



HAL
open science

Analyse et modélisation stratigraphique du bassin sédimentaire onshore du Liban

Mohamad Ali Salloum

► **To cite this version:**

Mohamad Ali Salloum. Analyse et modélisation stratigraphique du bassin sédimentaire onshore du Liban. Sciences de la Terre. Université de Lorraine; Université libanaise, 2022. Français. NNT : 2022LORR0098 . tel-03880452

HAL Id: tel-03880452

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-03880452v1>

Submitted on 1 Dec 2022

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

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



**UNIVERSITÉ
DE LORRAINE**

**BIBLIOTHÈQUES
UNIVERSITAIRES**

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact bibliothèque : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr
(Cette adresse ne permet pas de contacter les auteurs)

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



SIReNa



geo
Ressources



Université de Lorraine - Ecole Doctorale SIReNa
Université Libanaise – Ecole doctorale EDST-PRASE

Thèse

Présentée pour l'obtention du grade de
Docteur de l'Université de Lorraine
Spécialité "Géosciences"

Présenté par :

Mohamad Ali SALLOUM

Analyse et modélisation stratigraphique de bassin sédimentaire onshore du Liban

Soutenance publique le 24 Juin 2022

Membres du Jury :

Rapporteurs :

M. Christian GORINI	Professeur, Sorbonne Université, France
M. Luis MARTINEZ	Professeur, Université de Strasbourg, France

Examineurs :

Mme. Dalia ABDEL MASSIH	Maîtresse de conférences, Université Libanaise, Liban
M. Fabrice GOLFIER	Professeur, Université de Lorraine, France

Directeurs de thèse :

Mme. Véronique KAZPARD	Professeur, Université Libanaise, Liban
M. Raymond MICHELS	Chargé de Recherche CNRS, Université de Lorraine, France
M. Antoine LE-SOLLEUZ	Maître de conférences, Université de Lorraine, France

Invité :

M. Albert GALY	Professeur, CRPG-Nancy, France
----------------	--------------------------------

Remerciements

Tout d'abord, à remercier Allah, le tout puissant de m'avoir donné la force et le courage pour terminer ce modeste travail.

Ce travail est le fruit d'une cotutelle entre le laboratoire « GéoRessources » (Université de Lorraine, Nancy, France) et l'Ecole Doctorale de Science et Technologie « EDST-PRASE » (Faculté de Science de l'Université Libanaise, Hadath, Liban). Il a été cofinancé par l'Université Libanaise et 'Azm and Saade Association'. Mes premiers remerciements se tournent à ses établissements qui ont encadrés/financés ce travail de thèse.

La fin de la thèse est un moment privilégié pour remercier l'ensemble des personnes de mon entourage qui m'ont aidé à découvrir ma passion pour la recherche et m'ont encouragé et m'ont soutenu pour y parvenir, ainsi des personnes qui ont compté dans ma «vie scientifique».

Je souhaite premièrement adresser mes remerciements à ceux qui ont rendu ce projet possible. Je suis très reconnaissant à mes encadrants, Véronique Kazpard, Raymond Michels et Antoine Le-Solleuz. Je vous remercie pour vos efforts, vos orientations et vos conseils tout au long de ce projet. Vos commentaires et vos orientations ont été primordiaux pour atténuer remarquablement les difficultés pendant mon apprentissage et me fournir les connaissances et les compétences nécessaires pour faire cette recherche. Je vous remercie sincèrement pour votre gentillesse et votre soutien qui ont rendu ces années réussies et agréables.

Je tiens également à remercier chaleureusement Monsieur Luis Martinez et Christian Gorini, pour le temps consacré à évaluer mon travail de thèse en tant que rapporteurs. Je souhaite également remercier Madame Dalia Abdel-Massih et Monsieur Fabrice Golfier, d'avoir accepté d'être les examinateurs de cette thèse.

Les datations Strontium forment une partie essentielle dans l'avancement de ce travail qui n'auraient jamais été possible sans Albert Galy et son enthousiasme, Thomas Rigaudier et Catherine Zimmermann du CRPG (Nancy, France). Merci à vous. Je remercie également Mary Ford et de nouveau Albert Galy en étant les membres de mon comité de thèse qui n'ont jamais hésiter à me suivre et me donner le soutien moral pour suivre mon travail.

Je remercie Cédric Carpentier pour ses commentaires et sa contribution au traitement de la diagenèse. Aussi, je remercie Arnaud Marotel et l'équipe du laboratoire de litho-préparation pour la préparation des lames minces et épaisses. Je remercie également l'équipe Ring (ENSG – Nancy – France) pour avoir fourni une licence académique du logiciel Skua-GoCad® et quelques conseils pour la modélisation 3D. De même, je souhaite ensuite remercier du fond du cœur les étudiants qui ont montré beaucoup d'enthousiasme à participé à mes travaux dans la modélisation 3D : Jean-Christophe Gouzou, Lucie Périno et Charlotte Salaün. Je voudrai aussi remercier Eeyad Ghafar, Moutaz Al-Ryahi et Roukaya Eid qui m'ont accompagné sur le terrain.

Mes amis sont également remerciés pour avoir créé une atmosphère socialement active à l'intérieur et en dehors du travail. A cet égard, je remercie chaleureusement Khalid, Salim, Najib, Metzger et Nabila pour tout moment pendant mon séjour au Lab GéoRessources ou même à l'extérieur. Pour tous les moments mémorables avec Rémi, Marwa, Ghida, Zeinab, Mustapha, Lama, Zeina, Abdallah, mes amis, je suis profondément reconnaissant. Je vous

remercie chaleureusement pour le soutien, les soirées et pour les souvenirs les plus joyeux que nous avons partagés ensemble.

Les sacrifices incessants de ma famille m'ont donné l'esprit nécessaire pour surmonter les difficultés liées au départ de la maison et aux études à l'étranger. Je leur suis à jamais redevable d'avoir fait de moi ce que je suis. Mes sœurs Zaynab, Hanan, Zahraa, Hiba et Soha ont toujours été là lorsque le ciel s'est assombri. Elles m'ont toujours fourni l'énergie et la motivation dont j'avais besoin pour mener à bien chaque nouvelle expérience, et je leur en serai éternellement reconnaissant. Grâce à votre support moral, j'ai pu finir cette thèse qui n'aurait pas été possible sans vous. Je me permets ici d'envoyer un grand remerciement pour la douzaine+1, mes nièces et neveux. Malgré vos jeunes âges, vous m'avez apporté un grand soutien émotionnel et vous m'avez toujours rappelé par la nécessité de profiter de la vie, quels que soient les difficultés et les défis auxquels nous avons été confrontés ou que nous traverserons.

Un immense merci tout particulièrement à ma mère qui a été, comme depuis toujours, d'un soutien inconditionnel. Je suis certain que ce sont vos prières qui ont ouvert la voie à mes pas. Je ne pourrai jamais vous récompenser assez pour votre bonté. Je dédie ce travail à l'esprit de mon père, qui fut mon premier soutien dans ce domaine. Même si je t'ai perdu avant de commencer cette thèse, je n'ai jamais oublié ton enthousiasme quand tu parlais de moi et de mes études. Mon père, j'espère que vous êtes fier de moi dans ces moments.

“ If you can't fly, then ... Run!

If you can't run, then ... Walk!

If you can't walk, then ... Crawl!

But whatever you do: You Have to Keep Moving Forward ”

Martin Luther King Jr.

” Commencez par n'importe quoi et lancez-vous dedans. N'attendez jamais que le bureau soit prêt, ou que vous vous procuriez une nouvelle chaise, ou que vous écriviez avec le stylo que vous aimez, que vous commenciez par des dates divisibles par 60, ou que vous attendiez que 9 h arrive ... Pour commencer n'importe quoi dans votre vie, commencez ! Parce que vous ne serez jamais totalement éveillé ni concentré, et parce que les conditions idéales ne viendront jamais. Bougez et commencez ! ”

“ Et si vous trébuchez cinq fois, vous vous relevez au sixième, et si vous trébuchez sept fois, vous vous relevez au huitième... et ainsi de suite... jusqu'à ce que vous atteigniez votre but ”

Proverbe Japonais

Résumé

Dans cette dernière décennie, des découvertes pétrolières importantes ont été faites au large du Liban dans les eaux est-méditerranéennes. Des études géologiques nombreuses en offshore (bassin du Levant) avec des acquisitions sismiques (2D et 3D) ont révélé des réservoirs d'hydrocarbures d'âge Miocène et suggèrent des perspectives prometteuses pour l'exploration. Par ailleurs, des modélisations de systèmes pétroliers à l'échelle de toute la région ont été réalisées, et montrent que les formations du Trias-Jurassique sont des roches-mères potentielles entrées à maturité thermique grâce à un fort contrôle tectonique à certaines périodes. Si celles-ci ont été très étudiées dans le Moyen Orient (Syrie, Jordanie, ...) et ont permis de mettre en évidence leur potentialité pétrolière, la zone onshore libanaise a été quant à elle peu étudiée. L'approche stratigraphique complète et l'analyse du bassin sédimentaire onshore libanais font encore défaut sur certains aspects, ne permettant pas encore de définir parfaitement le rôle de la tectonique sur la géométrie, la nature et le calendrier des événements sédimentaires et diagénétiques.

Cette thèse a ainsi pour objectif de caractériser la géométrie des dépôts sédimentaires du bassin onshore et d'explicitier le contrôle tectonique sur son enregistrement stratigraphique. Un ensemble de données géologiques issues de la littérature sur la région (calages profondeurs, stratigraphie, etc.) est synthétisé dans un modèleur géologique 3D (SKUA-GoCad®). A partir de ces données géo-modélées, une approche interprétative permet de visualiser : i) les dépôts sédimentaires du bassin libanais ; ii) les structures tectoniques majeures le contrôlant ; iii) les surfaces d'érosion majeures et iv) les pièges pétroliers potentiels. Cette approche permet ensuite de générer des courbes de subsidence tectonique du bassin sédimentaire dans l'onshore libanais et une partie de l'offshore (sous PetroMod®) et de les interpréter. L'ensemble des résultats décrit les relations entre sédimentation et évolution tectonique à l'échelle régionale du Liban, de définir les failles majeures contrôlant l'enregistrement sédimentaire, d'identifier certaines phases clés dans l'évolution géodynamique et donc de retracer l'histoire tectonique du pays.

D'une échelle régionale à une échelle plus locale, cette thèse se focalise sur une famille de failles ayant un rôle de contrôle sur l'enregistrement sédimentaire, en étudiant l'une d'entre-elles dans la région de Nahr Ibrahim. Ce travail se concentre sur la période initiale du Mésozoïque (Jurassique) présent sur le territoire libanais et d'un système structural peu étudié qui l'affecte : le système de failles normales mésozoïques NE-SO réactivées lors de la structuration du système de failles du Levant. Afin de caractériser le contrôle tectonique de ces failles sur la sédimentation (géométrie et diagenèse), une étude de terrain a été réalisée dans cette région, avec une approche sédimentaire, géochimique et diagénétique. Ainsi, trois coupes stratigraphiques dans la formation de Kesrouane (Jurassique) sont présentées. Une étude des faciès et de la diagenèse permet d'identifier les variations d'environnements, puis les principales phases diagénétiques qu'a subi cette formation jurassique. Par une approche chimio-stratigraphique (isotopes du strontium notamment), un calage par des âges absolus est proposé qui permet de corréliser les coupes stratigraphiques et de mettre en évidence un rejet vertical de la faille régionale de Nahr Ibrahim de l'ordre de 800 m. Les résultats permettent de mettre en évidence le rôle important de ces failles sur le contrôle de la sédimentation jurassique, la structuration géométrique des formations mésozoïques et leur rôle potentiel joué sur la diagenèse. Aussi, cette approche locale a permis de revenir sur le modèle 3D régional et de l'améliorer en prenant en considération le rôle majeur de ces failles NE-SO réactivées (rejets de 800m) affectant la stratigraphie.

Mots-clefs : Modélisation 3D, Liban, analyse de bassin, subsidence tectonique, faciès, sédimentologie, stratigraphie du Jurassique, diagenèse, géochimie, géodynamique, Téthys, failles mésozoïques normales réactivées.

Abstract

In the last decade, important oil discoveries have been reported offshore Lebanon in the eastern Mediterranean waters. Numerous offshore geological studies (Levant Basin) with seismic acquisitions (2D and 3D) have revealed hydrocarbon reservoirs of Miocene age and suggest promising exploration prospects. In addition, petroleum system modeling has been carried out on the scale of the entire region and shows that the Triassic-Jurassic formations are potential source rocks that have reached thermal maturity due to strong tectonic control at certain periods. While these formations have been extensively studied in the Middle East (Syria, Jordan, ...) and have allowed highlighting their petroleum potential, the Lebanese onshore area has been little studied. The complete stratigraphic approach and the analysis of the Lebanese onshore sedimentary basin are still lacking in some aspects, not allowing to define perfectly the role of tectonics on the geometry, the nature, and the timing of sedimentary and diagenetic events.

The objective of this thesis is to characterize the geometry of the sedimentary deposits of the onshore basin and to explain the tectonic control on its' stratigraphic record. A set of geological data from the literature on the region (depth settings, stratigraphy, etc.) is synthesized in a 3D geological modeler (SKUA-GoCad[®]). From these geo-modeled data, an interpretative approach allows to visualize: i) the sedimentary deposits of the Lebanese basin; ii) the major tectonic structures controlling this basin; iii) the major erosion surfaces and iv) the potential oil traps as elements of petroleum systems. This approach allows then to generate tectonic subsidence curves of the sedimentary basin in the Lebanese onshore and part of the offshore (using PetroMod[®]) and to interpret them. The results describe the relationships between sedimentation and tectonic evolution at the regional scale of Lebanon, define the major faults that controlled the sedimentary record, identify some key phases during the geodynamic evolution and thus trace the tectonic history of the country.

From a regional to a more local scale, this thesis focuses on a fault set having a controlling role on the sedimentary record, by studying one of them in the Nahr Ibrahim area. This work focuses on the early Mesozoic (Jurassic) period present in the Lebanese territory and a little-studied structural system that affects it: the NE-SW Mesozoic normal fault system reactivated during the structuring of the Levantine Fault System. In order to characterize the tectonic control of these faults on sedimentation (geometry and diagenesis), a field study was carried out in the Nahr Ibrahim region, with a sedimentary, geochemical and diagenetic approach. Thus, three stratigraphic sections in the Kesrouane Formation (Jurassic) are presented. A study of the facies and of the diagenesis allows to identify the variations of environments, then the main diagenetic phases that this Jurassic formation underwent. Using a chemo-stratigraphic approach (strontium isotopes in particular), a calibration by absolute ages is proposed which allows the correlation of the stratigraphic sections and highlights a vertical rejection of the regional Nahr Ibrahim fault of about 800 m. The results highlight the important role of these faults in the control of Jurassic sedimentation, the geometric structuring of the Mesozoic formations, and their potential role in diagenesis. Also, this local approach has allowed us to revisit and improve the regional 3D model by considering the major role of these reactivated NE-SW faults (800m fault vertical offset) affecting the stratigraphy.

Keywords: 3D modeling, Lebanon, basin analysis, tectonic subsidence, facies, sedimentology, Jurassic stratigraphy, diagenesis, geochemistry, geodynamics, Tethys, reactivated normal Mesozoic faults

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	v
Abstract	vii
Table des matières	ix
Table des illustrations	xiii
Table des tableaux	xxi
Table des annexes	xxi
Chapitre I. Introduction générale	1
1 Contexte général.....	3
2 Objectifs de la recherche	4
3 Organisation du mémoire.....	5
Chapitre II. Contexte géologique	7
1 Introduction.....	9
2 Evolution paléogéographique et structurale de la région du Levant	9
2.1 Précambrien et Paléozoïque	10
2.2 Mésozoïque	12
2.3 Crétacé Supérieur - Cénozoïque	15
3 Structures principales.....	19
3.1 Bassin de Palmyre.....	19
3.2 Ceinture de plis d'arc Syrien	25
3.3 Le système de faille du Levant (LFS).....	26
3.4 La crête de Lattaquié	28
3.5 La marge levantine – le Liban	28
4 Colonne stratigraphique générale	31
4.1 Formations Anté-Jurassique	33
4.2 Formations de Jurassique	35
4.3 Formations du Crétacé.....	41
4.4 Formations du Cénozoïque	42
5 La Formation Kesrouane dans son contexte régional	43
5.1 Formations synchrones	44
5.2 Modèle de dépôt de Kesrouane.....	44
5.3 Géochimie et dolomitisation de la formation Kesrouane.....	45

5.4	Rôle dans les systèmes pétroliers.....	49
5.4.1	Roches mères	49
5.4.2	Roches réservoirs.....	50
5.4.3	Roches couvertures	51
Chapitre III. Méthodologie.....		53
1	Introduction.....	55
2	Campagne d'échantillonnage.....	55
3	Préparation des lames minces et épaisses	57
4	Analyse pétrographique	57
4.1	Microscope optique.....	57
4.2	Microscope à cathodoluminescence	57
5	Chimio-stratigraphie	59
5.1	Isotopes stables du carbone et de l'oxygène	59
5.2	Datation isotopique de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	60
5.2.1	Principes généraux de la datation $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	60
5.2.2	Utilisation de la courbe LOWESS et évolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours du Jurassique.....	61
5.2.3	Risques potentiels affectant la fiabilité de la datation isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	61
5.2.4	Contrôle de l'analyse du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	62
5.2.5	Préparation pour l'interprétation.....	62
6	Création de modèle géologique 3D sous Skua-GoCad®.....	63
6.1	Géo-modeleur Skua-GoCad®.....	63
6.2	Données géologiques et structurales	64
6.3	Etapas principales.....	67
6.4	Incertitude, limitation et précision de la méthodologie.....	76
6.5	Les cartes d'épaisseur : étude des interactions tectonique - sédimentation.....	76
6.6	Modélisation des systèmes pétroliers	77
7	Création des courbes de subsidence sous PetroMod® et principes des calculs et termes correctifs de la subsidence tectonique	78
7.1	Base de données stratigraphiques	79
7.2	Principe du 'backstripping'	79
7.2.1	Restitution des épaisseurs sédimentaires originelles.....	79
7.2.2	Correction eustatique.....	81
7.2.3	Influence et sensibilité de la précision de la paléo-bathymétrie (Wd).....	82
7.2.4	Correction isostatique pour le calcul de la subsidence tectonique.....	83
7.3	Méthodologie de travail sur PetroMod®.....	85

Chapitre IV. Synthèse géologique et modélisation 3D pour une compréhension géodynamique régionale	89
1 Introduction.....	91
2 Résultats et interprétation.....	91
2.1 Analyse et interprétation du modèle 3D	91
2.2 Système pétrolier	98
Chapitre V. Etude du fonctionnement d'une faille dans la région de Nahr Ibrahim par une approche sédimentaire - stratigraphique, diagénétique et géochimique	101
1 Introduction.....	103
2 Description stratigraphique de la coupe	103
3 Faciès sédimentaires	105
4 Modèle de dépôt de la formation Kesrouane.....	114
5 Diagenèse de la formation Kesrouane.....	116
5.1 Pétrographie des phases diagénétiques.....	117
5.2 Interprétation et succession des phases diagénétiques	125
6 Chimio-stratigraphie	129
6.1 Isotopes d'oxygène et de carbone	129
6.2 Analyse des isotopes strontium.....	131
6.3 Révision du modèle	134
Chapitre VI. Etude de subsidence tectonique du bassin libanais	135
1 Introduction.....	137
2 Résultats obtenus après application du backstripping.....	137
3 Analyse de la subsidence tectonique.....	138
4 Révision de l'histoire diagénétique.....	145
5 Perspective	146
Chapitre VII. Conclusion et perspectives	147
References	147
Annexes	177
Annexes A.....	179
Annexes B.....	213
Annexes C.....	217
Annexes D.....	223

Table des illustrations

Fig. 1. Vue structurale de la région de la Méditerranée orientale	4
Fig. 2. Caractéristiques régionales et paléogéographies de la marge-sud téthysienne montrant une vue structurale de la région de la Méditerranée orientale et de la Mer Rouge. La carte présente les principaux éléments tectoniques de la région de la Méditerranée orientale. Le bassin du Levant est situé sur le bord Nord-Est de la plaque africaine.....	9
Fig. 3. Illustration des événements tectoniques et évolution de la terre entre Silurien tardif et Permien précoce dans une projection orthographique avec l'Europe fixée dans sa position actuelle (d'après Stampfli and Borel, 2002).	11
Fig. 4. Illustration des événements tectoniques et évolution de la terre entre Permien tardif et Crétacé tardif dans une projection orthographique avec l'Europe fixée dans sa position actuelle (d'après Stampfli and Borel, 2002). LB= Bassin libanais.....	12
Fig. 5. Reconstruction paléogéographique montre la position relative du bassin du Levant par rapport à la plaque arabe et la marge téthysienne durant l'ouverture et la fermeture de l'Océan Téthysien (le bleu indique la zone sous-marine estimée le long de la marge sud et « L » indique la position du Liban) (modifié d'après Marlow, 2014).....	13
Fig. 6. Carte tectonique générale de la région montrant les principaux événements géodynamiques. Les directions du paléo-stress pour le : a) Jurassique inférieur, b) moyen Maastrichtien et c) Tortonien sont représentées par des flèches épaisses (compilée d'après Walley, 1997; Nader et al., 2003, 2007, 2008, 2016; Nader, 2011; Hawie et al., 2013, 2014).	17
Fig. 7. Expansion de la couche d'évaporite liée à la crise de salinité messénienne (modifié d'après Nader, 2011).	18
Fig. 8. Carte montrant les principales divisions tectoniques dans la région Syrie – Liban. La délimitation géographique actuelle du bassin de Palmyre est représentée. La séparation de Palmyre en deux parties Nord-Est et Sud-Ouest et la séparation du Mont-Liban en nord et sud sont observées. L'étendue des structures des plis de l'arc Syrien et du système de faille du Levant au Liban et dans les pays voisins est observée (compilée d'après Walley, 1998; Nader, 2011; Ghalayini et al., 2017).	20
Fig. 9. Coupes transversales montrent le style structural relatif de bassin de Palmyre (d'après Ghalayini et al., 2017).	22
Fig. 10. Carte montrant la déformation de la zone de Palmyre suite à l'évolution du système de faille du Levant au fil du temps (d'après Ghalayini et al., 2017).....	23

Fig. 11. Carte montrant l'emplacement des structures d'extension mésozoïques qui clarifie la similarité des structures trouvées entre la Palmyre, la marge levantine et l'ouest de l'Égypte (d'après Ghalayini et al., 2017).	24
Fig. 12. Modèle montrant la continuation de bassin de Palmyre vers l'ouest (compilée d'après Walley, 1998; Nader, 2011; Ghalayini, 2015; Ghalayini et al., 2017).	25
Fig. 13. Failles actives de « restraining bend » du Liban (modifié d'après Nader et al., 2016).	27
Fig. 14. Carte géologique généralisée du Liban (modifié d'après Nader et al., 2016)	29
Fig. 15. Tableau litho-stratigraphique de la séquence de roches jurassique-néogène libanaise basé principalement sur la zone centrale du Mont-Liban. Aucune échelle verticale implicite (* interprétation de Hawie et al., 2014, # interprétation de Nader, 2011 ; compilé d'après Walley, 1997; Nader et al., 2003, 2016; Nader, 2011; Hawie et al., 2014).	32
Fig. 16. Carte isopache du Trias de la région du Levant (modifiée d'après Nader, 2014).	33
Fig. 17. Corrélation litho-stratigraphique est-ouest de bassin du Levant vers la Palmyre en Syrie et nord-sud, de nord du Liban au sud d'Israël (compilée d'après Hawie et al., 2013; Barrier et al., 2014; Ghalayini et al., 2018; Segev et al., 2018)	34
Fig. 18. Corrélation de faciès des puits d'une section de 700 km s'étendant de Tripoli (NO du Liban) à Soueida (NE de la Syrie) (emplacements des coupes représentés sur la Fig. 16 ; d'après Nader, 2014).	36
Fig. 19. Tableau litho-stratigraphique détaillé de la séquence des formations jurassiques ainsi l'emplacement des échantillons prélevés pour les études géochimiques de la formation de Kesrouane. Aucune échelle verticale implicite (compilé d'après Abdel-Rahman and Nader, 2002; Nader et al., 2003, 2004).	38
Fig. 20. Diagramme résumant les principaux événements sédimentaires et tectoniques au Liban depuis le Bathonien tardif jusqu'au début du Crétacé et montrant la morphologie de bloc incliné des formations jurassiques (d'après Collin et al., 2010).	40
Fig. 21. Carte géologique de la région de Nahr Ibrahim, montrant l'emplacement des échantillons prélevés dans des roches carbonatées du Jurassique (compilée d'après Abdel-Rahman and Nader, 2002; Nader et al., 2004).	43
Fig. 22. Modèle sédimentologique de la formation de Kesrouane (membre Nahr Ibrahim) et Bikfaya du Jurassique du Liban montrant la distribution de divers faciès de plate-forme carbonatée (d'après Collin et al., 2010).	45
Fig. 23. Courbes d'enfouissement de la formation de Kesrouane dans le nord du Mont-Liban (d'après Nader et al., 2004).	46

Fig. 24. Séquence des stades diagénétiques des carbonates de la formation Kesrouane exposés le long du tunnel de Daraya (d'après Nader et al., 2003).	47
Fig. 25. Carte géologique de la région de Nahr Ibrahim montre l'emplacement d'échantillonnage des trois coupes stratigraphiques et leurs répartitions de part et d'autre de la faille (modifiée d'après Nader et al., 2004).	55
Fig. 26. A. Distribution des sections stratigraphiques de part et d'autre de la faille. Les flèches jaunes montrent la stratégie et la direction d'échantillonnage où (F) représente la base de chaque section et (H) représente leurs sommets. La ligne noire qui coupe la coupe B représente la faille d'étude (l'échelle n'est disponible que pour le premier plan) ; B. Modèle 3D montrant les trajectoires de prélèvement d'échantillons pour les sections A, B et C (F : footwall ; H : hanging wall) traversant la faille Chouane à l'affleurement de Nahr Ibrahim.....	56
Fig. 27. Exemples d'imagerie cathodoluminescence réalisés sur des échantillons de calcaire de la formation de Kesrouane jurassique. (A)(B) Imagerie en lumière naturelle et cathodoluminescence respectivement d'un ciment de blocage dans l'échantillon Ch-06. Les différentes phases de croissance cristalline sont visibles dans la partie d'une fluorescence terne. (C)(D) Imagerie en lumière naturelle et cathodoluminescence respectivement d'un ciment sparitique dans l'échantillon Ch-15b. Abréviations : N, Non ; B, Bright ; D, Dull.	58
Fig. 28. Evolution des rapports Sr par rapport aux temps géologiques (McArthur et al., 2012). La barre jaune représente le domaine des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observés dans nos échantillons. L'échelle de temps géologique utilisée dans le graphe est celui de (Gradstein, 2012).....	61
Fig. 29. Différents types de données disponibles dans la littérature sont utilisés pour construire le modèle 3D de l'onshore du Liban et une partie de son offshore (localisation du modèle voir Fig. 2 : (A) une carte géologique ; (B) une carte structurale ; (C) un modèle numérique d'élévation.	65
Fig. 30. Vue synthétique de la distribution spatiale des différents types de données (coupes stratigraphiques, puits, profils sismiques interprétés) utilisés pour le modèle 3D.....	67
Fig. 31. Superposition de la carte géologique sur la surface topographique représentée par le MNT pour construire un espace de travail géoréférencé en 3D.	68
Fig. 32. Géoréférencement de différents types de données.....	68
Fig. 33. Trois profils synthétiques créés à partir de la carte géologique et des profils existants contribuant à l'interprétation géologique dans une région sans contrôle par forage ou coupes sismiques/géologiques. Ainsi une carte pour la localisation des profils et une légende sont fournies.....	70
Fig. 34. Construction des projections de failles (rouge : système de failles du Levant ; violet : failles mésozoïques réactivées) en utilisant la carte structurale, les données de la	

carte géologique et les données publiés sur les pendages (NML : Nord Mont-Liban ; SML : Sud Mont-Liban).....	71
Fig. 35. Vectorisation de l'ensemble des données géoscientifiques (profils sismiques, coupes géologiques, puits, carte géologique ...)	72
Fig. 36. Coupe géologique Onshore-Offshore traversant le nord du Mont-Liban et montrant la différence de relation entre certains horizons qui varie de l'onshore vers l'offshore (exemple : la relation entre le Trias Supérieur et le Jurassique Inferieur ; d'après Ghalayini, 2015).	74
Fig. 37. Génération des horizons à partir des différentes données numérisées en prenant en considération l'algorithme de priorité défini dans ce chapitre. Les surfaces transparentes représentent les horizons initiaux pour chaque surface stratigraphique avant l'intersection avec la surface topographique (surface en couleur blanche) qui va permettre de corriger l'extension des différents horizons à l'affleurement.	75
Fig. 38. Modèle 3D construit avec Skua-GoCad® montrant l'interpolation des unités stratigraphiques dans l'onshore et une partie de l'offshore du Liban du Trias au Miocène ainsi que les principales failles.	75
Fig. 39. Script utilisé pour créer des cartes d'épaisseurs en générant des nouvelles propriétés.	77
Fig. 40. Carte des systèmes pétroliers de l'onshore du Liban. En raison du manque de données sur les roches mères onshore libanaises, les valeurs de carbone organique total de la roche mère sont basées sur les données du champ de Palmyre Syrien (d'après Ghalayini et al., 2018).	78
Fig. 41. Méthode de décompaction des différentes couches sédimentaires effectuée durant l'analyse de la subsidence totale (d'après Lee et al., 2019).	80
Fig. 42. Procédé d'analyse de la subsidence totale montre l'effet des variations de la profondeur des dépôts dans le temps et de niveau de la mer absolu. La courbe en pointillé correspond à l'accumulation des sédiments à un moment (t) ayant une bathymétrie et un niveau d'eau de la mer fixe et bien connu. La courbe bleue correspond à la subsidence totale calculée par décompaction progressive des sédiments surincombants (d'après Lee et al., 2019).	81
Fig. 43. Exemple de courbes de subsidence tectonique dans le bassin de Paris montrant l'effet minimale de l'erreur selon l'incertitude des paléo-bathymétries associées aux environnements de dépôts (d'après Le Solleuz, 2003)	82
Fig. 44. Schéma de la balance isostatique entre une section sédimentaire reconstituée (chargée) et une section sédimentaire backstrippée (non chargée) illustrant le recul de la charge sédimentaire ; elle montre un équilibre isostatique entre une colonne lithosphérique au niveau du bassin sédimentaire et une autre déchargée de sédiments et remplacée par de l'eau. Les différents paramètres sont définis dans le texte (modifié d'après Steckler and Watts, 1978)	84

Fig. 45. Procédé d'analyse de la subsidence tectonique. La courbe verte correspond à la subsidence tectonique obtenue par « backstripping ». La courbe bleue correspond à la subsidence totale calculée par décompaction de sédiments sus-jacents. La courbe pointillée correspond à l'accumulation des sédiments à l'actuel (d'après Lee et al., 2019).	85
Fig. 46. Localisation des puits utilisés pour la génération des courbes de subsidence tectonique répartis dans l'offshore et l'onshore actuel.	87
Fig. 47. Modèle 3D construit en Skua-GoCad® : Modèle 3D montre l'interpolation des unités stratigraphiques dans l'onshore et une partie de l'offshore du Liban du Trias au Miocène ainsi que les principales failles.	92
Fig. 48. Modèle 3D construit en Skua-GoCad® : Grille géologique avec axes de pliage montrant deux anticlinaux (lignes noires, se référant aux deux structures principales du Liban d'est en ouest : Mont Anti-Liban et Mont Liban) et trois synclinaux (lignes grises, se référant d'est en ouest au bassin synclinal en Syrie, à la vallée de la Bekaa et au bassin offshore) avec une tendance NNE (lignes rouges se référant aux failles normales mésozoïques).	93
Fig. 49. Carte générale de la surface du toit Trias montrant la différence entre la surface du Trias Supérieur et la topographie actuelle.	94
Fig. 50. Carte d'épaisseur du Jurassique montrant la division du pays en deux parties de part et d'autre de la faille de Yammouneh (l'échelle colorée correspond à l'épaisseur stratigraphique présentée en mètres).	96
Fig. 51. Cartes d'épaisseur montrant la variation d'épaisseur de sédiment de part et d'autre de la faille de Yammouneh à différents âges. (A) entre 145 et 113 Ma ; (B) entre 113 et 66 Ma ; (C) entre 66 et 34 Ma ; (D) entre 34 et 05 Ma (l'échelle colorée correspond à l'épaisseur stratigraphique présentée en mètres).	97
Fig. 52. Éléments du système pétrolier (roches mères, réservoirs et joints ; d'après Ghalayini et al., 2018) incorporés dans le modèle 3D. L1 à L5 représentent cinq emplacements différents de profils utilisés pour montrer les pièges possibles onshore Liban.	99
Fig. 53. Différents pièges observés dans le domaine onshore du Liban qui peuvent être des pièges prometteurs pour l'accumulation d'hydrocarbures (voir Fig. 52 pour la localisation et la légende pour le code des éléments de système pétrolier)	100
Fig. 54. Coupes stratigraphiques détaillées de la succession carbonatée jurassique dans la région de Nahr Ibrahim.	104
Fig. 55. (A) [LPA] Alternance de la texture wackestone-grainstone (à péloïde) à litages oblique de méga-ride caractéristique du faciès LTF1. (B) [LPA] Foraminifère à enrobage micritique dans un ciment calcitique. (C) Banc carbonaté à base érosive (BE) sur banc marneux (M) et litage oblique de mégarides.	108

Fig. 56. (A) [LPA] Texture mudstone à wackestone. (B)(C) [LPA] Echinodermes (ec) et foraminifères (fo) observés dans les faciès LTF2 et LTF3. (D) [LPA] Composants bioclastiques : spicule d'éponge (sp) et dasycladale (dsy). (E) Mudstone à wackestone bioclastique mis en évidence entre deux couches minces de marnes (M) montrant des figures de charge (FC). (F) Wackestone bioclastique de faciès LTF3 au-dessous d'une couche massive de marne montrant une gouttière (G). 110

Fig. 57. (A) [LPA] Texture wackestone. (B) [LPA] Wackestone à dolomite représentatif du faciès LTF4. (C) [LPA] Echinoderme partiellement micritisé dans wackestone. (D) [LPA] Wackestone bioclastique riche en échinodermes (ec) et foraminifères (fo). (E) Wackestone montrant une structure de ride symétrique (BE ; base érosive ; RS : ride symétrique). 111

Fig. 58. (A) [LPA] Texture wackestone-grainstone (avec peu de structures énergétiques) alternant avec des grainstone typique du faciès LTF5. (B) [LPA] Grainstone bioclastique dans un ciment de blocage. (C) [LPA] Texture de grainstone de péloïdes (faciès LTF6). (D) [LPA] Grainstone représentant un dépôt wash-over à haute énergie. Tout le matériel fin a été enlevé et les grains sont dominés par des débris de squelettes. (E) Wackestone-grainstone bioclastiques riche en péloïdes montrant une structure de rides symétriques de houle surmonté par un grainstone à péloïdes montrant des structures de HCS érosives (FC : figure de charge ; M : marne ; BE : base érosive). 113

Fig. 59. (A) [LPA] Texture packstone bioclastique (LTF7) avec des échinodermes (ec) et foraminifères (fo). (B) [LPA] Wackestone-packstone bioclastique. (C) [LPA] Texture de wackestone bioclastique similaire au faciès LTF8. (D) [LPA] Texture mudstone à wackestone. (E) HCS type contenant des structures tangentielles en agrégation. (F) Wackestone bioclastique montrant une structure HCS (LTF8) surmonté par du wackestone à packstone à structure des rides symétriques similaire à celle observé dans le faciès LTF7 (FC : figure de charge ; G : gouttière). 114

Fig. 60. Modèle d'environnement de dépôt proposé pour les faciès carbonatés de la formation de Kesrouane. 115

Fig. 61. Caractérisation des micritisations et phases interstitielles. (A) [LPA] Micritisation partielle d'un oursin (flèche noire) dans un wackestone à packstone (Ab01). (B) [LPA] Grainstone à péloïdes (P) montrant le développement d'une enveloppe micritique autour d'un bioclaste (flèche noire) (Ab09). (C) [LPA] Ciment druzi mosaïque observé au sein d'un pore (Ab01). (D) [CL] Ciment fibreux observé aux bordures externes des péloïdes dans un grainstone à péloïdes (Ab06). (E)(F) Ciment « banded dogtooth » C1 et une structure géopétale à l'intérieur d'une fracture observé en LPA et sous CL (Ab10). (G)(H) Observation du ciment « banded dogtooth » C2 couvrant la périphérie interne d'une porosité liée à une fracture mince et remplie par le ciment de blocage luminescent C3 (Ch19). (I)(J) Ciment « banded dogtooth » C1; le reste de la porosité est bloqué par de ciments de blocage C4a terne observé en LPA et sous CL (N1b06). (K)(L) Grande fracture d'épaisseur 1 mm cimenté par deux types successifs de ciment de blocage, C4a terne et C4b sombre observé en LPA et sous CL (Ch06). (M) Structure géopétale au niveau d'une fracture épaisse qui enregistre la direction gravitationnelle de la roche au moment du dépôt (la partie inférieure a été remplie de sédiments) (Ch15b). 120

Fig. 62. Dolomitisation ; (A) [LPA] Observation de la différence entre D1 et D2 (NIb02) (B)(C) Dolomites D2 inclus dans un ciment calcitique observé en LPA et sous CL (Ch11b). (D)(E) Wackestone/packstone partiellement remplacée par de la dolomite euhédrique D2 observé en LPA et sous CL (Ch11a). 121

Fig. 63. Fracturation et stylolitisation ; (A) Image de fracture F1 observée dans un grainstone à péloïdes (Ab06). (B) Image de fracture F2 observée dans un packstone (Ab10). (C) Image des parois de la fracture F2 bordées de calcites de blocage terne. La taille des cristaux augmente vers le centre de la fracture comme indiqué par les flèches (Ch11b). (D) Stylolite de compression (ou tectonique) avec des pics à direction oblique qui déplace une faille observée sous macroscopie (Ab04). (E) Stylolite de compaction (BPS) d'origine sédimentaire observée sous macroscopie (Ch09). 123

Fig. 64. (A) [LPA] Dissolution (Di2) des cristaux de dolomite D1 précédant la formation de génération D2 (Ch01). (B) [CL] Corrosion (Co) des cristaux de dolomite D2 ; P : Porosité (Ch11b). (C)(D) Corrosion des cristaux de dolomite dans un wackestone partiellement dolomitisé observé en LPA et sous CL (NIb08). (E) [LPA] Grande porosité inter-cristalline (P) (Ch11b). (F) [LPA] Stylolite (flèches blanches) (NIb09). 124

Fig. 65. [LPA] Dédolomitisation (DD)/ calcitisation ; une calcite remplissant une forme losangique (flèche blanche) après dissolution d'une dolomite précédente (NIb04). 125

Fig. 66. Séquence proposée des étapes diagénétiques (événements) des carbonates jurassiques exposés dans la région de Nahr Ibrahim (Formation de Kesrouane). Les phases en rouge correspondent aux nouvelles phases observées alors celles en bleu correspondent aux phases diagenétiques en relation avec la tectonique. Voir le texte pour plus de détails (compilation des observations en pétrographiques combiné avec les travaux de Nader and Swennen, 2004a; Nader et al., 2004, 2007). 126

Fig. 67. (A) [CL] Ciment C1 bloque la porosité dans un packstone (AB10). (B) [CL] Une fracture F1 contenant de la calcite C1 coupe un stylolite BPS1 (Ab10). (C) [CL] Image de cristaux de dolomite D2 à motifs de luminescence alternés. Les zones distinctes de ciment dolomitique sont indiquées par les flèches surtout pour les cristaux qui alignent les pores (P) (NIb03). (D) [CL] Une fracture F1 est cimentée par C1 et recoupée par une stylolite de compaction ; BPS : stylolites à litage parallèle (Ab10). (E) [CL] Une fracture F1 est recoupée par une fracture mince de F2 qui est affecté par une stylolite de compression (S3) (CH08a). (F) [CL] Fracture épaisse de F2 est cimenté par le ciment de blocage C4b (Ch15b) 128

Fig. 68. Compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone enregistrées dans les échantillons des roches carbonatées de trois sections dans la Formation de Kesrouane (normalisées selon la V-PDB). La signature marine du Jurassique précoce pour la calcite est également signalée par un carré gris ; d'après Qing et al. (2001) et Jenkyns et al. (2002). Les échantillons utilisés pour l'analyse d'isotopes de strontium sont signalées par des cercles rouges. 131

Fig. 69. Valeurs isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de huit échantillons choisis, sur la base de leurs valeurs $\delta^{18}\text{O}$ (supérieures à -5‰), reportées sur la courbe « composition Sr de l'eau de mer / temps » (McArthur et al., 2012).	132
Fig. 70. (A) Trajectoires des prélèvements d'échantillons pour les sections A, B et C (F : footwall ; H : hanging wall) traversant la faille mésozoïque réactivée en strike-slip à l'affleurement de Nahr Ibrahim. (B) Ages géologiques (en rouge ; millions d'années) des strates tels que déduits de la chimio-stratigraphie utilisant les isotopes de Sr. (C) Epaisseurs verticales des sections stratigraphiques avant le basculement (de l'Oligocène à l'Actuel ; Beydoun, 1999). L'interprétation des 800m de rejet vertical est basée sur les âges absolus similaires mesurés à la base des sections A et C. (D) Position des données stratigraphiques avant le basculement (faille normale mésozoïque ; Homberg et al., 2010).	133
Fig. 71. Révision du modèle après l'ajout d'un déplacement vertical de 750 - 800 (flèches rouges) pour les failles ENE-OSO afin de mieux s'adapter à l'enregistrement sédimentaire.	134
Fig. 72. Modèle de subsidence tectonique de puit Terbol-1 ; (a) représente la courbe de subsidence tectonique (courbe verte), (b) représente la courbe de subsidence totale du socle du bassin sédimentaire (courbe bleue) et (c) représente le taux de subsidence tectonique (courbe rouge ; en m.Ma^{-1}).	138
Fig. 73. Courbes de subsidence après un backstrip (élimination de charge de sédiments et d'eau)	139
Fig. 74. Courbes de subsidence tectonique établissant la relation entre les phases tectoniques et les phénomènes diagénétiques.....	140
Fig. 75. Phénomène de trans-tension observé dans le bassin libanais permettant l'accommodation de la déformation compressive d'intensité différentes générer par la déformation de l'arc syrien.	142
Fig. 76. Direction de l'axe de propagation de la compression de l'ouest vers l'est du Néogène jusqu'à l'actuelle (zone rouge depuis 23 Ma ; zone jaune depuis 14 Ma ; zone verte depuis 6 Ma ; zone bleue depuis 3 Ma ; (-) perte de subsidence et (+) gain de subsidence).	144
Fig. 77. Séquence proposée des événements diagénétiques de la formation de Kesrouane jurassique exposés dans la région de Nahr Ibrahim en fonction du temps géologique. Les phases en rouge correspondent à des phases clés dans la détermination des âges relatifs des différentes phases. Voir le texte pour plus de détails (compilation des observations en pétrographiques combiné avec les travaux de Nader and Swennen, 2004a; Nader et al., 2004, 2007).	146

Table des tableaux

TAB. 1. Composition des principaux éléments (en% en poids) dans la formation de Kesrouane du Nahr Ibrahim (pour la localisation des échantillons voir Fig. 21 ; d'après Abdel-Rahman and Nader, 2002).	48
TAB. 2. Compilation de l'ensemble des données des puits, leur référence et les pays de localisation.....	65
TAB. 3. Compilation de l'ensemble des données (profils sismiques interprétés et coupes géologiques), leurs références et leurs types.	66
TAB. 4. Localisation des puits interprétés ; Terbol-1 est un puit réel alors que les autres sont interprétés à partir des profils sismiques et coupes géologiques disponibles dans la région.	87
TAB. 5. Profondeurs des environnements de dépôt estimées pour les coupes sédimentaires dans l'onshore et l'offshore (les valeurs positives sont sous le niveau marin)	88
TAB. 6. Valeurs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, résultats $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, calcite exprimée en pourcentage molaire (M%) CaCO_3 des échantillons de roche étudiés de la Formation de Kesrouane (Liban).	130

Table des annexes

Annexes A.....	179
Annexes B.....	213
Annexes C.....	217
Annexes D.....	223

Chapitre I. Introduction générale

1 Contexte général

Le Liban est situé à la limite des plaques africaine et arabe et il constitue le côté moyen-oriental de la mer Méditerranée. Il représente la partie centrale de la marge levantine qui s'étend de la Syrie vers le nord de Sinäi en Egypte. Le cadre structural et stratigraphique actuel du Liban est contrôlé par plusieurs structures régionales : le bassin de Palmyre à l'est, le mont Ératosthène et le bassin du Levant à l'ouest, la crête de Lattaquié au nord et la plaque africaine au sud (**Fig. 1**). Il est affecté à son centre par la ceinture de plis de l'arc syrien et le système de faille du Levant.

