord du craton saharien d'Algérie centrale) vers le Nord-Est (région de Ouenza-Tajérouine), et diminuent également dans le temps pour disparaître pratiquement lors du dépôt des « Calcaires de l'Allam ». Cette même interprétation avait été plus récemment proposée par Masse (1979) ou Vila (1980), sur la base de reconstitutions paléogéographiques régionales [Figure III.3].

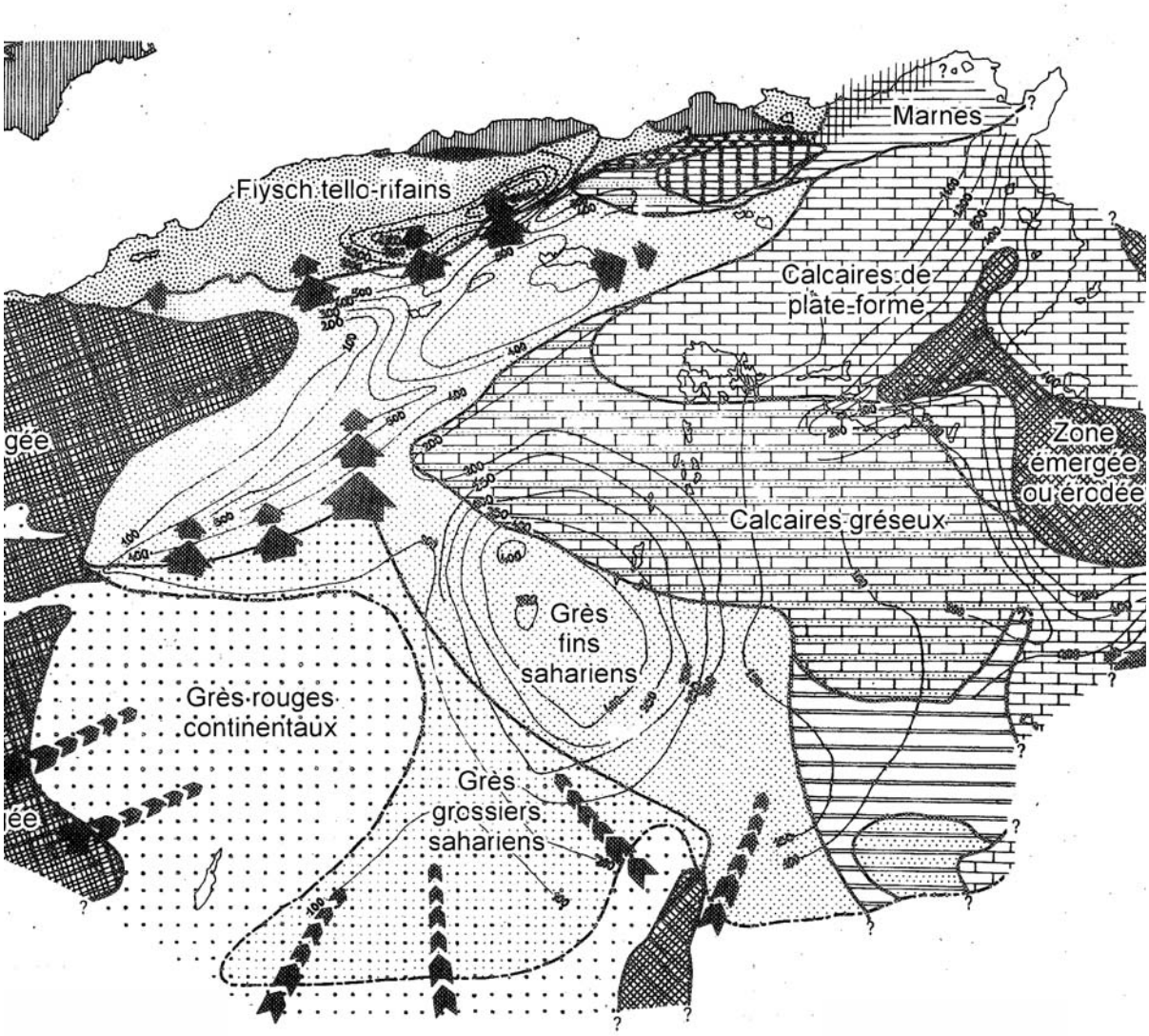


Figure III.3. Reconstitution paléogéographique de l'Algérie orientale et de la Tunisie à l'Albien inférieur et moyen, d'après Vila (1980). Les flèches indiquent les apports gréseux.

Les argiles, abondantes dans la Formation Fahdène, auraient la même origine. Le passage des grès aux argiles au cours de la transgression albienne ne serait dû qu'à l'augmentation de la tranche d'eau, qui en faisant reculer la ligne de rivage et en restreignant la zone émergée d'apport, favoriserait le passage à des particules terrigènes fines en suspension.

L'abondance de ces apports terrigènes fins est également indiquée par la faune. En effet, la faune benthique est dominée par des organismes fouisseurs et/ou supportant bien les substrats boueux et les apports détritiques (oursins irréguliers, pectinidés, huîtres, orbitolines, …) et marquée par la rareté des organismes exigeant des eaux claires et propres (coraux, bryozoaires, algues vertes …), excepté dans les bancs calcaires déposés en progradation. Le milieu était donc généralement plus mésotrophe qu'oligotrophe, et donc peu favorable au développement de plate-forme purement carbonatées.

1.3. Erosions sous-marines et circulations de plate-forme

La sédimentation de la Formation Fahdène est marquée par la présence d'érosions sous-marines, responsables au moment de périodes de bas niveau, de l'érosion d'argiles récemment déposées et du remaniement de nodules diagénétiques calcaires, dont des fragments sont remaniés après phosphatisation lors des reprises de sédimentation (base des séquences de dépôt). Ces érosions sont attribuables à la présence de courants plus ou moins importants balayant la plate-forme, dont l'existence est de plus suggérée par deux autres observations. D'une part, nous avons vu que les « grès de Clansayes », déposés en milieu marin de plate-forme de profondeur faible à moyenne, provenaient du centre de l'Algérie, c'est à dire du Sud-Ouest de notre zone d'étude. Leur transport jusqu'à leur zone de dépôt s'est donc effectué grâce à des courants qui les ont répandu en Tunisie du Sud-Ouest vers le Nord-Est (Figure III.3). D'autre part, bien que la sédimentation de l'Albien supérieur sorte du cadre de ce mémoire, nos observations dans la coupe de El Goussa montre que les argiles médianes de la Formation Fahdène sont intercalées de calcaires siliceux, faits essentiellement de têts de radiolaires, présentant des figures de courants, et formant localement des bancs lenticulaires (« Calcaires du Mouelha » par exemple). Ces niveaux semblent correspondre également à des périodes de bas niveau marin, et sont également interprétés comme liés à des courants modérés de plate-forme, responsable du tri des têts de radiolaires, des figures de courant, et de la formation de dunes hydrauliques à morphologie peu prononcée.

Enfin, la phosphatisation locale de nodules, de galets ou d'ammonites suggère, d'après les modèles actuels, la présence de remontée d'eaux froides et profondes dans la partie distale de la plate-forme, au moins lors de périodes de bas niveau et de remontée eustatique.

2. ÉVOLUTION SÉQUENTIELLE

Une rampe peu inclinée comme celle de la Tunisie centrale à l'Albien inférieur est propice à l'enregistrement des variations eustatiques. C'est ainsi que 5 séquences de troisième ordre (*sensu Vail*) ont été reconnues dans la succession de l'Albien inférieur de Tunisie, bien datées par les successions d'ammonites. Deux séquences se sont déposées pendant la zone à *tardefurcata* (Formation Hameïma et base de la Formation Fahdène), la troisième s'est déposée entre la fin de la zone à *tardefurcata* (« Horizon à ammonites » de Burollet, 1956) et le début de la zone à *mammillatum*, la quatrième est contemporaine de la zone à *mammillatum*, et la cinquième s'est déposée à la fin de la zone à *mammillatum*, et pendant la zone à *pseudolyelli* (Calcaires de l'Allam). Une dernière séquence, présente seulement à Boulahnèche, pourrait appartenir à la fin de l'Albien inférieur (zone à *pseudolyelli*) ou à l'Albien moyen.

2.1. Cycles à haute fréquence et émersions

Des séquences d'ordre inférieur (quatrième et cinquième ordre) pourraient exister au sein des séquences de troisième ordre. Certaines ont été reconnues dans le Formation Hameïma et ont été corrélées entre les différentes coupes étudiées. Dans ce dernier cas, le toit du banc sommital des séquences d'ordre inférieur est souvent marqué, au-dessus de faciès de plate-forme très peu profonde, par l'apparition de faciès à faunes de plate-forme ouverte [Figure III.4], déposés juste avant l'émersion et la karstification du banc, qui marquent la limite de la séquence de dépôt. Deux interprétations peuvent être avancées pour expliquer une telle transgression « avortée » en sommet de séquence.

Il pourrait s'agir de mouvements verticaux d'origine tectonique, provoquant une brève subsidence de la zone juste avant une surrection provoquant l'émersion. Cette interprétation nous paraît peu probable pour trois raisons. D'une part, il est rare qu'un régime tectonique provoque alternativement des périodes de surrection et de subsidence en de si courts laps de temps. D'autre part, cette évolution se répète à l'identique dans la plupart des séquences de quatrième ordre de la Formation Hameïma (Discontinuités D2, D3, D4 et D6). Enfin, cette évolution a été observée au même moment dans les deux coupes de Hameïma et de Charren

(Djebel Slata). S'il est difficile d'envisager un mécanisme tectonique qui provoque alternativement surrections et subsidences, il est encore plus improbable que ce mécanisme se répète plusieurs fois, et affecte de la même façon des secteurs différents. Enfin, même si les microfaciès n'ont pas été étudiés dans les coupes de Djérissa et Boulahnèche, on notera que les émersions observées à Hameïma et Charren sont parfaitement corrélables avec des émersions enregistrées dans ces coupes. L'origine eustatique de ces discontinuités paraît donc beaucoup plus probable.

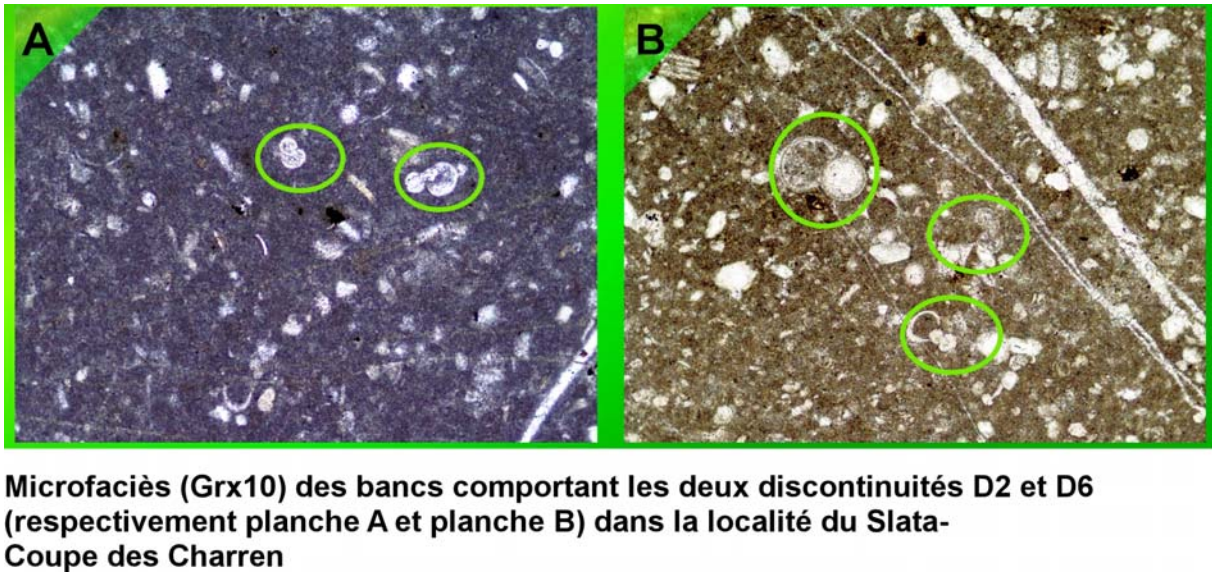


Figure III.4. Sections minces au niveau de deux discontinuités dans la plate-forme montrant une faune de milieu ouvert

Ces évolutions vers une ouverture du milieu de dépôt se produisent toutes dans le prisme de haut niveau, en contexte de progradation marquée. On sait que des oscillations eustatiques à haute fréquence se superposent à ces évolutions à long terme, et expliquent par exemple l'intercalation de bancs marneux (milieu un peu plus profond) entre des bancs calcaires (milieu moins profond). Lorsque la profondeur moyenne devient très peu profonde (fin de progradation), une telle oscillation, quand elle se produit, est marquée par des faciès de milieux plus ouverts passant à des marnes. Mais lors de la baisse eustatique à haute fréquence qui suit, la zone émerge, les marnes à peine déposées et non encore lithifiées sont érodées, et c'est le banc calcaire sous-jacent qui est affecté par la karstification, expliquant la contradiction apparente d'une évolution vers un approfondissement, terminée par une émersion [Figure III.5].

Cette interprétation d'ordre eustatique expliquerait mieux pourquoi ce phénomène est observé au sommet de la plupart des séquences de plate-forme (Formation Hameïma), se

produit dans les deux coupes étudiées (Hameïma et Charren), et correspond à des discontinuités sédimentaires dans les autres coupes levées (Djerissa et Boulahnèche).

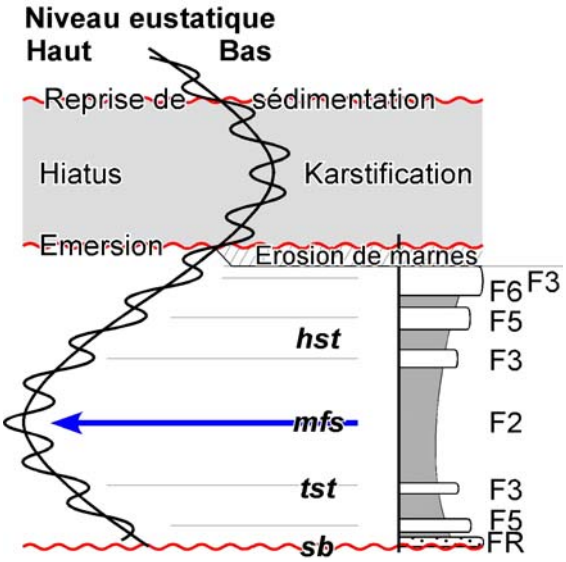


Figure III.5. Modèle expliquant, en sommet de séquence, l'apparition de faciès externes (F3) surmontant des faciès internes (F6), et affectés par la karstification (SB). Les marnes déposées lors de cette transgression d'ordre mineur ont été érodées lors de l'émersion ultérieure.

2.2. Cycle de Transgression - Régression

La reconstitution de l'histoire des dépôts de l'intervalle étudié peut être établie à travers l'étude de l'organisation séquentielle des successions étudiées dans ce travail. Ce cycle est marqué à sa fin par la disparition de la plate-forme. Les cinq séquences de dépôt (SA) ont été interprétées comme des séquences de troisième ordre (*sensu Vail*), et leurs limites de séquences de dépôt marquent d'importants changements lithologiques.

Les deux premières séquences SA1 et SA2 se sont déposées dans la plate-forme et font partie d'un cycle global régressif. Déposées sur la plate-forme, elles montrent de ce fait des prismes de bas niveau peu ou pas développés. Ce sont les cortèges transgressifs et les prismes de haut niveau qui sont les plus développés et qui enregistrent l'évolution de la séquence de dépôt.

Les prismes de bas niveau quant à eux, sont présents surtout dans un environnement plus distal et où se sont déposées les séquences SA3, SA4 et SA5. Ces cortèges de bas niveau sont représentés par des ensembles argilo-marneux à intercalations calcaires et se terminent par une surface de transgression qui marque généralement la disparition ou la raréfaction des intercalations carbonatées. L'ensemble des séquences de dépôts SA3, SA4 et SA5 fait partie

d'un cycle global de deuxième ordre, qui coïncide avec la transgression albienne [Figure III.6].

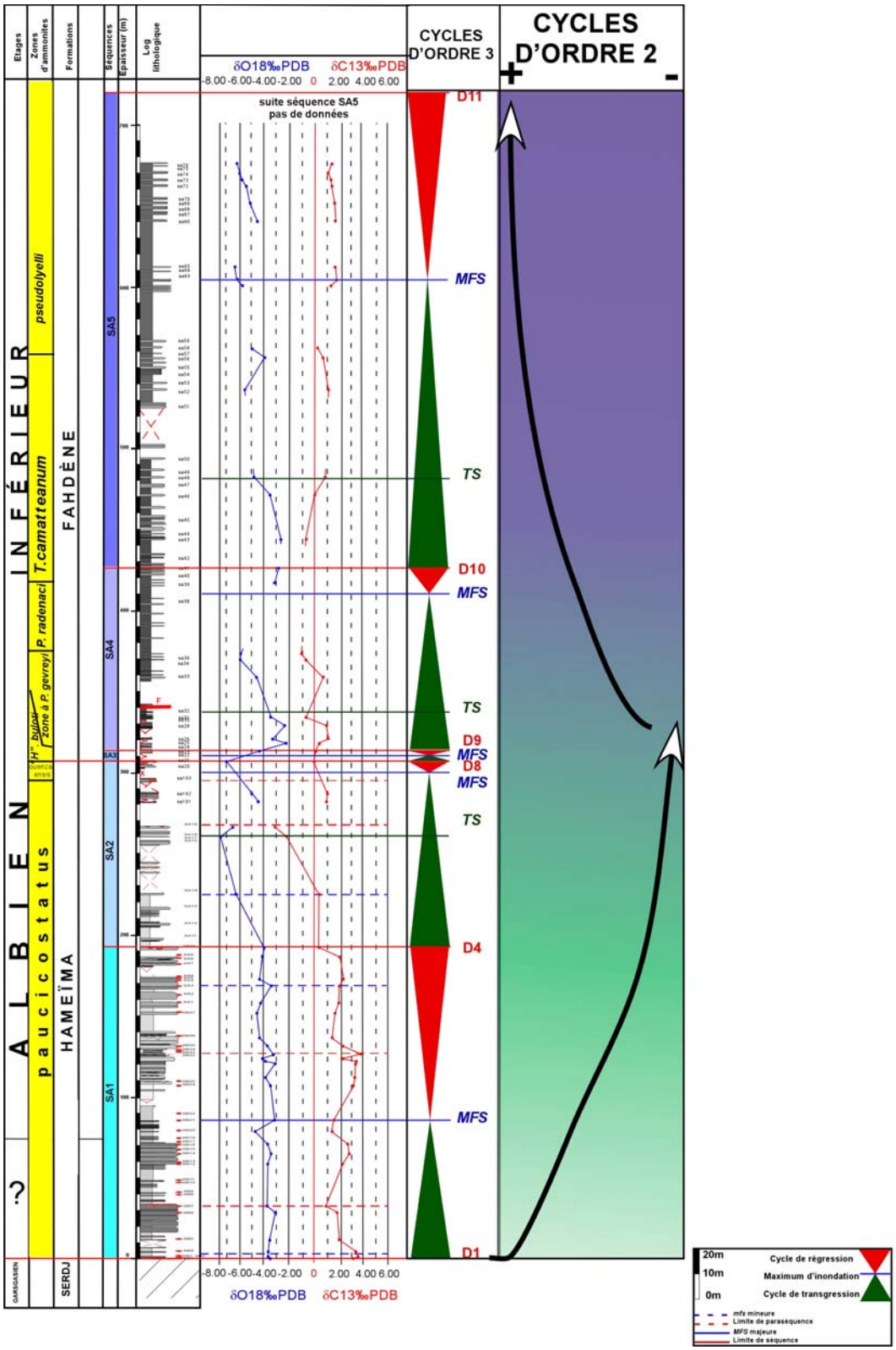


Figure III.6. Séquences de dépôts de l'ensemble de la coupe des Charren. Découpage séquentiel de 3° et 2° ordre confronté aux données de la géochimie des isotopes stables.