Le développement du bassin du Levant et de sa marge est lié à l'histoire de l'océan Téthys et à la fragmentation de la marge nord du Gondwana du Trias au Jurassique moyen (Gardosh et al., 2010). Une histoire similaire est observée pour le bassin de Palmyre à l'est du Liban (Chaimov et al., 1992; Brew et al., 2001b). Le bassin du Levant est limité à son nord par la dorsale de Latakia qui s'est développée suite à la subduction de la plaque africaine sous la marge sud de l'Eurasie pendant le Maastrichtien (Stampfli and Hochard, 2009; Frizon de Lamotte et al., 2011) et dont l'activité de plissement a repris du Miocène moyen au Miocène supérieur (Robertson et al., 1996; Hall et al., 2005).

Le rifting dans la mer Rouge provoque la suture et la collision le long du système de failles du Levant (LFS) sur 1000 km (Ghalayini et al., 2014). Au Liban, plusieurs failles constituent la partie centrale de la LFS orientée NNE-SSO de 160 km de long (Daëron et al., 2004), essentiellement la faille de Yammouneh (YF) et la faille de Serghaya (SF). La faille de Yammouneh a contrôlé la structuration du bassin depuis le Miocène en tant que faille de glissement, tandis que les failles latérales d'orientation ENE-OSO à E-O ont contrôlé la stratigraphie à l'échelle locale (Homberg et al., 2009). Connues sous le nom de structures mésozoïques, ces failles ont été réactivées en même temps que la rotation des blocs causée par l'activité de faille senestre le long du LFS (Ron et al., 1984). Ces structures ont contribué depuis le Mésozoïque, en tant que failles normales, à un important rejet vertical peu considéré dans la littérature. Dans ce travail, ces failles ENE-OSO seront référées au système de failles de Mont-Liban (SFML).

Aujourd'hui, le bassin du Levant et ses marges sont considérés comme la province frontalière des gisements d'hydrocarbures, où d'importantes découvertes de gaz naturel ont eu lieu récemment. Les cibles potentielles du bassin du Levant sont situées en eau profonde (2 000 mètres sous le niveau de la mer), ce qui signifie que l'exploration est coûteuse. Cependant, une série de puits d'exploration au large d'Israël et de Chypre ont permis la découverte de nouvelles ressources de gaz dépassant 40 Tcf dans plusieurs champs (au large de Chypre : Aphrodite-A et Leviathan ; au large d'Israël : Tamar, Dalit et au nord d'Egypte : Zohr). Ces découvertes confirment la présence d'accumulations de gaz dans les grès d'Oligo-Miocène et du Pliocène. Ces découvertes ont remis sur le devant de la scène l'importance de la recherche et l'exploration pétrolière sur l'onshore qui a commencé en 1947 par le premier essai exploratoire (puits Terbol-1 marge nord-ouest du pays) et c'est terminé par le dernier forage en 1967 (puits Aabrine-1 marge nord-ouest du pays). En total, sept puits ont été forés dans plusieurs régions (sur la côte et à l'intérieur du pays). Ces puits n'ont pas permis la découverte de gisements de pétrole mais des indications de la présence d'hydrocarbure ont été observés au niveau de plusieurs puits et en surface. Ces forages étaient accompagnés par des levés magnétiques, gravimétriques, électriques et sismiques dans les années 1950-1960 afin de déterminer des structures prometteuses.

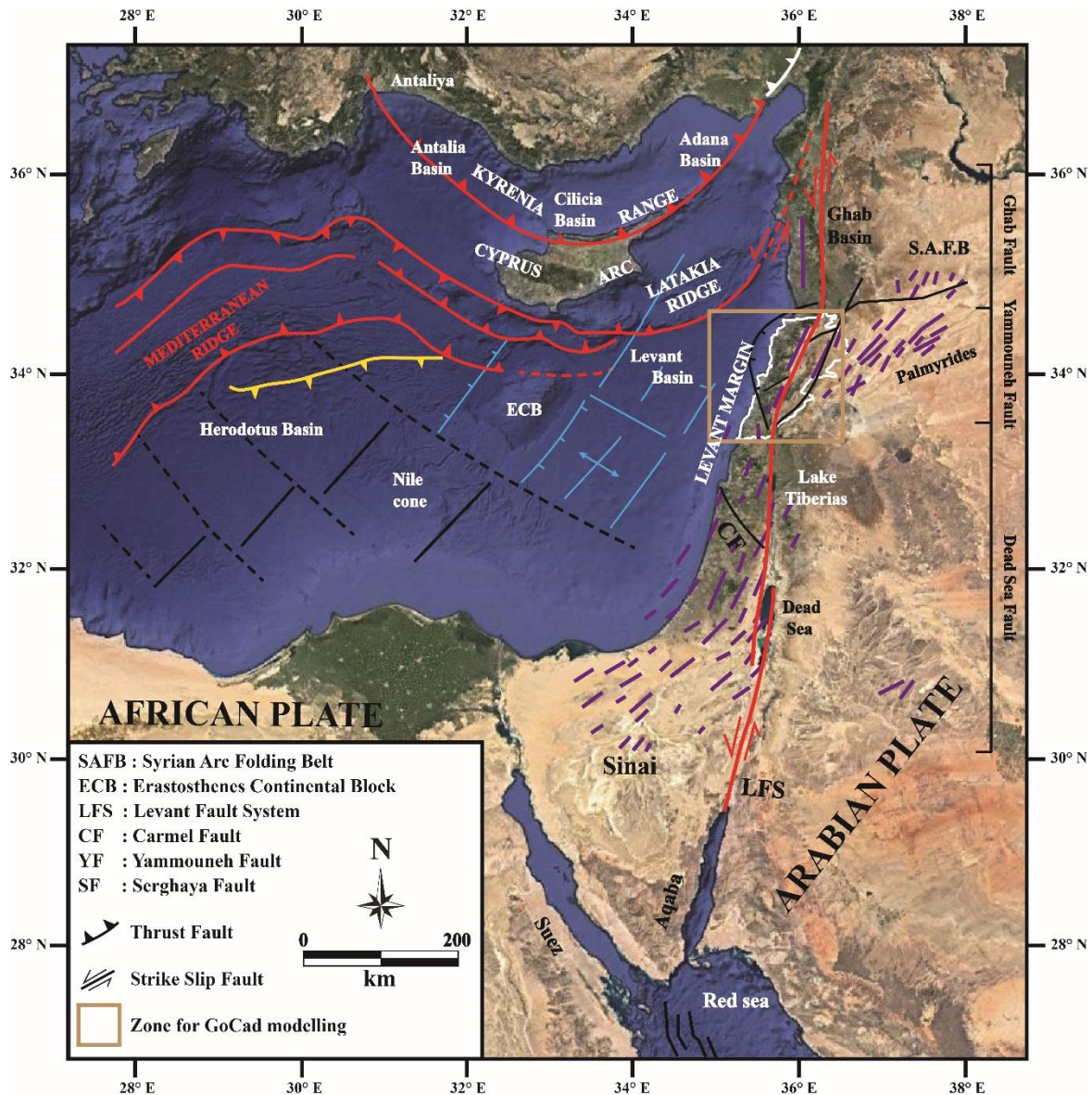


Fig. 1. Vue structurale de la région de la Méditerranée orientale

Afin d'accomplir ce travail, il faut comprendre la stratigraphie libanaise et surtout les roches-mères possibles qui peuvent avoir atténué la fenêtre thermique permettant la maturation des hydrocarbures. Dans l'onshore ces roches sont celles jurassiques et pré-jurassiques (Bou Daher et al., 2016) qui sont mal connues à l'absence des structures pré-jurassiques à l'affleurement et la manque d'accessibilité pour étudier la totalité de la stratigraphie jurassique.

2 Objectifs de la recherche

En tenant compte du contexte actuel, cette thèse tente de donner des réponses à plusieurs questions en atteignant les objectifs suivants :

- Faire la synthèse des données de géologie structurale conduisant à une compréhension globale des différentes phases géodynamiques et tectoniques dans l'enregistrement sédimentaire onshore libanais.

- Intégrer l'ensemble des données collectées afin de réaliser une modélisation géologique 3D de l'onshore libanais. Ceci afin de comprendre le rôle du système tectonique sur l'enregistrement stratigraphique et la possibilité d'extension des structures pré-jurassiques à l'affleurement.
- Réviser l'âge des structures les plus anciennes et déterminer la possibilité de trouver des séquences triasiques à l'affleurement. Ceci en étudiant la stratigraphie de la séquence carbonatée de la vallée de Nahr Ibrahim et de déterminer son âge absolu.
- Comprendre le système structural affectant le côté ouest du Mont Liban en étudiant l'importance jouée par le système de failles de Mont-Liban sur la structuration des séquences jurassiques.
- Etudier des courbes de subsidence du bassin sédimentaire libanais pour comprendre mieux les différents événements tectoniques et leurs effets sur la structuration du pays.
- Etudier les conséquences sur l'évaluation des pièges d'hydrocarbures possibles.

3 Organisation du mémoire

Ce manuscrit de thèse est organisé en sept chapitres. Le **Chapitre 1, Introduction**, présente une introduction générale ainsi que les objectifs. Le **Chapitre 2, Contexte géologique**, présente l'état de l'art dans la compréhension du cadre géologique régional, l'aspect structural et l'évolution tectonique de la région levantine y compris le bassin sédimentaire libanais. Le **Chapitre 3, Méthodologie**, résume l'ensemble des méthodes et techniques utilisées. Il implique la stratégie d'échantillonnage, la pétrographie et la géochimie des carbonates de la vallée de Nahr Ibrahim ainsi qu'une description des outils numériques utilisés (GoCad® et PetroMod®). Le **Chapitre 4, Synthèse géologique et modélisation 3D pour une compréhension géodynamique régionale**, présente l'assemblage et l'homogénéisation des données géologiques pour la construction d'un modèle géologique 3D interpolé du Liban. Ce modèle géologique permet de mieux connaître la géométrie (caractérisation des périodes d'érosion) des formations ainsi que le contrôle tectonique sur celles-ci (régional et local) tout au long de l'histoire du bassin. Le **Chapitre 5, Etude du fonctionnement d'une faille dans la région de Nahr Ibrahim par une approche sédimentaire - stratigraphique, diagénétique et géochimique**, s'intéresse plus spécifiquement à la faille qui recoupe la vallée de Nahr Ibrahim. Une étude sédimentaire et diagénétique a été réalisée dans la formation jurassique de Kesrouane. Elle a permis de choisir des échantillons pour une étude chimio-stratigraphique visant à déterminer leurs âges absolus. Cette information permet de proposer une valeur de rejet total pour la faille de Chouane. Le **Chapitre 6, Etude de subsidence tectonique du bassin libanais**, se concentre sur l'interprétation des courbes de subsidence des puits répartis dans le domaine d'étude du modèle 3D. Elle dessine l'histoire tectonique du pays et l'ensemble des événements permettant le gain/la perte de subsidence dans le bassin libanais. Le **Chapitre 7, Conclusion et perspective**, expose les résultats marquants de la thèse apportant une nouvelle compréhension du bassin onshore Liban à diverses échelles : des coupes géologiques compilées par la modélisation 3D à l'analyse de la subsidence ainsi qu'à l'étude d'un système de failles de Mont-Liban celle de Chouane. Enfin, des remarques finales et des perspectives pour des études futures sont proposées.

Chapitre II. Contexte géologique

1 Introduction

Ce chapitre est dédié à la présentation des formations jurassiques (et/ou triasiques ?) du bassin libanais dans leur contexte géologique grâce à un état des lieux des connaissances acquis sur ces formations stratigraphiques et leur secteur d'études. Une synthèse bibliographique portant sur l'évolution tectonique et la paléogéographie de la région est-méditerranéenne permettra de contraindre le cadre géologique global. Ce chapitre permet aussi de replacer les formations jurassiques (et/ou triasiques ?) dans leurs contextes stratigraphiques et sédimentologiques.

2 Evolution paléogéographique et structurale de la région du Levant

La marge levantine, dans la Méditerranée orientale, est localisée aux intersections de trois unités lithosphériques : les plaques africaine, arabe et eurasienne qui forment les limites de cette région (Walley, 1998).

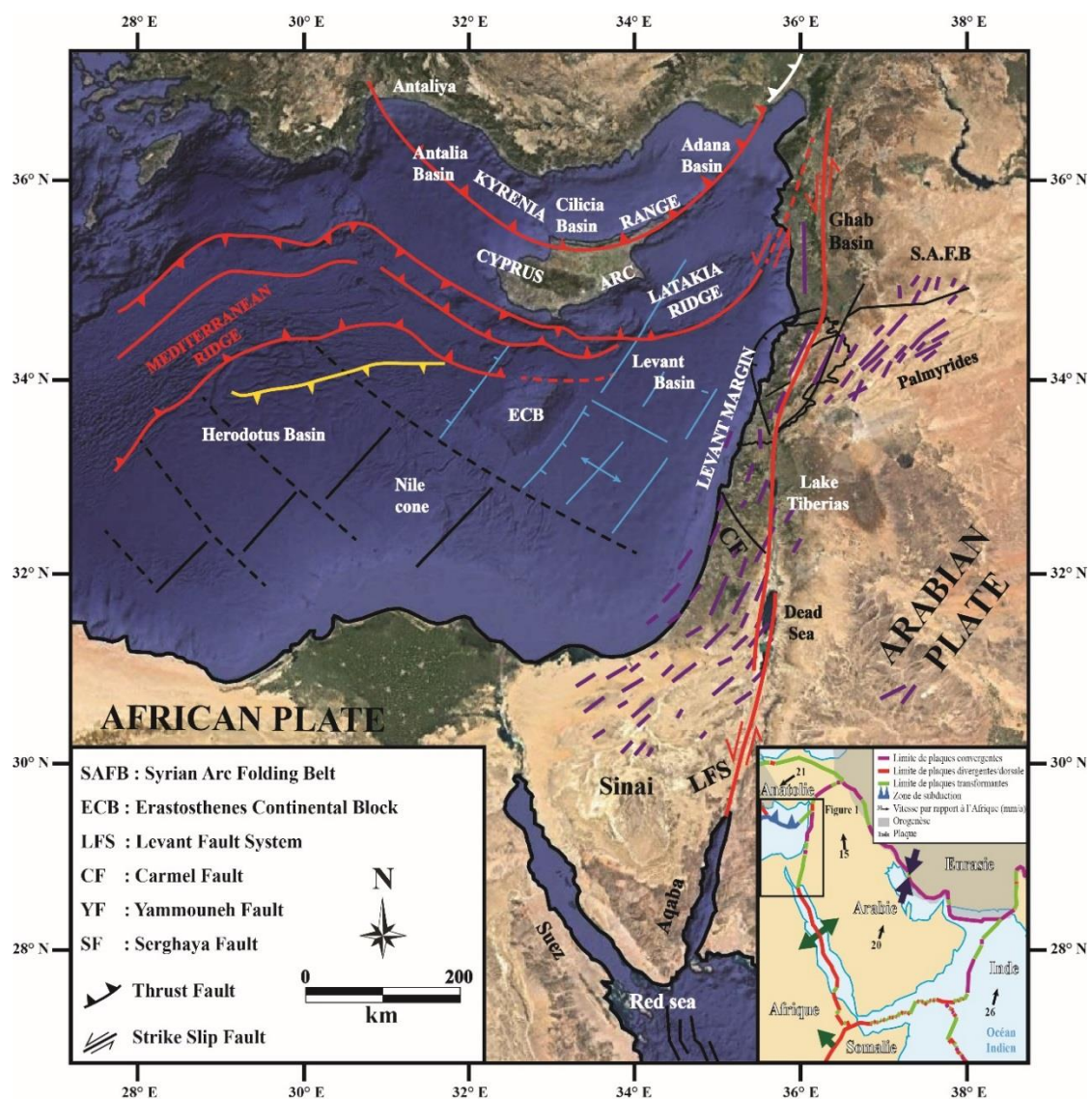


Fig. 2. Caractéristiques régionales et paléogéographies de la marge-sud téthysienne montrant une vue structurale de la région de la Méditerranée orientale et de la Mer Rouge. La carte présente les principaux éléments tectoniques de la région de la Méditerranée orientale. Le bassin du Levant est situé sur le bord Nord-Est de la plaque africaine.

La région du Levant se situe à la marge Nord-Ouest actuelle du plateau arabe et à la marge Nord de l'Afrique. Elle a été témoin de plusieurs événements tectoniques provoqués par l'interaction entre les plaques eurasiennne et africaine (**Fig. 2**).

Le bassin du Levant est un bassin d'âge Paléozoïque tardif / Mésozoïque précoce. Il est encadré par plusieurs éléments tectoniques bien connus: à l'ouest le bloque continental d'Eratosthène (BCE) et le bassin d'Hérodote, au sud le delta et le cône du Nil, à l'est la marge du Levant (Syrie, Liban et Israël) représentée par la faille chevauchante (Système de Faille du Levant « LFS ») et au nord l'arc de Chypre et crête de Latakiah (**Fig. 2** ; Fürstenau et al., 2013; Marlow, 2014).

2.1 Précambrien et Paléozoïque

Plusieurs stades d'ouvertures de bassins d'arrière-arc ont été à l'origine de la naissance de l'océan Rhéique (à l'époque néo-protérozoïque) et de l'océan Paléo-Téthys (paléozoïque précoce) (Stampfli, 1978; Boulin, 1988; Stampfli and Borel, 2002; Zanchi et al., 2009; Moghadam et al., 2015). Ces deux océans ont séparé les deux supercontinents Gondwana et Euraméricain (Dèzes, 1999).

La période pré-Permienne est connue par une période de quiescence tectonique. A ce stade aucune relation n'a existé entre les terres bordant la Méditerranée orientale et le bassin lui-même (Garfunkel, 1998).

Le supercontinent Pangée est le résultat de la collision, commençant de la région ouest, de ces deux supercontinents depuis près de 300 Ma (**Fig. 3**). Cette collision et l'assemblage de la Pangée ont été à l'origine de la fermeture de l'océan Rhéique (Golonka, 2007; Nance et al., 2012). A ce niveau, l'océan Paléo-Téthys a représenté la marge orientale de la Pangée.

Une rupture continentale, un rifting et une dérivation de divers blocs micros-continentaux ont accompagné la division de la Pangée en deux supercontinents Gondwana et Laurasia (dont Laurussia y fait partie) à la fin du Paléozoïque (Dietz and Holden, 1970; Şengör and Yilmaz, 1981; Robertson and Dixon, 1984; Garfunkel, 1998; Robertson, 1998, 2007; Gardosh et al., 2010). La Paléo-Téthys avait une orientation E-O à ce stade (au fin Paléozoïque ; **Fig. 4**) (Ricou, 1994).

Le Paléozoïque tardif - Mésozoïque précoce a été témoin d'une reconfiguration majeure de la tectonique des plaques ainsi que des changements des conditions tectoniques et paléogéographiques au niveau du domaine téthysien. Ces conditions ont provoqué la fragmentation de la Pangée ainsi que le changement des mouvements des principales plaques lithosphériques. Ces événements ont été à l'origine de formation de nouvelles marges continentales (Smith, 1971; Dewey et al., 1973; Bernoulli, 1980; Garfunkel and Derin, 1984) ainsi de l'apparition des certaines structures et la fermeture d'autres (Muttoni et al., 2009).

La marge Nord-Est du Gondwana a expérimenté l'ouverture de l'océan Néo-Téthys au cours du Permien (**Fig. 4**) qui s'est étendue vers l'ouest jusqu'au nord-ouest de l'Arabie. L'ouverture transgressive de l'océan Néo-Téthys a séparé le continent Cimmérien du Gondwana par étalement océanique en affectant la Paléo-Téthys (Dèzes, 1999; Stampfli et al., 2001; Gardosh et al., 2008b) qui subit une subduction éventuellement interdépendante et simultanée le long de la marge-sud de l'Eurasie (Stöcklin, 1974; Muttoni et al., 2009; Berra et al., 2014).

L'histoire de la région Méditerranée orientale est plus connue par le rift Permo-Triasique de la Téthys (Fig. 4) (Robertson, 2007; Gardosh et al., 2010), affectée par une extension due à la fragmentation du Nord du Gondwana suivant plusieurs épisodes de rifting et d'effondrements gravitaires. Cette extension a entraîné la formation des marges extensionnelles et de plusieurs bassins marins (Garfunkel and Derin, 1984; Gardosh et al., 2010; Frizon de Lamotte et al., 2011) parmi eux, le bassin du Levant, à l'ouest du Liban (dans l'offshore) (Monod et al., 1974; Bein and Gvirtzman, 1977; Biju-Duval and Dercourt, 1980; Garfunkel and Derin, 1984; Robertson, 1998) et le bassin de Palmyre au Nord-Est du Liban (dans l'onshore) (Garfunkel, 1989; Walley, 1998; Brew et al., 2001b; Gardosh et al., 2008b; Nader, 2011, 2014; Fürstenau et al., 2013; Montadert et al., 2014).

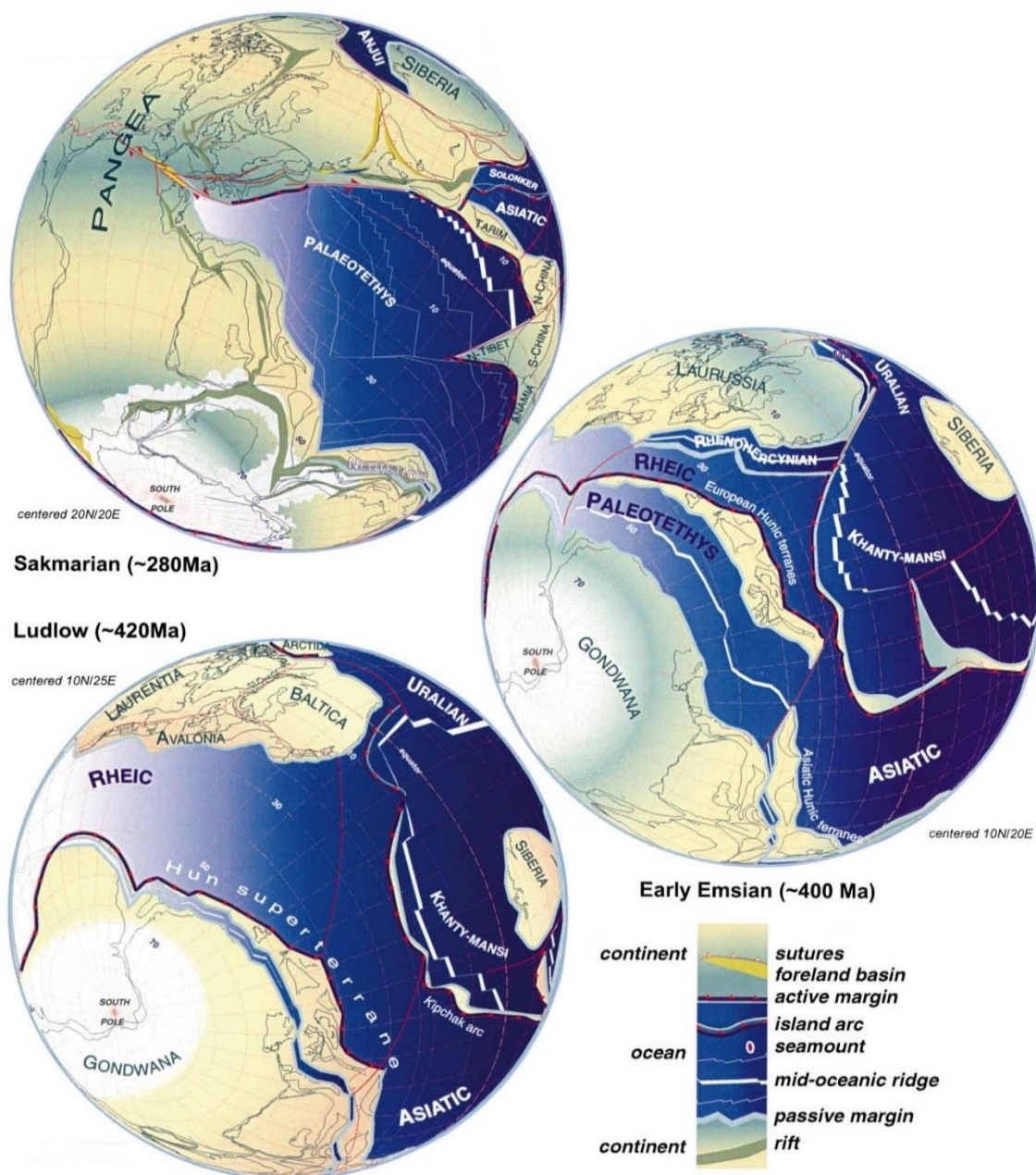


Fig. 3. Illustration des événements tectoniques et évolution de la terre entre Silurien tardif et Permien précoce dans une projection orthographique avec l'Europe fixée dans sa position actuelle (d'après Stampfli and Borel, 2002).

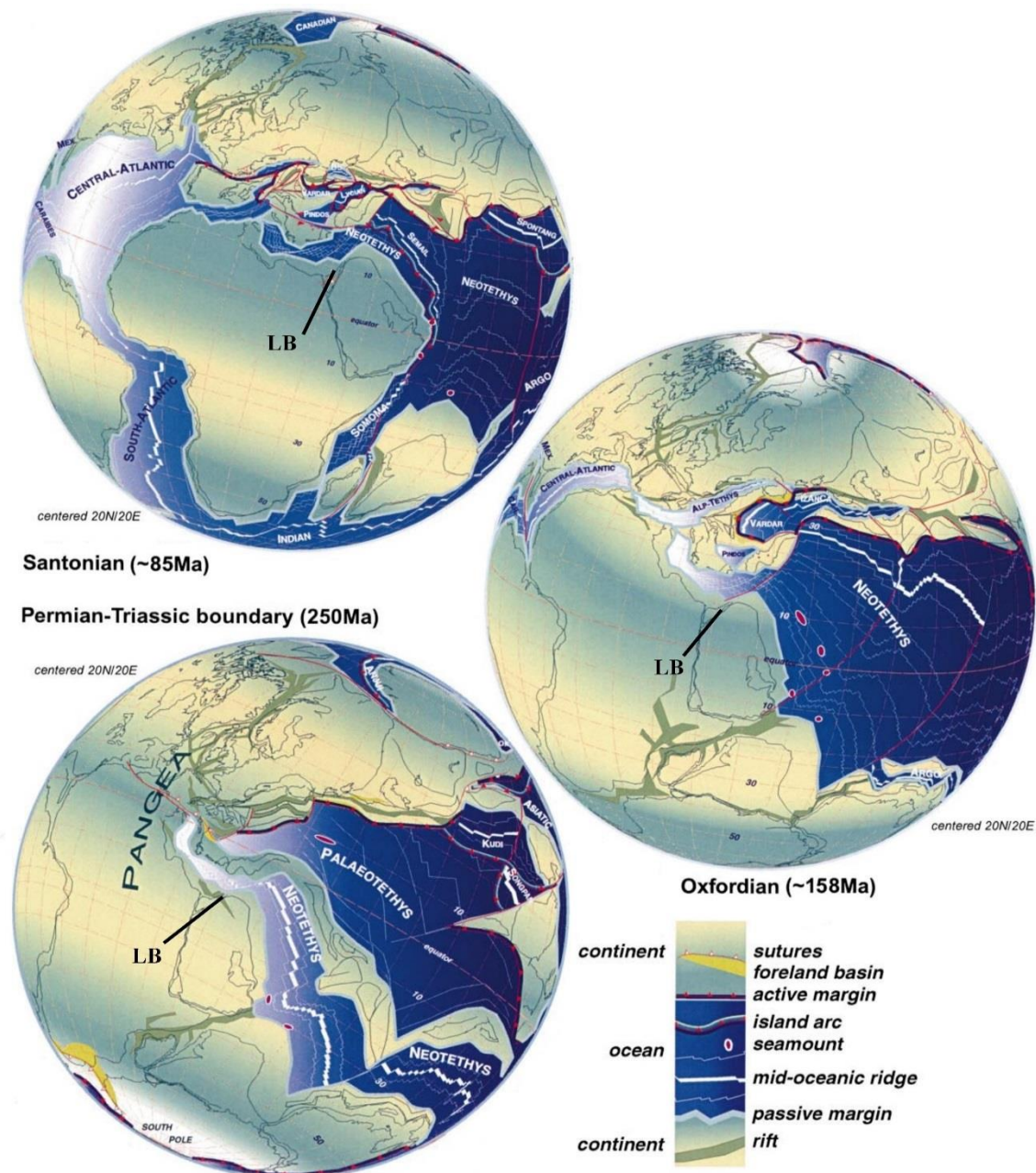


Fig. 4. Illustration des événements tectoniques et évolution de la terre entre Permien tardif et Crétacé tardif dans une projection orthographique avec l'Europe fixée dans sa position actuelle (d'après Stampfli and Borel, 2002). LB= Bassin libanais.

2.2 Mésozoïque

Les informations directes sur le bassin Méditerranéen oriental sont faibles, limitées et presque absentes, mais l'origine et l'histoire de ce bassin se repose sur la combinaison complémentaire des sources d'information différentes. L'étude des failles et des structures de graben orientées NE-SO dans l'onshore (Syrie : bassin de Palmyre, Israël : Graben du Judée et bassin d'Asher) et dans l'offshore (Eratosthène et bassin du Pleshet au large d'Israël), ainsi que la géologie de ses marges passives et le cadre régional de l'évolution de la Téthys, contraignent la formation et l'histoire du bassin (Garfunkel and Derin, 1984; Garfunkel, 1998).

Trois phases tectoniques principales ont permis la formation du bassin du Levant et ses environs par pulsation et accentuation du rifting de Téthys sur une période de 120 My (Garfunkel and Derin, 1984; Garfunkel, 1998; Gardosh et al., 2010) avec une direction d'extension générale NO-SE et NNO-SSE (Brew et al., 2001b; Gardosh et al., 2010; Hawie et al., 2013).

Partant des observations géologiques de toute la région de la Méditerranée orientale (Sawaf et al., 2001; Gardosh et al., 2010; Yousef et al., 2010; Inati et al., 2018), les événements de rifting peuvent s'étaler sur trois périodes principales subdivisées chacune en plusieurs étapes (ex. Garfunkel, 1998; Walley, 1998; Gardosh et al., 2008b; Nader, 2011; Fürstenau et al., 2013) :

- a- La première phase du rift est produite entre Permien tardif et Trias précoce (**Fig. 5a**). La combinaison des sources d'information montre que la séparation du Gondwana et la formation de l'océan Néo-Téthys sont le résultat de ce rifting (**Fig. 4** ; Sawaf et al., 2001; Gardosh et al., 2008a, 2008b, 2010; Moustafa, 2010; Yousef et al., 2010; Hawie et al., 2014). Ce rifting a affecté la Méditerranée orientale et ses marges passives avant la désintégration complète de Pangée (Garfunkel and Derin, 1984).
- b- La deuxième impulsion de rifting prend lieu au Trias moyen après une période de quiescence (Sawaf et al., 2001; Gardosh et al., 2010; Yousef et al., 2010; Hawie et al., 2013) et elle s'est intensifiée à la fin de cette période (Garfunkel, 1998; Robertson, 1998, 2007; Gardosh et al., 2010; Hawie et al., 2014).
- c- La troisième et dernière impulsion majeure de rifting a eu lieu au Trias Supérieur - Jurassique Inférieur. Cette phase implique l'expansion des fonds océaniques simultanément avec la mise en place de roches volcaniques et le dépôt de pyroclastites le long de la marge du bassin du Levant (ex. : bassin d'Asher en Israël) (Druckman, 1977; Garfunkel and Derin, 1984; Garfunkel, 1989; Kohn et al., 1993; Hirsch et al., 1998; Walley, 1998; Hawie et al., 2013). Cette impulsion a conduit à une subsidence prononcée dans le bassin du Levant (**Fig. 6a**) (Alsharhan and Salah, 1996; Hawie et al., 2014) au Jurassique Inférieur (Garfunkel and Derin, 1984). Les données locales démontrent la délimitation du bassin du Levant et ses marges avant le Jurassique Supérieur.

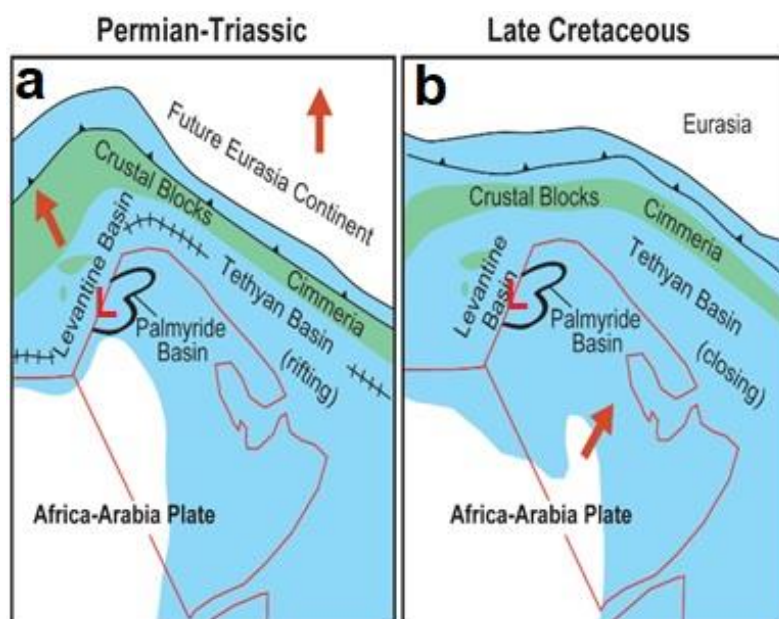


Fig. 5. Reconstruction paléogéographique montre la position relative du bassin du Levant par rapport à la plaque arabe et la marge téthysienne durant l'ouverture et la fermeture de l'Océan Téthysien (le bleu indique la zone sous-marine estimée le long de la marge sud et « L » indique la position du Liban) (modifié d'après Marlow, 2014).

Durant la période qui se prolonge entre le Permien et la fin du Jurassique, les relations entre les continents bordant la Méditerranée orientale et le bassin océanique sont passés par deux phases successives :

- 1- **Permien à Jurassique Moyen** : une période de transition tectonique d'environ 100 My (Garfunkel, 1998) est liée à la décomposition du Gondwana, la séparation de ses fragments et la formation de l'océan Néo-Téthys (Freund et al., 1975; Garfunkel and Derin, 1984; Gardosh and Druckman, 2006). Cette période a entraîné la rupture de blocs continentaux de la plaque Afrique-Arabe (le mont Eratosthène et la Chypre moderne ; **Fig. 2**) (Robertson, 1998; Marlow, 2014) et a été responsable du rifting dans la région du Levant et de la formation du bassin de Palmyre (**Fig. 5a**; (Walley, 1998; Mouty, 2000; Sawaf et al., 2001; Nader and Swennen, 2004b). Durant sa phase de rifting, le bassin du Levant s'est limité aux phénomènes structuraux (tectoniques) et semble avoir été en grande partie préservé de tout volcanisme (Walley, 1998). Durant les premiers stades de formation de bassin du Levant, une relation entre le bassin et ses marges est apparue. Quatre impulsions d'extension sont postulées : (1) au Paléozoïque tardif (2) au Trias moyen (3) au Trias tardif et (4) au Jurassique précoce (Boulin, 1988; Gardosh et al., 2008b; Zanchi et al., 2009; Moghadam et al., 2015). Des systèmes de graben et de horst d'orientation NE-SO se sont formés avec, dans les parties profondes du bassin du Levant (d'est en ouest), les anticlinaux Yam, Jonah, Léviathan et Eratosthène, et dans l'onshore au Nord du Sinaï, les grabens du Judée et d'Asher. L'activité magmatique et les failles normales de plusieurs kilomètres sont des témoins de ces impulsions. Aucune indication d'étalement du fond marin ni de mise en place d'une nouvelle croûte océanique n'est trouvée malgré quelques évidences d'intrusion magmatique et d'étirement de la croûte (Gardosh and Druckman, 2006; Gardosh et al., 2008b). Pendant le Trias, l'océan Paléo-Téthys a subi sa fermeture au sud de l'Eurasie (Boulin, 1988; Zanchi et al., 2009; Moghadam et al., 2015).

Un environnement marin peu profond est supposé d'être régner dans le bassin alors la marge est caractérisée par des milieux fluvio-deltaïques à marins peu profonds (Collin et al., 2010; Gardosh et al., 2010; Hawie et al., 2013; Inati et al., 2018). A la fin de cette période, l'activité magmatique et l'activité des failles normales cessent pour laisser place à l'installation d'une véritable marge passive. Les marges du bassin méditerranéen oriental et la partie profonde du bassin voisin sont ainsi bien définies (Garfunkel, 1998).

- 2- **Jurassique Supérieur au Crétacé** : c'est la phase de post-rift (Walley, 1998; Brew et al., 2001b; Gardosh et al., 2008b; Nader, 2011; Fürstenau et al., 2013) et elle est caractérisée par la formation progressive d'un profil de marge passive (Cohen, 1976; Gardosh, 2002; Roberts and Peace, 2007; Hawie et al., 2013, 2017; Inati et al., 2018). Cette phase est associée à la relaxation thermique de la lithosphère et à la subsidence thermique associée (Hawie et al., 2014; Bou Daher et al., 2015) probablement plus intenses dans le bassin (développant un bassin marin profond) que sur la marge orientale (formant un plateau marin peu profond) (Bein and Gvirtzman, 1977; Garfunkel, 1998; Gardosh et al., 2008b). A la fin du Jurassique moyen, la marge du bassin et la partie profonde à proximité du bassin avaient été délimitées et le dépôt de carbonates marins et de siliciclastiques en eau profonde est poursuivi (Cohen, 1976; Martin, 2001; Brew et al., 2001b; Gardosh, 2002; Roberts and Peace, 2007).

Au Crétacé Inferieur, la phase principale de séparation de Gondwana-Eurasie a eu lieu, de manière que la croissance du bassin de la Méditerranée orientale n'était plus limitée. Ainsi, le bassin semble s'être considérablement étendu au cours de cette période, vraisemblablement le long de la dorsale Néo-Téthys (**Fig. 4**). A ce stade, un

soulèvement majeur a entraîné des dépôts siliciclastiques le long de la plaque afro-arabique (Brew et al., 2001b; Ziegler, 2001).

L'interprétation des données provenant des puits terrestres en Syrie et en Israël montre la présence d'une séquence évaporitique triasique. Cette séquence est interprétée par un environnement de dépôt restreint qui est développé le long de la côte orientale de la Méditerranée (Druckman, 1974; Brew et al., 2001b; Hawie et al., 2013).

Les onlaps marins, les surfaces de discordance, l'empilement de plates-formes carbonatées sur la marge du bassin et les dépôts transportés en masse dans le bassin reflètent des cycles récurrents de transgression et de régression marines associés aux variations relatives du niveau marin (Akiva et al., 1986; Gardosh, 2002; Gardosh et al., 2008b).

Le bassin du Levant s'est donc développé à la suite du rifting du Trias au Jurassique moyen. Ce rifting est suivi par une subsidence durant le Jurassique Supérieur jusqu'au Crétacé Inférieur (Gardosh et al., 2010; Bou Daher et al., 2014). Les marges et la partie profonde à proximité du bassin du Levant se structurent à partir de la fin du Jurassique Moyen. Le bassin de Palmyre subit une subsidence dès le Permien Supérieur avant d'être interrompu au Crétacé Supérieur par le début de la déformation de l'arc Syrien marquée par un raccourcissement crustal et une inversion tectonique (Ponikarov and Galaktionov, 1966; Chaimov et al., 1992; Bou Daher et al., 2015).

2.3 Crétacé Supérieur - Cénozoïque

Ainsi, à la suite du rifting, les paramètres tectoniques évoluent vers une phase de post-rift avec une subsidence thermique pendant le Crétacé. A l'Aptien, le bassin du Levant peut être considéré comme complètement façonné (Garfunkel, 1998).

La phase d'inversion (convergence) a débuté au Crétacé Supérieur et se poursuivre jusqu'à aujourd'hui. Cette phase coïncide avec l'ouverture et la fermeture de la mer Néo-Téthys qui subit une subduction (Dèzes, 1999) et une obduction au Crétacé Supérieur (Stampfli and Hochard, 2009; Frizon de Lamotte et al., 2011; Ghalayini et al., 2014). De même, elle coïncide avec la collision entre la plaque afro-arabique et la plaque eurasiennne (**Fig. 5b** et **Fig. 6b**; Garfunkel, 1998, 2004; Robertson, 1998; Walley, 1998; Martin, 2001; Stampfli, 2001; Gardosh et al., 2008b; Fürstenau et al., 2013; Marlow, 2014; Hawie et al., 2014; Bou Daher et al., 2015).