3. CONTRÔLE DE LA SÉDIMENTATION : EUSTATISME/TECTONIQUE

D'une manière générale, l'ennoyage d'une plate-forme ou d'un récif survient quand la vitesse de subsidence et/ou d'élévation du niveau marin dépasse la vitesse d'accumulation des carbonates, provoquant une baisse considérable, puis la fin de la production carbonatée quand la plate-forme passe sous la zone photique (Schlager, 1981).

Comme nous l'avons vu, l'intervalle Albien que nous avons étudié comporte cinq séquences de troisième ordre (*sensu Vail*). Les deux premières séquences se déposent en contexte de plate-forme mixte silico-carbonatée. Les trois séquences suivantes correspondent à un milieu plus ouvert (pélagique à hémipélagique), de type bassin. Un des faits marquants intervenant dans cet intervalle est donc l'ennoyage de la plate-forme pendant la transgression albienne. La disparition de la plate-forme est marquée par un net changement dans la faune et la lithologie. Les dépôts gréso-carbonatés à faune benthique laissent place à des dépôts argilo-marneux à ammonites et foraminifères planctoniques.

Tant la transgression albienne, que l'identification des séquences de troisième ordre montrent que l'eustatisme a été un des facteurs importants de la sédimentation dans cette zone. Cependant, comme nous l'avons montré, la tectonique joue également un rôle.

La présence de faciès de plate-forme carbonatée d'âge Aptien sur l'ensemble de notre zone d'étude (Formation Serdj) montre que la topographie était très plane à la fin de cet étage, et qu'une différenciation morphologique s'est opérée au cours de l'Albien basal (z. à tardefurcata), probablement en deux étapes.

Dans un premier temps, la plate-forme semble avoir basculé vers le Sud ou le Sud-Est, expliquant l'érosion observée au niveau de la D5 à Hameïma, et l'épaississement progressif de la séquence FH 5 vers le Sud-Est [Figure III.7]. La deuxième étape est marquée par le fait que l'ennoyage de la plate-forme n'a pas eu lieu au même moment dans les quatre secteurs étudiés. En effet, Dans le massif de Hameïma, cet évènement a été enregistré après la limite D5 du sommet des « Grès de Clansayes », au-dessus desquels se sont déposés les sédiments argilo-marneux de la Formation Fahdène. Dans les autres secteurs (Slata, Djerissa et Boulahnèche) des sédiments gréso-carbonatés de plate-forme continuent à se déposer au-dessus de la D5. Plus au Sud-Est, dans le massif du Slata, la disparition des dépôts de la Formation Hameïma coïncide avec la discontinuité D7. Enfin, c'est à partir de la limite de séquence D8 que nous assistons à l'uniformisation des dépôts sur l'ensemble des quatre coupes étudiées.

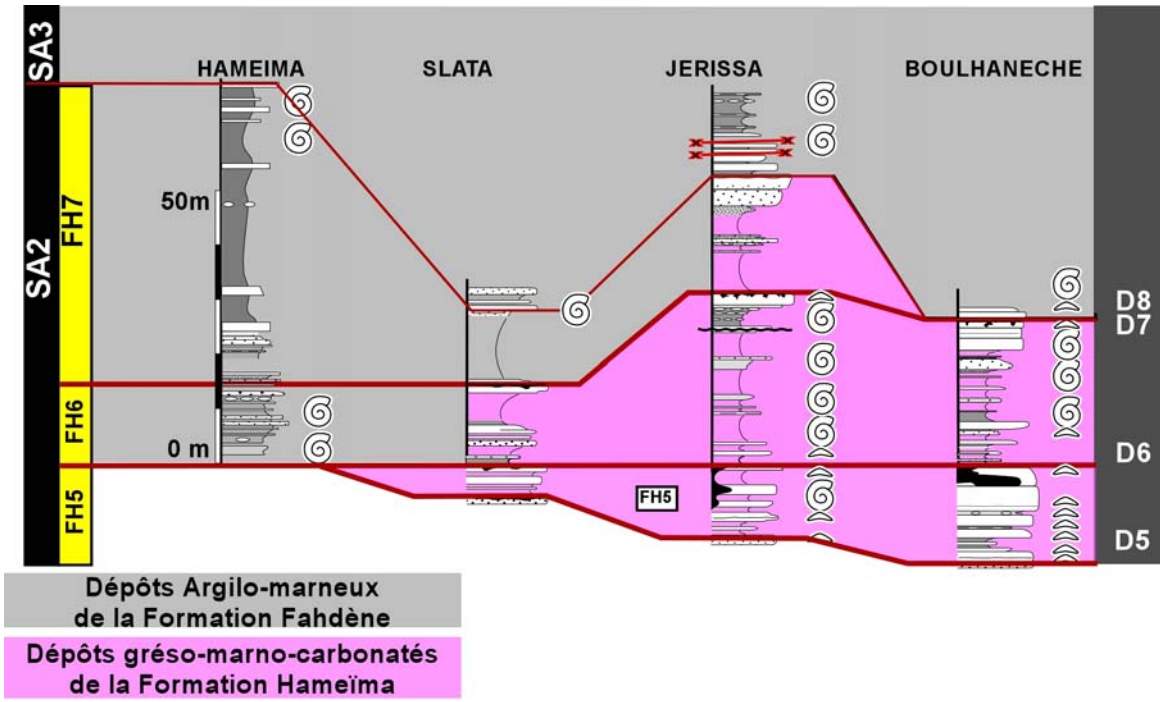


Figure III.7. Transition entre les faciès des formations Hameïma et Fahdène depuis le Nord-Ouest (Hameïma) jusqu'au Sud-Est (Boulhanèche) de la zone d'étude. Cette disposition suggère une rétrogradation de la plate-forme au cours de la transgression de l'Albien inférieur.

Une reprise de la subsidence différentielle a donc eu lieu au cours de la zone à tardefurcata, expliquant la pente inclinée vers le Nord ou le Nord-Ouest, acquise par la plate-forme entre la fin du dépôt de la Formation Serdj, et le sommet de la Formation Hameïma.

Au-dessus de la limite de surface D8, les dépôts de la Formation Fahdène prennent place. Si l'on assiste, dans les localités de Djerissa et Boulahnèche, à la disparition de la plate-forme avec installation des sédiments argilo-marneuse de la Formation Fahdène, dans le massif du Slata en revanche, on observe le dépôt épisodique de calcarénites de haute énergie. Cette anomalie serait d'origine topographique. En effet, les éléments remaniés dans ces calcarénites sont en partie de plate-forme peu profonde (algues), témoignant d'une zone moins profonde que dans les coupes voisines. D'autre part, la haute énergie de ces dépôts (grains grossiers et roulés) ne peut s'expliquer que par l'action de vagues, puisque partout ailleurs se déposent des argiles ou des marnes. Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer cette anomalie topographique.

La zone du dejebel Slata peut représenter la tête surélevée d'un bloc basculé, délimité par une (ou des) faille(s) normale(s) la(les) séparant de la zone de Hameïma plus profonde, et née(s) lors de la création de la pente acquise par la région à l'Albien basal. Mais au vu de la structure actuelle du djebel Slata, une autre interprétation peut être proposée, celle de la

montée progressive d'un diapir créant à ce niveau un léger bombement isolé accidentant la pente régulière de la rampe. Les deux interprétations rendent bien compte de la présence sur ce haut-fond d'organismes de faible profondeur, de la haute énergie des dépôts, et de l'exportation d'une partie de la production carbonatée en direction de la région plus basse de Hameïma (Prisme de Bas Niveau de la SA3).

Cependant, dans l'hypothèse d'un bloc basculé, on devrait observer un approfondissement progressif des milieux de dépôts contemporains, et un épaississement des séries en direction du Sud ou du Sud-Est (Djerissa et Boulhanèche). En l'absence de données précises sur la coupe du dejebel Djérissa, il est difficile de répondre clairement à cette question, mais ces variations supposées n'y sont pas clairement exprimées. L'interprétation diapirique est étayée par la présence, au djebel Slata, d'une discordance entre les formations Serdj et Hameïma (cf. partie II, chapitre 5). Une cartographie détaillée et une étude spécifique de la structure de ce massif seraient nécessaires pour trancher entre ces deux interprétations.

Notons que l'interprétation de déformations halocinétiques est plus généralement appuyée par le fait que des niveaux d'âge Albien basal sont fréquemment remaniés dans des niveaux relativement élevés de l'Albien inférieur (voir 2° partie, chapitre 5).

4. CORRÉLATIONS

Avec l'ensemble des données et résultats de ce travail, des corrélations ont été établies entre les différentes discontinuités présentes dans la plate-forme (Formation Hameïma) et dans le bassin (Formation Fahdène). Les deux figures III.8 et III.9 illustrent l'ensemble des corrélations qui ont été établies avec les données biostratigraphiques.

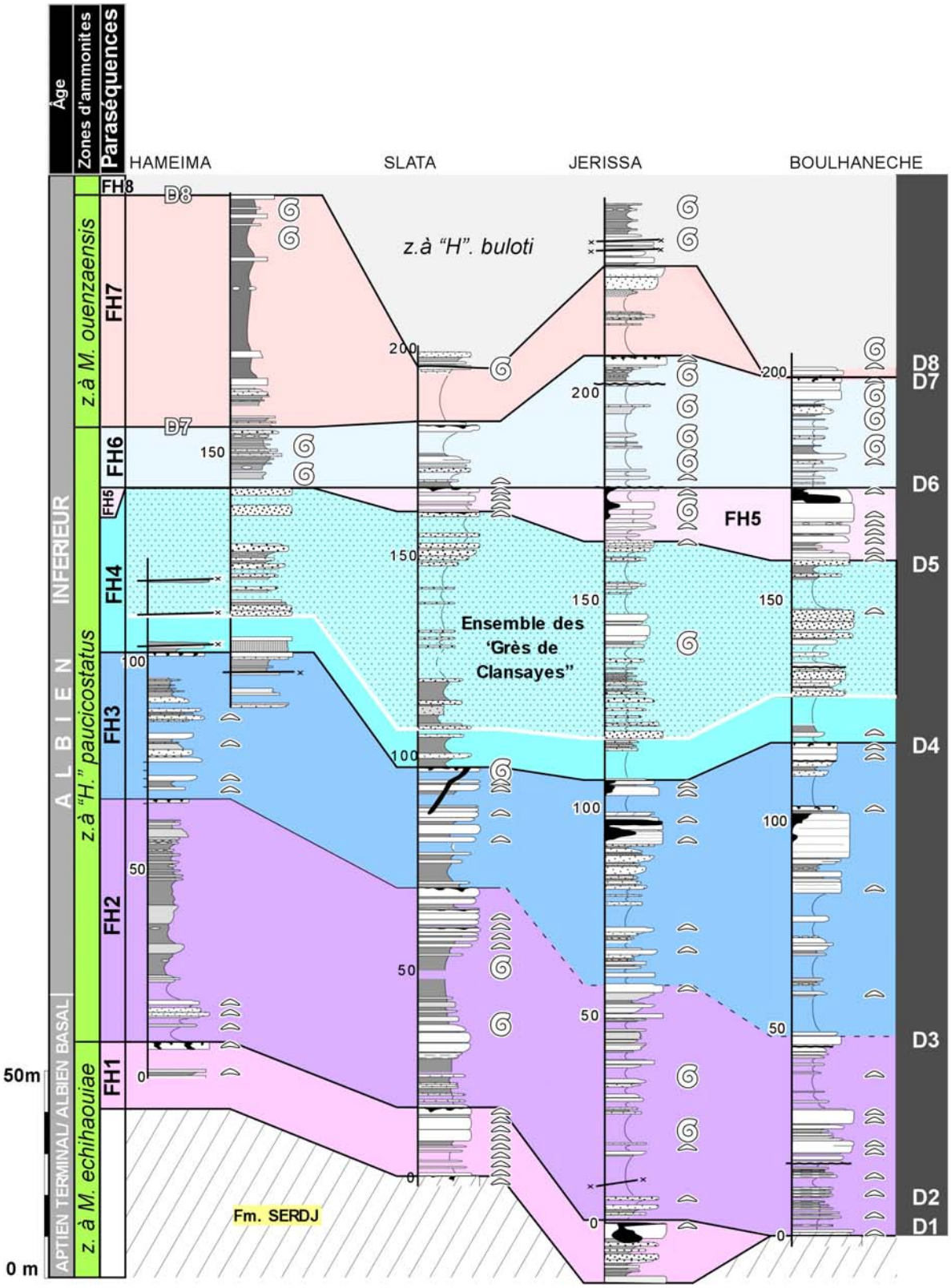


Figure III.8. Corrélations des séquences de quatrième/cinquième ordre de plate-forme dans notre secteur d'étude et données biostratigraphiques.

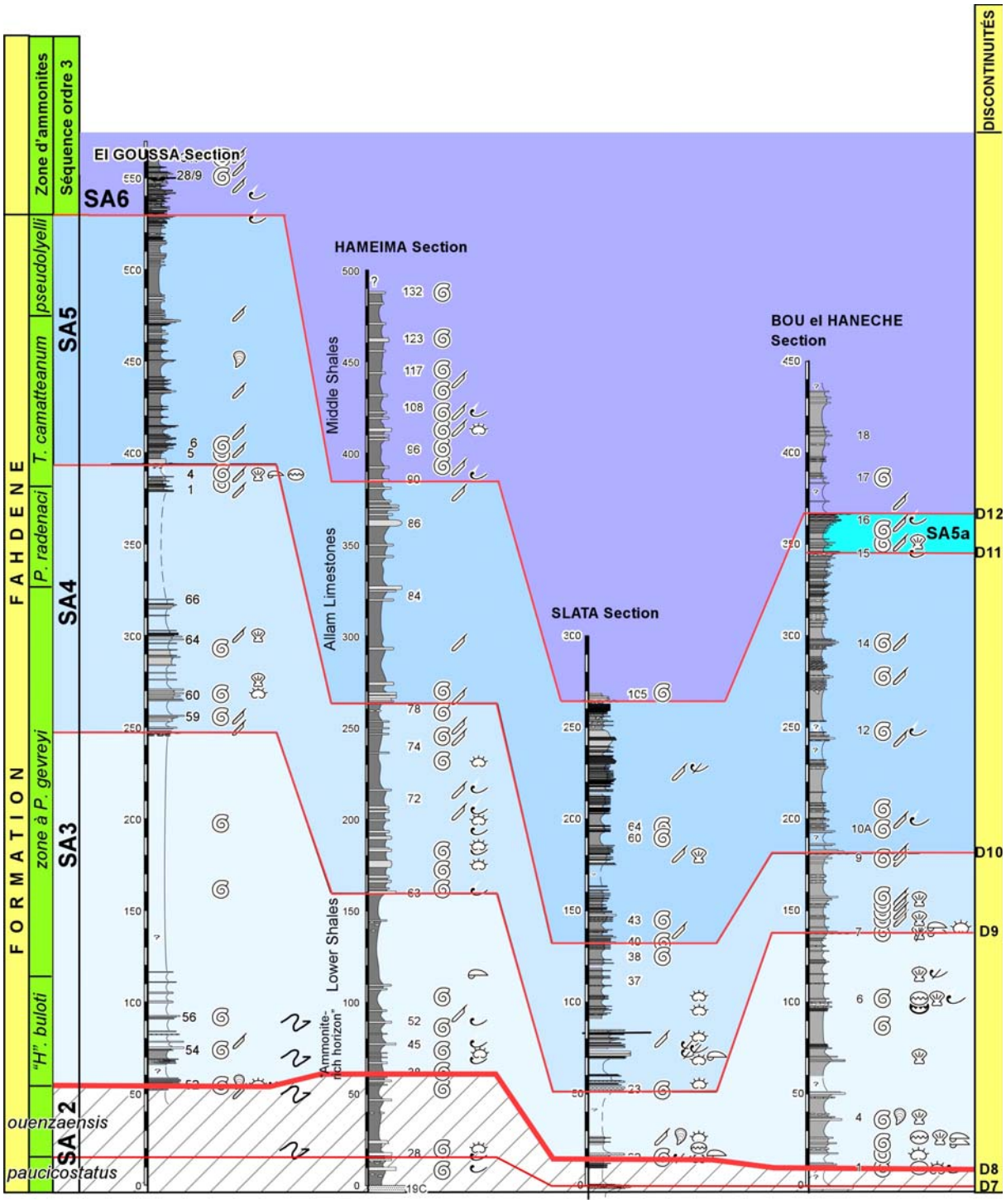


Figure III.9. Corrélations des séquences de troisième ordre du bassin dans notre secteur d'étude et données biostratigraphiques.

5. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Dans la région du Kef-Tajerouine (secteurs de Hameïma, Slata, Boulahnèche et Djerissa), les dépôts de l'intervalle Aptien Terminal - Albien ont été étudiés avec plusieurs approches.

5.1. Lithostratigraphie et biostratigraphie

L'étude lithostratigraphique a été menée grâce à l'étude de plusieurs coupes représentatives de l'Albien inférieur de Tunisie centrale (cf. 1° partie-Chapitre I). Grâce à la récolte d'ammonites, cette étude a abouti à l'établissement d'une biozonation d'ammonites, établie par Jean-Louis LATIL (2010), qui comporte de haut en bas :

La zone à *Lyelliceras pseudolyelli* (fin de l'Albien inférieur, z. à pseudolyelli)

La zone à *Tegoceras camatteanum* (Albien inférieur, fin de la z. à mammillatum)

L'horizon à *Prolyelliceras radenaci* (Albien inférieur, z. à mammillatum)

La zone à *Prolyelliceras gevreyi* (Albien inférieur, z. à mammillatum)

La zone à « *Hypacanthoplites » buloti* (Albien basal, z. à tardefurcata)

La zone à *Mellegueiceras ouenzaensis* (Albien basal, z. à tardefurcata)

La zone à « *Hypacanthoplites » paucicostatus* (Albien basal, z. à tardefurcata)

La zone à *Mellegueiceras echihaouiae* (Aptien terminal à Albien basal ?)

Grâce à ces précisions d'âge, cette étude a permis, du point de vue stratigraphique, d'établir :

- l'âge albien basal de la Formation Hameïma, jusqu'ici considérée comme aptienne,
- le diachronisme du sommet de la formation Hameïma, diachronisme lié à la rétrogradation vers le Sud ou le Sud-Est de la plate-forme à faciès Hameïma au cours de la transgression albienne,
- l'âge Albien inférieur de la plus grande partie des « Calcaires de l'Allam », jusqu'ici considérés comme Albien moyen,
- la lacune probable de l'Albien moyen sur la plus grande partie de la zone étudiée, probablement en raison d'érosions importantes survenant avant l'Albien supérieur,
- le diachronisme de la reprise de sédimentation à l'Albien supérieur.

5.2. Sédimentologie

L'étude de l'évolution des faciès et des assemblages nous a permis de suivre l'évolution sédimentaire au sein de la plate-forme jusqu'à sa disparition et à l'installation des dépôts de

bassin. Cette étude montre d'abord que les environnements restent peu profonds (nombreuses émersions) jusqu'à la D 6 ou la D 8, selon les coupes. Ils évoluent ensuite vers des dépôts de plus en plus profonds, de type bassin, jusqu'à la grande transgression de l'Albien supérieur.

Les faciès montrent par ailleurs qu'à l'Albien inférieur, on passe rapidement de faciès et d'associations biotiques hémipélagiques à des faciès de plate-forme proximale. Cette caractéristique est probablement due au caractère mixte, détritique et carbonaté, de la plate-forme, et à son caractère mésotrophique, peu favorable au développement des zones classiques d'une plate-forme carbonatée bien développée.

Enfin, cette étude montre que l'énergie de dépôts reste très faible, sauf en quelques endroits, et qu'aucune barrière ne se développe sur la plate-forme. Cette particularité est attribuée à une morphologie de type rampe qui atténue l'influence des facteurs énergétiques marins venus du large, et à la disposition paléogéographique de la plate-forme tunisienne, abritée des grandes circulations océaniques téthysiennes. Enfin, cette rampe carbonatée puis argileuse est marquée par la présence de courants de plate-forme, qui répandent des apports terrigènes venus du Sud-Ouest, provoquent des érosions sous-marines lors des baisses eustatiques du niveau marin, et peuvent trier les sédiments hémipélagiques et les redéposer sous forme de bancs sableux (Albien supérieur).