Cette collision a provoqué une transition d'un régime à prédominance d'extension à un régime de compression (Guiraud and Bosworth, 1997; Agard et al., 2007; Inati et al., 2016) qui a persisté jusqu'à la fin du Miocène (Nader, 2011; Hawie et al., 2014). Cette convergence se manifeste dans la région du Levant par le dépôt d'une série sédimentaire cénozoïque puissante (Nader, 2011; Hawie et al., 2014; Bou Daher et al., 2015), ainsi que par la mise en place et la déformation contractive à grande échelle de la ceinture de plis de l'arc Syrien (Krenkel, 1924; Picard, 1959; Neev and Ben-Avraham, 1977; Moustafa, 1989; Eyal, 1996; Buchbinder and Zilberman, 1997; Garfunkel, 1998; Walley, 1998; Gardosh et al., 2008b; Yousef et al., 2010; Bou Daher et al., 2016).

Deux phases principales de plissements (déformation) de l'arc Syrien sont suggérées par Walley (2001) au Crétacé Supérieur (phase I) et à l'Eocène (phase II).

La première phase se caractérise par l'inversion des failles normales du Mésozoïque Inférieur (structures extensionnelles mésozoïques dans le bassin de Palmyre (Ponikarov and

Galaktionov, 1966; Chaimov et al., 1992; Robertson, 1998; Walley, 1998; Bou Daher et al., 2016). Cette inversion est accompagnée par un développement de plis asymétriques de forte amplitude, principalement situés près de la marge-est du Levant et dans l'onshore (Dubertret, 1975; Robertson, 1998; Walley, 2001; Hawie et al., 2013).

La deuxième phase se caractérise par la formation de plis de faible amplitude dans tout le bassin par le soulèvement et l'inclinaison de blocs marginaux dans la partie orientale du bassin et plus à l'intérieur de l'onshore (Garfunkel, 1998; Gardosh et al., 2008b; Hawie et al., 2014).

Au début de l'Oligocène, la chute de niveau de la mer provoque une subsidence permettant le dépôt d'une énorme quantité de sédiments de cet âge dans le bassin du Levant alors que les marges sont restées intactes (Inati et al., 2016).

La formation de nombreux plis d'axes NE-SO, dans l'onshore et l'offshore, est le résultat du début de collision et de suture entre la plaque afro-arabique et l'Eurasie de l'Oligocène jusqu'au Miocène Inférieur (Dewey et al., 1973; Şengör and Yilmaz, 1981; Beydoun, 1993; Allen et al., 2004; Frizon de Lamotte et al., 2011; Ghalayini et al., 2014).

Ce changement relatif du régime régional de contraintes dans la Méditerranée orientale a conduit au développement du delta du Nil et des systèmes de ventilation associés. Ce changement a provoqué l'entrée de grands volumes de sédiments dans le bassin du Levant grâce aux canyons le long de la paléo-côte du Levant probablement incisés pendant l'Eocène (Skipple et al., 2012).

La séparation de deux plaques arabique et africaine est affectée par l'initiation du rift de la Mer Rouge à l'Oligocène tardif qui, elle-même, est étroitement liée au panache mantellique d'Afar en Éthiopie et au Yémen (White and McKenzie, 1989; Schilling et al., 1992; Baker et al., 1996; Hofmann et al., 1997; Zeyen et al., 1997; George et al., 1998; Bosworth et al., 2005; Beccaluva et al., 2009; Segev and Rybakov, 2010; Hawie et al., 2014). Cette séparation conduit à la propagation d'une série de failles décrochantes (trois failles principales) vers le nord formant le système de faille du Levant (LFS) (**Fig. 2** et **Fig. 6c**; Bou Daher et al., 2014). Ce système de failles s'étend du golfe d'Aqaba (faille de la Mer Morte) passant par le Liban (faille de Yammouneh) aux monts Taurus à Turquie (faille de Ghab) (Walley, 1998; Skipple et al., 2012). Cette séparation a souligné le dernier événement de l'histoire tectonique de la région du Levant par une phase tectonique transpressive (Beydoun, 1999; Bou Daher et al., 2015).

Cette importante transpression, qui a affecté la marge du Levant, a entraîné l'élévation majeure des chaînes de montagnes libanaises ainsi que l'approfondissement du bassin du Levant offshore (Hawie et al., 2013; Inati et al., 2018).

Malgré les grandes modifications que le bassin méditerranéen oriental a subi, ce dernier a conservé sa continuité avec ses marges continentales et il a préservé largement sa configuration originale (Garfunkel, 1998). La fermeture de l'océan Néo-Téthys au Cénozoïque a consommé certains des bassins sédimentaires, mais la marge continentale et le bassin du Levant ont préservé leur structure téthysienne en restant relativement intacts (Garfunkel, 1998; Gardosh and Druckman, 2006; Gardosh et al., 2010). Ces structures sont reconnues dans l'ensemble de l'onshore du bassin du Levant, de la région de Palmyre au centre de la Syrie vers le désert occidental égyptien (**Fig. 2**) (Freund et al., 1975; Druckman, 1984; Garfunkel and Derin, 1984; Druckman et al., 1995; Garfunkel, 1998; Sawaf et al., 2001; Brew et al., 2001b; Gardosh et al., 2010).

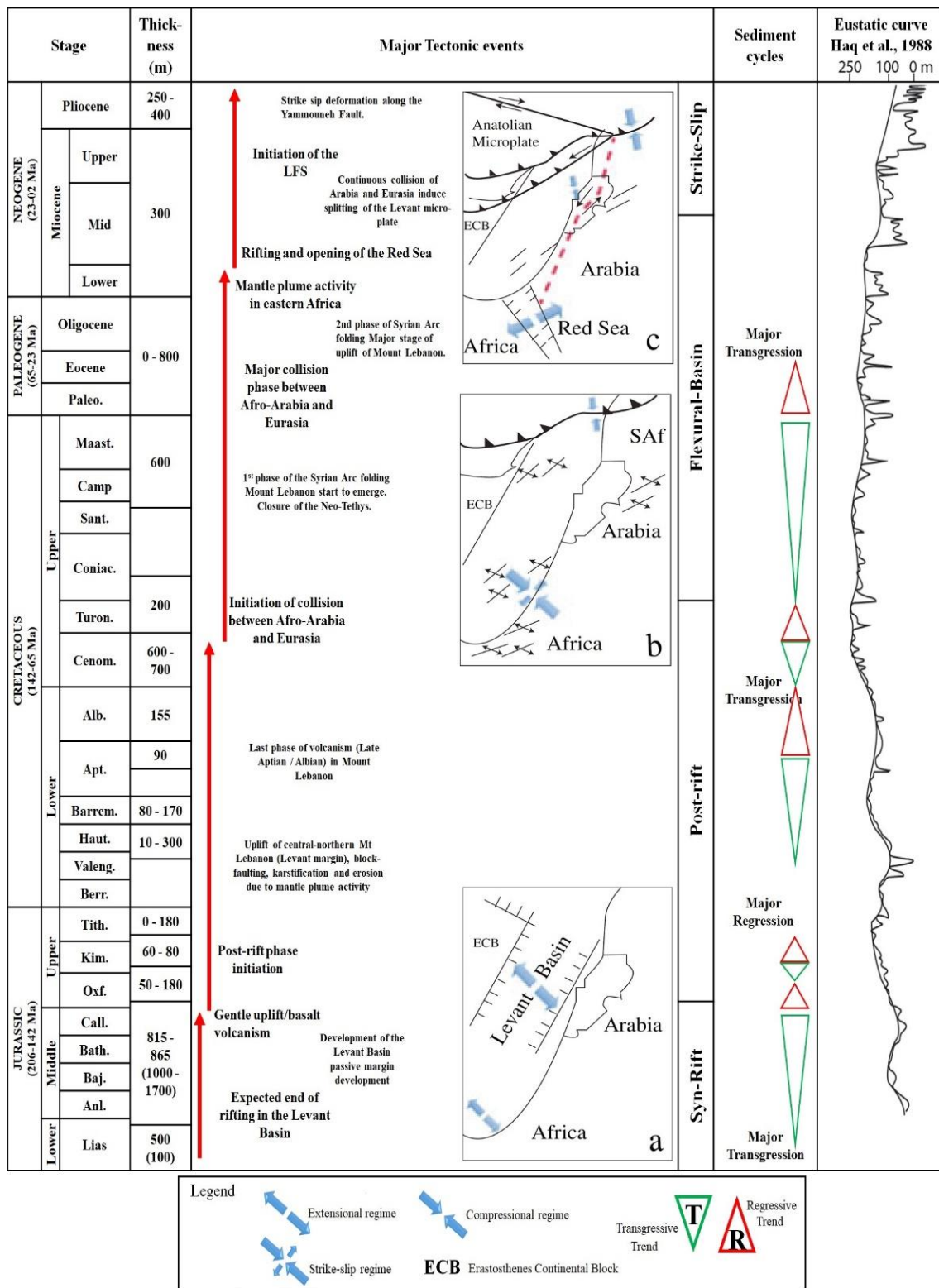


Fig. 6. Carte tectonique générale de la région montrant les principaux événements géodynamiques. Les directions du paléo-stress pour le : a) Jurassique inférieur, b) moyen Maastrichtien et c) Tortonien sont représentées par des flèches épaisses (compilée d'après Walley, 1997; Nader et al., 2003, 2007, 2008, 2016; Nader, 2011; Hawie et al., 2013, 2014).

À la fin du Miocène, un des plus grands événements évaporitiques de l'histoire de la Terre a recouvert l'ensemble des sédiments déposés dans toute la Méditerranée. C'est la « crise de salinité messinienne », un des plus importants phénomènes naturels, surtout lorsqu'on considère

sa très courte durée de 640 ky (Krijgsman et al., 1999a, 1999b; Rouchy and Caruso, 2006). Cette crise est causée grâce à la combinaison fortuite de plusieurs facteurs à son origine (interaction complexe entre des processus tectoniques, climatiques, planétaire et dans une moindre mesure eustatique) (Gillet, 2004; Gorini et al., 2015). Durant cet épisode, la Méditerranée s'est également isolée de l'océan Atlantique (Montadert, 1977; Skiple et al., 2012) et a enregistré une chute instantanée du niveau de la mer de plus de 1000 m (Ryan, 1976; Ryan and Cita, 1978; Bartol and Govers, 2009; Urgeles et al., 2011; Bertoni et al., 2013; Gorini et al., 2015). Ce phénomène est accompagné aussi localement par une importante érosion (Gvirtzman, 1978; Druckman et al., 1995) et des dépôts puissants d'évaporites dans l'ensemble du bassin méditerranéen profond ainsi que dans les bassins périphériques (**Fig. 7**) (Hsü et al., 1977). Cet évènement a engendré des séquences d'évaporites d'une épaisseur de 2000 m approximativement dans les parties les plus profondes du bassin, principalement dans les régions à base croûte océanique (Hsü, 1972; Meijer and Krijgsman, 2005; Rouchy and Caruso, 2006; Bertoni et al., 2013). La marge continentale est affectée par une érosion qui a produit des vallées profondément incisées comme celles sur la marge du Levant (Systèmes de canyons), en Israël (les canyons Ashdod et Afiq) et en Egypte (la vallée de Nile et le canyon Abu Mahdi) (Druckman et al., 1995; Bache et al., 2012; Hawie et al., 2013). Le bassin du Levant continue actuellement sa subsidence (Tibor et al., 1992) après 100 My de subsidence significative où le socle s'enfouit aujourd'hui sous 14 km des séries sédimentaires.

Un régime tectonique transpressif actif règne aujourd'hui dans la région de la Méditerranée orientale (Skiple et al., 2012). Ce régime se traduit par le système de failles du Levant qui traverse le Liban du sud vers le nord.

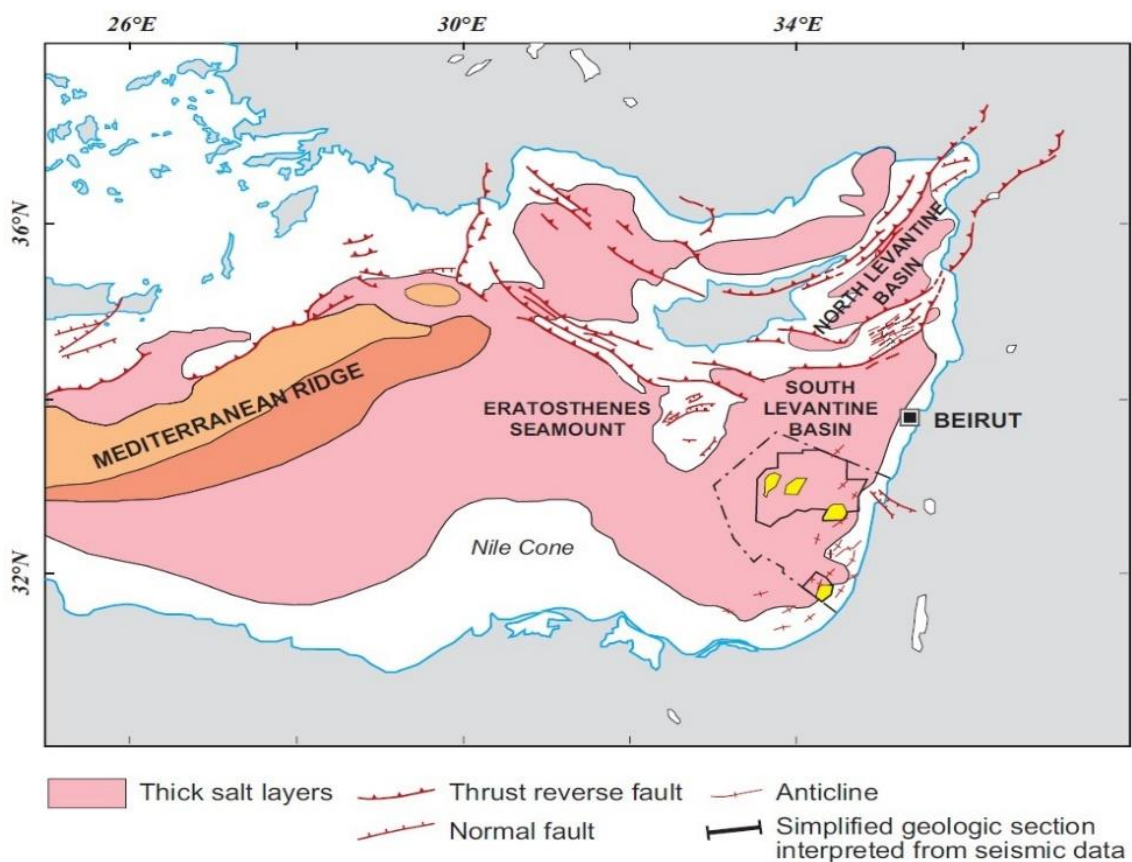


Fig. 7. Expansion de la couche d'évaporite liée à la crise de salinité messénienne (modifié d'après Nader, 2011).

En résumé, l'histoire géodynamique et tectonique du pays est présentée en 4 périodes principales :

1. La première période représente la phase de rift Trias-Jurassique dans la région de la méditerranée orientale.
2. Cette période se poursuit par la phase post-rift caractérisée par l'installation et structuration d'une marge passive liée au monter asthénosphérique. Ceci est accompagné par le soulèvement du pays, la formation de failles en blocs, des volcanismes et l'érosion des séries sédimentaires au fin Jurassique.
3. La troisième période est témoin de la collision entre les plaques afro-arabique et Eurasienne ainsi par l'établissement de plis de l'arc syrien développé en deux phases qui s'étale de la Syrie au nord d'Egypte sous forme d'une suture en S causée par des contraintes de compression.
4. Pour terminer par une phase de glissement strike-slip le long de la faille de Yammouneh qui constitue la partie centrale du système de failles du levant induit par le rifting et l'ouverture continue de la mer rouge du néogène jusqu'à aujourd'hui.

3 Structures principales

Le cadre structural et stratigraphique actuel du Liban est contrôlé par plusieurs structures régionales y comprises : le bassin de Palmyre, la ceinture de plis de l'arc Syrien, le système de faille du Levant, la crête de Lattaquié et la marge du Levant (**Fig. 2**).

3.1 Bassin de Palmyre

Le bassin de Palmyre est un bassin intraplaque mésozoïque NNE-SSO et s'étend de la rivière Euphrate (Nord de la Syrie) à la mer Méditerranée. Ce bassin semble être parti d'un système plus large allant du Nord-Ouest de l'Irak au Nord-Est de l'Egypte en passant par la Syrie, le Liban et Israël (bassin Palmyre-Sinjar) (Chaimov et al., 1992; Searle, 1994; Wood, 2001; Brew et al., 2001b; Nader et al., 2003a, 2008; Nader and Swennen, 2004b; Nader, 2011; Ghalayini et al., 2017). D'une altitude maximale de 1500 m, ce bassin est délimité par plusieurs structures tectoniques : au nord le haut d'Ansariyeh-Aleppo, au sud le haut du Rutbah, à l'est le graben d'Euphrate et à l'ouest le système de faille du Levant. De même, la structure de ce bassin est affectée par les chaînes de montagnes libanaises, le ceinture de plissement de Palmyre et la faille de Jhar (**Fig. 8**; Walley, 1998; Brew et al., 2001; Ghalayini et al., 2017).

Le bassin de Palmyre a déjà été particulièrement étudié grâce à de nombreuses données sismiques et données de puits disponibles (références clés; Ponikarov et al., 1967; Best et al., 1990; Chaimov et al., 1990; McBride et al., 1990; Barazangi et al., 1993a; Best et al., 1993; Chaimov et al., 1993; Searle, 1994; Salel and Séguret, 1994; Brew et al., 1997; Walley, 1998). Le bassin de Palmyre est considéré comme un important dépocentre sédimentaire qui s'initie au Permo-Trias (Lovelock, 1984; Chaimov et al., 1992; Brew et al., 2001b; Nader and Swennen, 2004b; Ghalayini et al., 2014).

Le haut Ansariyeh- Aleppo (le haut d'Alep ou Halab) est un bloc lithosphérique rigide qui limite les bords Nord et Nord-Ouest de Palmyre (Ponikarov et al., 1967; Lovelock, 1984; Best et al., 1990; Brew et al., 1997; Walley, 1998). Barazangi (1993b) suggère un socle métamorphique de 6 km de profondeur en se basant sur des études géophysiques dans cette zone. Ce haut est surmonté de séries sédimentaires paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques recoupées par quelques failles NE-SO (Al-Saad et al., 1992; Walley, 1998). Le massif du Jebel Ansariyeh est une continuation occidentale du haut d'Alep d'axe N-S dans le

Nord-Ouest de la Syrie. Ce massif est caractérisé par un pendage raide vers l'est et un pendage doux vers l'ouest, compliqué par des flexions près de la côte constituant ainsi un « horst anticline » asymétrique (Walley, 1998).

Le haut du Rutbah : c'est la zone rigide qui encadre les bords Sud et Sud-Est de Palmyre (Ponikarov et al., 1967; Lovelock, 1984; Best et al., 1990; Brew et al., 1997). Le socle est à une profondeur d'environ 8 km (Seber et al., 1993) et il est probablement constitué de la continuation nord du gneiss du bouclier arabe précambrien. Le socle est surmonté d'une séquence paléozoïque épaisse suivie par une séquence de carbonate mésozoïque plus mince (Brew et al., 1997). Des basaltes volcaniques associés à des failles sont assez répandus dans les deux soulèvements (Rutbah et Alep) et sont les résultats des fissures néogènes et quaternaires (Walley, 1998).

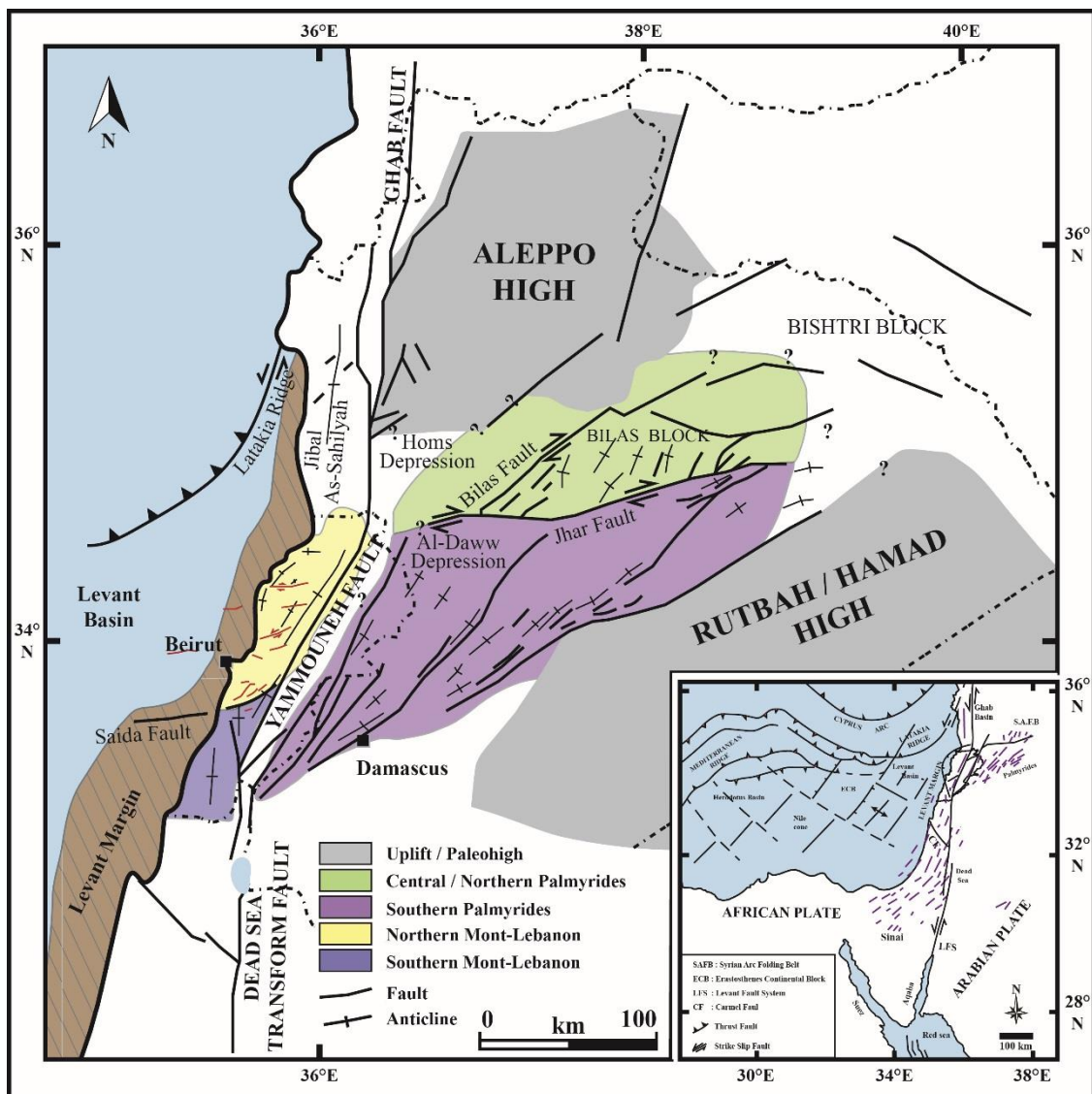


Fig. 8. Carte montrant les principales divisions tectoniques dans la région Syrie – Liban. La délimitation géographique actuelle du bassin de Palmyre est représentée. La séparation de Palmyre en deux parties Nord-Est et Sud-Ouest et la séparation du Mont-Liban en nord et sud sont observées. L'étendue des structures des plis de l'arc Syrien et du système de faille du Levant au Liban et dans les pays voisins est observée (compilée d'après Walley, 1998; Nader, 2011; Ghalayini et al., 2017).

Faille de Jhar : c'est une structure crustale profonde remontant probablement à la suture de l'Arabie et d'une tendance qui varie de ENE-OSO dans la partie orientale des Palmyrides à E-O dans le Liban. Étendue sur 200 km, sa longueur réelle semble beaucoup plus longue avec l'ignorance de sa continuation occidentale (Walley, 1998). Grâce aux données de puits, la faille de Jhar est considérée comme une ancienne structure fondamentale avec une extension active depuis au moins le Jurassique (Al-Saad et al., 1992) et elle se poursuit récemment par un mouvement de glissement dextre (Searle, 1994). Les petits décalages quaternaires (Ponikarov and Galaktionov, 1966) et la sismicité (Ghalayini et al., 2017) sont les preuves à cette déformation active. Une séparation verticale de plus de 1000 m est observée sur le côté nord de la faille (Chaimov et al., 1992). La faille de Jhar sépare donc le bassin de Palmyre en deux parties NE et SO distinctes (**Fig. 8**) par de fortes variations structurales où le Nord-Est devient moins affecté par les failles chevauchantes (Ponikarov et al., 1967; Walley, 1998).

La zone Sud-Ouest est la partie principale des Palmyrides et elle est dominée par une série des plis anticlinaux asymétriques en échelons étroits de courte longueur d'onde (5–20 km) de direction NE. Ces plis donnent naissance à des crêtes avec des affleurements crétacés (**Fig. 9**; Lovelock, 1984; Chaimov et al., 1992; Brew et al., 2001) s'élevant à environ 400–600 m au-dessus des dépressions environnantes remplies par des clastiques du Tertiaire-Quaternaire (Salel and Séguret, 1994).

La zone Nord-Est est dominée par une série d'anticlinaux complexes alignés NNE-SSO qui ressemblent parfois à des plis creux (box-folds) dans des carbonates mésozoïques et ayant des longueurs d'ondes plus grandes (15-20 km) et une topographie plus élevée que la zone sud (Lovelock, 1984). Parmi ces antiformes, les blocs Bilas et Bishri (**Fig. 8**) forment les hautes terres centrales de cette zone avec exposition du Crétacé (Lovelock, 1984; Ghalayini et al., 2017). Ces deux blocs sont séparés par la faille Bishri, une faille de glissement dextre, dont sa continuation délimite la bordure nord de la zone nord de Palmyre (Barazangi et al., 1993b; Searle, 1994; Walley, 1998). Les Palmyrides NE ont une structure profonde qui semble enraciner dans les roches du Paléozoïque ou du Précambrien (Chaimov et al., 1990; McBride et al., 1990; Al-Saad et al., 1992). Searle (1994) suggère un détachement du Trias Supérieur avec des failles inverses mineures (**Fig. 9**) alors que Barazangi et al. (1993b) suggèrent l'absence d'un détachement local ou régional dans le Mésozoïque en se basant sur des données sismiques.

La profondeur du Moho varie dans le bassin de Palmyre de 44 km dans le SO à 31 km dans le NE (Brew et al., 2001b) et des différences sont observées entre les deux soulèvements de Rutbah et d'Alep. Ces deux arguments suggèrent que les Palmyrides marquent une suture panafricaine de deux blocs crustaux le long de la faille de Jhar, en raison d'anciennes sutures et zones de cisaillement protérozoïques (Al-Saad et al., 1992; Barazangi et al., 1993b; Brew et al., 1997, 2001b; Walley, 1998). Aujourd'hui, les blocs des Palmyrides agissent probablement comme un bloc unique faisant partie de la plaque arabe (Ghalayini et al., 2017).

L'histoire du développement du bassin de Palmyre se fait en deux stades (Lovelock, 1984). Le premier stade consiste en un rifting et est probablement associé à l'ouverture de la Néo-Téthys (Lovelock, 1984; Sengor et al., 1988) commençant au Permien tardif (Lovelock, 1984) et qui probablement se poursuit au Trias précoce (Walley, 1998). Walley (1998) considère que le bassin de Palmyre a subi une subsidence douce et continue depuis le Trias Moyen accompagné par des dépôts de carbonates, d'évaporites et argileux jusqu'au Trias tardif selon les données disponibles. Le bassin de Palmyre forme à ce stade un dépression en Syrie

et permet un dépôt jusqu'à 2500 m de carbonates et d'évaporites triasiques et jurassiques (Lovelock, 1984; Brew et al., 2001b; Nader, 2011).

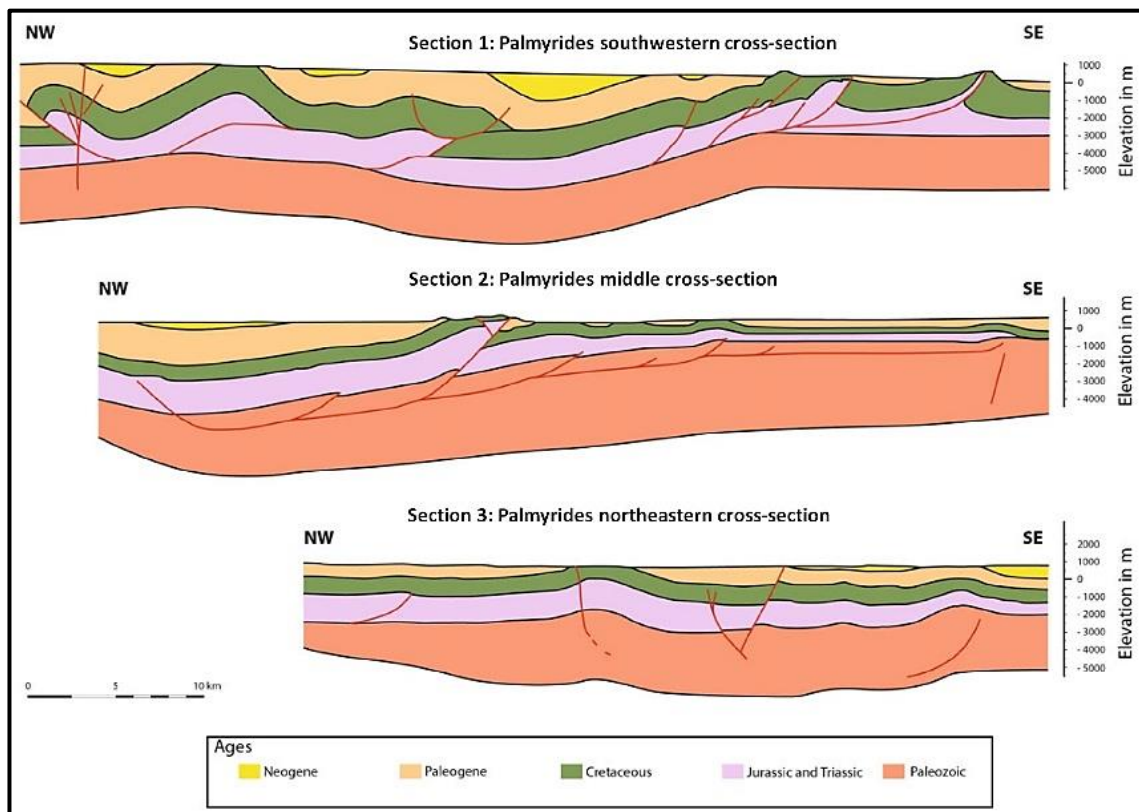


Fig. 9. Coupes transversales montrent le style structural relatif de bassin de Palmyre (d'après Ghalayini et al., 2017).

Au Jurassique Supérieur (Kimméridgien), le bassin subit un soulèvement et les sédiments sont exposés jusqu'à l'Aptien-Albien (Lovelock, 1984) provoquant des vastes érosions (Wood, 2001; Nader et al., 2004). Ce soulèvement est lié au soulèvement du massif arabo-nubien au sud (Walley, 1998), à l'activité volcanique généralisée extrusive mineure du Crétacé Inférieur (Lovelock, 1984; Walley, 1998) et peut-être aussi à l'activité du panache du manteau (Laws and Wilson, 1997). Mouty (1997) a suggéré une mince séquence de carbonate jurassique qui est mal connue par manque de données et une faible exposition des affleurements du Trias et du Jurassique (Lovelock, 1984; Walley, 1998). Le bassin de Palmyre est considéré comme un dépocentre jusqu'au Crétacé Supérieur (Brew et al., 2001b; Nader, 2011). Des grès dérivés probablement du soulèvement de Hamad (Fig. 8) sont déposés dans un environnement fluvio-deltaïque à marin peu profond avec une absence de dépôt de carbonate par manque d'immersion durant le Crétacé et avant la transgression céno manienne (Walley, 1998; Caron and Mouty, 2007; Nader, 2011). Aucune datation et quantification de cette érosion n'est apportée dans la région du Liban.

Le second stade de la vie du bassin de Palmyre se caractérise par une inversion accompagnant la première phase de déformation de l'arc syrien qui se déroule au Santonien-Campanien (Ponikarov et al., 1967; Chaimov et al., 1990) ou probablement au Maastrichtien tardif (Brew et al., 2001b) d'axe NO-SE/ONO-ESE. Cette déformation provoque le rétrécissement de la croûte qui entraîne l'inversion des structures préexistantes (Druckman, 1981; Best et al., 1993; Chaimov et al., 1993; Druckman et al., 1995; Walley, 1998; Nader, 2011). Des dépôts syntectonique locaux enregistrent cet événement d'inversion (Chaimov et al., 1993; Nader, 2011). Cette inversion est documentée aussi au Sinaï et au large d'Israël (Best et al., 1993;

Chaimov et al., 1993; Brew et al., 2001b; Gardosh and Druckman, 2006, 2006; Moustafa, 2010; Ghalayini et al., 2014). La subsidence est renouvelée, mais semble maintenant plus clairement contrôlée par des failles qui affectent la bathymétrie ce qui s'explique par la variation rapide de l'épaisseur dans les sédiments pélagiques durant tout ce stade.

Depuis l'Eocène moyen et jusqu'au Miocène précoce, des plissements plus importants ont commencé dans le bassin et sont attribués à la deuxième phase de déformation de l'arc syrien qui commence à l'Eocène précoce causant l'inversion des structures mésozoïques (Ponikarov et al., 1967; Chaimov et al., 1990; Krasheninnikov et al., 1996; Walley, 1998) (Hempton, 1987; Moustafa and Khalil, 1994; Eyal, 1996; Garfunkel, 1998; Sawaf et al., 2001). Au début du Miocène commence le soulèvement de la zone de Palmyre. Pendant le Mio-Pliocène, la collision continentale au Sud-Est de la Turquie provoque une compression N-S sur la partie orientale de la faille du Levant induisant la déformation et le pliage de la zone de Palmyre (Ponikarov et al., 1967; Lovelock, 1984; Searle, 1994). Une épaisseur de 9 à 11 km est proposée pour l'ensemble de la séquence phanérozoïque (**Fig. 10**) (Barazangi et al., 1993b).

Nombreux auteurs considèrent que la frontière géographique entre le Liban et la Syrie constitue aussi la frontière entre les deux bassins (Hancock and Atiya, 1979; Butler and Spencer, 1999; Elias et al., 2007; Carton et al., 2009) et ils défendent cette idée en considérant que la marge levantine actuelle et le bassin libanais sont des structures récentes indépendantes de la formation de Palmyre et de toute structure préexistante.

La similarité des structures entre le Liban et le bassin de Palmyre n'est pas négligeable et suggère une histoire géologique commune (**Fig. 11**). Ainsi, quelques auteurs suggèrent l'extension du bassin de Palmyre vers l'ouest jusqu'au Liban (**Fig. 12** ; (Lovelock, 1984; Searle, 1994; Walley, 1998; Beydoun, 1999; Nader, 2011).

Lovelock (1984) suggère, en se basant sur la cartographie des anomalies gravimétriques (Woodside and Williams, 1977), une continuité occidentale des deux structures syriennes : le soulèvement d'Alep et la zone de Palmyre. Il explique que la faille du Levant senestre est responsable du déplacement du Liban vers le sud permettant de déplacer la limite de ces deux structures à la latitude de Beyrouth.

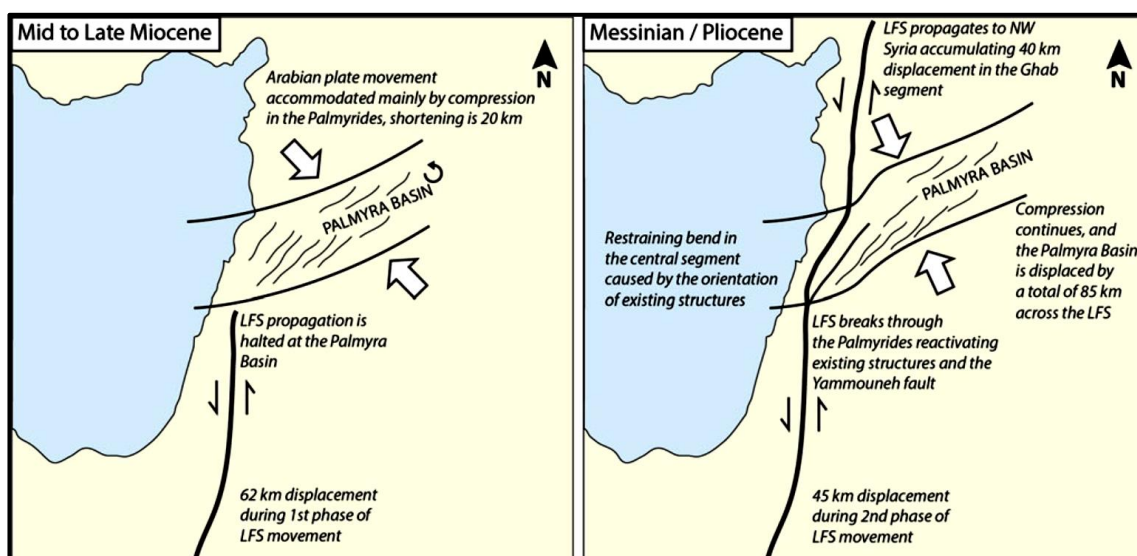


Fig. 10. Carte montrant la déformation de la zone de Palmyre suite à l'évolution du système de faille du Levant au fil du temps (d'après Ghalayini et al., 2017).

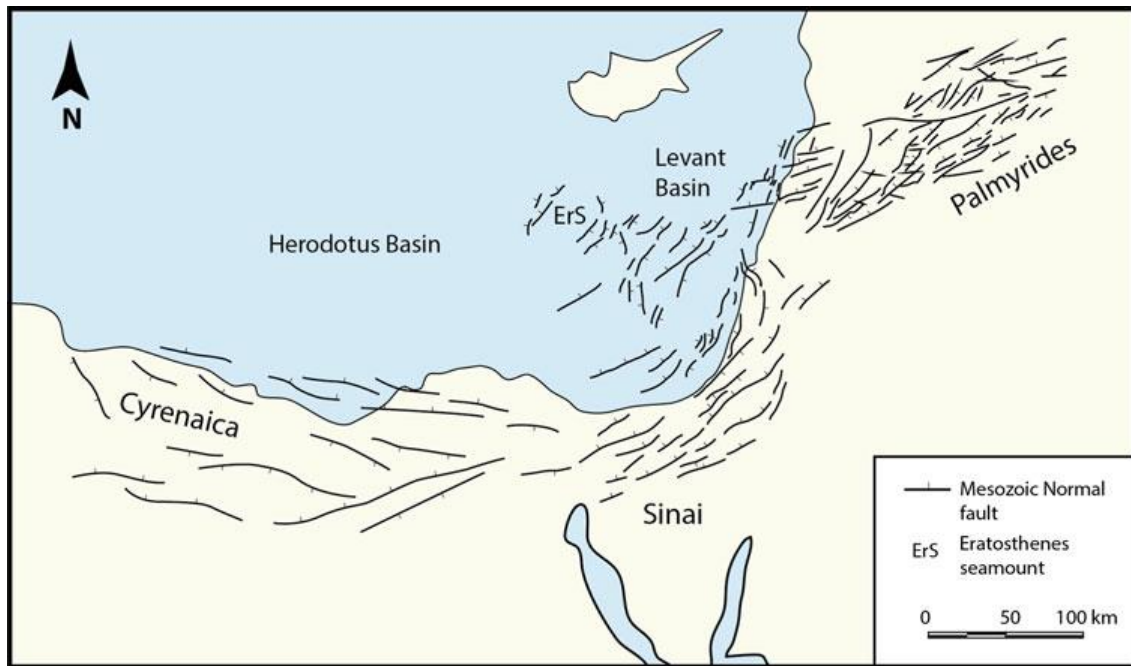


Fig. 11. Carte montrant l'emplacement des structures d'extension mésozoïques qui clarifie la similarité des structures trouvées entre la Palmyre, la marge levantine et l'ouest de l'Égypte (d'après Ghalayini et al., 2017).

La zone nord du Mont-Liban se compose d'une large structure anticline symétrique (Renouard, 1955; Beydoun and Habib, 1995a; Walley, 1998) ce qui la rend similaire à la zone nord du bassin de Palmyre. Par contre, la zone sud est formée de plusieurs structures anticlines rapprochées avec une topographie plus basse et une structure interne complexe (Dubertret, 1955b; Walley, 1998; Ghalayini et al., 2018), similaire à la zone sud de bassin de Palmyre. Ces deux structures sont séparées par la faille du Damour (nommé faille Beit Ed Dine – Qabb Elias par Walley (1998)) considérée une continuité occidentale de la faille Jhar d'axe E-O (**Fig. 12**), mais décalée par le système de faille du Levant.

Ainsi, on peut considérer que l'onshore libanais est une continuation ou une partie de bassin de Palmyre en s'appuyant sur la similarité d'âge, de l'histoire tectonique, de la configuration crustale et aussi la stratigraphie analogue ainsi que les arguments suivants (Chaimov et al., 1992; Brew et al., 2001b; Montadert et al., 2014; Ghalayini et al., 2017):

- 1- L'amincissement de la croûte de Palmyre vers l'ouest sans avoir une variation brusque ainsi l'absence d'une frontière crustale abrupte suggérant une continuité de la croûte.
- 2- La similarité de l'histoire géologique entre le bassin de Palmyre et la marge centrale du Levant depuis au moins le Permien.
- 3- Le soulèvement et déformation de marge levantine centrale (Liban) avant la propagation du système de faille du Levant et durant la même période de la déformation majeure dans les Palmyrides.
- 4- La marge du Levant est déformée et élevée dans le Néogène de la même manière que dans les Palmyrides.
- 5- Les événements tectoniques similaires avec une rupture et une inversion.