5.3. Stratigraphie séquentielle

Elle a été le résultat de l'étude combinée de la litho-biostratigraphie et de la sédimentologie. Cinq séquences de dépôts ont été reconnues et corrélées dans nos quatre coupes, dont la durée pourrait être de l'ordre du million d'années. Nous avons pu constaté que les cortèges reconnus ne sont pas identiques partout et ce, probablement à cause de la tectonique locale qui peut jouer sur la subsidence et la création de haut fonds.

Dans la Formation Fahdène, des séquence-types ont pu être définies, caractérisées de bas en haut par :

- une discontinuité érosive surmontée par un banc calcaire à galets remaniés, roulés et phosphatisés, et à faune remaniée,
- des alternances calcaires à faune benthique interprétées comme des corps de bas niveau eustatiques,
- des argiles sombres d'abord rétrogradantes (intervalle transgressif), puis légèrement progradantes (prisme de haut niveau), comportant souvent un niveau riche en ammonites, parfois pyritisées ou phosphatées (maximum d'inondation).

L'analyse de ces séquences suggère que la partie distale de cette rampe était balayée par des courants modérés, responsables des érosions sous-marines observées.

5.4. Géochimie des isotopes stables de l'oxygène et du carbone

Malgré le nombre limité d'échantillons qui ont donné des résultats acceptables, l'étude des variations des isotopes stables de l'oxygène et du carbone nous a permis de constater que cette approche peut être utilisées pour compléter l'étude séquentielle. Dans ce travail, les surfaces remarquables (surface de transgression, limite de séquence, limite de paraséquence, surface d'inondation) étaient généralement bien corrélées avec des excursions positives ou négatives des isotopes.

En ce qui concerne l'étude du carbone 13, l'anomalie identifiée au niveau de la séquence de dépôts SA3 pourraient bien correspondre au niveau « Paquier », horizon anoxique reconnu sur la marge nord-téthysienne, mais ceci ne peut être confirmer ou infirmer que par une analyse plus poussée du $\delta^{13}C$ complétée par une étude du carbone organique.

5.5. Tectonique synsédimentaire

L'étude des déformations enregistrées dans la région de Tadjérouine et au djebel El Hamra montre que celles-ci sont principalement d'âge Albien, et qu'elles croissent en importance, en extension et en intensité au cours de l'Albien inférieur, pour atteindre probablement un maximum à l'Albien moyen, avec un hiatus sédimentaire quasi généralisé de cet étage dans la région étudiée, et une discordance des dépôts Albien supérieur sus-jacents.

Par ailleurs, ces déformations ne sont pas systématiquement associées à l'existence de diapirs, et semblent donc être au moins en partie indépendantes de l'halocinèse. De plus, là où il est possible d'établir une chronologie relative et où affleurent des évaporites, il semble que la déformation cassante précède les déformations liées à la surrection des diapirs.

Enfin, les événements tectoniques albiens, classiquement attribués à l'ouverture de la Mésogée à l'Est ou au Nord-Est de la Tunisie, pourraient être liés aux déformations enregistrées par la plaque africaine lors de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. En effet, tout se passe comme si, après avoir atteint le golfe de Guinée, le rifting de l'Atlantique Sud hésitait entre (1) se propager vers le Nord ou le Nord-Est en coupant la plaque africaine en deux, et (2) se propager vers l'Ouest ou l'WNW pour rejoindre l'Atlantique central, ce qu'il fera à l'Albien supérieur. Cette période de déformation de la plaque africaine pourrait avoir causé les événements tectoniques enregistrés par la plate-forme tunisienne.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Abbes, A., Tlig, S. (1991). Tectonique précoce et sédimentation de la série crétacée dans le Bassin des Chotts (Tunisie du Sud). *Géologie Méditerranéenne*, **18**, 149-161.

Allan, J. R., Matthews, R. K., (1982). Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**, 797-817.

Aoudjehane, M., Bouzenouve, A., Rouvier, H., Thibieroz, J. (1992). Halocinèse et dispositif d'extrusion de Trias dans l'Atlas saharien oriental. *Géologie Méditerranéenne*, **19**, 273-287.

Arnaud, A., Arnaud, H., Dumont, T., Echiahoui, A., Jaillard, E., Latil, J.-L., Ouali, J., Touir, J., Zghal, I., (2005). Jebel El Hamra - Kasserine area. Livret-guide excursion, Aptian-Turonian events in Central Tunisia. *Géologie Alpine, sér. Spéc.* **5**, 67-90.

Arthur, M. A., Anderson, T. F. (1983). *Stable isotopes in sedimentary geology*. SEPM Short Course n° 10, 151 pp., Dallas.

Barrier, E., Bouaziz, S., Angelier, J., Creuzot, G., Ouali, J., Tricart, P. (1993). Mésozoic paleostress evolution in the Saharian platform (southern Tunisia). *Geodinamica Acta*, **6**, 39-57.

Basile, C., Mascle, J., Guiraud, J. (2005). Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. Journal of African Earth Sciences, 43, 1-3, 275-282

Bédir, M., Boukadi, N., Tlig, S., Ben Timzal, F., Zitouni, L., Alouani, R., Slimane, F., Bobier, C., Zargouni, F. (2001). Subsurface Mesozoic basins in the central Atlas of Tunisia: Tectonics, sequence deposit distribution, and hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **85**, 885-907.

Beltramo, J. (2003). Les séries carbonatées crétacées d'arc volcanique du Terrane Guerrero (Mexique), *Université Joseph Fourier Grenoble I - Université de Neuchâtel. Docteur ès sciences géologiques*, 356 pp.

Bismuth, H. (1973). Réflexions stratigraphiques sur l'Albo-Aptien dans la région des djebels Douleb et Semmama et son environnement (Tunisie du Centre-Nord). *Annales des Mines et de la Géologie*, Livre Jubil. M. Solignac, **6**, 179-212, Tunis.

Bouaziz, S., Barrier, E., Turki, M., Tricart, P. (1999). La tectonique permo-mésozoïque (anté-Vraconien) dans la marge sud téthysienne en Tunisie méridionale. *Bulletin de la Société géologique de France*, **170**, 45-56.

Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M. M. et Zouari, H. : (2002). Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, **357**, 227-253.

Breistroffer, M. (1947). Sur les zones d'ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. *Travaux du laboratoire de géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble*, **26**, 17-104.

Brun, J.-P. et Fort, X. (2008). Entre sel et terre : structures et mécanismes de la tectonique salifère. *Soc. Géo. de France, Vuibert*, pp.153.

Bumby, A.J., Guiraud, R. (2005). The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **43**, 1-12.

Burollet, P. F. (1956). *Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale*. Annales des mines et de la géologie, 18, 345 pp.

Burollet, P.F., Sainfeld, P. (1956). Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000° de Tadjerouine (51). 36 pp. Service des Mines, de l'industrie et de l'Energie, Tunis.

Burollet, P. F., Ellouz, N. (1986). L'évolution des bassins sédimentaires de la Tunisie centrale et orientale. *Bull. Centres Rech. Pau – SNPA*, **10**, 49-68.

Casey, R., Bayliss, H.M. et Simpson, M.I. (1998). Observations on the lithostratigraphy and ammonite succession of the Aptian (Lower Cretaceous) Lower Greensand of Chale Bay, Isle of Wight, UK. *Cretaceous Research*, **19**, 511-535.

Catuneanu, O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, **35**, 1-43.

Chikhaoui, M., Turki, M.M., Delteil, J. (1991). Témoignages de la structurogenèse de la marge téthysienne en Tunisie, au Jurassique terminal-Crétacé (Région du Kef, Tunisie septentrionale). *Géologie Méditerranéenne, Marseille*, **18**, 125-133.

Chikhaoui, M., Maamouri, A.-L., Salaj, J., Turki, M.M., Ben Youssef, M., Ghanmi M. et Zarbout, M. (1998). Blocs basculés au Crétacé inférieur dans la région du Kef (Tunisie nord-occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **327**, 265-270.

Chikhaoui, M., Jallouli, C., Turki, M.M., Soussi, M., Braham, A., Zaghbib-Turki, D. (2002). L'affleurement triasique du Debadib-Ben Gasseur (Nord-Ouest de la Tunisie) : diapir enraciné à épanchements latéraux dans la mer Albienne, replissé au cours des phaese de compressions tertiaires. *C.R. Geoscience* **334**, 1129-1133.

Choquette, P.W. et Pray, L.C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin, Vol.54, n°2*, p. 207-244.

Coe, L. A. (2005). The Sedimentary Record of Sea-Level Change. *Ed. The Open University, Cambridge University Press*, 279 pp.

Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, **133**, 3465, 1702-1703.

De Castro, P. (1966). Contributo alla conoscenza delle Alveoline albiano-cenomaniane della Campania. *Boll. Soc. Natural. Napoli*, **75**, 1-59.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B. (1985). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *In* : J. Aubouin, X. Le Pichon, Monin, S., Eds., Evolution of the Tethys. *Tectonophysics*, **123**, 241-315.

Dubourdieu, G. (1956). Étude géologique de la région de l'Ouenza (confins Algéro-Tunisiens). *Publications du service de la carte géologique de l'Algérie (nouvelle séries), Bulletin* n° **10**, 659 pp.

Dumont, T., Arnaud, H., Arnaud, A., Zghal, I. (2005a). Jebel Hameima. Upper Aptian tilted blocks: Paleotectonic setting, karstification and mineralization. Livret-guide excursion, Aptian-Turonian events in Central Tunisia. *Géologie Alpine, sér. spéc*. **5**, 98-100.

Dumont, T., Arnaud, H. et Ouali, J. (2005b). Geographic and tectonic setting of Jebel El Hamra. Livret-guide excursion, Aptian-Turonian events in Central Tunisia. *Géologie Alpine, série spéciale "colloques et excursions"*, **5**, 68-72.