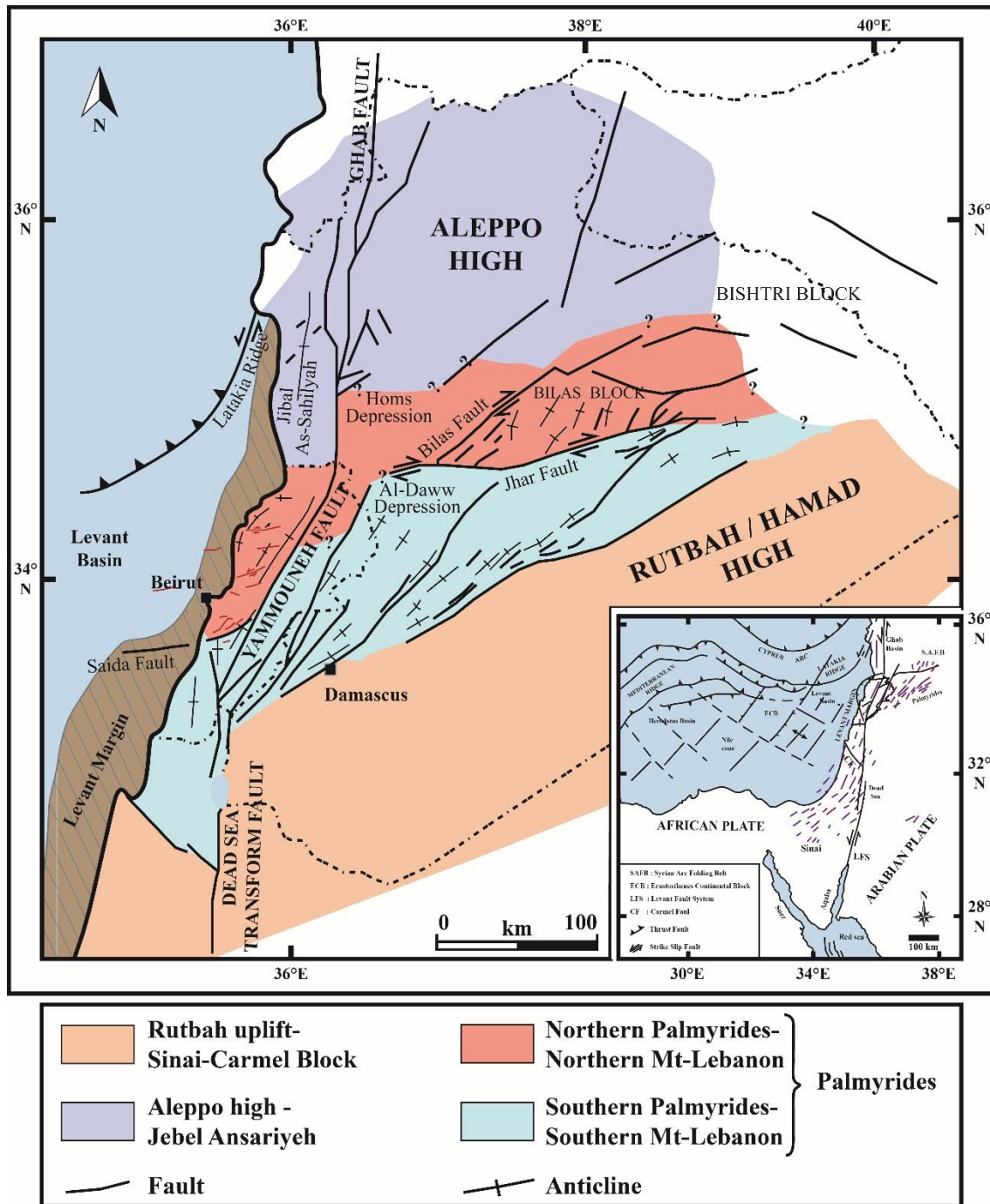


Fig. 12. Modèle montrant la continuation de bassin de Palmyre vers l'ouest (compilée d'après Walley, 1998; Nader, 2011; Ghalayini, 2015; Ghalayini et al., 2017).

3.2 Ceinture de plis d'arc Syrien

L'arc Syrien, en forme de S, est provoqué par des événements géodynamiques majeurs liés à la fermeture de l'océan Néotéthys (Walley, 1998; Ghalayini et al., 2014). L'arc Syrien s'étend du Sinaï (Nord de l'Egypte), au Néguev, à l'Ouest de la Jordanie, au Liban jusqu'à la zone tectonique de Palmyre au Sud-Est de la Syrie (Fig. 8) (Krenkel, 1924; Picard, 1959; Chaimov et al., 1992; Gardosh et al., 2008b; Nader, 2011). Deux phases de plissement de la ceinture d'arc syrien sont enregistrées: la première au Sénonien précoce et la deuxième à l'Eocène-Oligocène tardif (Hempton, 1987; Moustafa and Khalil, 1994; Eyal, 1996; Garfunkel, 1998).

L'arc Syrien est caractérisé par des flexions lithosphériques et des plis crustaux souvent liés à des failles inverses et des chevauchements (El-Motaal and Kusky, 2003) provenant de l'inversion des failles d'extension préexistantes (**Fig. 8**) (Freund et al., 1975; Reches et al., 1981). La majeure partie des plissements a eu lieu durant la phase finale de sa formation, masquée par l'activité du système de faille du Levant depuis l'Oligocène tardif (Ponikarov et al., 1967; Sawaf et al., 2001). Cet événement est responsable de la réactivation des structures au niveau de Palmyre et le long de la marge levantine jusqu'au Sinaï et Néguev (Walley, 1998; Sawaf et al., 2001). Au Liban, cette déformation produit un néo-tectonisme transpressionnel qui affecte les principales structures libanaises (les montagnes libanaises et la vallée de la Bekaa) depuis l'Oligocène tardif à tendance NNE-SSO similaire au segment central de l'arc (Wolfart, 1967; Gedeon, 1999; Nemer, 1999; Elias et al., 2007; Nader, 2011).

3.3 Le système de faille du Levant (LFS)

Le système de failles du Levant (LFS) est généré par le rifting de la Mer Rouge grâce à la divergence de la plaque arabe de celle africaine. Ce rifting a commencé entre 25 et 20 Ma et s'est propagé durant ses premiers stades vers la Méditerranée tout en initiant depuis le golfe de Suez (**Fig. 2** et **Fig. 8**) (Inati, 2017) et provoquant la création d'une nouvelle limite de plaque afro-arabique (Steckler and ten Brink, 1986; Le Pichon and Gaulier, 1988). Cet événement provoque le déplacement du rifting vers le golfe d'Aqaba (Steckler et al., 1988). Du golfe d'Aqaba, le système de failles du Levant enregistre ce déplacement comme un mouvement de glissement d'une tendance N-S (Inati, 2017) depuis le Miocène (environ 14 Ma ; Bayer et al., 1988; Makris and Rihm, 1991; Nader, 2011). Un deuxième épisode d'activité est signalé depuis 6-5 Ma jusqu'à aujourd'hui, accompagné d'un magmatisme étendu (Garfunkel, 1989) et du début de la transpression au Liban (Walley, 1998; Nader, 2011).

Le LFS représente à cette époque la structure sismogénique la plus active et l'événement tectonique le plus récent (**Fig. 2** et **Fig. 8**) (Quennell, 1958, 1984; Ben-Avraham, 1976; Hancock and Atiya, 1979; Gomez et al., 2006) dans la région orientale de la Méditerranée. Représenté par une série des failles décrochantes senestres prédominantes, le LFS s'étale sur une longueur de 1000 km (**Fig. 13**) (Dubertret, 1955b; Quennell, 1958; Ghalayini et al., 2014) du golfe d'Aqaba (Mer Rouge) aux montagnes du Taurus (en Turquie). Le LFS est divisé en trois segments principaux : segment du Mer Morte N-S au sud (Mer Rouge – golfe d'Aqaba), segment central NNE-SSO (Faille de Yammouneh principalement au Liban) et faille de Ghab N-S au nord (la Turquie - Monts Taurus).

Au Liban, le LFS se traduit dans la partie centrale par un système de failles décrochantes d'orientation NNE-SSO de 160 km de long (Daëron et al., 2004) : faille de Yammouneh à l'ouest et faille du Serghaya à l'est (**Fig. 13**) (Dubertret, 1955b; Ghalayini et al., 2014). Il forme un « restraining bend » provoquant le soulèvement des structures préexistantes avec beaucoup de plis et de failles décrochantes senestres d'orientation NNE-SSO. La faille de Yammouneh peut être active depuis le Précambrien (Butler et al., 1998; Ghalayini et al., 2018), fut pendant le Pliocène une faille transpressionnelle et en décrochement senestre depuis la fin du Quaternaire (Daëron et al., 2004; Gomez et al., 2006).

D'autres failles subparallèles existent au Liban (écarter et diverger du segment central) et divisent une grande partie du pays (Dubertret, 1975; Beydoun, 1977b; Walley, 1988, 1998). La faille du Roum s'étale vers l'ouest de l'extrémité sud de la faille de Yammouneh avec une tendance N128° (Griffiths et al., 2000; Westaway, 2004) alors que la faille du Hasbaya s'étale vers l'est. La faille du Rachaya s'étale de la faille du Serghaya vers l'intérieur de territoire Libanais (**Fig. 13**) (Westaway, 2004).

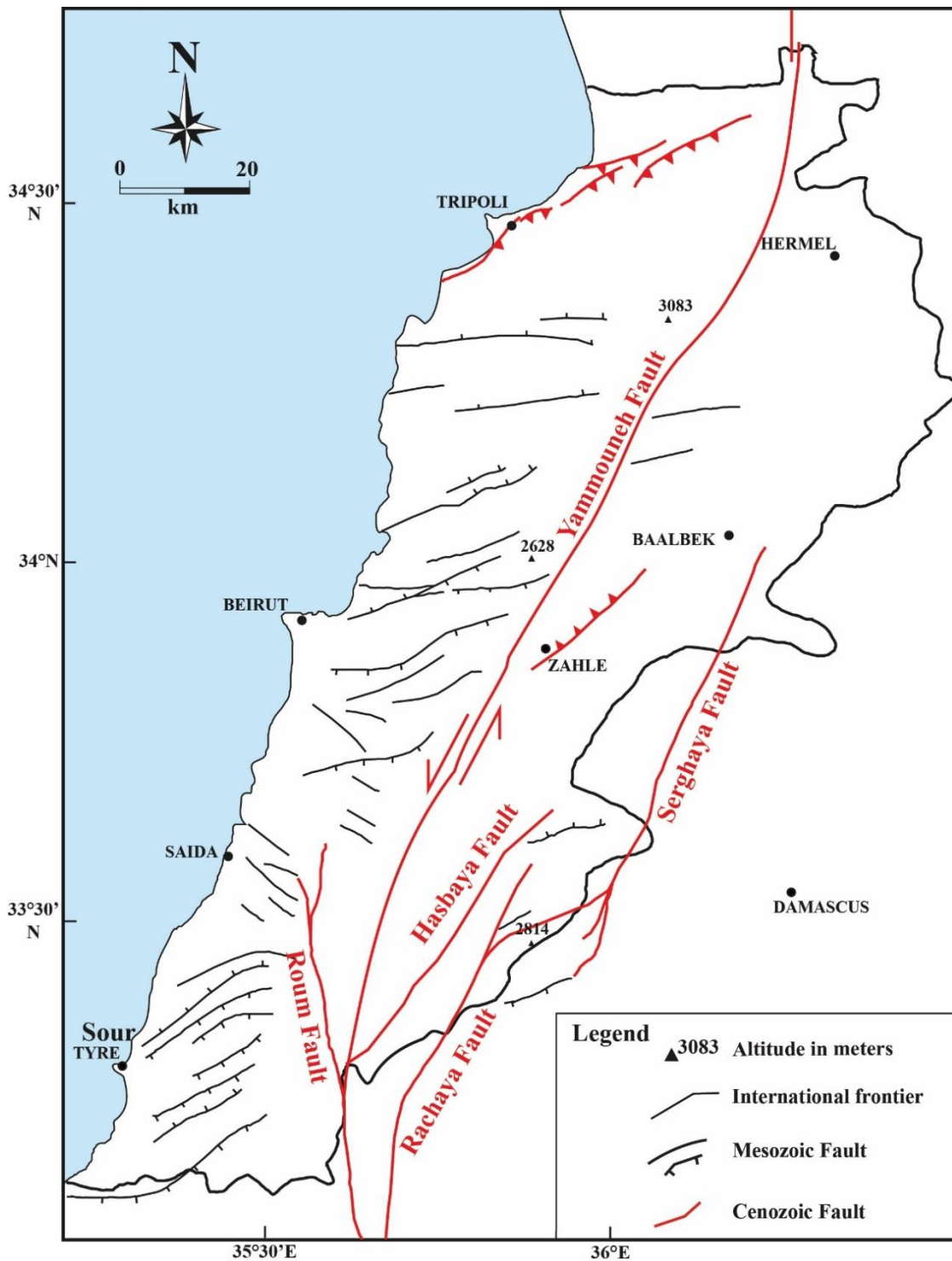


Fig. 13. Failles actives de « restraining bend » du Liban (modifié d'après Nader et al., 2016)

Outre ces failles, des failles décrochantes dextres d'orientation ENE-OSO à E-O caractérisent la marge libanaise (Gedeon, 1999; Ghalayini et al., 2014). Ces failles dextres, observées le long de Mont-Liban et nommées par système de failles de Mont Liban, semblent être un système de faille plus modéré. Elles sont reconnues comme des structures mésozoïques réactivées alors que leur apparition est contemporaine à la rotation des blocs causée par la faille senestre le long du LFS (Ron et al., 1984). Elles sont actuellement sismiquement actives et s'étendent probablement à l'offshore. Le glissement estimé pour ces failles dextres est de 1-2 km (Dubertret, 1955b; Sabbagh, 1961; Gedeon, 1999).

Pour le LFS, une estimation de ~ 105 km de glissement est proposée pour le compartiment-est vers le nord par rapport au compartiment-ouest, en se basant sur l'appariement de nombreuses entités indépendantes (Quennell, 1958, 1984; Freund et al., 1970; Garfunkel, 1981; Westaway, 2004; Ghalayini et al., 2017). 60 à 65 km de déplacement sont attribués durant l'Oligocène Supérieure - Miocène Inferieur avec 40 km supplémentaires durant les 5 derniers Ma (Quennell, 1958; Freund et al., 1970; Nader, 2011). Alors qu'au nord à la frontière Turquie-Syrie, l'estimation de glissement est d'environ 70 à 80 km (Freund et al., 1970; Dewey et al., 1986; Westaway, 2004) en se basant sur la corrélation des affleurements ophiolitiques (Westaway, 2004). Au niveau de faille de Yammouneh, le décalage total est d'environ 47 km (Walley, 1998).

La différence de déplacement est bien remarquée le long de la faille de la Mer Morte du Sud au Nord et a été l'objet de nombreux débats (voir Beydoun, 1999). Une première hypothèse suggère une variation de déplacement le long de faille, mais les données GPS la réfutent en montrant l'absence de diminution du mouvement entre Nord-Ouest de la Syrie et le Sud de LFS (Reilinger et al., 2006; Gomez et al., 2007a). Hardy et al. (2010) proposent une hypothèse considérant que le « restraining bend » au Liban est un relais entre deux failles de décrochement formées ultérieurement, mais le déplacement du segment nord de Ghab montre des valeurs semblables à ceux documentés au Liban (30- 40 km de déplacement latéral ; Dubertret, 1971; Walley, 1998). En plus, la comparaison d'âge de formation de la partie nord de LFS en Syrie (Messénien ou Pliocène ; Searle et al., 2010) et le « restraining bend » libanais (Miocène Supérieur/Pliocène ; Gomez et al., 2007b; Homberg et al., 2010) montre une similarité. Une partie du déplacement est expliquée par absorption/accommodation lors du rétrécissement des Palmyrides et la déformation de l'arc syrien (20 km ; (Chaimov et al., 1990; Walley, 1998) ou 30 km (Khair et al., 1997; Walley, 1998)).

3.4 La crête de Lattaquié

La subduction de la plaque africaine sous la marge sud de l'Eurasie, visible dans la zone chypriote, provoque la formation de la crête de Lattaquié à partir du Maastrichtien (Stampfli and Hochard, 2009; Frizon de Lamotte et al., 2011). L'activité de convergence le long de la crête de Lattaquié est reprise au milieu et à la fin du Miocène (Robertson et al., 1996; Hall et al., 2005) après la production d'un roll-back accéléré de la zone de subduction le long de l'arc hellénico-chypriote pendant le Tortonien (Le Pichon and Kreemer, 2010).

Dans le Messénien – Pliocène, une réactivation de cette crête provoque un mouvement décrochant senestre (Hall et al., 2005) par l'expulsion tectonique de la microplaque anatolienne vers l'ouest (Şengör and Yilmaz, 1981; Le Pichon and Kreemer, 2010; Ghalayini et al., 2018). Ces événements géodynamiques régionaux diminuent l'activité de glissement de LFS et réactivent les structures post-Oligocène dans le bassin du Levant et dans l'onshore libanais (Freund et al., 1970; Quennell, 1984; Le Pichon and Gaulier, 1988).

3.5 La marge levantine – le Liban

Le Liban, côte orientale de la Méditerranée, représente la marge nord du bassin du Levant et la partie centrale de la marge levantine. Trois zones alignées NNE – SSO caractérisent le paysage général dont il est composé de deux chaînes montagneuses, qui sont des soulèvements majeurs sous forme des horsts faillés et arqués, séparées par un bassin upland élevé. De l'ouest vers l'est, on a : a) le Mont-Liban, b) la haute plaine de Bekaa et c) le Mont Anti-Liban avec le mont Hermon à son extrémité sud (**Fig. 14**) (Beydoun, 1977b, p. 197; Walley, 1998; Nader and Swennen, 2004c).

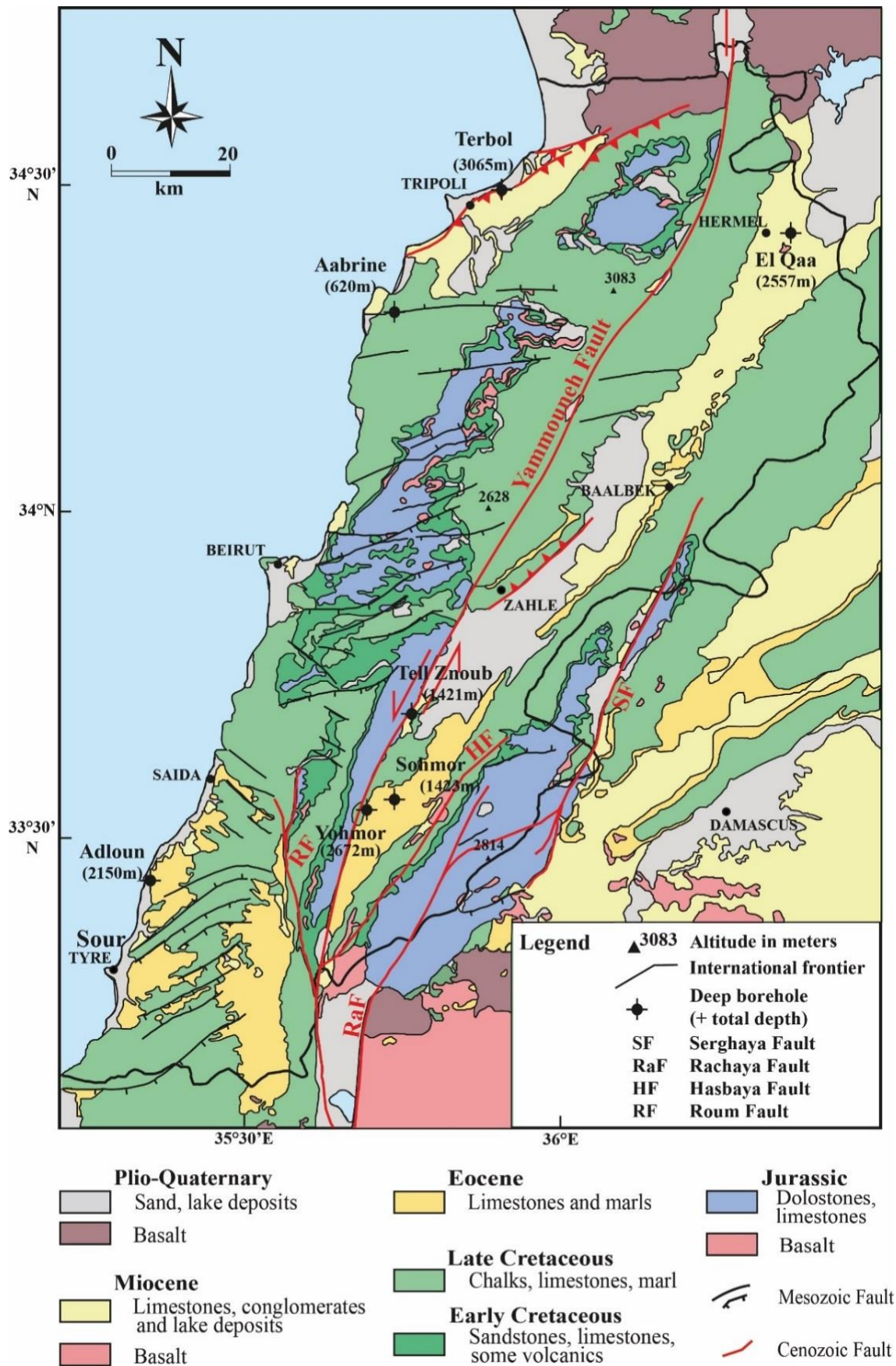


Fig. 14. Carte géologique généralisée du Liban (modifié d'après Nader et al., 2016)

Le Mont-Liban comprend le point le plus élevé à 3088 m (Qornet es Saouda) avec des roches du Crétacé Supérieur exposées en surface (Walley, 1998; Nader and Swennen, 2004c). A l'Ouest, le Mont-Liban délimite la Méditerranée avec une étendue de plaine côtière dans sa partie nord (près de Tripoli) et des pentes relativement raides le long du reste de la côte. Au Nord, cette chaîne plonge sous la dépression de Tripoli-Homs qui est formée de basaltes du Néogène Supérieur et des dépôts quaternaires. A l'Est, la faille de Yammouneh borde le Mont-Liban délimitant la microplaque du Levant et la plaque arabe (Nader and Swennen, 2004c).

L'Anti-Liban est constitué de deux parties : nord et sud. Au Sud, il est représenté par un soulèvement anticlinal asymétrique allongé, le mont Hermon qui représente le point le plus élevé de cette chaîne à 2814 m, avec des roches du Jurassique moyen qui forment son sommet (Walley, 1998). A l'ouest de cette partie, l'Anti-Liban est délimité par des failles qui s'étalent vers le nord pour former un contact brutal avec la vallée de Bekaa. A l'est de cette partie, la faille du Rachaya délimitant l'Anti-Liban au sud tronque cette partie sud et se dirige vers l'est afin de continuer son prolongement vers le nord par la faille du Serghaya (Beydoun, 1977b).

Au Nord, l'Anti-Liban se caractérise par une structure comparable à celle du nord du Mont-Liban, mais avec une topographie plus basse. A l'Est, l'Anti-Liban est limité par des failles et se fond en partie dans l'éventail de plis en échelons de l'arc de Damas-Palmyre en Syrie.

Ces deux antifformes, le Mont-Liban et le mont Anti-Liban, représentent sur le terrain ainsi que dans les différentes cartes, des similitudes marquées concernant l'échelle, la structure et la stratigraphie (Walley, 1998).

La vallée de Bekaa est une vallée de rift créée par une dépression grâce au système de failles du Levant et considérée comme extension du système de rift prolongé de la Mer Rouge au sud vers la dépression de Ghab au nord (**Fig. 14**). A l'Ouest, elle est limitée par la faille de Yammouneh (principale branche du LFS au Liban) (Beydoun, 1977b) et à l'Est sa limite est moins nette avec l'Anti-Liban dont une grande partie est représentée par une flexion inclinée vers l'ouest (Beydoun, 1977b). Elle est remplie d'une épaisse succession continentale du Tertiaire à l'Actuel (Walley, 1998; Ghalayini et al., 2018). Les mouvements du Paléogène tardif et du Néogène précoce ainsi que des ruptures probablement pendant le Pliocène et le Pléistocène sont à l'origine de cette dépression structurelle et des soulèvements parallèles de ses côtés. Au Sud, cette vallée représente une dépression étroite en forme d'entonnoir.

Le soulèvement du Mont-Liban et des zones dans l'Anti-Liban a commencé à la fin du Crétacé et est devenu plus important à la fin de l'Éocène (Walley, 1998; Nader and Swennen, 2004b, 2004c; Nader et al., 2008). Durant cette période, les dépôts de carbonates ont persisté dans la majeure partie de la Bekaa et le long de la côte actuelle (Walley, 1998). Associée à la deuxième phase de la déformation de l'arc syrien, la forte crise tectonique est à l'origine de la principale phase de soulèvement du Mont-Liban au cours de l'Oligocène Supérieur/Miocène précoce (Chaimov et al., 1992; Beydoun, 1999; Sawaf et al., 2001; Brew et al., 2001b; Nader et al., 2004; Hawie et al., 2014; Ghalayini et al., 2018). À cette époque, la côte est caractérisée par des carbonates marins du Miocène alors que la Bekaa est caractérisée par des faciès continentaux (Walley, 1998). Au Miocène Supérieur et au Pliocène, les chaînes de montagnes libanaises sont influencées par l'activité décrochante du système du LFS (Walley, 1998; Ghalayini et al., 2018).

Les données gravimétriques (Beydoun, 1977b; Khair et al., 1997; Nader, 2011; Inati et al., 2016) et sismiques (Ginzburg and Folkman, 1980; Makris et al., 1983; Ben-Avraham et al., 2002; Netzeband et al., 2006; Nader, 2011) montrent un amincissement vers l'ouest de la croûte

continentale depuis la Palmyre jusqu'au bassin du Levant. Allant de 44 km dans le Sud-Ouest des Palmyrides, l'épaisseur diminue à 35 km sous les chaînes Anti-Liban et 27 km sous le Mont-Liban (Khair et al., 1993; Brew et al., 2001b). C'est une transition vers une croûte continentale amincie (8 à 10 km d'épaisseur) sous l'offshore du bassin du Levant.

4 Colonne stratigraphique générale

Sept puits ont été forés entre 1947 et 1967 (**Fig. 14**) pour tenter d'identifier la présence du pétrole dans l'onshore. Ils ont permis de recouper les formations stratigraphiques jusqu'au Jurassique où les plus anciennes séquences connues au Liban (vue dans les puits et dans les affleurements) sont datés du Jurassique Inferieur (probablement Lias) (**Fig. 15**).

Nader et Swennen (2004) ont suggéré une épaisseur totale d'environ 5800 m des strates jurassiques au quaternaires exposées à la surface. Des études sismiques et géophysiques dans le large du Liban ont suggéré une épaisseur minimale de 10000 m de roches sédimentaires des successions du Mésozoïque et du Cénozoïque déposées au-dessus d'un terrain Trias - Jurassique précoce (Roberts and Peace, 2007; Nader, 2011).

Stage		Thick-ness (m)	Lithologie	Formation	Description Environment		
NEOGENE (23-02 Ma)	Pliocene	250-400		Pliocene Fm	Intermontane continental basins in the hinterland (e.g. Bekaa) and deeper open-marine environment along the coastal area		
	Miocene	Upper	300		Miocene Fm	Reefal facies along the northern coastal areas (e.g. Ras Chekka, Afsdiq)	
		Mid				Deeper outer-shelf facies towards the south (e.g. Tyr Nabatieh Plateau)	
		Lower					
PALEOGENE (65-23 Ma)	Oligocene	0 - 800		Nummulitic Fm	Upper Oligocene is transgressive		
	Eocene				# Basinal (deep marine) and marginal facies		
	Palco.				* Lutetian reefal to back reefal nummulitic limestone localized on potential paleohighs (e.g. Zable)		
CRETACEOUS (142-65 Ma)	Upper	Maast.		Chekka Fm	# Infratidal / outer part of the continental shelf		
		Camp.			* Outershelfal to deep marine deposits (Minimum water depth of about 200-300m)		
		Sant.					
		Coniac.					
	Lower	Turon.	200		Maameltain Fm	Shallowing upward trend and change from deep to shallow marine settings with emersion	
		Cenom.	600 - 700		Sannine Fm	East (inland) :shallow marine (reef/ shaly lagoon) West (coastal) : supratidal to outer shelf in the south with slumping in the north	
		Alb.	155		Hammana Fm	Tidal to supratidal environments	
		Apt.	90		Mdairej Fm	Shelf carbonates (Reef-related environments)	
		Barrem.	80 -170		Abich Fm	Estuarine-shoreline to storm dominated shelf	
		Haut.	10 -300			Chouf Fm	Fluvial system in origin / basalt magmatism persists/ deltaic some lakes and swamps at its top
		Valeng.					
		Berr.					
		JURASSIC (206-142 Ma)	Upper		Tith.		Salima Fm
Kim.	Bikfaya Fm			Mid shelf to near shore			
Oxf.	Bhannes Fm			Volcanic fracture-eruptions in very shallow marine to continental settings with limited carbonate (reef) formation			
Middle	Call.		Nahr Ibrahim Member	Kesrouane Fm	Shallow marine with reef related structures		
	Bath.				Shallow marine, lagoonal to inner shelf settings		
	Baj.						
Lower	Anl.						
	Lias	500 (100)	Chouane Member	Shallow water-peritidal environments with sabkha evaporites			

Legend	
	Shallow marine limestone
	Outershelfal marly-chalky limestone
	Dolomites
	Siliclastics
	Conglomerates
	Marls, Shales
	Lignite/Coal
	Silts/Clays
	Basaltic/volcanics
	Reefal features
	Erosion/hiatus
	Unknown/not seen onshore neither in wells

Fig. 15. Tableau litho-stratigraphique de la séquence de roches jurassique-néogène libanaise basé principalement sur la zone centrale du Mont-Liban. Aucune échelle verticale implicite (* interprétation de Hawie et al., 2014, # interprétation de Nader, 2011 ; compilé d'après Walley, 1997; Nader et al., 2003, 2016; Nader, 2011; Hawie et al., 2014).

4.1 Formations Anté-Jurassique

Un régime de dépôt continu est proposé pour expliquer la similarité des caractéristiques lithologiques représentées par des dépôts cycliques de carbonates, d'évaporites et clastiques continentaux dans les zones sub- et supra-tidaux des roches du Jurassique Inférieur et du Trias dans la région (Benjamini et al., 1993; Buchbinder and le Roux, 1993; Nader and Swennen, 2004b). La nature et l'étendue des strates antéjurassique doivent être extrapolées à partir des pays voisins (Nader, 2011). Une épaisseur de 2800 – 3300 m est suggérée pour les séries sédimentaires pré-jurassiques en se basant sur des considérations paléogéographiques et des corrélations de faciès (Beydoun, 1977b, 1977a; Nader and Swennen, 2004b; Nader et al., 2004).



Fig. 16. Carte isopache du Trias de la région du Levant (modifiée d'après Nader, 2014).

Des anciens levés électriques ont été effectués dans la région de Nahr Ibrahim et ont suggéré la présence d'évaporites dans la subsurface du centre du Liban. Des levés

sismiques effectués en 1993 au large de Tripoli « Île du Palmier » ont renforcé cette suggestion par des résultats qui confirment la présence d'évaporites mobile du Trias Supérieur dans le nord du Liban s'étendant probablement des parties adjacentes du large de la Syrie (Fig. 16) (Beydoun and Habib, 1995a; Nader and Swennen, 2004b; Nader et al., 2016). Les données sismiques et les données des puits en Syrie permettent une corrélation avec le bassin de Palmyre et suggèrent une extension et un épaissement des roches triasiques vers le Liban (Fig. 16) (Chaimov et al., 1993; Beydoun and Habib, 1995a; Sawaf et al., 2001; Brew et al., 2001b; Ghalayini et al., 2018).

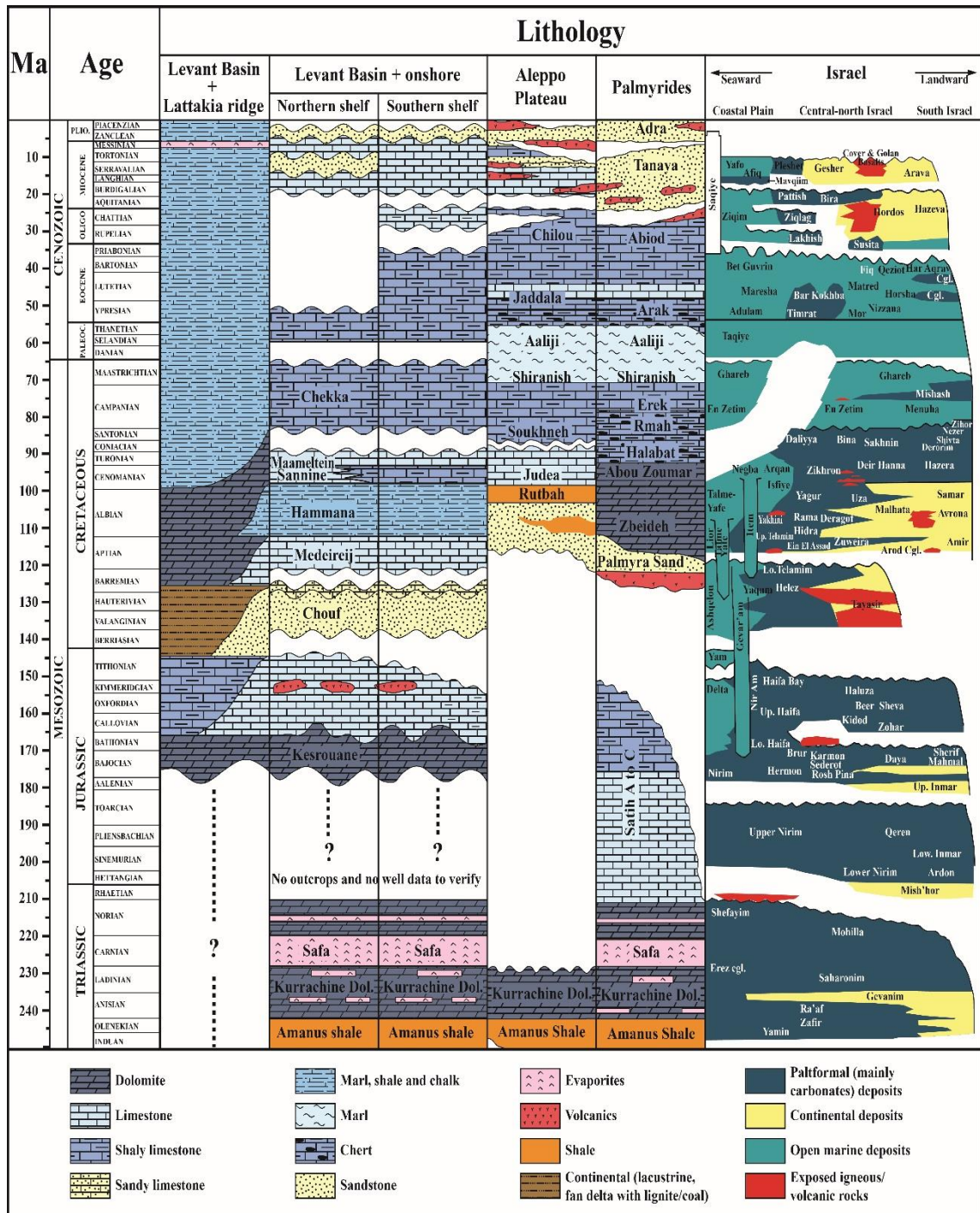


Fig. 17. Corrélation litho-stratigraphique est-ouest de bassin du Levant vers la Palmyre en Syrie et nord-sud, de nord du Liban au sud d'Israël (compilée d'après Hawie et al., 2013; Barrier et al., 2014; Ghalayini et al., 2018; Segev et al., 2018)

En Syrie, le Trias est constitué de deux formations principales (**Fig. 17**) : Formation Amanus (silicoclastique) du Trias Inférieur et la Formation de Kurrachine du Trias Moyen à Supérieur qui est subdivisée en deux sous-unités (Mulussa B dolomitique surmonté par Mulussa C anhydritique). Des unités équivalentes sont identifiées en Jordanie (Luning and Kuss, 2014) et dans la marge sud du Levant (Gardosh and Tannenbaum, 2014a). En Jordanie, les roches triasiques sont constituées des carbonates hypersalines (et évaporites) d'environnements ouverts / peu profonds et restreints, ainsi que des dépôts clastiques continentaux dont l'épaisseur est comprise entre 500 et 1100 m (Benjamini et al., 1993; Nader, 2011). En Israël, la formation Mohilla (Carnien précoce) est équivalente à la formation Kurrachine et elle est constituée d'une épaisse séquence de dolomie et d'évaporites (atteignant 210 m ; Druckman and Magaritz, 1991; Benjamini et al., 1993; Nader, 2011).

Les séries pré-jurassiques, et surtout le Trias, peuvent jouer un rôle important dans le système pétrolier de la région. Par comparaison, ces unités peuvent être des roches couvertures évaporitiques équivalentes à ceux de la Syrie (évaporite de la formation Kurrachine ; Nader and Swennen, 2004c; Nader, 2011) ou bien peuvent avoir de bonnes caractéristiques de roche source et/ou roche-réservoir (la formation Amanus et dolomie de la formation de Kurrachine avec un carbone organique total (COT) de 1% ; Barrier et al., 2014). Renouard (1955) a supposé que les unités anté-jurassiques possèdent les meilleurs indices pétroliers du Liban en se basant sur des corrélations avec les lits de calcaires marneux ou dolomitiques putrides de Trias dans la région de Wadi Raman en Israël.

La chute extrême des niveaux marins provoque deux discordances au Trias : 1) Au début du Trias (Haq et al., 1988) visible en Israël (Gvirtzman and Weissbrod, 1984; Hirsch, 1991), en Jordanie (Wood, 2001), dans l'intérieur de la Syrie (Brew et al., 2001b) et ailleurs dans la région d'Arabie (Beydoun, 1991) et 2) à la fin du Trias qui n'a pas affecté les hauts d'Alep et de Hamad/Rutbah (Brew et al., 2001b).

4.2 Formations de Jurassique

Les séquences jurassiques au Liban se trouvent essentiellement dans les noyaux de deux chaînes montagneuses qui caractérisent le paysage général (Mont-Liban et Anti-Liban ; **Fig. 14**) (Walley, 1997; Nader et al., 2008). Les valeurs exactes des épaisseurs et des âges de Jurassique Inférieur sont pour l'instant basées sur des estimations. L'absence des puits pénétrant le Trias et l'absence d'affleurements de ce dernier ont empêché une identification exacte de l'épaisseur de Jurassique. Pour cette raison, plusieurs estimations ont présenté cette épaisseur en se basant sur des études et des corrélations régionales. Walley (1997) a estimé une épaisseur de plus de 2 km pour la séquence jurassique au Liban. La corrélation stratigraphique régionale des données des puits montre un épaississement des séquences triasique, jurassique et crétacé du côté méditerranéen actuel (**Fig. 18** et **Fig. 16**) coïncidant probablement avec un dépo-centre régional mésozoïque (Nader and Swennen, 2004b, 2004c; Nader, 2011).

Dans le Mont-Liban, l'estimation de l'épaisseur des strates jurassiques au centre et au nord est supérieure à 1600 m (**Fig. 15**) (Renouard, 1955; Dubertret, 1975; Nader et al., 2008). Le Jabel Barouk, sud-est du Beyrouth, est parmi les régions importantes où s'expose le Jurassique (décrit par Heybroek, 1942), mais les strates dans cette région sont très fortement fracturées ; ce qui rend la détermination des séquences et l'estimation des épaisseurs difficiles (Walley, 1997). Dans la région de Nahr Ibrahim, l'épaisseur de Jurassique mesurée est d'environ 1700 m (Renouard, 1955). La base de Jurassique est toujours invisible alors que les preuves géophysiques limitées suggèrent que le Trias Supérieur peut exister encore 650 m en dessous de ces séquences connues, ce qui donne une épaisseur jurassique globale de 2300 m (Walley,

1997; Nader and Swennen, 2004b). Pour les âges, Renouard (1951) a considéré que les strates exposées dans cette région appartiennent au Bajocien et sont considérés comme les plus anciennes. Alors que des nouvelles estimations ont donné un âge liasique à ces strates (Dubertret, 1955b; Nader et al., 2003a; Nader, 2011).

Dans l'Anti-Liban, l'estimation d'épaisseur de ces strates est au moins de 2700 m dans la région d'Hermon (au sud) (Walley, 1997). Pour les âges, Renouard (1955) a considéré que les strates exposées sur le côté ouest d'Hermon (région de Chebaa) appartiennent aussi au Bajocien. Alors que Walley (1997) les a attribués à l'Aalénien. En outre et sur le versant syrien d'Hermon, Vautrin (1934) a attribué ces strates au Lias après la découverte des grès et des argiles lignitiques contenant des gastéropodes lacustres (Nader et al., 2008).

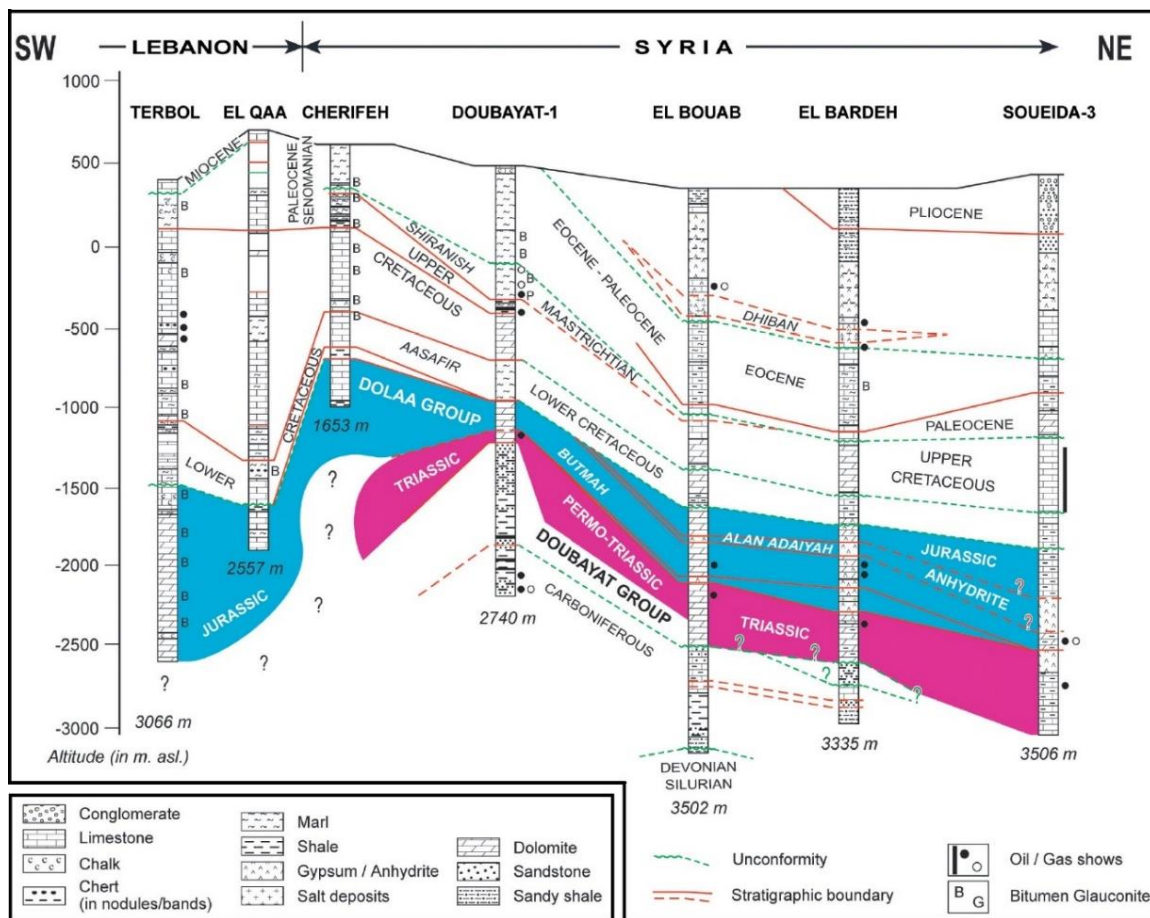


Fig. 18. Corrélacion de faciès des puits d'une section de 700 km s'étendant de Tripoli (NO du Liban) à Soueida (NE de la Syrie) (emplacements des coupes représentés sur la Fig. 16 ; d'après Nader, 2014).

Les roches jurassiques au Liban sont principalement constituées de dolomies et de calcaires micritiques (Renouard, 1955; Dubertret, 1975; Nader et al., 2008). Des environnements marins, peu profonds, chauds, répétitifs et continus prédominaient sans interruption durant le Jurassique au Liban avant le début des mouvements tectoniques majeurs le long de la marge levantine (Dubertret, 1955b; Renouard, 1955; Basson and Edgell, 1971; Walley, 2001; Nader and Swennen, 2004b; Nader et al., 2007). La prédominance des calcaires marins et l'occurrence de grand pourcentage de débris de coquilles de Mollusques et d'algues calcaires confirment la prévalence de ces environnements (Basson and Edgell, 1971). Ces roches forment une unité presque cohérente avec une période d'émergence probable à sa base, reliée à une activité volcanique au Kimméridgien (reflétant un événement orogénique local) et une discordance

marquée au sommet (limite Jurassique-Crétacé) (Walley, 1997; Nader et al., 2004, 2007). La plupart de ces roches sont représentées par la formation de Kesrouane (épaisseur stratigraphique supérieure à 1000 m - **Fig. 19** ; Dubertret, 1975; Nader et al., 2003, 2008).

La formation de Kesrouane est une séquence épaisse, formée de calcaire micritique et de dolomite (**Fig. 15**) (Dubertret, 1955b; Walley, 1997). Cette formation représente une épaisseur stratigraphique supérieure à 1000 m et elle est caractérisée par une dolomitisation très répandue. Ces roches forment sur le terrain une masse bleuâtre, largement karstifiée (Nader et al., 2004).

Une subdivision en deux parties est proposée pour cette formation (Renouard, 1951, 1955). La partie basale est connue par le « Membre de Chouane Dolomitique » (**Fig. 19**). Cette unité est caractérisée par la prédominance de la dolomie grise (dolomie sombre à grains fin à moyen) localement fétide, contenant des laminites microbiennes bien développées, des brèches et des structures en tepees effondrés. Sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres (≈ 500 m), cette unité est observée dans la région de Chouane (autour du barrage de Chouane) (Basson and Edgell, 1971; Walley, 1997; Abdel-Rahman and Nader, 2002; Nader et al., 2004). Cette unité est attribuée au Lias puisqu'elle est en contact normal et continu au-dessus des dépôts de Trias Supérieur évaporitique (Walley, 1997). La dolomie, qui est constituée de cristaux de dolomite rhombique euhédrique, est le résultat d'un remplacement massif dans des conditions d'enfouissement peu profond à intermédiaire, de la boue carbonatée d'origine (Amthor et al., 1993; Mountjoy et al., 1994; Drivet and Mountjoy, 1997; Machel, 1999; Abdel-Rahman and Nader, 2002). Des milieux de dépôt marins peu profonds à très peu profonds caractérisent cette partie (dominance de mudstone bioclastique à wackestone avec intercalations de stromatolites et d'oncolites), avec parfois des évidences intertidales à subaériennes (racines fossilisées) (Nader et al., 2004).

La partie supérieure, qui forme le reste de la formation Kesrouane, est connue par le « Membre de Nahr Ibrahim » (**Fig. 19**) et représente les strates typiques du Jurassique au Liban (Nader et al., 2003a). Cette unité est moins affectée par la dolomitisation et elle est composée principalement de calcaire micritique (reflétant des milieux marins peu profonds). Sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres (≈ 800 m), ce membre est constitué de calcaire épais, massif et faiblement fossilifère avec des unités argileuses minces. Il est caractérisé par la présence fréquente de microstylolites et de veinules remplis par des cristaux de dolomite et de calcite secondaire (Basson and Edgell, 1971; Walley, 1997; Abdel-Rahman and Nader, 2002). Un milieu de dépôt récifal caractérise cette partie (structures liées aux récifs existant dans des lits biomicritiques épais) (Nader et al., 2004). Le sommet de cette formation est caractérisé par une faune plus diversifiée comprenant des stromatoporoides abondants et il est interprété comme étant d'âge de l'Oxfordien Supérieur (Hirsch and Picard, 1988; Walley, 1997). Ceci est confirmé par la datation K-Ar effectué par Laws & Wilson (1997) sur les basaltes de la formation sous-jacente Bhanes (basaltes kimméridgiens) qui donne des âges autour de 148 Ma (Nader et al., 2004).

À Hermon, cette formation est caractérisée par une intercalation calcaire oolithique brun clair avec des marnes grises foncées pour la série bathonienne (180 m) surmontée par une falaise de calcaire bathonien dolomitisé dans des endroits et avec des intercalations marneuses (> 700 m) et elle est toujours accompagnée par un pourcentage appréciable de sable. Ce sable est absent ou pratiquement sans importance dans le nord du Liban ainsi que les intercalations marneuses sont disparues généralement en raison de la dolomitisation. Ceci souligne une différence de faciès entre ces deux régions (Renouard, 1955).

En résumé, la formation de Kesrouane s'étend donc probablement du Lias à l'Oxfordien Supérieur (**Fig. 19**) (Walley, 1997; Nader et al., 2004). Le calcaire de Kesrouane semble représenter par une séquence épaisse de carbonate d'environnement de rampe (Walley, 1997).

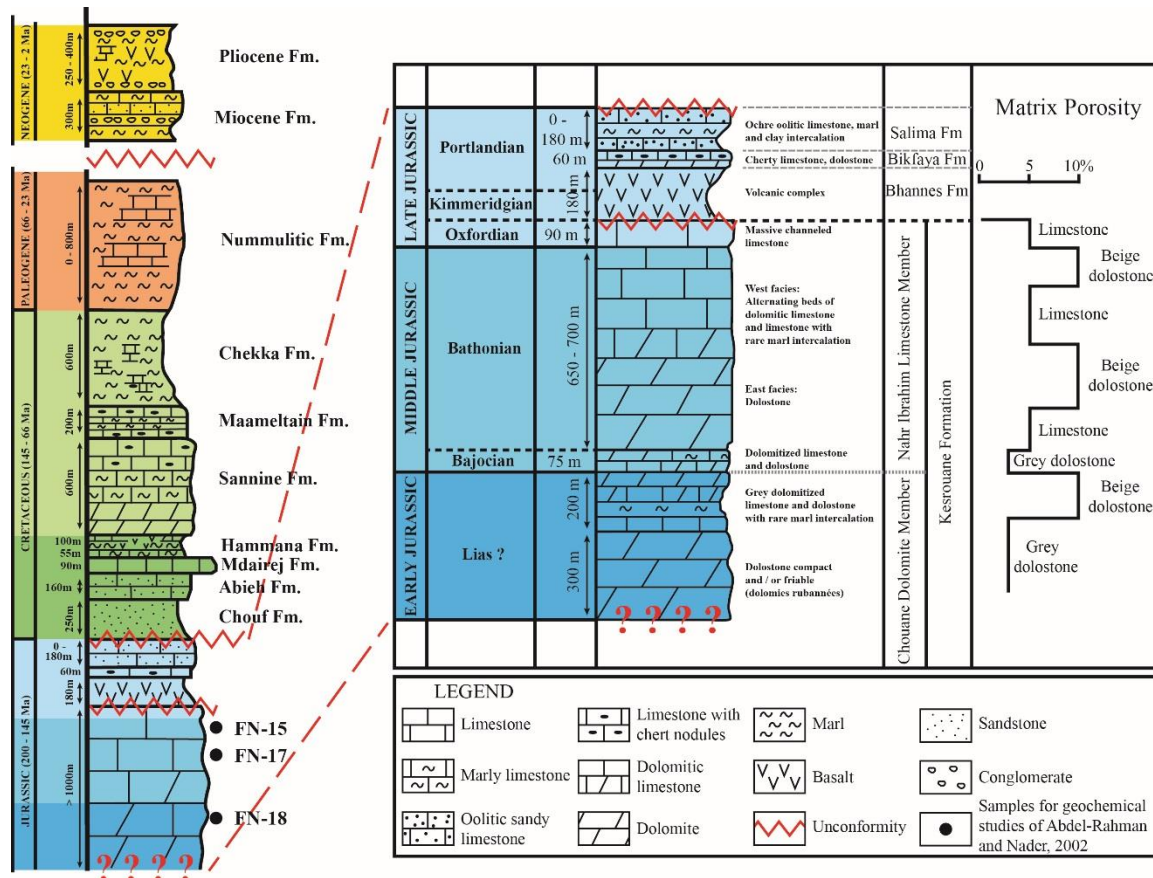


Fig. 19. Tableau litho-stratigraphique détaillé de la séquence des formations jurassiques ainsi l'emplacement des échantillons prélevés pour les études géochimiques de la formation de Kesrouane. Aucune échelle verticale implicite (compilé d'après Abdel-Rahman and Nader, 2002; Nader et al., 2003, 2004).

Au-dessus du calcaire de Kesrouane, trois unités différentes jurassiques sont reconnues et cartographiées plus facilement en montrant une diversité de la stratigraphie, allant du Kimméridgien au Tithonien. On reconnaît une séquence inférieure distinctive la formation de Bhannes avec des roches volcaniques, suivie par la formation de Bikfaya sous forme d'une moyenne falaise de calcaire, et puis la formation de Salima qui semble plus mince, plus stratifié et aussi plus carbonaté (**Fig. 15**). Considérés comme des unités d'environnement marin peu profond, les faciès sont affectés par des variations latérales de faciès (Walley, 1997) attribuées à un soulèvement local dans le centre et le nord du Liban (Dubertret, 1955b; Renouard, 1955; Saint-Marc, 1980; Picard and Hirsch, 1987; Clark and Boudagher-Fadel, 2001; Walley, 2001; Nader, 2011) plus important que l'augmentation constante du niveau marin absolu (de l'Oxfordien au Tithonien ; Nader et al., 2007). Cette émergence, visible au nord et au centre, provoque la fracturation et la karstification de la masse rocheuse jurassique en produisant des fractures et des dépressions qui sont remplies par la suite par des dépôts volcaniques et des débris continentaux (Renouard, 1955; Nader et al., 2003a; Collin et al., 2010).

La formation Bhannes (50 à 150 m ; **Fig. 15**) est une formation volcanique distinctive de tufs et de basaltes rouge-brun du Jurassique Supérieur (Basson and Edgell, 1971). Reconnue par Dubertret (1929, 1933, 1955, 1975), cette formation est un mélange de lithologies comprenant

des carbonates, des marnes et localement avec des laves et des pyroclastiques bien qu'elle soit largement considérée comme une unité entièrement volcanique (Walley, 1997). Ce volcanisme s'est produit aussi dans les chaînes côtières syriennes et dans les Palmyrides (Mouty et al., 1992; Nader, 2011).

Dubertret (1975) définit cette formation même en absence du volcanisme, comme une intercalation distincte jaune et tendre entre deux falaises carbonatées blanches et dures des formations de Kesrouane et de Bikfaya (Walley, 1997).

L'âge de la formation Bhannes (148 Ma par datation K-Ar ; Laws and Wilson, 1997) est confirmée par des études paléontologiques, donnant un âge d'Oxfordien tardif au Kimméridgien précoce (Dubertret, 1929, 1933, 1955b, 1975; Saint-Marc, 1980; Walley, 1997). Ces datations permettent de la corrélérer avec la formation Devorah volcanique d'Oxfordien de Galilée - nord Israël (Picard and Hirsch, 1987; Lang and Steinitz, 1990; Walley, 1997).

L'origine du volcanisme, de la tectonique et du soulèvement de cette formation reste incertaine et ne semble pas associé au rifting, mais plus probablement à un événement thermique régional. Des conditions continentales subaériennes prévalaient à cette époque (Nader et al., 2004) et ces événements sont plutôt liés à un volcanisme de point chaud (activité du panache du manteau) centré dans la région du Levant tout au long du Jurassique Supérieur - Crétacé Inférieur (Garfunkel, 1991; Wilson, 1992; Walley, 1997; Nader and Swennen, 2004b; Nader, 2011).

La formation de Bhannes est recouverte par la formation de Bikfaya (**Fig. 15** ; Dubertret, 1929, 1933, 1955, 1975) de façon presque conforme et probablement après un intervalle de temps (Walley, 1997). C'est une formation massive distincte et largement traçable par des carbonates micritiques gris pâle, d'environnement marin, peu profond représenté par le retour occasionnel de la mer sur les tufs et laves subaériens de Bhannes (Basson and Edgell, 1971; Dubertret, 1975; Walley, 1997; Nader et al., 2007).

La formation est riche en algues, coraux, bivalves, stromatoporoïdes, brachiopodes et nodules de silice (Basson and Edgell, 1971; Walley, 1997). On distingue trois sous-unités : une base composée de lits épais de calcaires micritiques avec des nodules siliceux, une partie médiane comprenant des coraux et stromatoporoïdes en biohermes massifs, et un sommet riche en brachiopodes et bivalves constitué de couches épaisses boueuses (Clark and Boudagher-Fadel, 2001; Nader et al., 2007). Cette unité atteint une épaisseur maximale d'environ 60 à 80 m, mais elle peut varier très rapidement (Walley, 1997). Basson et Edgell (1971) ont attribué un âge Portlandien Inférieur à cette formation alors que Walley (1997) l'a attribué un âge Kimméridgien tardif à Tithonien précoce. Les auteurs (Dubertret, 1929, 1933, 1955b, 1975; Saint-Marc, 1980; Walley, 1997; Nader, 2011) ont décrit cette formation comme étant recouverte par la formation de Salima, alors que Basson et Edgell (1971) ont décrit une formation (sans nom) de tufs volcaniques semblables à la formation Bhannes qui vient recouvrir la formation de Bikfaya et qui est suivie par la formation de Salima.

Ces deux dernières formations présentent des variations d'épaisseurs similaires. La vallée de Nahr Ibrahim montre cette particularité où, à son extrémité Nord-Est ces deux unités ont des épaisseurs d'environ 150 m chacune, alors qu'à l'extrémité Sud-Ouest, ces deux unités sont absentes. Ceci est expliqué par la morphologie du bloc incliné créé par des failles au pré-Crétacé dans la formation de Kesrouane (**Fig. 20**) (Nader et al., 2007; Collin et al., 2010).

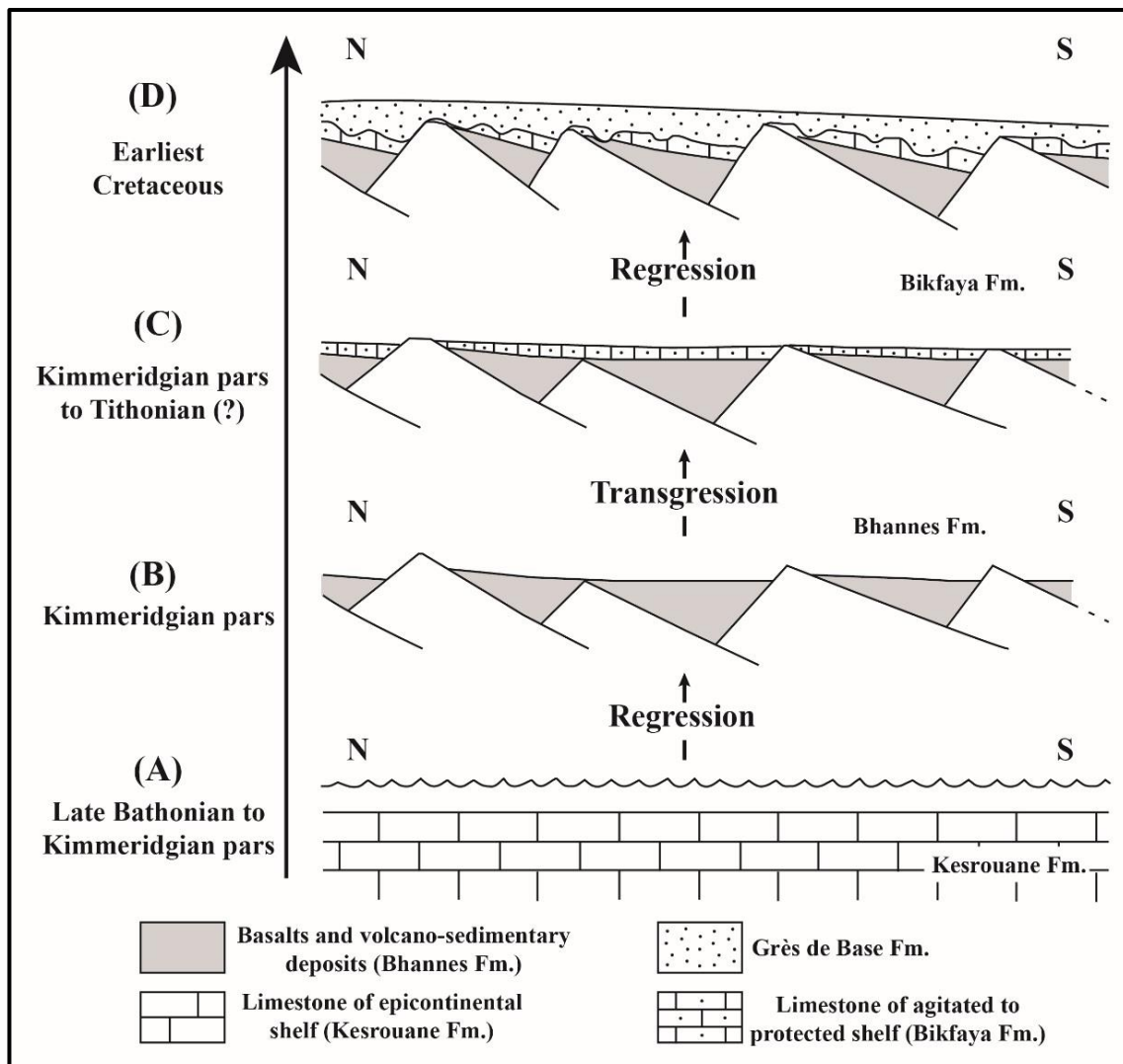


Fig. 20. Diagramme résumant les principaux événements sédimentaires et tectoniques au Liban depuis le Bathonien tardif jusqu'au début du Crétacé et montrant la morphologie de bloc incliné des formations jurassiques (d'après Collin et al., 2010).

La formation de Salima (Fig. 15, Dubertret, 1929, 1933, 1955, 1975) est décrite comme une séquence très variable de calcaire jaunâtre très marneux formée de l'alternance de calcaires oolithiques ferrugineux brun-jaune (souvent creusés et recoupés) avec des marnes brunes (Basson and Edgell, 1971; Walley, 1997). En raison d'une discordance érosive pré-Crétacé, l'épaisseur de cette formation varie énormément de 180 m à Salima (région du Metn) à seulement quelques mètres dans d'autres endroits (ex : affleurements de Nahr Ibrahim dans le Mont-Liban), voire elle disparaît totalement (Basson and Edgell, 1971; Walley, 1997). Les unités supérieures de la formation Salima sont considérées comme Tithonien Supérieur avec la présence d'ammonites *Berriasella Richteri* (Hirsch and Picard, 1988; Walley, 1997). Le Tithonien est caractérisé par des fluctuations à haute fréquence du niveau marin (Nader et al., 2007). L'interaction de ces fluctuations avec le soulèvement local est reflétée sur l'environnement de dépôt représenté par des lits montrant les effets d'une régression graduelle et discontinue avec d'importants dépôts de carbonate en eau marine, peu profonde dans divers sous-environnements avec une influence terrigène (Walley, 1997; Clark and Boudagher-Fadel, 2001; Nader et al., 2007). Ceci est expliqué par la prédominance de l'effet du soulèvement sur l'élévation eustatique. Cette formation est considérée comme équivalente à la formation de Haluza en Israël (Derin, 1974; Hirsch and Picard, 1988).

A l'intérieur de la Syrie, la majeure partie de la succession post-Callovienne jusqu'au début de l'Albien est absente (érosion et/ou non-dépôt). Les strates tithoniennes semblent totalement absentes au Liban, en Syrie, en Jordanie et dans l'ouest de l'Irak (Mouty, 2000; Nader, 2011) grâce à la régression marine de grande amplitude et l'exposition subaérienne de toute la région (Collin et al., 2010).

4.3 Formations du Crétacé

A la fin du Jurassique, une chute importante du niveau marin (**Fig. 15**, Walley, 1997; Nader et al., 2003, 2007) coïncide avec un soulèvement entraînant une exposition subaérienne et une érosion probable de la formation jurassique mais qui n'est pas quantifiée. Une discordance évidente et un hiatus important (jusqu'à Berriasian – Barremian) marquent cet événement qui provoque ainsi un changement dans la nature des dépôts représentés par le grès du Crétacé basal connu sous le nom de « Grès de base - formation de Chouf » (Dubertret, 1929, 1933, 1955b, 1975; Renouard, 1951, 1955; Basson and Edgell, 1971; Walley, 1997; Nader et al., 2007). Le grès de base se compose de grès ferrugineux de couleur ocre et de rares intercalations lignitiques du fait de sa déposition dans des conditions continentales fluvio-deltaïques (Basson and Edgell, 1971; Walley, 1997; Nader et al., 2007). Cette formation est d'une épaisseur de 10 à 330 m (**Fig. 15**) et elle est âgée du Crétacé Inférieur plus probablement du Néocomien tardif à l'Aptien précoce (Basson and Edgell, 1971).

L'Aptien Inférieur est témoin de la réapparition de la mer et le retour progressif des dépôts de carbonates dans des environnements peu profonds et récifaux (Walley, 2001). Cette époque est caractérisée par un lit de calcaire compact formant une falaise verticale distincte où les dernières couches de grès apparaissent en alternance avec des argiles et des calcaires oolithiques (**Fig. 15** et **Fig. 17**) (Renouard, 1955). Ces unités calcaires massives se déposent sous environnement marin peu profond (Nader, 2000). L'Albien est caractérisé par un milieu marin littoral avec un bref retour local à des conditions supra-tidales avec des dépôts siliciclastiques avant l'élévation de niveau marin à l'Albien Supérieur (Noujaim, 1977; Walley, 2001). Le Crétacé Inférieur est caractérisé par une épaisseur qui varie entre 400 et 600 mètres (Renouard, 1955).

Une transgression majeure est connue au Cénomaniens et elle est suivie par des conditions marines moins profondes au Turonien Supérieur (Dubertret, 1955b). Le Cénomaniens-Turonien est d'une épaisseur moyenne de 900 mètres à dominante calcaire dont il couvre plus de la moitié du territoire libanais (Renouard, 1955). Des changements est-ouest des environnements sont observés dans le Mont-Liban et caractérisés par l'augmentation de la profondeur vers l'ouest. Ceci est traduit par des environnements supratidaux/péritidaux et des milieux récifaux/lagunaires allant vers des domaines carbonatés pélagiques plus profonds (Walley, 1997; Nader et al., 2006). Au nord du Liban, le Cénomaniens-Turonien s'est déposé dans un contexte de rampe carbonatée en progradation (Hawie et al., 2013).

La limite Turonien-Sénonien se confirme par une discordance régionale (Wood, 2001; Müller et al., 2010).

Au Sénonien, le nord de l'Arabie est témoin d'une nouvelle subsidence (Nader, 2011) qui persiste jusqu'à l'Eocène moyen (Walley, 1998; Hawie et al., 2013; Bou Daher et al., 2014). Cette subsidence est associée à une élévation du niveau de la mer (Haq, 2014) ce qui provoque la submersion des carbonates préexistants. Ceci conduit au dépôt d'une épaisseur variable de calcaires et de marnes (wackestone soutenus par des boues) qui varie de plus de 600 mètres dans la Bekaa Sud, 300 mètres près de Chekka à quelques mètres voire absente dans d'autres régions (Renouard, 1955).

A la fin du Crétacé, le bassin a connu une sédimentation presque continue alors que des événements d'érosion dans la marge et sur la côte ont été enregistrés. Ceci est causé par une discordance régionale du Maastrichtien supérieur au Paléocène inférieur (Müller et al., 2010) suivie par le dépôt des sédiments de Paléocène Supérieur (Müller et al., 2010; Bou Daher et al., 2016).

4.4 Formations du Cénozoïque

Les dépôts marins ont persisté au Liban dans des dépo-centres isolés jusqu'à l'Eocène moyen (Dubertret, 1955b; Walley, 1998; Nader, 2000, 2011; Nader and Swennen, 2004b). Deux unités sont attribuées à l'Eocène : une précoce, elle est composée de marnes et de calcaires argileux avec cherts au sud du Liban et dans la Bekaa (**Fig. 14**), et l'autre moyenne constituée de calcaires nummulitiques avec une épaisseur totale qui atteint 900 m dans le sud de la Bekaa (**Fig. 14**) (Dubertret, 1975; Walley, 1997). Ces dépôts sont absents au nord de Baalbek en raison de non-dépôt (Renouard, 1955).

De l'Éocène Supérieur à l'Oligocène Supérieur, un événement tectonique majeur lié à la deuxième phase de plissement de l'Arc Syrien engendre le soulèvement des chaînes côtières syriennes et celui du Mont Liban (Guiraud and Bosworth, 1997; Brew et al., 2001b). Ce soulèvement a été accompagné d'une régression marine (Haq et al., 1988; Wood, 2001) provoquant un hiatus régional (Müller et al., 2010). La Palmyre enregistre des dépôts calcaires gréseux nummulitiques accompagnés par des variations latérales importantes en lien avec ce soulèvement tectonique (Yzbek, 1998); alors qu'au Liban, les strates équivalentes sont entièrement absentes par un non-dépôt et/ou d'érosion (**Fig. 15** et **Fig. 17**) (Müller et al., 2010; Nader, 2011).

Puis, une discordance régionale de l'Éocène moyen au Miocène Inférieur marque la région (Dubertret, 1975; Müller et al., 2010; Hawie et al., 2013). Le soulèvement des structures libanaises au Miocène moyen est accompagné par une sédimentation limitée à la côte et au bassin intérieur de la Bekaa (Nader, 2011) avec des faciès distincts. Le premier faciès est partiellement marin exposé dans la région littorale au niveau de Nahr el Kalb et Jebel Terbol (Liban central et nord) et constitué de calcaires récifaux passant à des conglomérats d'une épaisseur stratigraphique variant entre 200 et 300 m (Dubertret, 1955b; Walley, 1997; Müller et al., 2010). Le deuxième faciès, déposé dans la Bekaa, est continental (Renouard, 1955) et constitué de dépôts marneux lacustres d'environ 200-800 m recouverts par des conglomérats de cônes alluviaux de 500-600 m générant ainsi des séquences totales de 1.5 km de sédiments miocènes dans la Bekaa (Dubertret and Wetzell, 1951; Walley, 1998; Müller et al., 2010).

Au Messénien, la région de la mer Méditerranée a été témoin d'une importante régression marine provoquant la « crise de salinité messénienne », accompagnée par un hiatus, ou des dépôts d'évaporites (**Fig. 7**).

Au Pliocène, la zone nord-ouest autour de Tripoli est ennoyée, dominée par des conditions marines ouvertes. La séquence du Pliocène est déposée en discordance sur les roches miocènes et elle est formée des sédiments continentaux fluviaux et lacustres avec un certain basalte et panaches volcanismes qui a prédominé les régions de la Bekaa et du Akkar (nord du Liban ; **Fig. 15**) par une épaisseur de 450-500 m (Dubertret, 1975; Brew et al., 2001b; Abdel-Rahman and Nassar, 2004).

5 La Formation Kesrouane dans son contexte régional

La région de Nahr Ibrahim, la zone de notre étude (**Fig. 21**), a été la base des différentes études menées sur le Jurassique du Mont-Liban (Dubertret and Wetzel, 1951; Renouard, 1955; Ja'ouni, 1971; Dubertret, 1975; Walley, 1997; Abdel-Rahman and Nader, 2002; Nader and Swennen, 2004b; Nader et al., 2008; Nader, 2011) pour plusieurs raisons : 1) l'épaisse séquence de la plateforme de carbonate jurassique, 2) le très faible pendage de l'affleurement, 3) la perturbation des séquences stratigraphiques est mineure grâce à des failles supposées être liées au soulèvement général de la montagne et 4) la présence des plus anciennes strates exposées (Renouard, 1951; Dubertret, 1955b; Basson and Edgell, 1971; Walley, 1997; Abdel-Rahman and Nader, 2002; Nader et al., 2003a; Nader, 2011). Cette région est une vallée d'orientation est-ouest et d'une longueur totale de 23 km. Elle est formée d'un canyon étroit, très érodé, ayant un gradient raide et abritant une rivière vivace (Abdel-Rahman and Nader, 2002). La gorge du Nahr Ibrahim présente la meilleure exposition des roches de la formation de Kesrouane (Walley, 1997).

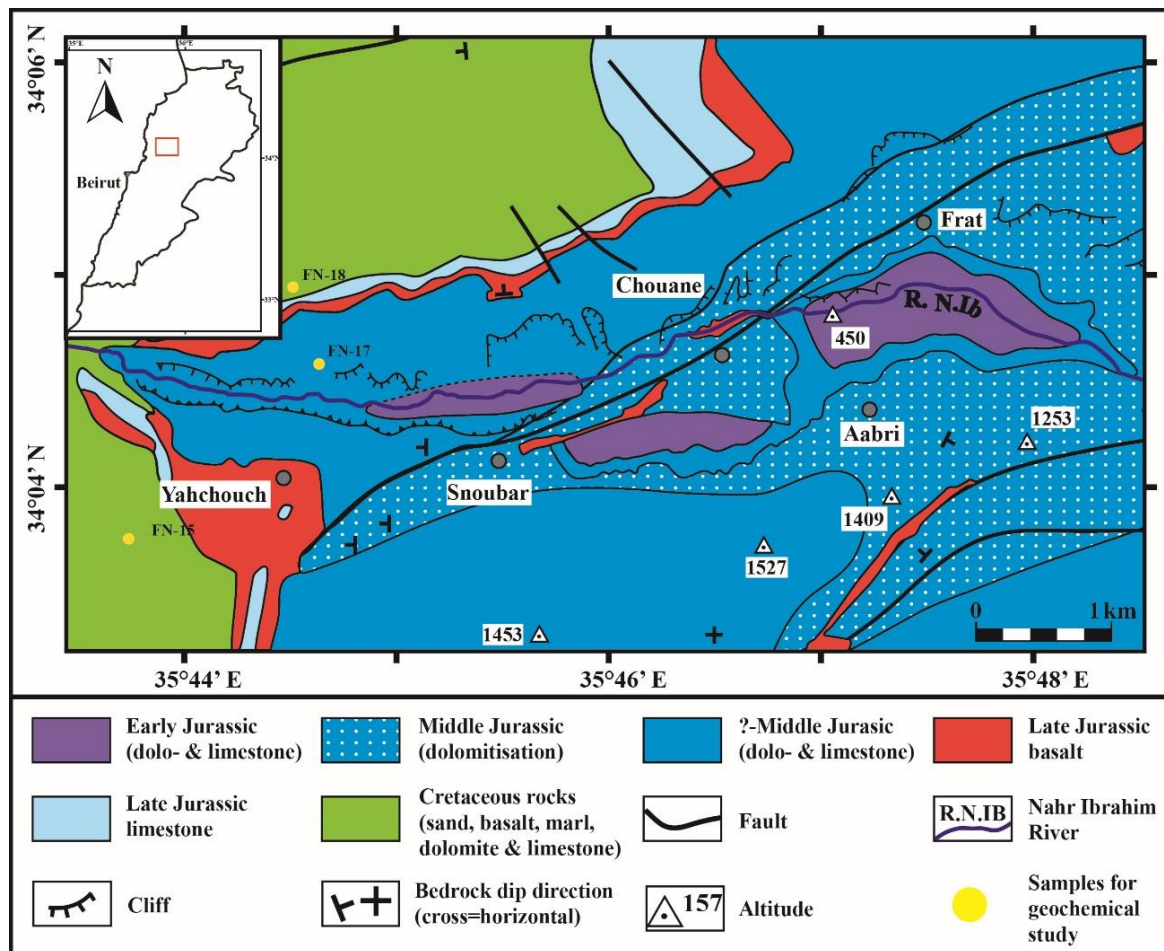


Fig. 21. Carte géologique de la région de Nahr Ibrahim, montrant l'emplacement des échantillons prélevés dans des roches carbonatées du Jurassique (compilée d'après Abdel-Rahman and Nader, 2002; Nader et al., 2004).

5.1 Formations synchrones

Les corrélations stratigraphiques dans la région de Moyen Orient permet d'établir une continuité latérale de la formation de Kesrouane.

En Syrie, la succession sédimentaire du Jurassique Moyen est connue dans les chaînes côtières sous forme d'une unité présentant les mêmes caractéristiques qu'au Liban (Mouty, 2000; Almeras and Mouty, 2001; Collin et al., 2010). Dans les Palmyrides, les roches du Jurassique Inférieur-Moyen montrent une épaisseur de dizaines à quelques centaines de mètres (Mouty, 1997; Mouty and Zaninetti, 1998; Nader, 2011) alors que celles du Jurassique Supérieur sont absentes grâce à une intense érosion au cours du Jurassique Supérieur - Crétacé Inférieur.

En Israël, elle est connue par la plateforme carbonatée d'« Haïfa » (Jurassique moyen à tardif) qui s'étend de la chaîne côtière à la Galilée. Elle est représentée par des calcaires, des calcaires dolomitiques et des dolomies de plus de 1000 m d'épaisseur dans le sous-sol (Picard and Hirsch, 1987; Hirsch and Picard, 1988; Walley, 1997; Hirsch et al., 1998; Krashennnikov, 2005; Nader, 2011). Attribuée au Lias supérieur à Oxfordien, elle est déposée dans un environnement marin peu profond (Collin et al., 2010). En approche plus globale, la formation de Kesrouane et les autres séquences jurassiques sont incorporées dans une seule unité connue en Israël par le « Groupe Arad » (Picard and Hirsch, 1987; Walley, 1997; M. and Vulkan, 1997).

Une vaste plateforme carbonatée épicontinentale relativement peu profonde et presque plane s'étend de la Syrie (chaînes côtières) au nord d'Israël (chaînes côtières, Galilée). Sur plusieurs centaines de kilomètres, ce dépôt est soutenu par une grande stabilité géodynamique régionale du Bathonien au Kimméridgien précoce (Collin et al., 2010). Cet épisode s'est terminé soudainement par un événement volcanique associé à une période de régression marquée et accompagnée d'une exposition totale ou partielle de la plateforme (Hirsch and Picard, 1988; Krashennnikov, 2005).

Vers le sud, des environnements marins plus profonds sont signalés dans le Sinaï et le Néguev durant le Jurassique moyen. L'événement volcanique et le soulèvement n'ont pas affecté cette région, permettant ainsi la persistance de dépôt des sédiments marins (Collin et al., 2010).

5.2 Modèle de dépôt de Kesrouane

Sur une grande partie du Liban, la formation de Kesrouane se dépose dans des environnements marins très peu profonds pendant une période tectonique/ géodynamique constante et calme. Ce contexte a permis une morphologie stable de cette plateforme accompagnée par une subsidence intense permettant une accumulation épaisse de sédiments (Collin et al., 2010). Ces environnements peu profonds sont de quelques mètres de profondeur d'eau, abrités, à basse énergie, chaud et bien éclairé.

Certaines zones localement, présentent des environnements plus profonds, plus ouverts et parfois plus énergétiques comme dans le sud de l'Anti-Liban (Yanta, région de Bekaa), montrent des changements d'épaisseur et de lithologie entre l'Oxfordien et le Kimméridgien. Dans des conditions similaires, ces régions ont enregistré durant l'Oxfordien moyen une sédimentation propre à un environnement plus profond et ouvert caractérisé par une unité de marnes jaunes avec des ammonites. Ces marnes sont surmontées par une formation calcaire corallienne déposée dans un environnement peu profond entre l'Oxfordien moyen à tardif et le Kimméridgien précoce.

Collin et collaborateurs (2010) ont subdivisé la formation de Kesrouane et identifié des paléoenvironnements grâce à une analyse sédimentologique. Le résultat est un modèle sédimentologique à sept faciès distincts (**Fig. 22**). Ce modèle montre des séquences ascendantes épaisses et peu profonde qui s'amincissent vers le haut de la formation montrant un ralentissement de la création d'accommodation avant l'exposition de la marge levantine au cours du Kimméridgien (Collin et al., 2010).

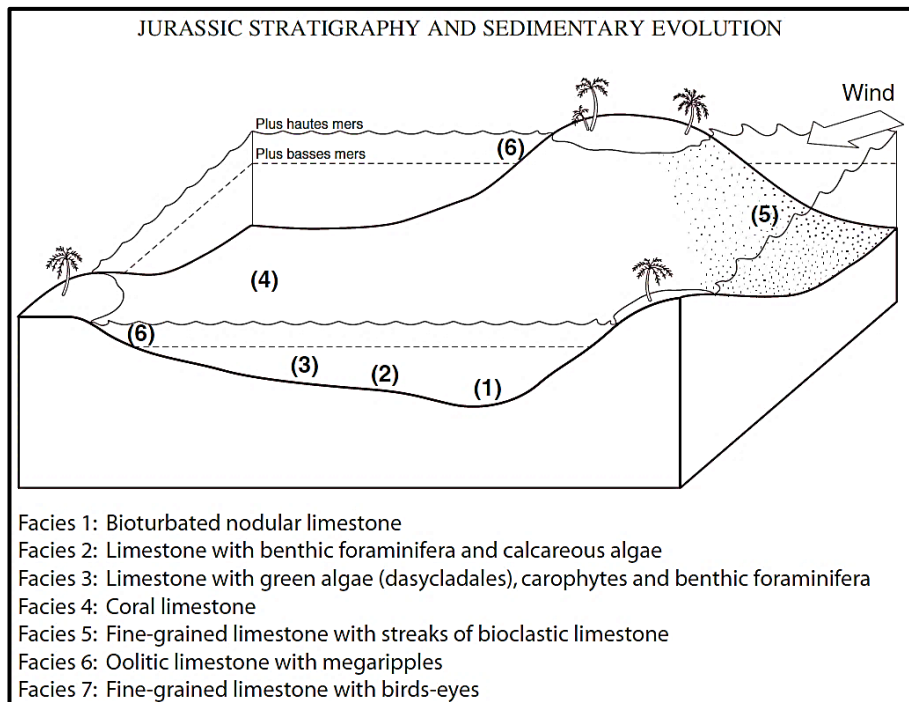


Fig. 22. Modèle sédimentologique de la formation de Kesrouane (membre Nahr Ibrahim) et Bikfaya du Jurassique du Liban montrant la distribution de divers faciès de plate-forme carbonatée (d'après Collin et al., 2010).

5.3 Géochimie et dolomitisation de la formation Kesrouane

Comprendre les processus géologiques de dolomitisation et diagénétiques ayant affectés la formation Kesrouane, nécessite d'intégrer et de comprendre son évolution post-sédimentaire.

La formation de Kesrouane enregistre son enfouissement maximum (de 3000 m) au Crétacé Supérieur (Nader et al., 2004). L'analyse de l'enfouissement réalisée par Nader et al. (2004) sur toute la formation de Kesrouane (Jurassique précoce-tardif) dans le nord du Mont-Liban (**Fig. 23**), montre que celle-ci a subi plusieurs phases de diagenèse depuis sa sédimentation, résumées dans un diagramme proposé par Nader et al. (2003) (**Fig. 24**).

Dans la formation de Kesrouane, les dolomies existantes sont divisées en deux types distincts génétiquement (**Fig. 21**). Le membre de Chouane est caractérisé par des dolomie grise anhédrique à grains fins à moyens et interprété comme une dolomie précoce « stratabound à reflux » associé à l'infiltration d'eau de mer évaporée. Le membre de Nahr Ibrahim est caractérisé par de la dolomie beige planaire à gros grains et interprété comme une dolomie associée au volcanisme hydrothermal. En présence des contextes géologiques similaires, ces deux types peuvent se produire dans toutes les régions de la Méditerranée orientale et du Moyen-Orient (Nader et al., 2004).

Dans la région de Nahr Ibrahim, les dolomies grises affleurent uniquement dans les parties les plus profondes de la vallée qui incisent les strates jurassiques presque horizontales. Alors que les dolomies beiges se trouvent en forme de larges ceintures le long des failles majeures régionales où existent également et de façon locale les basaltes du Jurassique Supérieur (Nader et al., 2004).

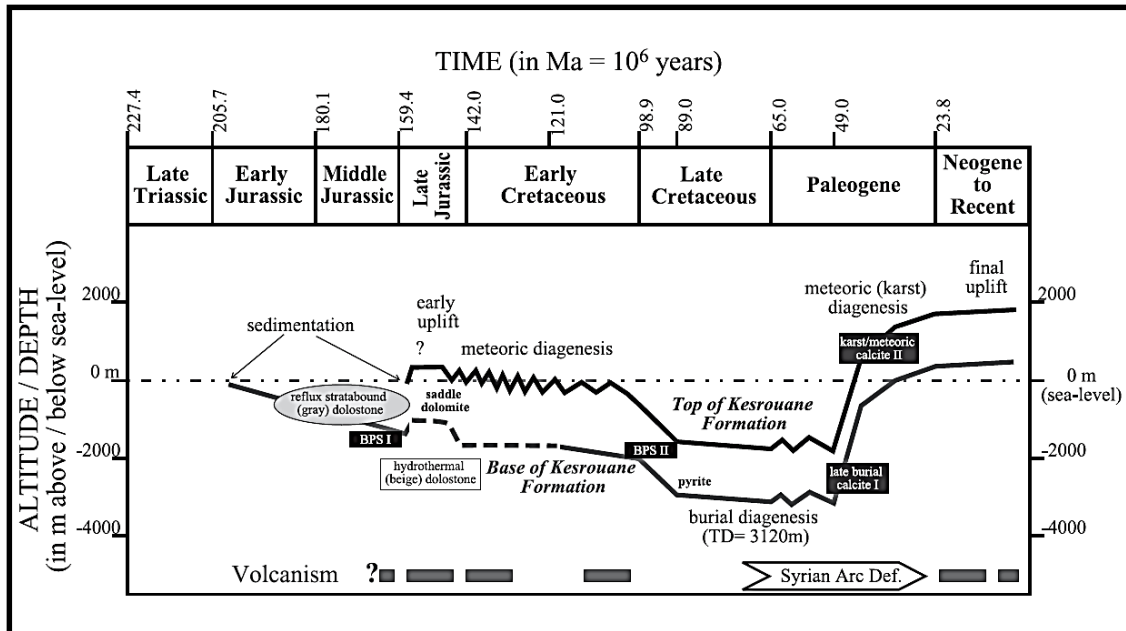


Fig. 23. Courbes d'enfouissement de la formation de Kesrouane dans le nord du Mont-Liban (d'après Nader et al., 2004).