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of carbonate rocks symposium. Tulsa, Ok, United States, Am. Ass. Petrol. Geol.*, p. 108-121.

Echihaoui A., (2004). *Précisons microplaéontologiques, sédimentologiques, startigraphie séquentielle et géochimie isotopique des séries du Crétacé Inférieur du djebel El Hamra (Région de Kasserine) Tunisie Centrale. Mém. de mastère en géosciences. Faculté des sciences de Sfax*, 99 pp.

El Euchi, H. (1993). *La Tunise du Centre-Ouest de l'Aptien à l'Actuel : Tectonique coulissante, dynamique sédimentaire associée et évolution du champ de contraintes Mio-Plio-Quaternaire, Thèse Univ. Tunis II*, 261 pp.

Emery, D. et Myers, K.J. (1996). Sequence stratigraphy. *E. Oxford, Blackwell Sciences*, 297pp.

Erba, E. (1996). The Aptian stage. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, ***66*** *Supplément*, 31-43.

ETAP (1995): Catalog of Type Sections of Tunisia - Cretaceous. *ETAP Mémoire*, **8b**, 123 pp., Tunis.

Flandrin, J. (1965). Rapport sur l'étage Aptien. *in* : *Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963)*. *Mémoire BRGM*, **34**, 227-234.

Folk, R. L. (1974). The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 40-53.

Fourcade, E. et Raoult, J.-F. (1973). Crétacé du Kef Hahouner et position stratigraphique de « *Ovalveolina* » *reicheli* P. de Castro (série septentrionale du môle néritique du Constantinois, Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, **15**, 227-246.

Garcia-Mondéjar, J., Owen, H. G., Raisossadat N., Millian, M.I. et Fernandez-Mendiola, P. A. (2009). The Early Aptian of Aralar (northern Spain): stratigraphy, sedimentology, ammonite biozonation, and OAE1. *Cretaceous Research*, **30**, 434-464.

Ghanmi, M., J.-M. Vila, Ben Youssef, M., Bouhlel, S., Zargouni, F. (2001). Vers l'abandon du modèle de diapir en champignon anté-vraconien au Jebel Slata: découverte sur son flanc nord-ouest d'Albien inférieur (marnes et calcaires à mélobésiées) et d'Albien moyen (marno-calcaires à débris de Trias), à leur place dans une série à l'endroit. *Notes Serv. Géol. Tunisie*, **68**, 55-59.

Gourmelen, C. (1984). *Serrage polyphasé de paléostructures distensives dans l'axe Nord-Sud tunisien: le segment Bouzer-Rheouis*. Thèse 3° cycle, Univ. Grenoble, 216 pp..

Gourmelen, C., Ouali, J., Tricart, P. (1989). The Mesozoic tilted blocks in the north-south axis (central Tunisia) - their importance and signification. *Bulletin de la société géologique de France*, **5**, 117-122.

Guiraud, R., Maurin, J.-C. (1992). Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, **213**, 153-168.

Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, **43**, 83-143.

Hamon, Y., Merzeraud, G. (2007). C and O isotope stratigraphy in shallow-marine carbonate: a tool for sequence stratigraphy (example from the Lodève region, peritethyan domain). *Swiss J. Geosci*., **100**, 71-84.

Hancock, J. (2001). A proposal for a new position for the Aptian/Albian boundary. *Cretaceous Research*, **22**, 677-683.

Handford, C.R., (1990). Halite depositional facies in a solar salt pond: Akey to interpreting physical energy and water depth in ancient deposits? *Geology, V.18,* pp. 691-694.

Handford, C.R. et Loucks R. G. (1990). Dynamic response of carbonate systems tracts to relative sea level changes and the development of carbonate depositional sequences in platforms and ramps. (*Abstract*): *AAPG Bulletin, V.74,* pp. 669.

Haq, B. U., Hardenbol, J. et Vai,l P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 4793, 1156-67.

Hardie, L.A., Newton-Wilson, E. et Goldhammer, R. K. (1991). Cyclostratigraphy and dolomitization of the Middle Triassic Latemar buildup, the dolomites, northern Italy: *Guidebook Excursion F, Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and dolomitization, Ortisei, Italy,* pp. 56.

Hedberg, H. D. (1979). Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédures. *Éd. Doin, Paris,* 233p.

Herrle, J.O., Köbler, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H., Hemleben, C. (2004). High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albien from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceonagraphic and paleobiologic reconstruction. *Earth and Planetery Sciences Letters,* **218**, 149-161.

Hunt, D. et Tucker, M.E. (1991). Responses of rimmed shelves to relative sea level rises ; a proposed sequence stratigraphic classification. In: Dolomieu Conference on carbonate Platforms and Dolomitization, Abstract Volume (Éd. par A. Bosellini, R Brandner, E. Fligel, B. Purser, W. Schlager, M.E. Tucker et B. Zenger) Ortisei, Italy, pp.114-115.

Ilavsky, J., Salaj, J. (1969). Microbiostratigraphie du Crétacé de la région de Kasserine (Tunisie centrale). *Notes du Service Géologique de Tunisie* 30, 17-24.

Immenhauser, A., Porta, G. D., Jeroen, A.M.K. et Juan, R.B. (2003). An alternative model for positive shifts in shallow-marine carbonate ^{13}C and ^{18}O. *Sedimentology,* **50**, 953-959.

Inoubli, N., Gouasmia, M., Gasmi, M., Mhamdi, A., Ben Dhia, H. (2006). Integration of geological, hydrochemical and geophysical methods for prospecting thermal water resources; The case of the Hmeïma region (Central-Western Tunisia). *Journal of African Earth Sciences,* **46**, 180-186.

Jaillard, E., Latil, J.-L., Echiahoui, A., Zghal, I. (2005). Albian sedimentation in the Tadjerouine area. Livret-guide excursion, Aptian-Turonian events in Central Tunisia. *Géologie Alpine, sér. spéc.* **5**, 105-124.

Jervey, M. T. (1988). Quantitative geological modelling of silici-clastic rock sequences and their seismic expressions. In: Sea level Changes: an Intergrated Approach, ed. by C.K.

Wilgus, B.S. Hasting, C.G. St Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner. *SEPM Special Publication*, **42**, 47-69.

Kennedy, W. J., Gale, A. S., Bown, P. R., Caron, M., Davey, R. J., Gröcke, D. et Wray, D. S. (2000). Integrated stratigraphy across the Aptian-Albian boundary in the Marnes Bleues, at the Col de Pré-Guittard, Arnayon (Drôme), and at Tartonne (Alpes-de-Haute-Provence), France: a candidate Global Boundary Stratotype Section and Boundary Point for the base of the Albian Stage. *Cretaceous Research*, **21**, 591-720.

Ladeb, F., Horrenberger, J.-C., Cailleux, Y., Zargouni, F. (1995). Structures synsédimentaires mésoscopiques associées à la distension aptienne en Tunisie centrale (Dj. Semmama). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **321**, IIa, 333-338.

Leckie, M.R., Bralower, T.J., Cashman, R. (2002). Oceanic anoxic events and plankton: Biotic reponse to tectonic forcing durinf the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, **17**, 13-29.

Lehotsky, I., Bujnowsky, A. (1995). *Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000° de Kalat Es Senan (59).* Ministère de l'Industrie, Office National des Mines, Direction de la Géologie, 63 pp., Tunis.

Loeblich, A. R. et Tappan H. (1988). Foraminiferal Genera and their Classification.Vols. 1–2. *Van Nostrand Reinhold, New York.*

Louhaichi, M.A., Tlig, S. (1993). Tectonique synsédimentaire des séries crétacées post-barrémiennes au Nord-Est de la Chaîne des Chotts (Tunisie méridionale). *Géologie Méditerranéenne*, **20**, 53-74.

M'Rabet, A. (1981). *Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie Centrale*. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Paris-Sud centre d'Orsay, 540 pp.

Marie, J., Trouvé, P., Desforges, G. et Dufour, P. (1984). Nouveaux éléments de paléogéographie du Crétacé de Tunisie. *Cretaceous Research*, **3**, 167-170.

Martinez, C., Chikhaoui, M., Truillet, R., Ouali, J. et Creuzot, R.B. (1991). Le contexte géodynamique de la distension albo-aptienne en Tunisie septentrionale et centrale : structuration éocrétacée de l'Atlas tunisien. *Eclogae geol. Helv.*, **84**, 61-82.

Masse, J. P., Thieuloy, J. P. (1979). Précisions sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud-Constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 65–71.

Masse, J. P., Philippe J. et Camoin G. (1995). The Cretaceous Tethys. In: A.E.M. Nairn, L.E. Ricou, B. Vrielynck, J. Dercourt, eds., *The Ocean Basins and Margins* **8**, *The Tethys Ocean*, 215-231.

Memmi, L. (1999). Biostratigraphie du Crétacé inférieur de la Tunisie nord-orientale. *Bull. Soc. géol. France*, (7) **23**, 175-183.

Moore, C. H. (2001). Carbonate reservoirs porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in sedimentology*, **55**, 444 pp.

Moullade, M. (1985). Report on UNESCO-IGCP Project n° 183, scientific activities (1984) (African mesozoic and cenozoic correlations). *Journal of African Earth Sciences*, **3**, 395-395.

Mutterlose J., Bornemann A. Luppold F.W., Owen H.H., Ruffel A., Weisss W. et Wray D (2003). The Vöhrum section (northwest Germany) and the Aptian/Albian boundary. *Cretaceous Research*, **24**, 203-252.

Ouali, J. (2007). *Importance du réseau rhegmatique dans la tectogenèse de la Tunisie atlasique à travers l'étude de l'axe nord-sud*. Thèse de doctorat d'état. Université de Tunis-El Manar, Faculté des Sciences, Département de géologie. 393 pp.

Ouali, J., Martinez, C., Khessibi, M. (1986). Caractères de la tectonique crétacée en distension au jebel Kebar (Tunisie centrale). *Géodynamique*, **1**, 3-12, Orstom-Paris.

Owen, H. G. (2002). The base of the Albian Stage; comments on recent proposals. *Cretaceous Research*, **23**, 1-13.

Pérès, J. M. (1961). Océanographie biologique et biologie marine. La vie benthique. *Vol. 1 Presse universitaire de France, Paris*, 541 p.