La première phase de dolomitisation produit la dolomie grise à cristaux non-stœchiométriques et non plans avec des oxydes/hydroxydes de fer et argiles abondants dans la porosité intercrystalline, de la matière organique et quelques nodules d'évaporite pseudomorphes (Nader et al., 2007). Ces caractéristiques sont liées au mode de formation de la dolomie, censé être une dolomitisation précoce par reflux d'infiltration d'eau de mer hypersaline à méso-saline (environnement lagunaire et/ou zones marines peu profondes) (Wilson et al., 1990; Nader et al., 2004).

La deuxième phase de dolomitisation de la formation de Kesrouane (dolomie beige) est censée être le résultat d'une dolomitisation hydrothermale contrôlée par failles. Ces dolomies se trouvent dans toute la séquence jurassique le long des failles pré-crétacées (Nader et al., 2008) et l'intensité fut telle qu'elles ont pu affecter jusqu'au membre de Chouane par la transformation de la dolomie grise en beige. Ces dolomies présentent une texture plus poreuse et plus cristalline et elles montrent des signes de recristallisation (néo-morphisme) indiquant un phénomène de dolomitisation et/ou recristallisation de dolomites préexistantes. La dolomie beige est plus stœchiométrique et ordonnée que la dolomie grise et elle est caractérisée aussi par des teneurs plus faibles en argile et en oxydes/hydroxydes de fer (Nader et al., 2004). Liée au soulèvement de la plate-forme du Jurassique dans le centre et le nord du Liban, cette phase est interprétée comme ayant eu lieu du Jurassique Supérieur au Crétacé Inférieur (Nader et al., 2004, 2007, 2008).

Ceci est confirmé par :

- 1) la courbe d'enfouissement de la formation de Kesrouane, qui estime une épaisseur maximale de 1000 m pour la formation des dolomites beiges (**Fig. 23**) ;
- 2) les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de ces dolomites (-9.0 à -7.3‰ V-PDB) qui sont relativement appauvris par rapport à la signature isotopique de l'oxygène de l'eau de mer du Jurassique Supérieur ;
- 3) les résultats des températures d'homogénéisation obtenues dans les inclusions diphasiques secondaires dans les dolomites à matrice beige et le ciment de dolomite associé (températures de formation comprises entre 50 et 90 °C). Les fluides de dolomitisation sont le résultat du mélange des saumures évaporatives sous-jacentes (fluides dolomitants des dolostones grises et/ou la dissolution des évaporites du Trias tardif) avec l'eau de mer sus-jacente. Ces fluides ont circulé par effet thermique dans les roches voisines durant le volcanisme kimméridgien. Les couches post-jurassiques épaisses et imperméables bloquent cette dolomitisation avant le Crétacé moyen où l'aquifère du Jurassique est devenu confiné.

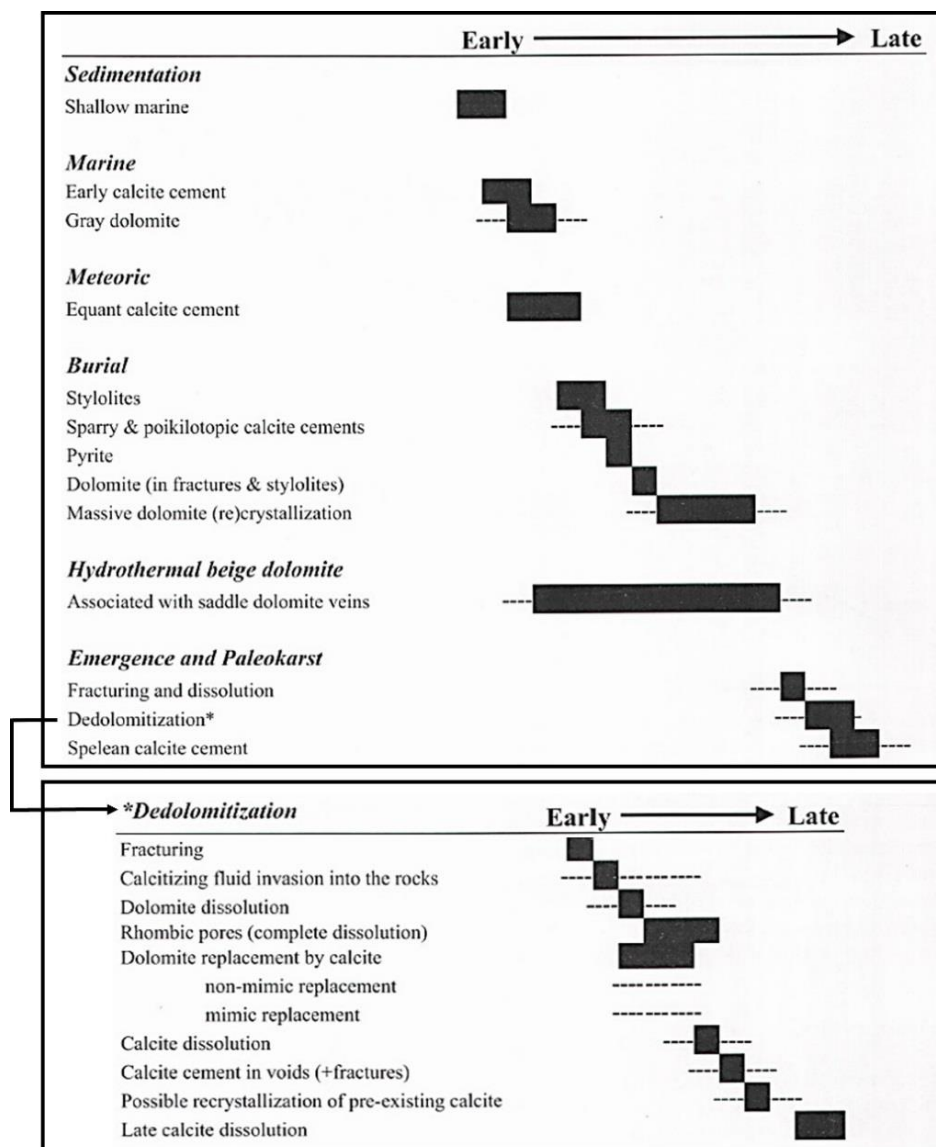


Fig. 24. Séquence des stades diagénetiques des carbonates de la formation Kesrouane exposés le long du tunnel de Daraya (d'après Nader et al., 2003).

Abdel-Rahman et Nader (2002) présentent une étude géochimique détaillée des différentes unités lithologiques et y compris la formation de Kesrouane (**Fig. 19**) :

- 1) Une teneur faible en Al (0,19% en poids d'Al₂O₃, en moyenne) (**TAB. 1**) liée à la source probable d'Al dans l'ensemble des roches carbonatées étudiées. La source semble être liée à l'altération des feldspaths des roches ignées-métamorphiques cristallines dans les pays voisins alors que les principaux événements volcaniques dans la région sont post-jurassiques.
- 2) Des teneurs faibles en K et Na (**TAB. 1**) qui peuvent être causé par le lessivage produit lors de la dolomitisation du calcaire micritique original.
- 3) Une teneur élevée en Mg (19,8% en poids) et en Mn (0,11% en poids de MnO) avec une teneur modérée en Fe (0.62% en poids de FeO) (**TAB. 1**). Ces teneurs sont probablement dues à un système « ouvert » permettant l'introduction de ces éléments (Mg, Mn et Fe) lors de l'enfouissement via les fluides diagénétiques (Veizer, 1983; Woo et al., 1993). Elle est donc reliée à la dolomitisation et la substitution du Mg par du Fe (et du Mn mineur) dans la dolomite.
- 4) Des teneurs très faibles en P (0.01% en poids de P₂O₅), K (0.02% en poids de K₂O) et Ti (0.01% en poids de TiO₂) (**TAB. 1**).
- 5) Des teneurs faibles en Sr, Rb, Y et Nb (**TAB. 1**) sont dues probablement à la dolomitisation des roches calcaires provoquant l'augmentation nette de la porosité qui améliore à son tour la lixiviation.
- 6) Des teneurs faibles en éléments des terres rares REE caractérisent le calcaire micritique de la formation de Kesrouane.

TAB. 1. Composition des principaux éléments (en% en poids) dans la formation de Kesrouane du Nahr Ibrahim (pour la localisation des échantillons voir Fig. 21 ; d'après Abdel-Rahman and Nader, 2002).

Composition des éléments majeurs (en wt%)											
Sample	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅	LOI
FN-18	<d/l	0.01	0.13	0.05	0.01	20.79	33.12	<d/l	<d/l	0.01	45.55
FN-17	0.05	0.02	0.23	1.64	0.11	18.83	33.06	<d/l	0.02	0.01	45.77
FN-15	0.03	0.01	0.2	0.17	0.01	0.53	55.62	0.22	0.02	0.01	42.72
Ave.	0.04	0.01	0.19	0.62	0.04	13.38	40.6	0.22	0.02	0.01	44.68
Composition des éléments traces (en ppm)											
Sample	Ga	Nb	Pb	Rb	Sr	Th	U	Y	Ni	Sc	Zn
FN-18	2.3	4.4	<d/l	<d/l	54.3	<d/l	5.3	7.2	<d/l	25	25
FN-17	2.7	4.1	<d/l	<d/l	49.7	<d/l	7.5	9.4	5	15	23
FN-15	2.8	2.5	2.5	1.5	123.2	6.5	8.2	7.8	<d/l	40	24
Ave.	2.6	3.67	2.5	1.5	785.73	6.5	7	8.13	5	26.67	24
<d/l : sous la limite de détection ; Ave : Moyenne											

5.4 Rôle dans les systèmes pétroliers

La formation de Kesrouane, ainsi que les séries triasiques dans la région, joue un rôle important dans la compréhension du système pétrolier (roches sources, réservoirs et couvertures).

5.4.1 Roches mères

En se basant sur les études de terrain, l'analyse géochimique et les corrélations stratigraphiques régionales, on peut trouver des roches-mères potentielles du Permien au Pliocène. Les séries pré-Jurassique, et surtout le Trias, jouent un rôle important dans le système pétrolier de la région.

En Syrie, la formation Amanus dolomitique représente les roches-mères essentielles du pétrole des réservoirs du Trias dans les Palmyrides (Beydoun, 1977a; Barrier et al., 2014). La dolomite basale de la formation de Kurrachine est considérée comme une roche-mère importante dans le nord-est avec un carbone organique total (COT) de 1% (Barrier et al., 2014; Ghalayini et al., 2018). La formation de Mulussa est une roche-mère reconnue en Syrie (Grabowski, 2014). La formation Sargelu du Jurassique moyen est constituée de marne bitumineuse et représente une roche-mère importante seulement dans le nord-est de la Syrie (Barrier et al., 2014).

En Israël, des études des restes palynologiques ont été réalisées sur des hydrocarbures provenant des puits d'exploration, des réservoirs de production du Crétacé Inférieur et du Jurassique Supérieur et des fuites de la mer Morte. D'après leurs teneurs en spores et en pollen, ces hydrocarbures proviennent de roches pré-jurassiques et probablement d'origine triasique (Horowitz and Langozky, 1965; Beydoun, 1977a, 1981). Les argiles et carbonates riches en matière organique sont présentes dans les formations triasiques (Saharonim, Mohilla et Shefayim) et Jurassique Inférieur (Formation d'Inmar), et elles représentent des roches-mères avec des valeurs de COT de 0,5 à 1,4% et allant jusqu'à 3% (Beydoun, 1977a; Bein et al., 1984; Cohen, 1988; Olam, 1995; Gardosh and Tannenbaum, 2014b). Le calcaire argileux de la formation de Barnea de Jurassique moyen constitue aussi une roche-mère (à kérogène du type II) avec un COT de 0.6% à 2.6% (Bein and Soffer, 1987; Gardosh and Tannenbaum, 2014b). Par contre, la formation de Delta du Jurassique moyen montre des valeurs insuffisantes de COT (0.5%) pour la génération d'huiles et de gaz (Gardosh and Tannenbaum, 2014b). La région de Wadi Raman est caractérisée par des dépôts calcaires marneux ou dolomitiques putrides de Trias qui peuvent être corrélés aux séries triasiques sous le Liban (Renouard, 1955).

En Irak, la formation de Kurrachine triasique est similaire à celle observée en Syrie avec un même potentiel de roche-mère. La formation de Butmah (Trias-Jurassique) est caractérisée par des argiles noires avec un COT inférieur à 2 % donnant ainsi des roches-mères probables, mais non significatives (Grabowski, 2014). Les formations d'Adaiyah et Alan du Jurassique Inférieur contiennent des dépôts argileux isolés avec un COT entre 1 et 4% et par la suite elles ne sont pas considérées comme importants pour la production de pétrole (Grabowski, 2014). La formation de Sargelu du Jurassique moyen est une des principales roches-mères en Irak, caractérisée par une matière organique pétrolifère avec un COT élevé variant de 1.2 à 16% (jusqu'à 50 % dans un lit de schiste immature). Elle est suffisamment mature pour la génération d'huiles et de gaz dans une grande partie de l'Irak (Al Ameri et al., 2006; Al-Ameri et al., 2008).

En Égypte, la formation du Khataba de Jurassique moyen est constituée des dépôts argileux charbonneux/carbonés et elle est considérée comme une importante roche-mère dans le désert occidental (Wever, 2000; Dolson et al., 2014). Au nord de Sinaï, plusieurs lithologies sont interprétées comme des roches-mères potentielles pour la production du pétrole comme les

carbonates du Trias interstratifiés par des argiles riches en matières organiques (Smith, 1984; Alsharhan, 2003; Shaaban et al., 2006; Montadert et al., 2014) ou du gaz comme les carbonates du Jurassique moyen (Shaaban et al., 2006; Montadert et al., 2014).

Au Liban, Renouard (1955) suggère que les lits pré-jurassiques soient responsables de la plupart des indices pétroliers du Liban. Ces unités peuvent contenir de bonnes caractéristiques de roche-mère en se basant sur une comparaison régionale. En comparaison avec la Syrie, Nader et Swennen (2004b) proposent la possibilité d'avoir les mêmes roches triasiques profondément enfouies avec de bonnes caractéristiques de roche-mère. Bou Daher et al. (2016) proposent un modèle où les roches-mères potentielles du Permien et du Trias génèrent des hydrocarbures le long de la marge et dans l'onshore depuis 75 Ma. Le développement massif des carbonates du Trias, recouverts par des marnes/shales ou des évaporites, forment un système pétrolier propre et complet (roche-mère, réservoir et roche couverture). Dans les simulations numériques proposées, la génération d'hydrocarbures débute à l'Oligocène dans les roches-mères kimméridgiennes qui sont actuellement dans la fenêtre d'huile sous la vallée de Bekaa grâce à leurs enfouissements profonds (Bou Daher et al., 2016). Aussi les intercalations marneuses dans les calcaires du Jurassique moyen et supérieur sont supposées être des roches-mères potentielles (Henson, 1951; Georges Renouard (2), 1955; Bou Daher et al., 2016; Ghalayini et al., 2018). Ainsi, les roches kimméridgiennes sont interprétées sur la base de la corrélation des puits profonds d'exploration, comme les meilleures roches mères potentielles (Ukla, 1970; Nader and Swennen, 2004b).

5.4.2 Roches réservoirs

L'effet qu'une grande partie du pays est à l'émersion depuis plusieurs millions d'années, ceci a provoqué l'infiltration des eaux météoriques dans les roches sédimentaires poreuses et envahi les principaux réservoirs (Beydoun, 1977a). Les études diagénétiques et sédimentologiques confirment que la plate-forme jurassique est affectée dans certaines régions par des phases précoces d'émersion et d'invasion par les eaux météoriques.

Ainsi, l'envahissement des eaux de cimentation de ces carbonates conduit à la destruction des éléments nécessaires au développement et à la préservation des roches réservoirs après leur dépôt. Dans le nord du Mont-Liban, la formation de Kesrouane est affectée par cette diagenèse du à son exposition (Ukla, 1970; Nader and Swennen, 2004b) alors que les régions qui sont éloignées de la recharge phréatique pendant le soulèvement actuel et celui du Jurassique tardif (comme l'offshore de Tripoli), ont été protégées et moins touchées par la diagenèse météorique (Nader and Swennen, 2004b). La présence de couches imperméables a permis aussi certaines régions d'empêcher la destruction du pétrole dans les pièges par "rinçage", oxydation ou dégradation bactérienne (Beydoun, 1977a).

Les séries pré-jurassiques (principalement triasiques) qui sont enfouies profondément, ont été protégées et scellées contre les invasions météoriques cénozoïques-jurassiques, aboutissant ainsi à une bonne caractéristique des roches réservoirs (elles peuvent exister sous le Mont-Liban) (Nader and Swennen, 2004b, 2004c; Nader, 2011). Sur la marge du Levant, la plate-forme jurassique est aussi protégée produisant donc des roches réservoirs efficaces caractérisées par des dolomies hydrothermales associées aux fractures. De même, les calcaires jurassiques de la région de la Bekaa ont été préservées donnant ainsi des roches réservoirs potentielles (Ghalayini et al., 2018).

En Syrie, les roches réservoirs existent dès le Carbonifère et jusqu'au Tertiaire. La plupart de ces réservoirs se trouvent dans des formations mésozoïques et cénozoïques. Deux types de

réservoirs mésozoïques sont connus : les réservoirs de grès et ceux de carbonate fracturés (Barrier et al., 2014). La formation Amanus (Permien/Trias Inférieur) peut être un réservoir efficace grâce à l'interstratification d'argiles avec des silts et des grès. De même, des réservoirs productifs existent dans les calcaires de la formation de Mulussa (Trias Inférieur), la formation de Butmah (Trias Supérieur), la formation de Qamchuqa (Jurassique moyen), dans les grès de la formation de Mulussa du Trias Supérieur (dans le sud-est) (Barrier et al., 2014) et dans les dolomites et les grès de la formation de Kurrachine (Trias inférieur à moyen) (Beydoun, 1977a; Ghalayini et al., 2018). Dans les Palmyrides, les deux formations Amanus et Kurrachine forment l'essentiel des réservoirs de gaz et de pétrole (Barrier et al., 2014) et elles partagent les mêmes caractéristiques avec la formation de Mohilla qui joue le même rôle en Israël (Gardosh and Tannenbaum, 2014b). Ces mêmes roches sont répandues aussi en Jordanie avec les mêmes caractéristiques (Beydoun, 1977a).

En Israël, le Trias Supérieur contient plusieurs formations qui s'apparentent à des roches réservoirs (Beydoun, 1977a; Gardosh and Tannenbaum, 2014b). On y compte : les carbonates de la formation de Raaf et les grès de la formation de Gevanim avec une porosité primaire de l'ordre de 5 à 15% (Gilboa et al., 1993; Gardosh and Tannenbaum, 2014b), la dolomite et le calcaire de la formation de Saharonim (Gardosh and Tannenbaum, 2014b) et la formation de Mohilla avec une porosité moyenne matricielle de 3 à 5 % ; et une porosité de fracture élevée (Olam, 1995; Gardosh and Tannenbaum, 2014b). Dans le Jurassique, les roches réservoirs sont : le grès de la formation d'Inmar (Jurassique Inferieur) avec une porosité primaire de l'ordre de 5 à 15% (Gilboa et al., 1993; Gardosh and Tannenbaum, 2014b) et les carbonates de la formation de Zohar (Bathonien ; oïdes grainstone à packstone) caractérisées par une porosité intergranulaire entrecoupée de zones à grand porosité (15 à 19%) (Fleischer and Varshavsky, 2002; Gardosh and Tannenbaum, 2014b).

En Irak, la formation Geli Khana du Trias Inférieur présente une certaine porosité imprégnée de pétrole dans les lits dolomitiques. Bien qu'il n'y ait pas une production à partir de ces roches, on peut considérer cette formation comme une bonne roche-réservoir. L'unité dolomitique fracturée de la formation de Kurrachine est similaire à celle observée en Syrie et elle représente un réservoir éprouvé dans les champs de nord-ouest de l'Irak avec une porosité de 10%. La formation Butmah du Trias Supérieur montre des indices de pétrole et de gaz dans les lits calcaires et dolomitiques à porosité faible (dans l'ordre de 3 %), et dans les grès (à porosité élevée jusqu'à 17 %) observés dans le sud-est. Les formations Alan, Mus et Adaiyah de Jurassique Inferieur sont constituées de lits dolomitique et calcaires à différentes porosités (5, 10 et 5% successivement) et montrent des indices de pétrole et de gaz dans certains puits. Les formations Najmah, Sargela et Muhaiwir montrent une porosité moyenne entre 1 et 16% qui varie avec la lithologie et l'extension de la formation dans le pays (Grabowski, 2014).

5.4.3 Roches couvertures

L'épaisse succession d'évaporites du sommet de la formation de Kurrachine s'étend de l'Irak à la Syrie, de la marge levantine au nord jusqu'au sud en Israël et elle forme une roche couverture potentielle pour les réservoirs dolomitiques sous-jacents en les protégeant de toute agression météorique dans la région (Beydoun, 1977a; Nader and Swennen, 2004c; Nader, 2011). Ces évaporites de couverture sont bien connues dans les Palmyrides (Sawaf et al., 2001; Barrier et al., 2014) ainsi que leurs équivalents dans le sud du Levant (formations de Saharonim et Mohilla) (Gardosh and Tannenbaum, 2014b). À l'exception des évaporites, Beydoun (1977a) suggère que l'origine de la rareté des roches couvertures efficaces au Liban serait dû aux mouvements verticaux ayant provoqué la fracturation du système géologique devenant ainsi le siège de circulation drainante.

Le volcanisme du Kimméridgien peut jouer un rôle important dans la remise en place d'une structure type couverture des couches sous-jacentes (et surtout les réservoirs du Jurassique) dans la région, malgré son hétérogénéité lithologique latérale vers le bassin du Levant (Dubertret, 1955b; Beydoun, 1977a; Ghalayini et al., 2018).

En Syrie, les roches couvertures sont des couches d'évaporites (dans le Trias et le Jurassique) ou des intercalations d'argiles dans le calcaire (dans le Trias Supérieur). Comme déjà vu, les évaporites de la formation de Kurrachine Anhydrite (Trias Supérieur) jouent un rôle important de couverture pour les réservoirs près-triasiques et intra-triasiques (Barrier et al., 2014). De même, les intercalations d'évaporites sont observées dans les formations d'Adaiyah, Alan et Sargelu alors que des intercalations d'argiles sont observées dans les formations de Mulussa (De Ruiter et al., 1994; Barrier et al., 2014).

En Israël, des intercalations d'anhydrites existent dans les formations de Saharonim et Mohilla du Trias Supérieur et jouent le rôle de couverture au-dessus des intervalles saturés en pétrole. Ainsi, la formation de Kidod joue le même rôle de couverture dans le Jurassique Supérieur (Gardosh and Tannenbaum, 2014b).

En Irak, comme déjà indiqué ci-dessus, la formation Kurrachine existe aussi, avec les mêmes propriétés et effets de couverture, grâce aux couches anhydritiques dans la partie supérieure, pour couvrir les réservoirs pré-jurassiques. La formation de Butmah joue, en tant que roche-réservoir, un rôle de scellement grâce à la présence d'anhydrites et d'argiles dans cette formation. Dans le Jurassique, les principales roches-couvertures se résument par les évaporites des formations d'Alan, Adaiyah et Gotina (Grabowski, 2014).

Chapitre III. Méthodologie

1 Introduction

La thèse consiste à réaliser une analyse sédimentaire, géochimique et structurale des séries jurassiques ainsi qu'une modélisation stratigraphique (3D) et tectonique (1D) par la synthèse et l'harmonisation des données disponibles et récupérées dans le bassin libanais à l'onshore. Ce travail va permettre de comprendre l'héritage structural potentiel de système de failles de Mont-Liban (SFML) au moment des grand événements au fin Jurassique, au Crétacé Supérieur, puis lors de développement de système de faille du Levant (LFS) dès le Miocène.

La modélisation via Skua-Gocad permet une visualisation 3D réaliste de l'extension stratigraphique dans le sous-sol du bassin libanais, en prenant en considération la complexité géologique et structurale. Ce travail, suivi par une modélisation 1D sous PetroMod, permet de simuler l'histoire tectonique du bassin sédimentaire libanais pour comprendre son évolution dans le temps ainsi que son enfouissement permettant la génération d'une espace d'accommodation pour le dépôt de sédiments.

Ainsi, ce chapitre, divisé en sept parties, présente les différentes techniques et méthodes utilisées pour la mise en œuvre de la thèse : campagnes de terrain et échantillonnage, préparation des lames, analyses pétrographiques et géochimiques ainsi que la modélisation 1D et 3D.

2 Campagne d'échantillonnage

Deux campagnes de terrain ont été menées pour mieux contraindre les subdivisions des unités rocheuses jurassiques affleurantes de la formation de Kesrouane ainsi que pour évaluer les environnements de dépôt potentiels prévalant.

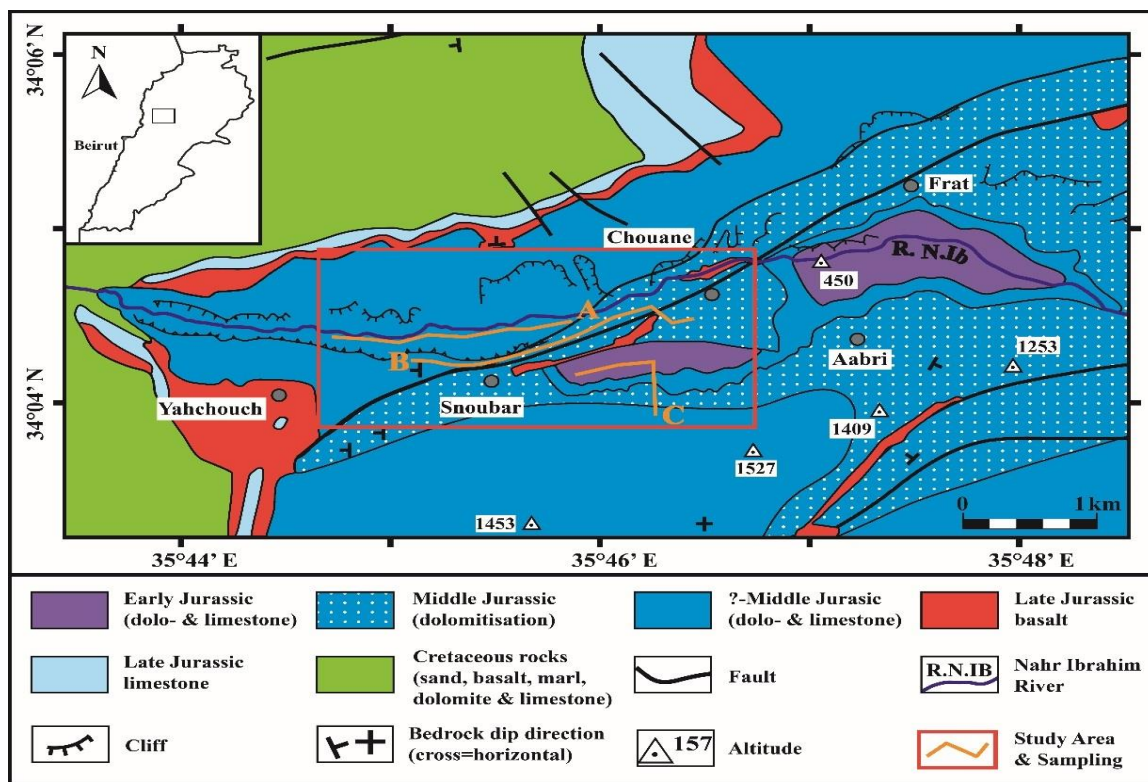


Fig. 25. Carte géologique de la région de Nahr Ibrahim montre l'emplacement d'échantillonnage des trois coupes stratigraphiques et leurs répartitions de part et d'autre de la faille (modifiée d'après Nader et al., 2004).

La carte géologique de la région de Nahr Ibrahim montre une des failles de système de failles de Mont-Liban qu'on la nomme « Faille de Chouane ». Cette faille, marquée par une dolomitisation au long de son axe, coupe le terrain d'échantillonnage.

Ces visites de terrain ont consisté en des observations et documentations sédimentologiques, structurales et stratigraphiques dans trois localisations voisines dans la vallée de Nahr Ibrahim dans le flanc oriental du Mont Liban central : vallée profonde à proximité de la rivière, le village Chouane et le village Abreih. Ces sites ont été soigneusement choisis en fonction de l'affection limité à des failles mineures, de leur accessibilité, de l'exposition d'une épaisse séquence de carbonates qui couvre presque la totalité de cette formation, et de leur importance pour la compréhension de cette succession rocheuse (**Fig. 25**).

Dans le cadre de cette étude, trois coupes sédimentologiques ont été levées systématiquement tout au long de trois profils presque parallèles l'un au-dessus de l'autre (**Fig. 26**) en passant de la rivière vers Chouane puis Abreih (dans la rivière: entre $34^{\circ} 4'38.00''N$, $35^{\circ}45'34.00''E$ et $34^{\circ} 4'30.00''N$, $35^{\circ}44'28.00''E$; dans Chouane : entre $34^{\circ} 4'35.00''N$, $35^{\circ}46'20.00''E$ et $34^{\circ} 4'18.00''N$, $35^{\circ}44'53.00''E$; dans Abreih : entre $34^{\circ} 4'15.00''N$, $35^{\circ}45'45.00''E$ et $34^{\circ} 4'5.00''N$, $35^{\circ}45'58.00''E$).

Ce travail consiste à décrire une succession verticale sédimentaire en allant des pentes structurales généralement faibles entre 10 et 20° dirigé vers l'ouest. Des constructions géométriques sont utilisées en s'appuyant sur des point GPS et les altitudes pour mesurer les épaisseurs verticales ainsi que pour corrélérer les différentes coupes discontinues dans l'espace.

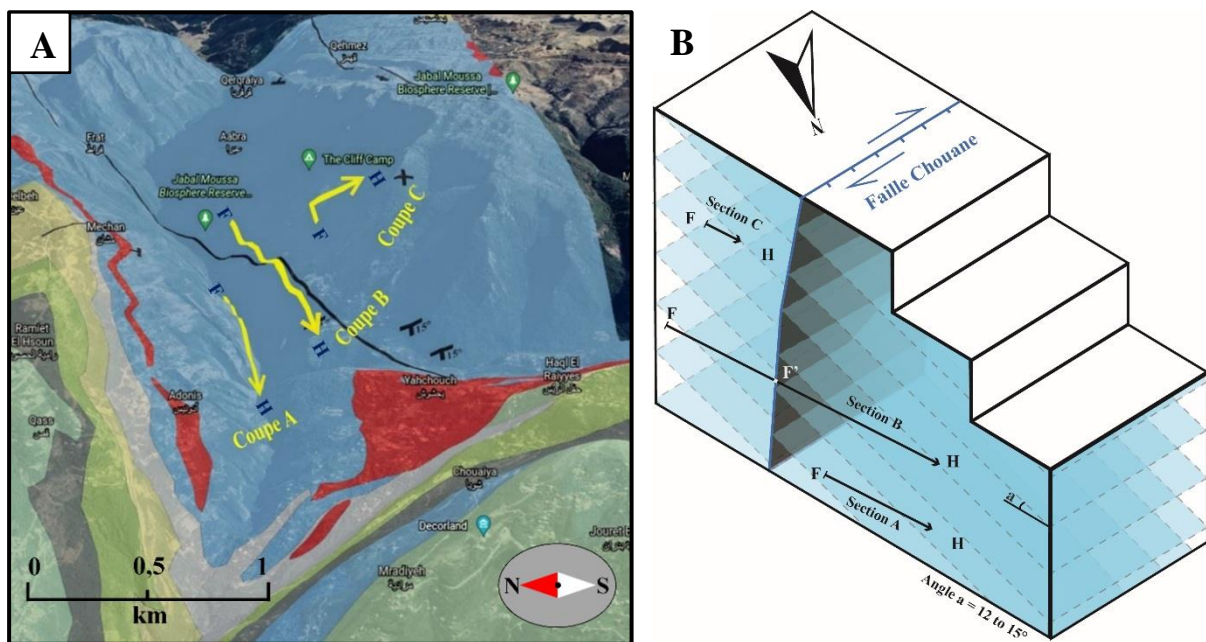


Fig. 26. A. Distribution des sections stratigraphiques de part et d'autre de la faille. Les flèches jaunes montrent la stratégie et la direction d'échantillonnage où (F) représente la base de chaque section et (H) représente leurs sommets. La ligne noire qui coupe la coupe B représente la faille d'étude (l'échelle n'est disponible que pour le premier plan) ; B. Modèle 3D montrant les trajectoires de prélèvement d'échantillons pour les sections A, B et C (F : footwall ; H : hanging wall) traversant la faille Chouane à l'affleurement de Nahr Ibrahim.

La topographie très encaissée contraindre le relevé des sections. Ainsi, les sections sont levées sur la base de cheminement topographique où le passage d'une coupe à l'autre à la verticale se fait de bas en haut en respectant la stratonomie. La stratégie d'échantillonnage s'est attachée à sélectionner tous les faciès de manière à couvrir stratigraphiquement toute la formation étudiée.

Les principaux résultats du travail de terrain proposé sont les colonnes litho-stratigraphiques couvrant les strates de la formation de Kesrouane. Le résultat d'échantillonnage est une collection de cinquante-huit échantillons prélevés à partir des calcaires, des dolomies, des calcaires dolomités ainsi que des strates marneuses. L'analyse des macro-faciès est complétée avec une analyse des micro-faciès au microscope à lumière polarisée. Les échantillons collectés sont destinés pour des études pétrographiques, géochimiques, diagenétiques et palynologiques. Le log sédimentaire final proposé synthétise les données lithologiques, texturales, de structures sédimentaires, paléontologiques. L'ensemble est ensuite interprété en termes des environnements de dépôt.

3 Préparation des lames minces et épaisses

L'analyse de la roche se fait à deux échelles : microscopique et macroscopique. Pour réaliser l'étude microscopique, une préparation des lames (minces et/ou épaisses) est nécessaire. Donc, les échantillons prélevés sont coupés en sucre pour la préparation des différentes lames. Au total, cinquante-huit lames minces (couvertes et non couvertes) et six sections épaisses des trois logs stratigraphiques sont préparées au laboratoire de lithopréparation (GéoRessources - Nancy). Les lames minces préparées sont de 30 μm d'épaisseur alors que celles épaisses sont de 150 μm . Les lames minces sont analysées sous microscope optique et cathodoluminescence alors que les lames épaisses non-couvertes sont analysées seulement sous cathodoluminescence.

4 Analyse pétrographique

Les techniques de microscopie optique et la cathodoluminescence permettent l'observation de différents faciès, phases et relations texturales. La classification des roches calcaires a été réalisée selon les schémas de Folk (1962) et Dunham (1962). Les textures et les modes de croissance de la calcite sont décrits selon les critères de Flügel (2004).

4.1 Microscope optique

Un microscope Olympus BX51 est utilisé pour examiner les lames minces afin de déterminer les textures, les micro-faciès et les fossiles.

4.2 Microscope à cathodoluminescence

La microscopie à cathodoluminescence (CL) est une technique largement utilisée en géologie sédimentaire. Cette technique permet de reconnaître les différentes phases de cimentation, de recristallisation, de fracturation et de relations texturales. Elle est basée sur l'observation de l'intensité de la luminescence de la phase étudiée lors du bombardement par des électrons de haute énergie (Boggs and Krinsley, 2006). Pour les carbonates, la luminescence est principalement influencée par l'abondance relative en Mn, Fe et les terres rares (REE) (Flügel, 2004). Les cations Mn^{2+} et REE sont les activateurs les plus importants de la luminescence alors que Fe^{2+} est le principal extincteur (Machel, 1985; Price, 1989; Richter et al., 2003; Boggs and Krinsley, 2006). La luminescence des calcites et des dolomites peut souvent être interprétée en termes d'évaluation qualitative des conditions d'oxydo-réduction (**Fig. 27**, Machel, 1985; Barnaby and Rimstidt, 1989).

Ces conditions redox affectent la croissance des minéraux. Le changement de ces conditions influe directement sur la stabilité des minéraux et l'incorporation des éléments chimiques dans

les réseaux cristallins des carbonates. Ceci s'exprime sous la forme de zonations de luminescence dans les cristaux (Barnaby and Rimstidt, 1989).

Dans les conditions oxydantes, des faibles concentrations de Mn et de Fe sont incorporées dans les calcites en raison de la stabilité de MnO_2 et $Fe(OH)_3$. Si les conditions deviennent modérément réductrices, le $Fe(OH)_3$ reste relativement stable alors que le MnO_2 est progressivement dissous pour libérer Mn^{2+} dans le fluide. La précipitation de ce fluide génère une calcite enrichie en Mn mais pauvre en Fe avec une forte luminescence. Dans les conditions réductrices, le Fe^{2+} est libéré dans l'eau interstitielle par dissolution progressive de $Fe(OH)_3$ reflétant ainsi les teneurs élevées en Fe des calcites tardives.

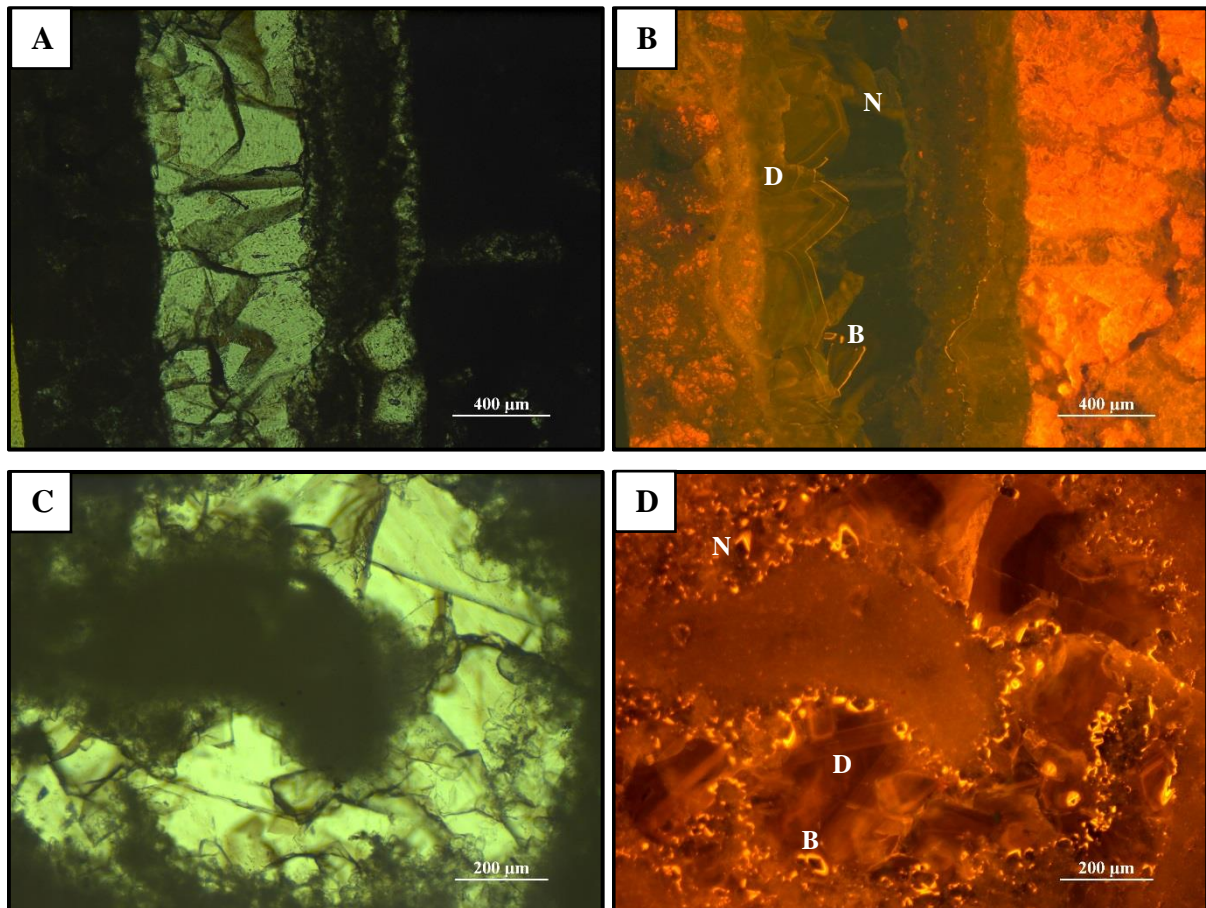


Fig. 27. Exemples d'imagerie cathodoluminescence réalisés sur des échantillons de calcaire de la formation de Kesrouane jurassique. (A)(B) Imagerie en lumière naturelle et cathodoluminescence respectivement d'un ciment de blocage dans l'échantillon Ch-06. Les différentes phases de croissance cristalline sont visibles dans la partie d'une fluorescence terne. (C)(D) Imagerie en lumière naturelle et cathodoluminescence respectivement d'un ciment sparitique dans l'échantillon Ch-15b. Abréviations : N, Non ; B, Bright ; D, Dull.

Bien que les terres rares influencent la réponse CL des carbonates, le pétrographe néglige leur influence aux couleurs luminescentes et se concentre uniquement sur le Mn^{2+} et le Fe^{2+} relatifs lors de son interprétation des environnements diagénétiques (par exemple Amieux, 1982; Grover and Read, 1983). Pour résoudre ce problème, il est recommandé de vérifier si des ions, autres que Fe et Mn, sont impliqués avant de se référer aux couleurs CL pour interpréter les conditions redox (Meyers, 1974).

Les observations ont été réalisées au laboratoire GéoRessources de Nancy sur un microscope Olympus couplé à une cathode froide CITL CL8200 Mk4 équipé d'un canon à électrons

Technosyn Cold Model 8200 Mk2. Les conditions de fonctionnement du faisceau d'électrons ont été fixées à 13-15 kV et 350 μ A-400 μ A.

5 Chimio-stratigraphie

La chimio-stratigraphie est une méthode utilisée pour mieux comprendre la stratigraphie en s'appuyant sur l'étude des variations isotopiques héritées des paramètres physico-chimiques de l'eau de mer. Dans cette étude, les isotopes stables de carbone et d'oxygène ($\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$) ainsi que la stratigraphie isotopique de strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) sont traités sur des roches carbonatées.

L'analyse et l'interprétation des isotopes stables ont été supervisées par Albert GALY (professeur en Géochimie CRPG-CNRS, Université de Lorraine) au laboratoire du CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) CNRS - Université Lorraine, Vandoeuvre les Nancy, France. La mesure des isotopes a été réalisée en collaboration avec Thomas RIGAUDIER et Catherine ZIMMERMANN.

5.1 Isotopes stables du carbone et de l'oxygène

La géochimie des isotopes stables est largement utilisée pour l'étude des carbonates. L'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone contribue à la reconstitution des conditions paléoclimatologiques et paléocéanographiques. Elle permet aussi d'élucider l'origine des échantillons étudiés (Tucker et al., 1990) et d'évaluer l'impact de la diagénèse (Hudson, 1977; Nelson and Smith, 1996) qui a pour effet de diminuer les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ d'origine (Saltzman and Thomas, 2012). Ainsi, cette méthode permet de comprendre plus les fluides et les interactions fluide-roche, l'estimation des paléotempératures, l'empreinte des sources de fluides et l'obtention d'un aperçu des mécanismes de diffusion et de réaction.

La composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) des carbonates résulte principalement de la composition isotopique du fluide, de la salinité et surtout de la température du fluide. Donc, elle fournit des informations sur la température des précipitations et/ou la composition isotopique des fluides ambiants. Les signatures isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) résultent principalement de la composition en CO_2 du fluide à partir duquel les carbonates précipitent et donnent des informations sur la source de ce carbone (Tucker, 1988; Flügel, 2004; Moore and Wade, 2013).

L'interprétation couplée de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ permet d'étudier tous les processus qui sont influencés par le changement de température, de profondeur et/ou de source de carbone (Jorgensen, 1987; Tucker et al., 1990; Hoefs, 2009; Moore and Wade, 2013; Horita, 2014). Une des meilleures utilisations est de caractériser les environnements de dépôts, l'enfouissement et la diagénèse (Hudson, 1977; Nelson and Smith, 1996). En plus, les mesures des isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont surtout utilisés pour le contrôle de l'impact des phénomènes de recristallisation afin de pouvoir accéder à la mesure des isotopes du strontium plus tard.

Deux étapes se suivent pour réaliser cette analyse :

- (i) Préparation des échantillons : vingt échantillons sont analysés en total dans cette étude. Nous avons utilisé des échantillons de roches carbonatées entières (les veines, les parties altérées et les parties dolomitisées sont rejetées ; seuls les matériaux rocheux homogènes sont utilisés). Les échantillons sont porphyrisés jusqu'à l'obtention d'une granulométrie très fine de l'ordre de dizaine de microns (entre 10 et 50 microns). Une quantité de 5g seulement de cette poudre est demandée pour les

mesures géochimiques. Pour éviter toute contamination, la poudre est conservée dans des tubes plastiques fermés

- (ii) Mesure des isotopes stables : Les compositions isotopiques en carbone et en oxygène des échantillons sont déterminées à l'aide d'un échantillonneur automatique Gasbench couplé à un spectromètre de masse à rapport isotopique (IRMS) Thermo Scientific MAT 253. Pour chaque échantillon, une aliquote de 200 à 300 µg d'échantillon est mise en réaction avec 2 mL d'acide orthophosphorique sursaturé à 70°C pendant au moins 5 heures sous atmosphère d'He. Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène du CO₂ produit sont ensuite mesurées avec un spectromètre de masse de rapport isotopique à flux continu Thermo Scientific MAT 253. Les valeurs sont indiquées dans la notation delta en pour mille (‰) par rapport à la bélemnite Vienna Pee Dee (V-PDB) pour le carbone et l'oxygène. Toutes les mesures de l'échantillon sont ajustées par rapport à une référence interne en calcite pure étalonnée selon les normes internationales IAEA CO-1, IAEA CO-8 et NBS 19. Les erreurs (2 σ) sont inférieures à 0,1‰ et 0,15‰ pour δ¹³C et δ¹⁸O respectivement.

5.2 Datation isotopique de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr

5.2.1 Principes généraux de la datation ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr

La méthode isotopique ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr est considérée comme une méthode à haute résolution de datation et de corrélation des successions sédimentaires (Veizer et al., 1997; McArthur and Howarth, 1998; McArthur, 2010; McArthur et al., 2012).

A l'inverse du ⁸⁴Sr, ⁸⁶Sr et ⁸⁸Sr, l'abondance de ⁸⁷Sr n'est pas stable et évolue au cours du temps ce qui provoque l'évolution connue du rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Ceci permet la datation des sédiments marins au cours des temps géologique (Faure et al., 1965) et la corrélation de différentes séries sédimentaires entre elles.

La composition isotopique en strontium de l'océan résulte de l'équilibre entre les sources et les puits à un temps t où elle se fossilise dans les sédiments. Le temps de résidence du Sr estimé par 2.5 millions d'années est supérieur au temps de brassage océanique de 1600 ans (Hodell et al., 1990; Pearce et al., 2015). Ceci se traduit par une homogénéisation de la composition en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr à l'échelle globale de la planète. Donc les courants océaniques homogénéisent systématiquement le rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr des océans avant d'enregistrer des variations de Sr.

Une première courbe est proposée en 1997 par Howarth et McArthur (1997) pour illustrer l'évolution des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en fonction du temps (en Ma). Ce travail de compilation des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr est lissé via une méthode de régression statistique non paramétrique appelée "LOWESS" (LOcally WEighted Scatterplot Smoother). Le traitement statistique établi par Howarth et McArthur (1997) offre une courbe sans vide qui couvre l'entièreté du Phanérozoïque de sorte que pour un rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr donné il y a toujours un âge correspondant. L'intervalle de confiance à 95% est un avantage considérable pour la fiabilité des datations effectuées sur la base de cette courbe. Cette étude utilise la dernière version de cette courbe élaborée par McArthur et collaborateurs en 2012 (**Fig. 28** ; McArthur et al., 2012).

5.2.2 Utilisation de la courbe LOWESS et évolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours du Jurassique

L'évolution du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours de Jurassique montre deux problèmes initiaux liées à la possibilité d'attribuer plusieurs âges pour une valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ces deux problèmes sont résumés ainsi : 1- un plateau horizontal existe entre 170.35 et 175.35 Ma et correspond à des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très proches ($0,707291 \pm 2.10^{-6}$) et 2- la répétition des valeurs de rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (valeurs entre 0,706845 - 0,707293 et entre 0,707635 et 0,707885) plusieurs fois.

Ces problèmes sont résolus durant l'interprétation faite dans le chapitre suivant afin de bien déterminer les âges géologiques des échantillons selon leurs rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

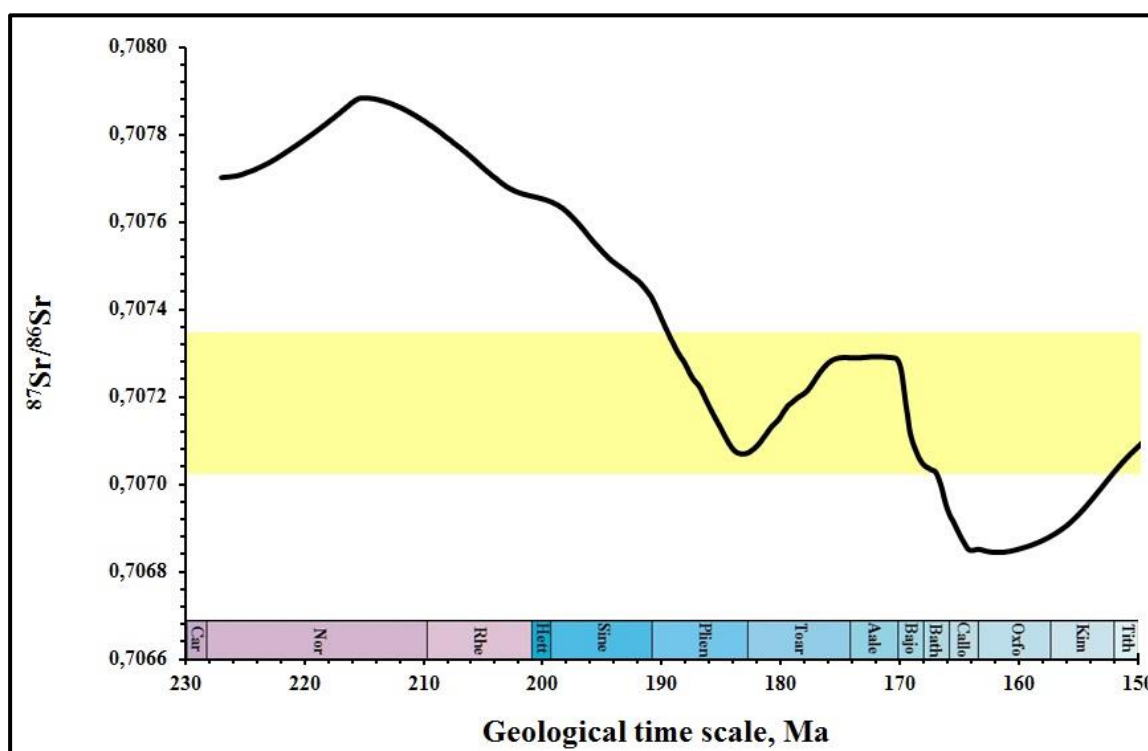


Fig. 28. Evolution des rapports Sr par rapport aux temps géologiques (McArthur et al., 2012). La barre jaune représente le domaine des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observés dans nos échantillons. L'échelle de temps géologique utilisée dans le graphe est celui de (Gradstein, 2012).

5.2.3 Risques potentiels affectant la fiabilité de la datation isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primaires d'une formation géologique peuvent être modifiés avec le temps grâce à plusieurs facteurs diagenétiques. Ceci rend cette technique sensitive aux modifications et nécessite un certain contrôle dans le choix des échantillons pour qu'elle reste précise. Les principaux risques sont résumés par :

- **La diagenèse** : ce facteur est considéré comme étant la principale cause de variation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ qu'il faut éviter. La recristallisation des bioclastes calcaires peut se produire lors de circulation de fluides hydrothermaux ou diagenétiques durant l'enfouissement des sédiments ce qui peut modifier effectivement les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aboutissant ainsi une détermination erronée des âges. Des précautions sont ainsi à prendre afin de choisir les meilleurs échantillons pour une telle étude.

- **Apport d'eaux douces** : les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont altérés lors d'un grand apport d'eaux douces au milieu de dépôt des sédiments. En revanche, l'altération de ces rapports par des apports d'eaux douces dans les eaux de salinité supérieur à 20 g.L⁻¹ est sans conséquences notable (McArthur et al., 2012).
Les échantillons mesurés dans cette étude proviennent d'une séquence Jurassique typique des plates-formes de carbonates marin peu profonde liée à l'océan Téthys. Ceci rend l'effet des apports d'eau douce locaux sur la salinité de l'eau de mer peu probable durant le Jurassique (Hay et al., 2006; Brunetti et al., 2015).
- **Désintégration du ^{87}Rb en ^{87}Sr** : cette désintégration au cours du temps aboutit à l'augmentation de rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Cependant, ce risque reste toujours très rare dû au fait que :
 - 1- Le Ca n'est pas facilement remplacé par Rb dans les calcites marines,
 - 2- La concentration de ce dernier dans l'eau de mer est faible (environ 0,1 mg/L), et
 - 3- Le taux de désintégration du Rb est faible même pour des calcites d'âge paléozoïque.

Les échantillons contenant de l'aragonite sont les plus affectés par la désintégration du ^{87}Rb (McArthur et al., 2012). Cette étude n'est pas concernée par ce facteur.

5.2.4 Contrôle de l'analyse du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Afin de contrôler la modification du signal primaire du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, on utilise dans le cadre de cette thèse deux analyses supplémentaires visées à mieux choisir les échantillons destinés à l'étude des isotopes du strontium : l'analyse des isotopes des éléments stables et la cathodoluminescence.

- **La cathodoluminescence** : cette technique permet de déterminer sous microscope les différents phases diagenétiques qu'a subi l'échantillon durant son histoire diagenétique.
- **Isotopes stables du carbone et de l'oxygène** : les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont utilisés afin d'évaluer l'impact de la diagenèse et l'affection par les eaux douces des sédiments durant leur histoire dès la sédimentation et durant l'enfouissement. Ces facteurs sont affectés par la diagenèse qui conduit à une diminution de leurs rapports isotopiques primaires (Saltzman and Thomas, 2012).

5.2.5 Préparation pour l'interprétation

Une étape de préparation supplémentaire a lieu en utilisant la même poudre déjà préparée avant d'utiliser la colonne Sr-spec pour séparer le Sr.

Mesure des isotopes du Strontium : La méthodologie est la suivante (adapté de Pin et al., 1994) : (1) mettre l'échantillon dans un tube à centrifuger de 4-5 ml ; (2) séparer les carbonates des silicates par un léger lessivage en ajoutant 1 mL d'acide acétique à 10% ultrapure (Seastar acetic acid); (3) fermer le tube et secouer puis attendre 15 minutes ; (4) ouvrir-fermer le tube à centrifuger ; (5) pipeter le liquide (0.9ml) et le mettre dans un savillex de 7 mL et évaporer ; (6) reprendre en 0.5ml HNO₃ 2N pour colonne Sr-Spec ; (7) évaporer ; (8) reprendre en HNO₃ 2N et volume = 2 fois le volume de chargement sur la colonne ; (9) extraction du Strontium par séparation chromatographique sur résine Sr- Spec; (10) séchage de la fraction Sr et dépôt sur

filament de Re et (11) analyse par Spectromètre de Masse à Thermolisation (TIMS Triton+ Thermo).

Les rapports isotopiques Sr sont mesurés sur des échantillons de roches carbonatées marines. Les âges correspondants sont dérivés du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré en utilisant la courbe de régression non paramétrique LOWESS de McArthur et al. (2012). Les incertitudes sur les âges numériques correspondent à l'incertitude des mesures ajoutée à l'incertitude sur la courbe marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Interprétation : les rapports isotopiques obtenus subissent une ré-analyse statistique pour s'assurer d'une homogénéité (1) des agrégats d'analyses sur plusieurs sessions et (2) des corrections de fractionnement instrumentaux (loi exponentielle en utilisant $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$). Le standard utilisé est le NBS987. Une normalisation au standard NBS987 = 0.710248 (McArthur et al., 2012) est nécessaire pour l'utilisation de LOWESS 5. L'analyse des résultats, les interprétations et les conversions en âge des rapports isotopiques est ensuite menée grâce à la table LOWESS 5 de McArthur et al. (2012). Les marges d'erreurs finales sont calculées en additionnant les incertitudes sur les mesures des échantillons et leurs standards correspondants (à 95% de confiance) et les incertitudes de la courbe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fournies par la table LOWESS 5 (McArthur et al., 2012).

Les datations isotopiques du strontium (Sr) sont utilisées pour contraindre les âges des sections sédimentaires.

6 Création de modèle géologique 3D sous Skua-GoCad®

6.1 Géo-modeleur Skua-GoCad®

Le logiciel Skua-Gocad® est un logiciel de modélisation 3D du sous-sol de haute qualité qui permet la construction des modèles de sous-surface réalistes respectant les complexités géologiques tout en évitant les simplifications injustifiées. Dans les derniers 30 ans, l'industrie pétrolière utilise ce logiciel comme étant le leader qui donne les capacités les plus avancées pour la modélisation sismique, géologique et de réservoir. Ce logiciel est utilisé par les géologues pour réaliser des modèles structuraux qui permettent une meilleure caractérisation géologique grâce à l'incorporation des structures difficiles à modéliser et des failles complexes (telles que les failles de chevauchement et les failles inverses).

Ce logiciel représente de nombreux avantages qui sont résumés par :

- La récupération des données dans un espace tridimensionnel plus ou moins régulièrement espacées et présentant des incertitudes différentes
- L'utilisation des maillages réguliers (grille) ou irréguliers (solides tétraédriques, courbes polygonales et surfaces triangulées) pour fournir une représentation discrète des objets géologiques (Mallet, 2002).
- La vérification de la cohérence des différents types des données et la capacité d'une correction manuelle des erreurs.
- Utilisation de l'algorithme « Interpolation discrète et lisse (DSI) » permettant une modélisation lisse des surfaces (sans d'aberrations)
- Transformation des divers types de données existantes en un large éventail de contraintes pour définir des relations entre ces objets et assurer leurs homogénéité géologique et géométrique (Mallet, 2002; Caumon et al., 2009).

- Transformation des données en objets géologiques 3D (par exemple, des horizons ou des failles) (Mallet, 1989, 2002).
- Construction des surfaces dans un domaine 3D à partir de données hétérogènes regroupant aussi bien des points, des données d’affleurement, des coupes géologiques, des puits.
- Utilisation d’un processus automatisé pour construire des surfaces, des failles et des maillages en 3D.

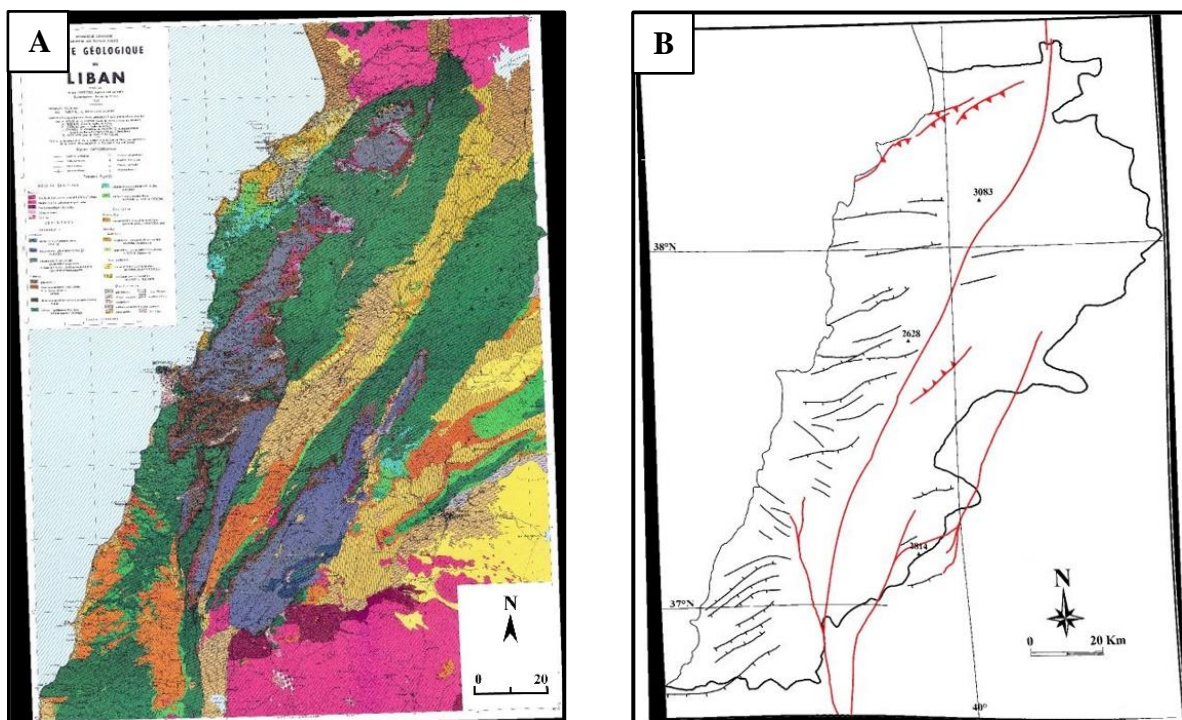
Ce logiciel permet une construction rapide et souple des surfaces et modèles géologiques structuraux 3D surtout par présence suffisante de données. Les types de données, leurs variabilités, leurs homogénéités ainsi que leurs qualités jouent un rôle primordial dans l’interprétation et la construction d’un modèle structurale 3D. Par suite, l’évitement des modèles irréalistes se base principalement sur le contrôle de la qualité des données initiales.

Afin de construire le modèle 3D, des processus (workflows) semi-automatiques sont généralement utilisés. Ces workflows utilisent des étapes prédéfinies pour construire des modèles cohérents.

6.2 Données géologiques et structurales

La modélisation 3D nécessite l’utilisation de plus grand nombre possibles de données dans la zone d’étude pour avoir une meilleure représentation de sous-sol. Donc la meilleure représentation se lie à une bonne distribution des données dans toute la zone. Ainsi, différents types de données sont utilisés et combinés durant la réalisation de ce modèle.

Pour la géologie de surface, nous utilisons une carte géologique du Liban au 1:200000 (Dubertret, 1955a), une carte structurale du Liban (modifiée d’après Nader et al., 2016) et un Modèle Numérique d’Élévation (MNE) du Liban à haute résolution de 50 m utilisant le système de référence de coordonnées WGS 84 / système de grille UTM (hémisphère nord) du CNRS-Liban (Fig. 29).



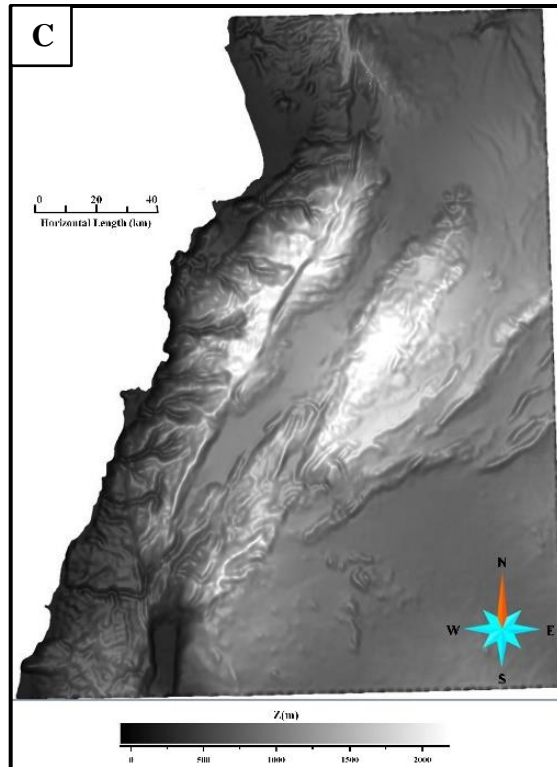


Fig. 29. Différents types de données disponibles dans la littérature sont utilisés pour construire le modèle 3D de l'onshore du Liban et une partie de son offshore (localisation du modèle voir Fig. 2 : (A) une carte géologique ; (B) une carte structurale ; (C) un modèle numérique d'élévation.

TAB. 2. Compilation de l'ensemble des données des puits, leur référence et les pays de localisation.

Pays	Nom de puit	Référence
Liban	Aabrine-1	(Beydoun, 1977a)
	Adloun-1	
	El-Qaa-1	
	Sohmor-1	
	Tell Znoub-1	
	Terbol-1	
	Yohmor-1	
Syrie	Balaas-1	(Brew et al., 2001a)
	Bussra-1	
	Fidio-1	(Bowman, 2011)
	Latakia-1	
	Latakia-2	
Israël	Yam West-1	(Gardosh et al., 2008b)
	Yam Yafo-1	
	Delta-1	
	Asher Atlit Deep-1	
	Foxtrot-1	
	Qishon Yam-1	
	Asher Yam-1	

Dix-neuf données de puits sont fournies par la littérature publiée pour le Liban (**TAB. 2**) (Beydoun, 1977a; Beydoun and Habib, 1995b; Nader and Swennen, 2004b; Hawie et al., 2013) et les pays voisins (Brew et al., 2001a; Gardosh et al., 2008b; Bowman, 2011).

Huit profils sismiques interprétés et quinze coupes géologiques sont issus également de la littérature publiée pour le Liban et les pays voisins (**Annexes B** et **TAB. 3** ; Gardosh et al., 2008; Searle et al., 2010; Velasco, 2011; Meiler et al., 2011; Abou Romieh et al., 2012; Ghalayini, 2015; Nader et al., 2016, 2018; Ghalayini et al., 2018). Ainsi, l'ensemble de données utilisées pour cette modélisation est présenté par la **Fig. 30**.

TAB. 3. Compilation de l'ensemble des données (profils sismiques interprétés et coupes géologiques), leurs références et leurs types.

Reference	Nom de Fig. utilisé	Type de donnée
(Gardosh et al., 2008b)	Fig. 4.6	Coupe géologique
	Fig. 7.3	Coupe géologique
	Fig. 8.1	Coupe stratigraphique
(Ghalayini, 2015)	Fig. 4.20-AA'	Coupes géologiques
	Fig. 4.21-BB'	
(Nader et al., 2018)	Fig. 11	Profil sismique
(Ghalayini et al., 2018)	Fig. 4	Profils sismiques
	Fig. 6	
	Fig. 8	
	Fig. 13	
	Fig. 15	
(Nader et al., 2016)	Fig. 7.A	Coupes géologiques
	Fig. 7.B	
(Velasco, 2011)	Fig. 4.A	Coupes géologiques
	Fig. 4.B	
(Meiler et al., 2011)	Fig. 2	Coupe géologique
	Fig. 3	Profils sismiques
	Fig. 4	
(Searle et al., 2010)	Fig. 3	Coupe géologique
(Abou Romieh et al., 2012)	Fig. 2	Coupe structurale
Réaliser dans cette étude	3 profils	Coupes géologiques

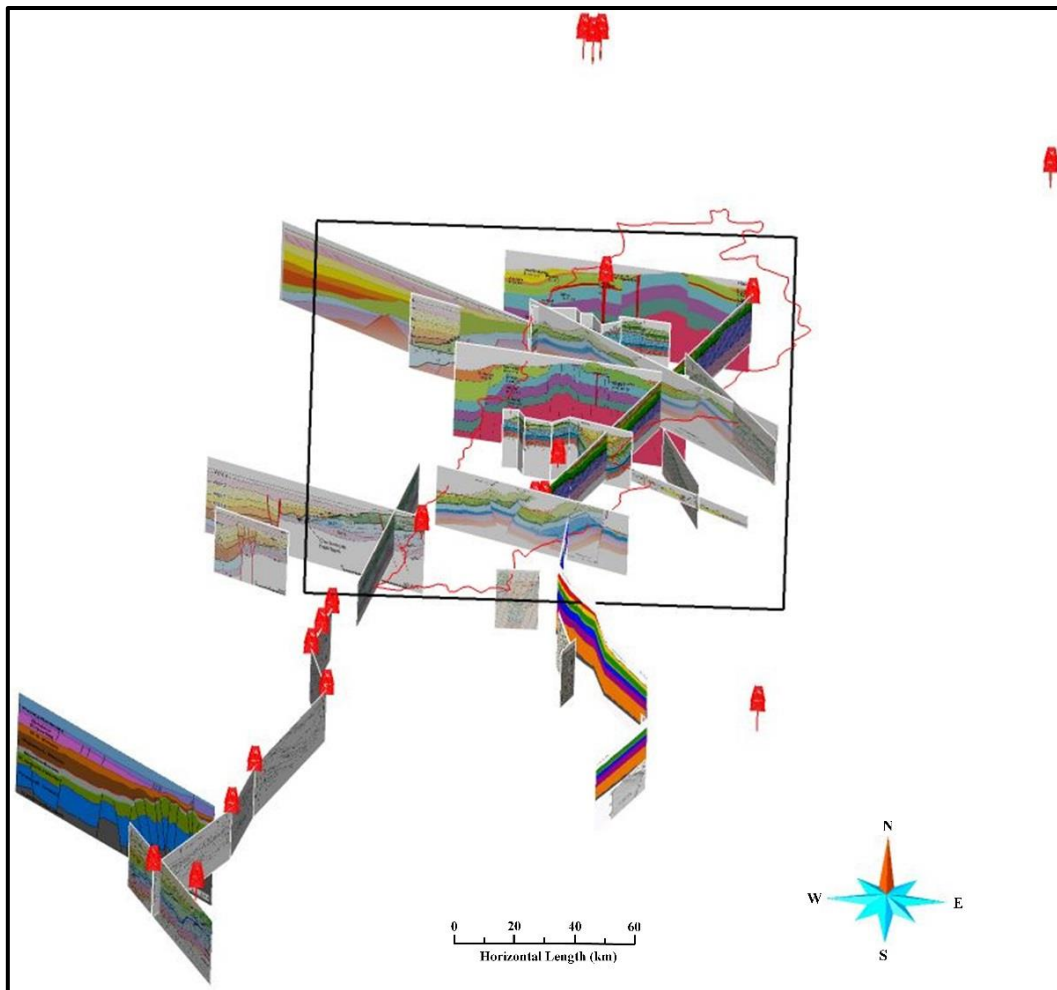


Fig. 30. Vue synthétique de la distribution spatiale des différents types de données (coupes stratigraphiques, puits, profils sismiques interprétés) utilisés pour le modèle 3D.

6.3 Etapes principales

Pour commencer, toutes les données disponibles sont transformées en une base de données 3D harmonisée. Comme la précision de la modélisation repose sur le géoréférencement de ces données et leur homogénéité (calibrages stratigraphiques et de profondeur), la carte géologique du Liban est d'abord géoréférencée à l'aide du logiciel QGIS, puis importée dans le logiciel Skua-GoCad[®]. La carte géologique est ensuite projetée sur le MNE du Liban (**Fig. 31**).

Un picking 3D manuel est effectué sur le MNE afin de corriger les erreurs éventuelles et de vérifier la cohérence en cas de certains problèmes, provenant de l'incompatibilité de la projection de la carte géologique sur le MNE ou du lissage des changements abrupts locaux (falaises) due à la résolution du MNE (50 m).

Les profils sismiques interprétés sont ajoutés et géoréférencés autant que possible (**Fig. 32**). La diversité des auteurs et des interprétations de la géologie de subsurface empêche une corrélation parfaite des données. De plus, les données utilisées ne sont pas nécessairement localisées avec une grande précision. Pour mieux contraindre l'interpolation du modèle 3D, des données supplémentaires sont nécessaires pour couvrir les zones où le contenu des données est insuffisant. À cette fin, trois profils synthétiques sont créés à partir de la carte géologique et des profils existants (**Fig. 33**).

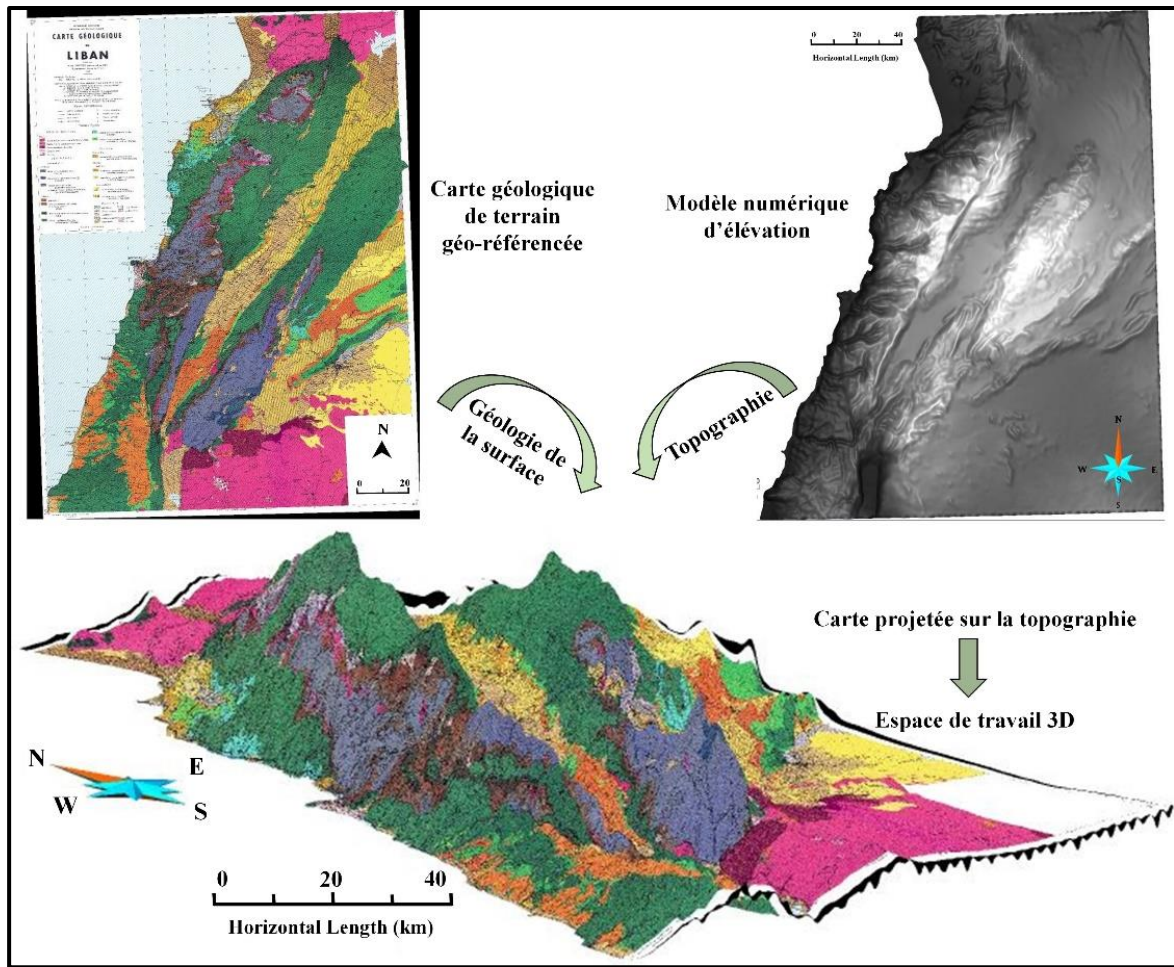


Fig. 31. Superposition de la carte géologique sur la surface topographique représentée par le MNT pour construire un espace de travail géoréférencé en 3D.

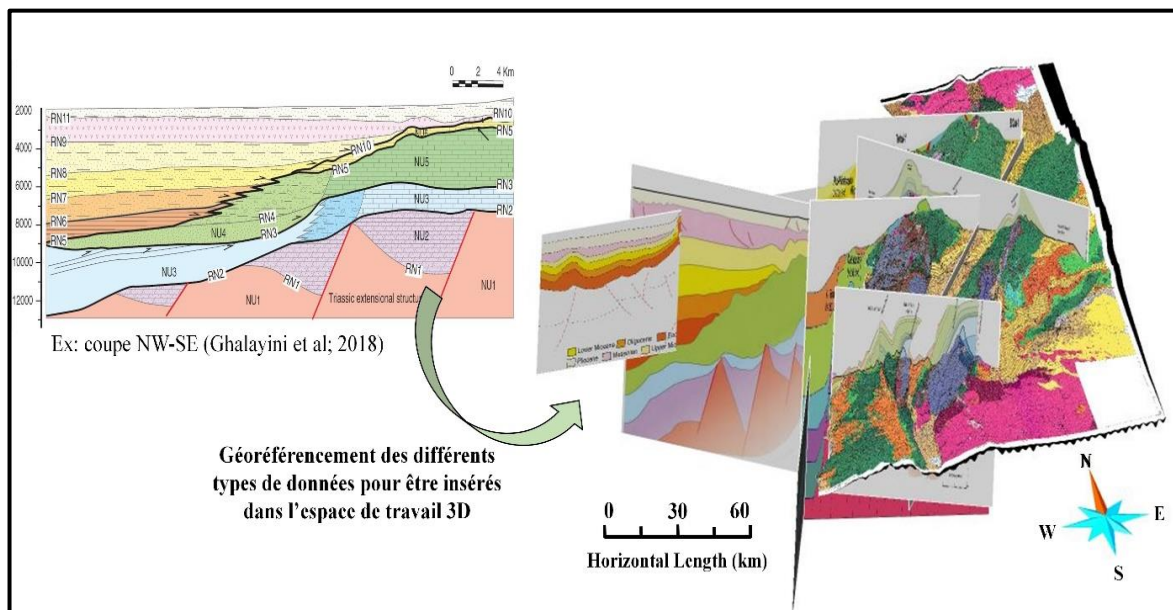
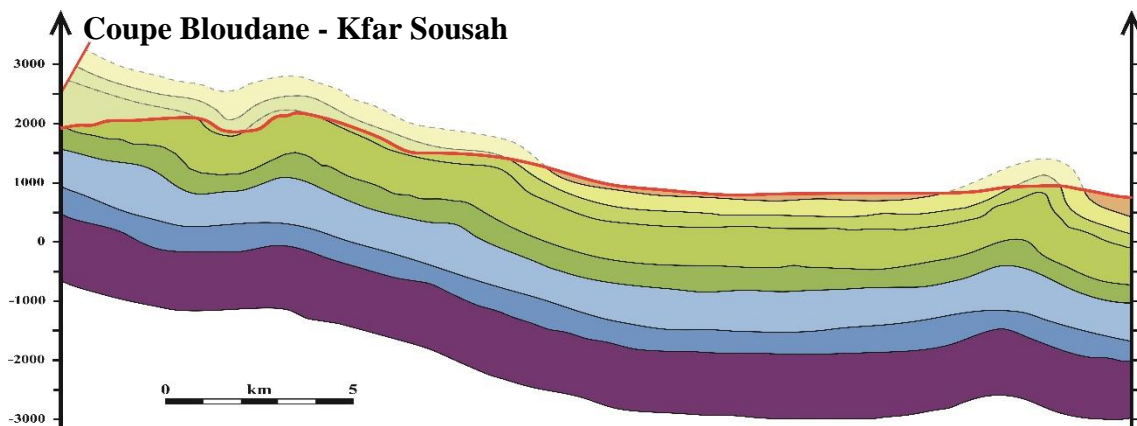
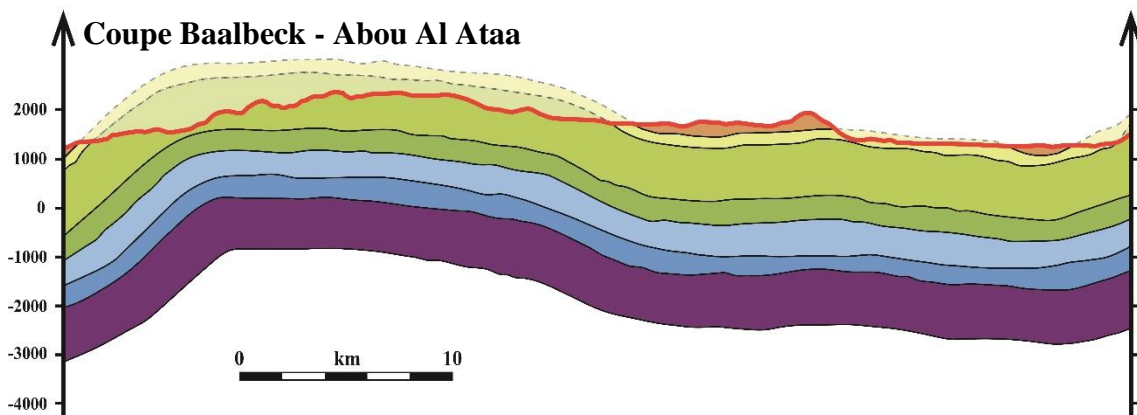
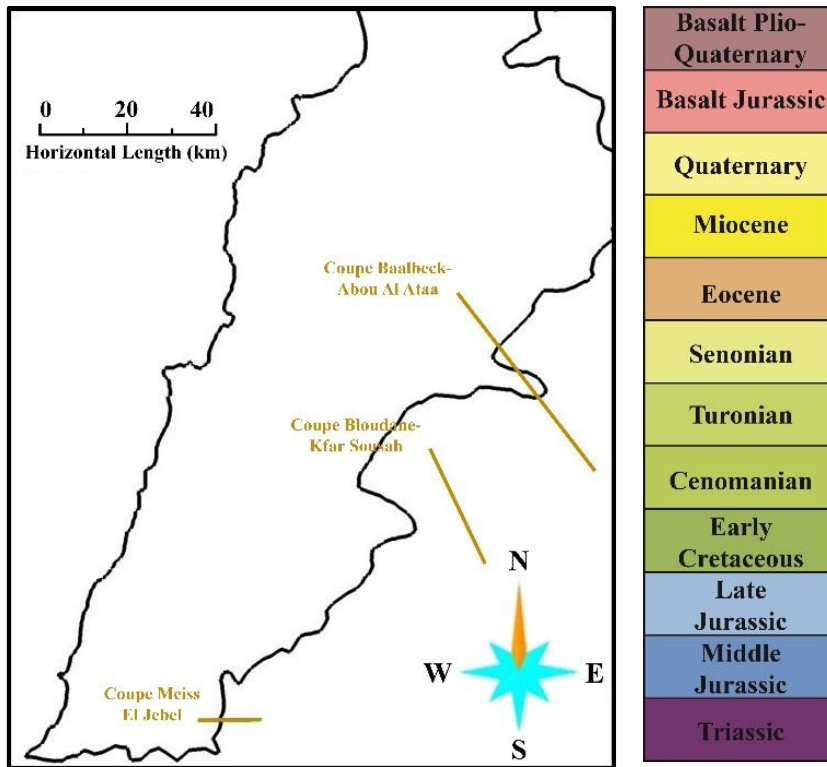


Fig. 32. Géoréférencement de différents types de données.



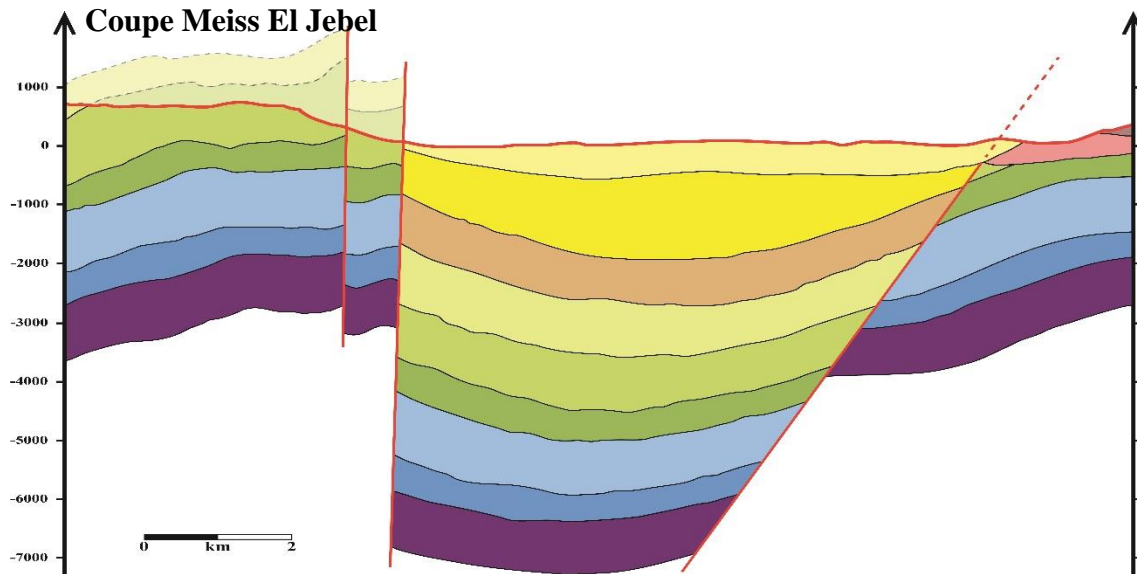
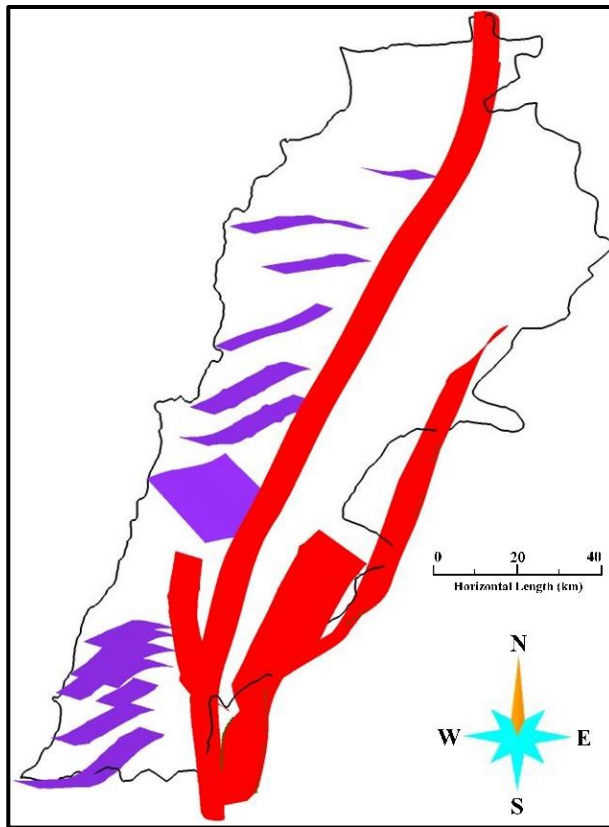


Fig. 33. Trois profils synthétiques créés à partir de la carte géologique et des profils existants contribuant à l'interprétation géologique dans une région sans contrôle par forage ou coupes sismiques/géologiques. Ainsi une carte pour la localisation des profils et une légende sont fournies.