Pervinquière, L. (1903). *Etude géologique de la Tunisie centrale*. F.R. de Rudeval Ed., Paris, 360 p.

Perthuisot, V., Rouvier, H., Smati, A. (1988). Style et importance des déformations anté-vraconiennes dans le Maghreb oriental: exemple du diapir du Jebel Slata (Tunisie centrale). *Bull. Soc. géol. Fr*., (8) **4**, 391-398.

Perthuisot, V., Bouzenoune, A., Hatira, N., Henry, B., Laatar, E., Mansouri, A., Rouvier, H., Smati, A., Thibieroz, J. (1998). Les diapirs du Maghreb oriental: part des déformations alpines et des structures initiales crétacées et éocènes dans les formes actuelles. *Bulletin de la Société géologique de France*, **170**, 57-65.

Peybernès, B. (1979). L'Urgonien des Pyrénées; Essai de synthèse. *Geobios*, **12** (Suppl. 1), 79-87.

Piqué, A., Brahim, L.A., Ouali, R.A., Amrhar, M., Charroud, M., Gourmelen, C., Laville, E., Rekhiss, F., Tircart, P. (1998). Evolution structurale des domaines atlasique du Maghreb au Méso-Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin de la Société géologique de France*, **169**, 797-810.

Posamentier, H. W. et Allen, G. P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **7**, 210 pp.

Preat, A., Arnaud, A., Carrio, E., Arnaud, H. et Ferry, S. (2004): École d'été: carbonates récifaux de plate-forme. Association des sédimentologistes français.

Raddadi, M.C. (2005). Étude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme : analyses et interprétations environnementales, diagnénétiques et géodynamiques. *Thèse de troisième cycle, Université Joseph Fourier, Ed. Géologie Alpine, Mémoire H.S.*, 45, pp.163.

Ricou, L.-E. (1995). The plate tetonic history of the past Tethys Ocean. In: A.E.M. Nairn, L.E. Ricou, B. Vrielynck, J. Dercourt, eds., *The Ocean Basins and Margins* **8**, *The Tethys Ocean*, 3-70.

Rey, J. (1997). Stratigraphie. Terminologie Française. *Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém.* **19**, 164 pp.

Robaszynski F., Amédro F., Caron, M. (1993). La limite Cénomanien-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie Centrale. *Cretaceous Research*, **14**, 477-486.

Robaszynski, F., Amédro, F., González Donoso, J.-M., Linares, D. (2008) . The Albian (Vraconnian)-Cenomanian boundary at the western Tethyan margin (central Tunisia and southeastern France). *Bull. Soc. géol. France*, **179**, 245-266.

Ropolo, P., Conte, G., Gonnet, R, Masse, J.P. et Moullade, M. (1998). Les faunes d'ammonites du Barrémien supérieur/Aptien inférieur (Bédoulien) dans la région stratotypique de Cassis-La Bédoule (SE France). *Géologie Méditerranéenne*, **25**, 167–175.

Sainfeld, P. (1952). Les gîtes plombo-zincifères de Tunisie. *Annales des mines et de la géologie*, **9**, 285 pp.

Sarg, J.F. (1988). Carbonate sequence stratigraphy in Sea-Level Changes: An Integrated Approach, *in*, C. Wilgus (*ed.*), SEPM Special Publication No. 42, p. 155-181. Schlager, R. W. (1981). The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America Bulletin*, **92**, 197-211.

Schlager, W. (1981). *The paradox of drowned reefs and carbonate platforms.* Geological Society of America Bulletin, Part I, v. 92, p. 197-211, 14.

Setembere, T. I. (1995). *Étude sédimentologique des faciès crétacés développés au contact des diapirs de la Tunisie Centro-Septentrionale: Exemple des faciès récifaux aptiens de la région de Kef-Tajerouine (Jebel Slata).* Diplôme d'étude approfondies de géoressources et bassins sédimentaires, Université de Tunis II, 109 pp.

Smati, A. (1986). *Les gisements de Pb-Ba et de Fe du djebel Slata (Tunisie du Centre-Nord): Minéralisations épigéniques dans le Crétacé néritiques de la bordure d'un diapir de Trias. Gisements de Sidi Amor Ben Salem et de Slata-Fer*. Diplôme de docteur en Troisième Cycle, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 243 pp.

Soyer, C., Tricart, P. (1987). La crise aptienne en Tunisie centrale : approche paléostructurale aux confins de l'Atlas et de l'Axe Nord-Sud. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences, Paris*, **305**, (II), 301-305.

Stampfli, G., Marchant, R.H. (1997). Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In: *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20*, O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heirzmann, S. Mueller, A. Steck, eds., 223-240, Birkhaüser, Basel.

Tlatli, M. (1980). *Étude des calcaires de l'Albo-Aptien des Djebels Serdj et Bellouta (Tunisie Centrale)*. Thèse 3° cycle, Univ. Aix-Marseille 2, 205 p.

Urey, H. C., Lowenstam H. A., Epstein, S. et McKinney, C. R. (1951). Measurment of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceaous of England, Denmark and the Southeastern of United States. Bull. Geol. Soc. Am. 62, pp. 399-416.

Vail, P. R., Mitchum, R. M., JR, Todd R.J., Thompson, S., Sangrie J.B., Bodd, J.N. et Hatleid, W.G. (1977a). Seismic stratigraphy and global changes in sea level. *In Payton C.E. Ed., Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **26**, pp.49-212.

Vail, P. (1987). Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. *In: Bally, A.W. Ed., Am. Ass. Petrol. Geol. Studies In Geology*, **27**, pp. 1-10.

Velic, I. (2007). Stratigraphy and Paleobiogeography of Mesozoic Benthic Foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). *Croatian Geological Survey Croatian Geological Society*, **60**, 1-113.

Vila, J.-M. (1980). *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens*. Thèse ès Sciences, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 665 pp., 3 vol, 40 pl.

Vila, J.-M., Ben Yousef, M., Charrière, A., Chikhaoui, M., Ghanmi, M., Kamoun, F., Peybernès, B., Saadi, J., Souquet, P., Zarbout, M. (1994). Découverte en Tunisie, au SW du Kef, de matériel triasique interstratifié dans l'Albien : extension du domaine à « glaciers de sel » sous-marins des confins algéro-tunisiens. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**, II, 1661-1667.

Vila, J.-M. (1995). Première étude de surface d'un grand "glacier de sel" sous-marin; l'est de la structure Ouenza-Ladjebel-Meridef (confins algéro-tunisiens); proposition d'un scenario de mise en place et comparaisons. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **166**, 149-167.

Vila, J.-M., Ben Youssef, M., Chikhaoui, M., Ghanmi, M. (1996). Deuxième étude de surface d'un grand "glacier de sel" sous-marin albien (250 km^2 ?): les masses triasiques du "diapir" de Ben Gasseur et de l'anticlinal du Kef (Nord-Ouest tunisien). *Bulletin de la Société géologique de France*, **167**, 235-246.

Vila, J.-M. (1998). Tectonique en radeaux au toit d'un glacier de sel sous-marin albien de Tunisie du Nord-Ouest: exemple du secteur minier de Guern Halfaya. *C. R. Académie des Sciences, Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **327**, 563-570.

Vila, J.-M., Ghanmi, M., Ben Youssef, M. (2001). Découverte d'Albien inférieur à floridées et d'Albien inférieur et moyen marneux, dans le dôme de sel-pli de l'ensemble Djebel el Ajered, Henchir Adjerat Saouda, Djebel el Hamra (ouest de la Tunisie) : comparaisons, conséquences, essai de rétrotectonique salifère. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **137**, 57-67.

Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B., Kuhn, O. (1998). Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link ? *Paleogeography, Paleoceanography, Paleoecology*, **137**, 189-203.

White, W.M. (1997). Geochemistry. *Cours, ed.Cornell University, chap.9.*

Zghal, I. (1994). Étude microbiostratigraphique du Crétacé inférieur de la Tunisie du centre-ouest (région de Kasserine-Sbeitla et de Tadjerouine). Thèse de géologie 393 pp.

Zghal, I., Ben Hadjali, N., *et al. compléter* (1997). Foraminifères et Ostracodes de l'Aptien du Jebel Hameïma (région de Tadjerouine, Tunisie): Biostratigraphie, paléoécologie. *Africa Geoscience Review*, **4**, 3-11.

Zghal, I., Arnaud-Vanneau, A. (2005). The Hameima Formation. Aptian-Turonian events in Central Tunisia. Field trip guidebook, *Géologie Alpine, sér. Spéc.* n° **5**, 101-104.

Zghal, I. et Arnaud, H. (2005). The Lower Cretaceous of central Tunisia. *Guide d'excursion, Aptian-Turonian events in Central Tunisia – Pre-symposium field trip, ed. Géologie Alpine – série colloque et excursion*, **5**, p.38-59.

Zouaghi, T., Bédir, M., Inoubli, M.H. (2005). 2D interpretation of strike-slip faulting, salt tectonics, and Cretaceous unconformities, Atlas Mountains, central Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, **43**, 464-486.

Zouaghi, T., Bédir, M., Abdallah, H., Inoubli, M.H. (2009). Seicmic stratigraphy, basin structuring, and hydrocarbon implications of Cretaceous deposits (Albian-Maastrichtian) in central Tunisia. *Cretaceous Research*, **30**, 1-21.

Zouari, H., Turki, M. M., Deiltel, J. Et Stephan, J.F. (1999). Tectonique transtensive de la paléomarge tunisienne au cours de l'Aptien-Campanien. *Bulletin de la Société géologique de France*, 170, 295-301.

ANNEXES

TABLEAU I. Résultats des compatges de la faune et la flore dans la coupe de Hameïma

Echantillons	Grands foram.Planctonique	Radiolaires	Favuselles	Petits foram. planctoniques	Calcisphères	Spicules d'Eponges	Colomielles	Echinodermes	Brachiopodes	Trochaminoides	Lenticulines/Nodosaridés	Belloriusella	Bolivinopsis	Gaudriyna/Marsonella/Do.	Hétérocoskinolina	Spiroloculina
cc H 12								1								
cc H 19					8	30		2								
cc H 21a						20	1	5								
cc H 22a						72	3			2	1					
cc H22b						62		5								
cc H 23						80	1	5		2						
cc H 23a			15			50										
cc H 23b		3	36			80		12								
cc H 24						31		3								10
cc H 24a						75		8		2						2
cc H 26						50		17						29		
cc H 27a			3	3		50		12		2						
cc H 28a			4	6		30		38		1				7		
cc H 28b			5	2		30		18						7	2	
HMA 05/2						40		12						40		
HMA 05/ 7						20		30						27	1	
HMA 05 / 8					3	47		7						13		2
HMA 04/ 2						10	1	12		3	2					
HMA 04/ 10					3	18		6		4	3			7		
HMA 04/ 12					3	11		12		6		1		12		
HMA 04/ 13					3	4	2	14	2	2	2		1	25	1	
HMA 04/23			15	70												
HMA 04/24		1	15	50												
HMA 04/78	1		1													
HMA 04/80A	93	1	90	9												
HMA 04/82	144	2	12													
HMA 04/86	156		72	4												
HMA 04/89	240	1		2												
HMA 04/90	350		144	4												
HMA 04/93		3	6	7												
HMA 04/96	432		504													
HMA 04/100	96	1	144													
HMA 04/106	48		12													
HMA 04/119	3															
HMA 04/135	69		3													
HMA 04/142	7															
HMA 04/147	24	144														
HMA 04/148	24	24	36													

TABLEAU II. Résultats des compatges de la faune et la flore dans la coupe des Charren-Localité du Slata

Echantillons	Grands foram.Planctonique	Radiolaires	Favuselles	Petits foram. planctoniques	Calcisphères	Spicules d'Eponges	Colomielles	Echinodermes	Brachiopodes	Trochaminoides	Lenticulines/Nodosaridés	Belloriusella	Bolivinopsis	Gaudriyna/Marsonella/Do.	Hétérocoskinolina	Spiroloculina	Nezzazata	Arenobulines	Andersenia	Cyclogyra	Gavellinella	Valvulineria	Happlophragmoides	coskinoloides	Gastéropodes	Annelides	Bryozoaires	Algues Rouges	Algues vertes	Orbitolines	Rudistes	Milioles	Istriloculina	Discorboides	Gaudyina	Glauconie	% Quartz
SB1																														15	5	41	1	1	1		
SB2			2		15		10	150			3	3	1	18				1	1		3	8										1				7	5
SB3				11		450	4	50				4	1	4							1	2	1						1							1	5
SB5				11	3		2	15				5	11	39			8					8	1							33						3	30
SB6			2	5	3		2	4				6	5	38			5				5	4		1					1	17							
SB7			1	20	2		11	10			1	5	7	12			3				3	1	1						9	10							
SB8								60				1	2	4			1								1		1										20
SB9								34	10		1			2			1																				30
SB11				3	2		5	7	5		4	2	6	34			3				6	2	5		1				3							2	20
SB12				6			2	35			2		2	17			2				1		3														1
SB13				14	11		11	72			3	1	1	17		1	8				3	1									3					2	1
SB14				5	5		3	45			2	1		10		1	6			1	4	3															10
SB16			3	18	4		3	45	5		5	1	2	20			9				2	3															
SB17			1	20	3		2	25			2	3	1	18			6				2																
SB19				1	3		5				2	1	34	18		1	4					1							1	22						1	3
SB20				2	4		1	75			4		1	15			3				1									16						3	5
SB21				3	5				3		3		3	4							3																
SB23				1	1			7			3		1	6			6					1									3					8	30
SB25								5			1			9			1											2		29						2	10
SB27								11																				28	9	2						2	1
SB28				2	5		1	40			4		5	18		2	2				1								4								20
SB36			1	4	1		5	40	4		2	1	5	17			5				2				3					16						1	30
SB37			1	1	1		1					1	3	8			5											1	1								30
SA1				1			3	24			1	1	4	35			4				4				15				4	21	1						
SA2														2											2			19	2	4	1						
SA3														1											3	54				1							
SA4								1					10	30											8					2	3						1
SA6				2				7		1			9	32	3																2						3

TABLEAU II. Résultats des compatges de la faune et la flore dans la coupe des Charren-Localité du Slata Suite

Echantillons	Grands foram.Planctonique	Radiolaires	Favuselles	Petits foram. planctoniques	Calcisphères	Spicules d'Eponges	Colomielles	Echinodermes	Brachiopodes	Trochaminoides	Lenticulines/Nodosaridés	Belloriusella	Bolivinopsis	Gaudryna/Marsonella/Do.	Hétérocoskinolina	Spirolocculina	Nezzazata	Arenobulines	Andersenia	Cyclogyra	Gavellinella	Valvulineria	Happlophragmoides	coskinoloides	Gastéropodes	Annelides	Bryozoaires	Algues Rouges	Algues vertes	Orbitolines	Rudistes	Milioles	Istriloculina	Discorboides	Gaudyina	Glauconie	% Quartz
SA8								7					1	15	1										1					28							3
SA9								8				4	10	10																9	1						3
SA10			5	6	1			10			2		2	14			2								17			13								9	3
SA12								14					3	9														3			5					1	50
SA13								4																	1			8								3	50
SA16			3	5	13		8	8			4	1	2	7						1								20	30							3	1
SA18				3	2			15																2	2	2				20						1	20
SA19				2			3	25																	3				3	7	2						30
SA190				8																					3					11	3						30
SA191				9			1							37						19	16															4	40
SA192								31																				7			4						1
SA193				5	5		3	38			12			5			1											4			5						
SA20					1			15																				6	2	3							1
SA21			1		8																																
SA29			1	12			2	35			8		7	25						1								1									3
SA30								6						2															2	3							1
SA31								46					1	15	3													2									1
SA32							1	39				1		1														3									
SA35				26	7		6	15																				1								6	10
SA36				30			4	35			4			1														66									10
SA41				1				25						11														8								7	5
SA42								25						6														5								11	15
SA43														12														9									1
SA47	79				3			25			7			3			1																			2	2
SA48	22							10			5			2														62								15	5
SA50	73							10			5			5																						6	5
SA52	74	6			3			11			4																									3	
SA53	70	5						10			4																										
SA56	71	3						10			2																										

TABLEAU III. Compositions isotopiques du Carbone et de l'Oxygène des échantillons de la coupe de Hameïn

Echantillons	**$\delta^{13}C$**	**$\delta^{18}O$**
HMA 148	1.71	-7.04
HMA 145	1.87	-6.74
HMA 141	1.86	-6.64
HMA 140	1.28	-6.81
HMA 139	0.99	-6.80
HMA 136	1.32	-6.93
HMA 133	1.11	-6.90
HMA 128	0.64	-6.80
HMA 125	1.14	-7.10
HMA 124	0.59	-7.05
HMA 117	1.15	-7.93
HMA 115	1.21	-7.17
HMA 111	1.30	-7.28
HMA 108	0.80	-6.73
HMA 105	1.03	-6.93
HMA 104	0.96	-6.86
HMA 99	0.64	-6.96
HMA 97	0.45	-6.83
HMA 95	0.96	-7.05
HMA 93	1.07	-6.59
HMA 90	1.41	-6.94
HMA 88	0.89	-7.27
HMA 86	1.88	-7.01
HMA 85	1.96	-6.28
HMA 84	1.38	-6.17
HMA 80	1.07	-7.36
HMA 79	0.49	-6.98
HMA 78	-0.05	-5.24
HMA 77	0.09	-6.27
HMA 75	0.12	-6.11
HMA 74	-0.04	-7.01
HMA 73	0.13	-6.86
HMA 71	-0.30	-6.47
HMA 70	1.02	-7.12
HMA 69	0.13	-6.28
HMA 59	1.24	-5.94
HMA 55	0.31	-7.14
HMA 51	0.77	-5.88
HMA 46	-0.44	-5.82
HMA 44	0.02	-7.68
HMA 42	-0.17	-8.06
HMA 40	-0.54	-8.49
HMA 39	0.08	-6.26
HMA 38	-0.19	-7.32
HMA 34	1.24	-6.98
HMA 32	1.22	-6.27
HMA 11	1.65	-8.00
HMA 03	1.79	-8.86
HMA 00	2.02	-7.02

TABLEAU IV. Compositions isotopiques du Carbone et de l'Oxygène des échantillons de la coupe de Slata

Echantillons	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
SA76	1.64	-6.34
SA74	1.18	-6.05
SA73	1.39	-5.98
SA71	1.43	-5.65
SA69	1.62	-5.20
SA66	1.69	-4.69
SA65	1.53	-6.44
SA63	1.64	-6.27
SA60	1.21	-5.99
SA58	0.33	-4.96
SA56	0.76	-4.32
SA52	1.13	-5.67
SA48	0.81	-4.89
SA46	0.02	-3.73
SA43	-0.55	-2.79
SA41	-5.55	-2.99
SA39	-5.65	-3.18
SA37	-1.09	-5.93
SA35	-0.74	-5.95
SA33	0.72	-4.68
SA31	-0.79	-3.72
SA28	1.05	-2.61
SA26	1.18	-3.45
SA25	0.48	-2.10
SA23	0.16	-4.20
SA21	0.08	-7.01
SA193	-3.16	-5.01
SA192	0.91	-5.10
SA191	1.00	-4.44
SA19	-3.02	-6.49
SA17	-2.15	-7.48
SA14	0.48	-6.25
SA10	0.46	-4.04
SA9	2.07	-4.18
SA5	2.29	-4.33
SA3	2.31	-3.43
SA1	2.04	-4.30
SB37	1.88	-4.58
SB36	1.57	-4.34
SB35	2.34	-3.88
SB32	3.74	-3.35
SB31	2.38	-4.13
SB30	3.39	-3.91
SB29	3.36	-3.57
SB26	3.28	-3.94
SB24	3.25	-3.45
SB21	1.65	-3.06
SB20	1.59	-4.33
SB16	2.74	-3.61
SB14	2.98	-3.43
SB12	2.35	-3.63
SB7	1.03	-3.71
SB6	1.97	-3.16
SB5	2.01	-3.59
SB4	3.44	-2.65
SB3	3.65	-3.66
SB1	3.24	-3.53