Pour le réseau de failles, une carte structurale du Liban est utilisée à cet effet (**Fig. 34** ; Nader et al., 2016). Pour l'extension verticale et la simplification du réseau de failles, les tracés et les pendages des failles sont moyennés à partir de la littérature et des pendages des failles de différents profils.

Les failles sont divisées en deux catégories : les failles principales décrochantes NNE-SSO (essentiellement dans la partie centrale du Liban) et les failles ENE-OSO de la partie occidentale (région Mont-Liban). Lorsque le pendage des failles n'est pas connu (mais le tracé cartographique rectiligne), elles sont contraintes verticalement. Les failles de Yammouneh et de Serghaya ont une orientation générale NNE-SSO avec des pendages moyens de 88° et 70° , respectivement. Etant combinée avec la faille de Yammouneh et son tracé cartographique étant assez rectiligne, on attribue à la faille de Roum un pendage de 88° . Etant donné le tracé cartographique assez rectiligne et les contraintes géologiques apportées par les coupes géologiques disponibles, un pendage strictement vertical est utilisé pour la majeure partie du réseau de failles secondaires du Mont Liban, excepté pour la faille Saida E-O qui présente un rejet normal avec une géométrie classique de faille normale (60° S).

L'étape suivante consiste à numériser les différentes données géoréférencées de diverses sources (**Fig. 35**). Ainsi, les données de puits et les profils sismiques interprétés sont numérisées pour servir de base à l'interprétation des horizons stratigraphiques. Les divergences entre les données rendent nécessaire la mise en place d'une stratégie de " correction des données " afin d'harmoniser le jeu de données. Les structures numérisées sont structurellement bonnes mais très souvent le géoréférencement est incertain. Le déplacement de ces données semble donc une bonne stratégie pour les remettre en adéquation avec les données majoritaires.



Name	Dip (deg)	Azimuth (deg)
Faille_SML_7	89.9736	75.4217
Faille_SML_6	89.9146	65.5775
Faille_SML_5	89.9198	242.095
Faille_SML_4	89.8805	69.6278
Faille_SML_3	89.9734	59.2611
Faille_SML_2	89.7317	245.018
Faille_SML_1	89.9303	248.35
Faille_NML_6	89.9212	272.014
Faille_NML_5	89.9725	267.681
Faille_NML_4	89.9422	81.4933
Faille_NML_3	89.9605	67.7276
Faille_NML_2	89.9473	244.362
Faille_NML_1	89.999	249.756
Yammouneh	88.3232	200.369
Serghaya-Sec	56.3956	207.27
Serghaya-Initiale	69.9776	208.967
Saida	60.5625	72.8352
Roum	88.6297	174.791

Fig. 34. Construction des projections de failles (rouge : système de failles du Levant ; violet : failles mésozoïques réactivées) en utilisant la carte structurale, les données de la carte géologique et les données publiés sur les pendages (NML : Nord Mont-Liban ; SML : Sud Mont-Liban)

Par la suite, le réseau de failles est harmonisé avec les informations de la carte géologique, puis il est contraint par les surfaces de failles fournies dans les coupes. Toutes les failles sont soumises à une extrapolation de 20 km en profondeur. Les connexions de failles sont définies et maintenues lorsque cela est nécessaire. Les blocs de failles sont corrélés en contraignant le déplacement des failles et en lissant les cartes de tendances d'épaisseur, en tenant compte de certaines interprétations (comme la croissance syn-sédimentaire des failles et des plis).

Le travail principal consiste à homogénéiser les données afin d'obtenir le modèle détaillé le plus précis et le plus cohérent possible pour visualiser la variation géométriques i) des différentes surfaces stratigraphiques ainsi que ii) des épaisseurs des formations stratigraphiques. Pour ce faire, un algorithme est établi pour choisir les données de référence sur lesquelles aligner les données éparées en utilisant un ordre de priorité qui est le suivant :

1. La carte géologique a la priorité sur toutes les autres données
2. Les données de puits
3. Les données sismiques, et enfin
4. Les coupes géologiques synthétiques réalisées pour cette étude.

En cas d'égalité, un ordre de priorité supplémentaire est adopté et la discussion se fait selon :

1. La précision du géoréférencement
2. La cohérence structurelle
3. La date de publication
4. Les réserves de l'auteur, et
5. La distance des données par rapport à la zone d'étude définie.

Si les données sont incohérentes ou incompatibles avec l'ensemble des données, elles sont ignorées selon le même algorithme.

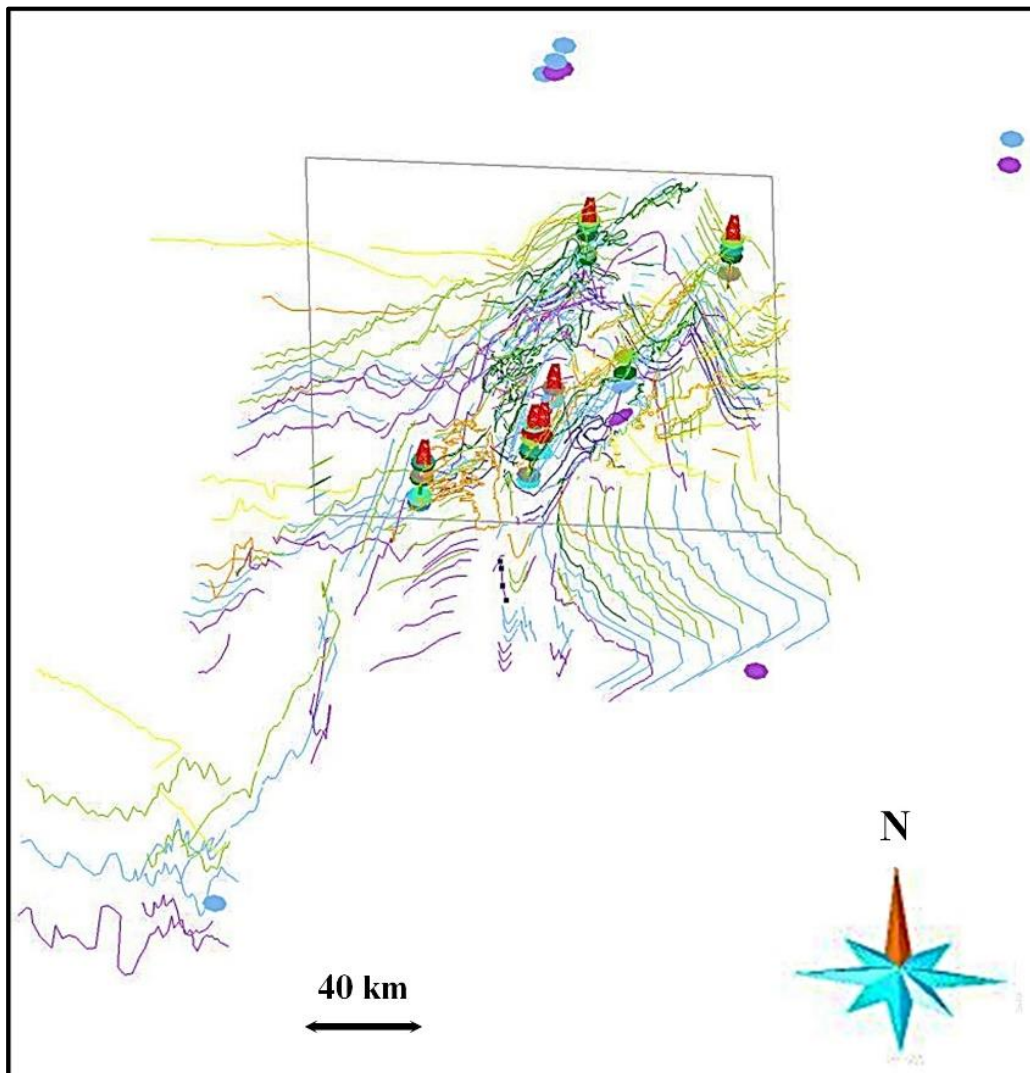


Fig. 35. Vectorisation de l'ensemble des données géoscientifiques (profils sismiques, coupes géologiques, puits, carte géologique ...)

Les premières surfaces stratigraphiques à construire sont celles pour lesquelles le nombre de données disponibles est le plus élevé (affleurements géologiques, puits et données sismiques). Sur la base de l'algorithme mentionné ci-dessus, des surfaces temporaires sont construites à partir des contraintes (limites stratigraphiques et données de pendage) fournies essentiellement par la carte géologique et les profils interprétés en utilisant le Discrete Smooth Interpolator (DSI) (Mallet, 1997). Le déplacement des failles n'est pas pris en compte à ce stade. Chaque horizon construit est utilisé comme référence pour l'horizon sus-jacent. Ainsi, sept surfaces stratigraphiques méso-cénozoïques différentes sont construites :

- Top Trias – 201.3 Ma
- Top Bajocien – 168.3 Ma
- Top Jurassique supérieur – 145 Ma
- Top Aptien – 113 Ma
- Top Crétacé Supérieur – 66 Ma
- Top Eocène – 33.9 Ma
- Top Miocène – 5.33 Ma

Ensuite, la topographie et la stratigraphie des affleurements sont utilisées comme références pour la construction d'une surface d'intersection afin de visualiser la carte géologique en 3D.

Enfin, le modèle de surface 3D est construit via des horizons stratigraphiques 3D et le réseau de failles en utilisant le workflow Structure et Stratigraphie (SnS). Ce workflow nécessite la création d'une colonne stratigraphique et l'identification d'une hypothèse de relation entre certains horizons.

Cette hypothèse peut être modulée en optant pour une règle de dépôts faits soit de formations isopaques, soit de dépôts en baselap, soit de dépôts érodés avec une surface érosive à l'endroit désiré. Ce choix a une influence sur toute la zone modélisée et un impact significatif sur les épaisseurs des couches. Dans ce modèle, l'exemple du Trias supérieur montre l'importance du choix de l'hypothèse. Dans l'offshore éloigné du Liban, le dépôt de Jurassique est en baselap par rapport au sommet de Trias alors que dans l'onshore ce sommet représente un aspect remarquablement isopaque (**Fig. 36**). Le choix prend essentiellement en considération l'onshore du Liban. Sur cette base, tous les horizons sont considérés comme des horizons de dépôt quasi-isopaque à l'exception de l'horizon miocène qui est considéré comme un dépôt de baselap.

Après construction, tous les horizons montrent une forme théorique qui n'est pas adaptée à la géologie de surface réelle (**Fig. 37**). Ces horizons créés, provenant de l'extrapolation des données géo-scientifiques de sous-sol, présentent les différentes strates géologiques à l'affleurement sans prendre en considération l'érosion de Miocène à l'actuel. Donc certaines strates sont modulées d'être présentes (par continuation) alors qu'ils ont subi une érosion importante (exemple, la modélisation des séries cénozoïques en cœur de deux montagnes Mont-Liban et Anti-Liban). Ainsi, une étape supplémentaire est nécessaire pour accomplir le travail et fournir une forme réaliste de ces horizons. A partir de la surface topographique, une surface d'érosion a été créée pour cet objectif. De plus, les ensembles de failles sont entrés dans la modélisation à ce stade pour affecter les horizons stratigraphiques et impliquer un rejet vertical spécifique pour chaque faille.

L'ensemble des failles est inséré à ce stade dans la modélisation afin d'affecter les horizons stratigraphiques et d'impliquer des rejets verticaux spécifiques à chaque faille. Dans un premier temps, l'accommodation de l'ensemble de déformation est focalisée sur les rejets des failles N-S du Levant (principalement Yammouneh et Serghaya). Les failles ENE-OSO de Mont-Liban ne sont pas prises assez en considération par leurs rejets.

Pour modéliser les horizons ayant subi un rejet par des failles et obtenir de bons résultats d'interpolation, les données de l'horizon doivent être suffisamment espacées de part et d'autre des plans de failles. Pour atteindre une plus grande précision, nous déterminons une accommodation de 200 mètres autour des failles et nettoyons manuellement les données dans leur voisinage. Le modèle créé est comparé après chaque étape à la carte géologique qui représente la donnée la plus fiable. Cette comparaison permet d'améliorer progressivement l'ensemble du modèle sans affecter son intégrité 3D à chaque étape, notamment après avoir intégré et respecté toutes les variations 3D des données d'origine.

A partir du modèle surfacique érodé, on construit un modèle volumique 3D (**Fig. 38**) par création de voxels (grilles 3D volumique). Ces sont des éléments de volumes qui remplissent l'espace entre les différentes surfaces existantes, pouvant par ailleurs porter des propriétés spécifiques pour chaque unité (lithologie, données pétrophysiques, etc.).

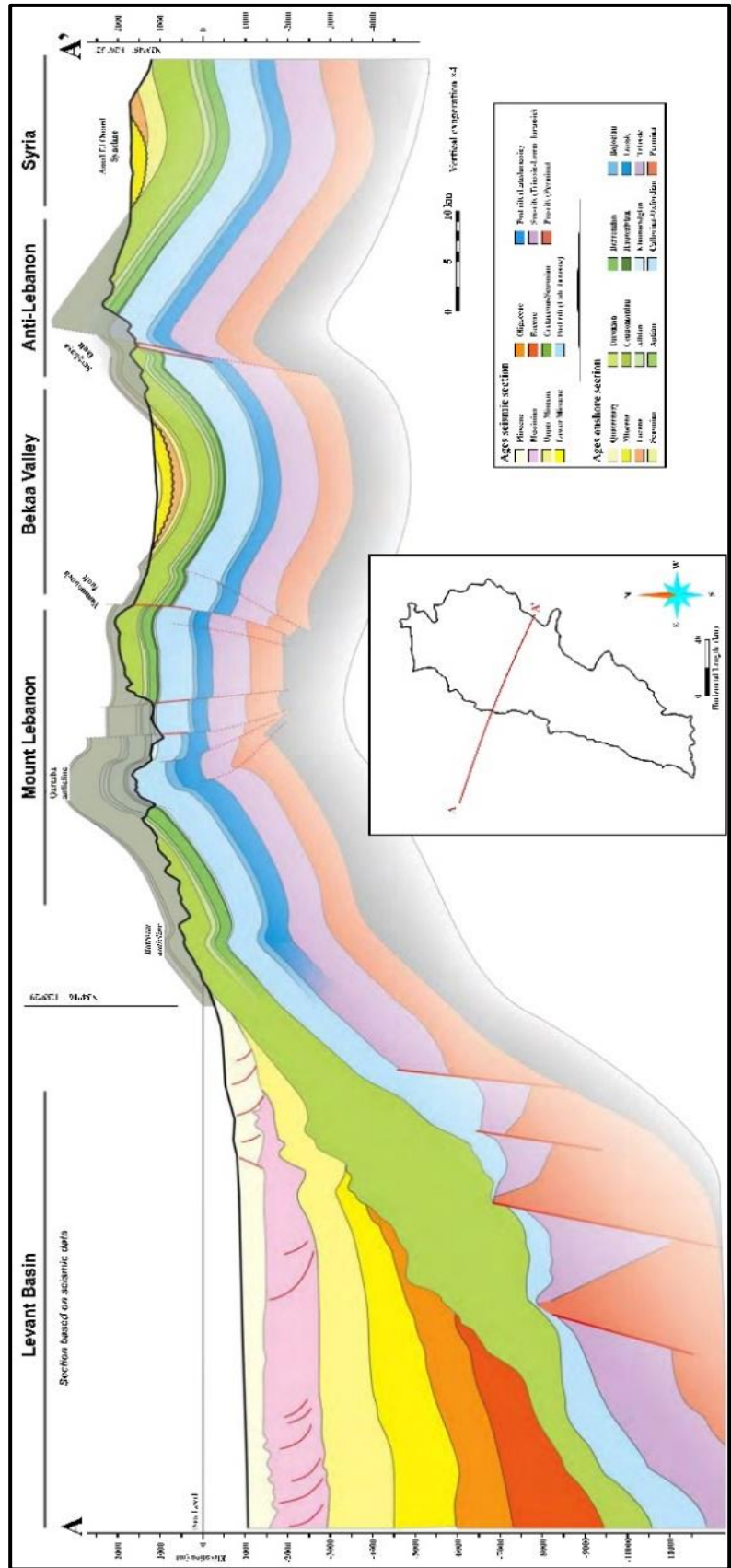


Fig. 36. Coupe géologique Onshore-Offshore traversant le nord du Mont-Liban et montrant la différence de relation entre certains horizons qui varie de l'onshore vers l'offshore (exemple : la relation entre le Trias Supérieur et le Jurassique Inférieur ; d'après Ghalayini, 2015).

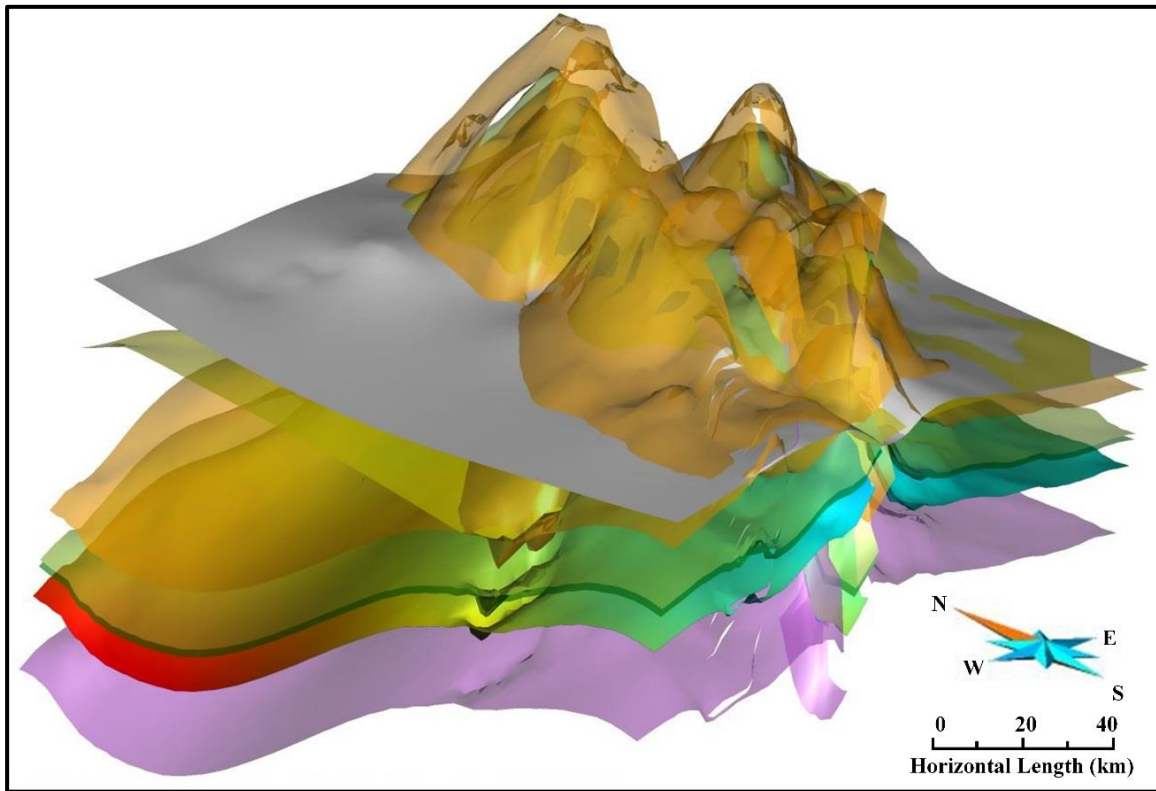


Fig. 37. Génération des horizons à partir des différentes données numérisées en prenant en considération l'algorithme de priorité défini dans ce chapitre. Les surfaces transparentes représentent les horizons initiaux pour chaque surface stratigraphique avant l'intersection avec la surface topographique (surface en couleur blanche) qui va permettre de corriger l'extension des différents horizons à l'affleurement.

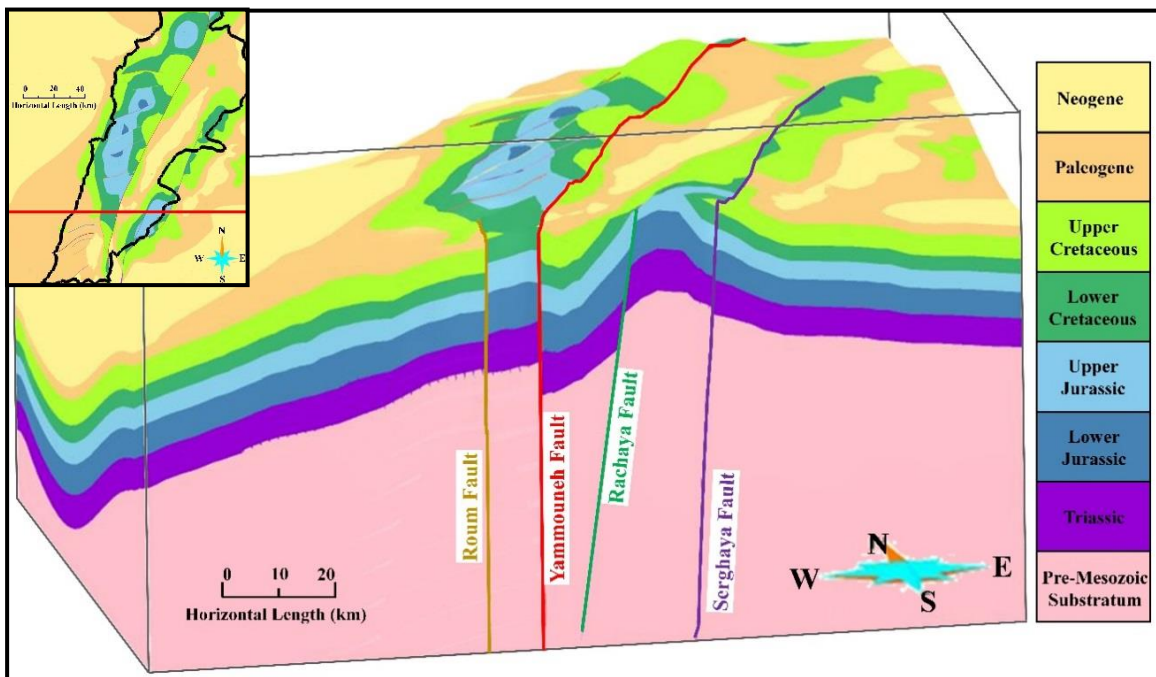


Fig. 38. Modèle 3D construit avec Skua-GoCad® montrant l'interpolation des unités stratigraphiques dans l'onshore et une partie de l'offshore du Liban du Trias au Miocène ainsi que les principales failles.

6.4 Incertitude, limitation et précision de la méthodologie

Certains facteurs peuvent limiter la modélisation et affecter la précision du modèle. L'incertitude d'un modèle n'est pas réduite aux algorithmes et aux processus qui le composent, mais implique tous les facteurs qui alimentent le développement du modèle, y compris les données subjectives (Lelliott et al., 2009). La clé de ce développement est de prendre en compte la certitude variable dans les données d'entrée et de contrainte d'une surface, sa complexité (taux de changement) ainsi que toute incertitude résultant de l'algorithme de création de la surface.

Afin d'avoir une meilleure modélisation, il faut prendre en considération un certain nombre de facteurs qui influent directement sur la qualité de modèle, à noter :

- La résolution du MNE et le géo-référencement des différents types de données utilisées dans la modélisation.
- La cohérence des données provenant de plusieurs sources (diversité des auteurs et de leurs interprétations de la géologie de sub-surface) dans la même région et surtout lorsque ces données se superposent les unes sur les autres.
- L'érosion interne et la discordance des unités conduisent à la perte de l'information entre deux horizons modélisés. Cette érosion, liée à une superposition d'évènements érodant des dépôts précédents, rend la liaison des variations d'épaisseur à une structure de dépôt plus difficile. Dans les cas d'augmentation de la fréquence des érosions internes, la définition d'une nouvelle surface de référence sera conseillée de manière qu'elle soit indépendante des surfaces sous-jacentes dans le modèle.
- Le rejet des failles est souvent très incertain liées à leurs géométrie (pendage, extension verticale et azimuth) et leurs extensions cartographiques, ce qui nécessite le plus grand nombre possible de données afin de contraindre au mieux ce rejet.

6.5 Les cartes d'épaisseur : étude des interactions tectonique - sédimentation

Pour chaque période, on peut extraire des cartes de profondeur (une cartographie de toit de chaque formation) et des cartes isopaques (carte d'épaisseur sédimentaire compactée).

Les cartes d'épaisseurs verticales sont des cartes créées grâce à un calcul à partir du modèle 3D interpolé, en utilisant la différence de profondeur entre deux horizons stratigraphiques consécutifs. Ces cartes permettent d'étudier l'interaction entre la sédimentation et la tectonique dans un bassin défini. L'étude de ces cartes permet d'expliquer des variations d'épaisseur possibles grâce à la comparaison des cartes d'épaisseur des unités stratigraphiques successives avec d'autres observations régionales et ou locales.

La variation d'épaisseur ne signifie pas toujours forcément la présence de structures synsédimentaires car d'autres explications peuvent être envisagées en prenant en compte l'histoire géologique et structurale de la région.

Pour créer ces cartes d'épaisseurs, un nouvel horizon est créé pour la zone d'étude. Dans cet horizon, les propriétés d'élévation de tous les horizons interprétés sont projetées verticalement comme des propriétés différentes. Ensuite, la différence entre deux horizons consécutifs est calculée en utilisant "Properties Script Editors" pour générer une nouvelle propriété (**Fig. 39**). Celle-ci représente la propriété d'épaisseur stratigraphique entre deux horizons consécutifs (exemple : l'épaisseur de l'Eocène est la distance qui existe entre la surface du toit du Crétacé

Supérieur et la surface du toit du Eocène projeté de manière orthogonale sur une carte d'épaisseur). La carte d'épaisseur verticale est finalement obtenue par interpolation DSI des propriétés d'épaisseur.

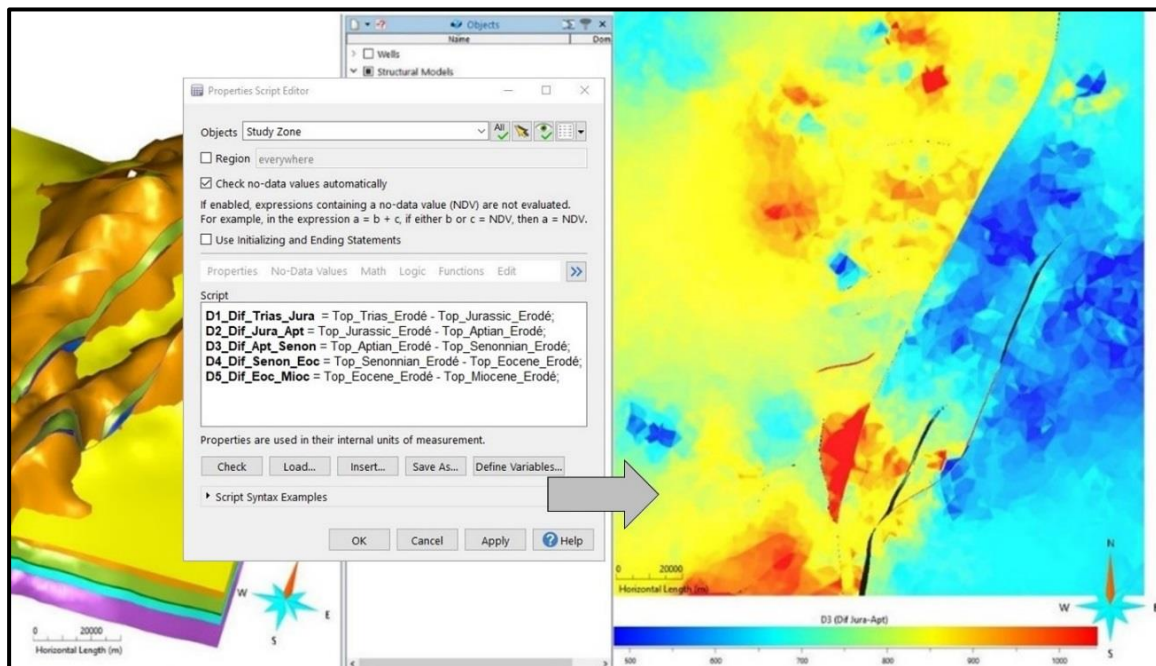


Fig. 39. Script utilisé pour créer des cartes d'épaisseurs en générant des nouvelles propriétés.

6.6 Modélisation des systèmes pétroliers

Les éléments potentiels du système pétrolier (roches-mères, réservoir, couverture) sont extraits d'une carte du système pétrolier pour l'onshore libanais (**Fig. 40**; (Ghalayini et al., 2018) et sont ajoutés au modèle 3D. Chaque élément (roches sources, réservoirs et couverture) est identifié dans le modèle comme une propriété. Le modèle 3D créé représente des unités pré-Trias à Miocène. Tous les éléments situés en dessous ou au-dessus de ces unités ne sont pas pris en compte. De même, la roche mère d'âge Crétacé Supérieur n'est pas présentée en raison de son immaturité (Ghalayini et al., 2018).

Plusieurs conditions sont nécessaires pour identifier un piège à hydrocarbures à fort potentiel. Tout changement de condition géologique, pétrophysique ou thermique dans l'un de ces éléments peut diminuer voire empêcher la possibilité de piéger et d'accumuler des hydrocarbures. Les conditions les plus importantes peuvent être résumées par Magoon and Dow (1994) : 1- la présence et la maturation de la roche mère ; 2- la présence d'une roche réservoir typique ; 3- la formation et la géométrie du piège ; 4- la génération, la migration et l'accumulation d'hydrocarbures ; 5- l'épaisseur de la roche couverture et sa capacité à retenir les hydrocarbures (dépend de sa lithologie et la densité de sa fracturation) ; 6- l'aire de drainage et le comportement des failles (qui scellent ou conduisent les hydrocarbures).

Les différents éléments du système pétrolier proviennent de l'étude de Ghalayini et al. (2018). Ces auteurs considèrent que la migration et l'accumulation des hydrocarbures ont commencé pendant et après la formation des pièges. Ainsi, les roches mères du Permo-Trias génèrent des hydrocarbures depuis la fin du Crétacé Supérieur jusqu'à aujourd'hui tandis que les roches mères du Kimméridgien et du Néocomien génèrent actuellement des hydrocarbures. Les

comportements des failles et des roches couvertes ne sont pas pris en compte dans l'interprétation en raison d'informations manquantes.

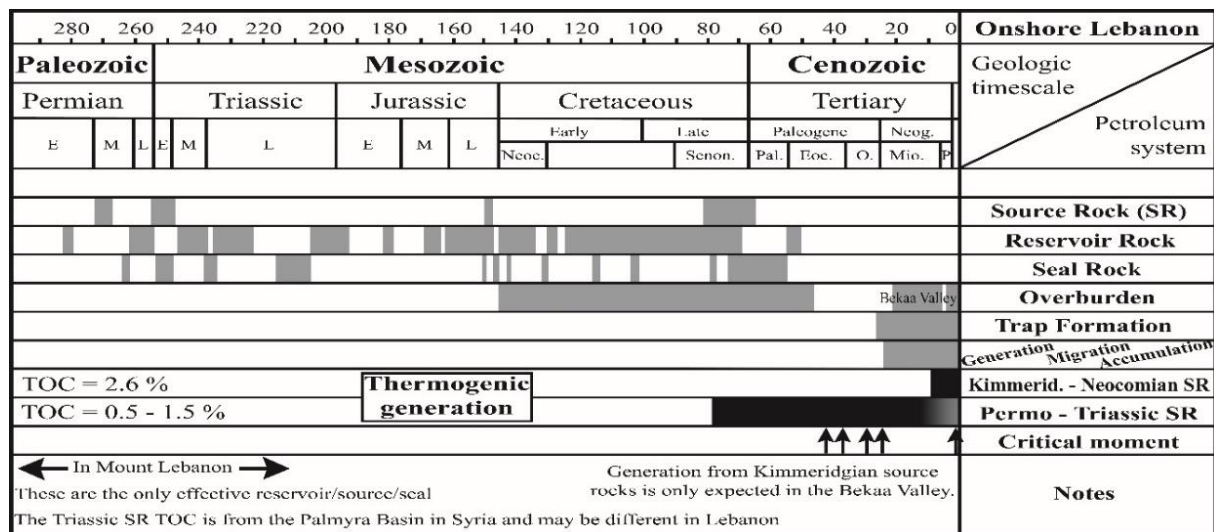


Fig. 40. Carte des systèmes pétroliers de l'onshore du Liban. En raison du manque de données sur les roches mères onshore libanaises, les valeurs de carbone organique total de la roche mère sont basées sur les données du champ de Palmyre Syrien (d'après Ghalayini et al., 2018).

7 Création des courbes de subsidence sous PetroMod® et principes des calculs et termes correctifs de la subsidence tectonique

Le logiciel de modélisation PetroMod® 1D est un simulateur de bassin sédimentaire qui combine les informations géologiques des puits pour modéliser l'évolution d'un bassin sédimentaire. Principalement utilisé pour l'exploration d'hydrocarbure, PetroMod® a prouvé d'être un outil précieux dans les applications de recherche.

Sous PetroMod®, le modèle généré est une formulation numérique qui se base sur l'interprétation de données géologiques permettant la définition de l'histoire d'un bassin sédimentaire dans un cadre temporel évolutif, l'histoire de l'enfouissement. Ce modèle a pour objectif de reconstruire l'histoire géologique de la région en un ou plusieurs points.

Les données d'entrée nécessaires pour une modélisation 1-D de l'histoire de l'enfouissement peuvent provenir des données de puits, d'affleurements, de sections sismiques ou de publications. Ces données des différentes formations intégrées se résument par l'épaisseur de chaque formation, son âge, les propriétés lithologiques et la profondeur de l'eau au moment de dépôt. D'autres données seront nécessaires pour une étude plus avancée de la thermicité, la génération et la circulation d'hydrocarbure.

En se basant sur les données d'Input, les historiques de compactage de la porosité/perméabilité sont calculés pour une large gamme de lithologies afin d'obtenir le courbe de subsidence total du bassin concerné.

7.1 Base de données stratigraphiques

Pour réaliser une analyse de bassin par une étude de la subsidence, il convient avant tout, de mettre en place une base de données stratigraphiques afin de réaliser ensuite les calculs de backstripping.

Les données stratigraphiques proviennent généralement d’affleurement, de puits ou de l’interprétation de profils sismiques. Ces données doivent couvrir la région d’étude pour avoir une bonne représentation du bassin sédimentaire étudié. Pour chaque unité stratigraphique, elles comprennent les informations stratigraphiques suivantes : l’âge géologique du top de la formation, son épaisseur à décompacter, sa lithologie pour apprécier le taux de décompaction, son environnement de dépôts et sa paléo-bathymétrie afin de corriger ensuite du poids de l’eau dans le backstripping, l’érosion éventuelle qui aurait pu suivre afin d’appréhender la surrection éventuelle (cf **Annexes C**).

7.2 Principe du ‘backstripping’

Le mouvement initial de genèse d’un bassin trouve le plus souvent son origine dans des processus lithosphériques, amorçant ainsi un début de subsidence du socle. Puis, au fur et à mesure de l’évolution du bassin, par accumulation sédimentaire, la subsidence totale est accentuée masquant ainsi les mécanismes géodynamiques initiateurs du bassin. Pour revenir aux conditions géodynamiques contrôlant le bassin, et pour déconvoluer le signal sédimentaire afin de faire ressortir le signal tectonique, des corrections doivent être effectuées comme les effets de surcharge sédimentaire, poids de l’eau de mer, isostasie, etc... La première étape consiste en un backstripping qui consiste en une décompaction des couches sédimentaires actuelles pour recalculer leurs épaisseurs originelles au moment du dépôt.

7.2.1 Restitution des épaisseurs sédimentaires originelles

La compréhension de l’évolution d’un bassin sédimentaire est basée sur la restauration des épaisseurs initiales compactées au cours du temps. Cette phase vise à estimer l’épaisseur de dépôt réel de chaque couche au moment de leur dépôt et de reconstruire la section sédimentaire pendant le développement du bassin. Après dépôt, des processus syn- et post-dépôt affectent les couches comme la compaction des sédiments et/ou l’érosion de celles-ci. La restauration de l’épaisseur d’origine nécessite de corriger l’épaisseur mesurée au puits de ces effets de compaction-cimentation et d’érosion. Cependant, il est important de noter que :

- La compression ou la transpression le long des systèmes de failles provoquent le soulèvement, le basculement et l’inversion de certains bassins, ce qui peut se traduire par des érosions des couches sédimentaires. Les périodes d’érosion au cours du développement du bassin sédimentaire libanais sont peu nombreuses et assez mal quantifiées (la modélisation 3D proposée au chapitre précédent apporte quelques éléments de réponse) : à la limite Oxfordien – Kimméridgien, au passage Jurassique - Crétacé, au Maastrichtien supérieur-Paléocène inférieur et à l’Eocène tardif et Oligocène jusqu’au mi-Miocène (Müller et al., 2010; Hawie et al., 2013; Nader, 2014). Ces érosions ne sont pas finement déterminées ni totalement séparées des hiatus. Le modèle 3D ne montre pas des érosions majeures qui peuvent être pris en considération également à ce qui est constaté dans les profils interprétés. Pour cette raison, on n’a pas inclus en premier temps les phases d’érosions dans la modélisation en raison de l’absence de l’information complète concernant la quantification et la détermination exacte des phénomènes observés (hiatus / érosion / non-dépôt). En revanche, on a pris en considération deux hiatus qui

semblent majeurs la colonne stratigraphie (à la limite Jurassique-Crétacé et au Crétacé Supérieur). De même, on a ajouté des marques d'érosions là où c'est nécessaire pour indiquer la présence d'une érosion/hiatus possible.

- Le principe de backstripping repose sur le fait que les sédiments dans les puits subissent une compaction progressive au cours de l'enfouissement sous le poids (charge sédimentaire) de la colonne sédimentaire qui se dépose après (Fig. 41). Cette technique consiste à éliminer successivement les sédiments récents, ce qui permet de replacer des sédiments plus anciens à des profondeurs d'enfouissement plus faibles par décompaction (Fig. 42). La compaction cause la libération de l'eau interstitielle grâce aux pressions interstitielle et lithostatique permettant ainsi la réduction naturelle du volume des sédiments où l'épaisseur globale des couches diminue. La pression interstitielle est principalement liée à l'augmentation de la contrainte horizontale au cours de la phase tectonique de compression et à l'effet de la surpression à des niveaux de perméabilité très faibles (Scherer, 1987). La pression de chaque puits est considérée en équilibre avec son milieu environnant grâce à l'absence de phases de compression tectoniques majeures au Mésozoïque et l'incapacité de mesurer la perméabilité des couches. Par conséquent, si le puits n'est pas à proximité d'une faille majeure active, la pression dans chacun des puits ne dépend que de la pression lithostatique liée à sa profondeur.

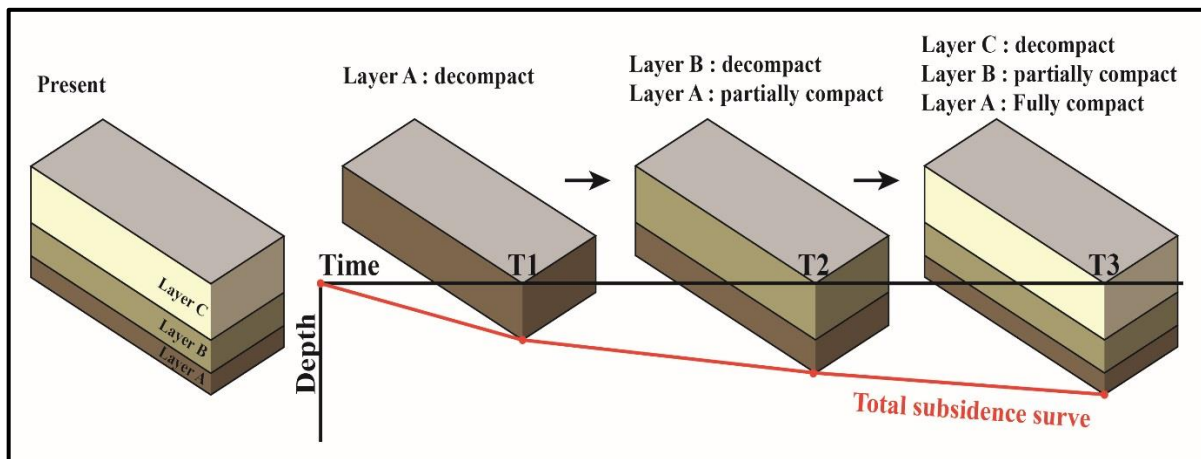


Fig. 41. Méthode de décompaction des différentes couches sédimentaires effectuée durant l'analyse de la subsidence totale (d'après Lee et al., 2019).

Cette phase consiste à enlever les sédiments les plus jeunes relativement aux sédiments sous-jacents permettant ainsi le soulèvement de ces derniers vers leur ancienne position au-dessus de la courbe actuelle.

Nous utiliserons pour le backstripping, le logiciel PetroMod[®], qui applique des lois de décompaction empiriques classiques en fonction des lithologies (Sclater and Christie, 1980). En effet, chaque lithologie (calcaire, argile, grès, etc.) montre des lois de comportement de sa compaction en fonction de la profondeur du type

$$\Phi = \Phi_0 e^{-z/c_i} \quad \text{Equation 1}$$

où Φ : est la porosité à la profondeur z ;

Φ_0 : la porosité initiale lorsque la couche est à la surface ;

c_i : le coefficient de compaction de la couche étudiée pour une lithologie donnée i .

Le décompactage est appliqué sur les différentes couches en enlevant successivement la charge sédimentaire des couches sus-jacentes. De cette manière, on obtient l'épaisseur de chaque couche à tout moment/profondeur de son histoire géologique.

7.2.2 Correction eustatique

Afin d'obtenir une courbe de subsidence totale, les courbes d'enfouissement obtenues par backstripping sous PetroMod®, doivent être corrigées des variations du niveau marin absolu, l'eustatisme.

L'eustatisme provoque la création et la suppression d'espaces pour le dépôt sédimentaire. Afin de remonter aux phénomènes lithosphériques initiaux permettant les mouvements verticaux du socle, il faut soustraire ces espaces eustatiques aux courbes d'accommodation/enfouissement (Fig. 42).

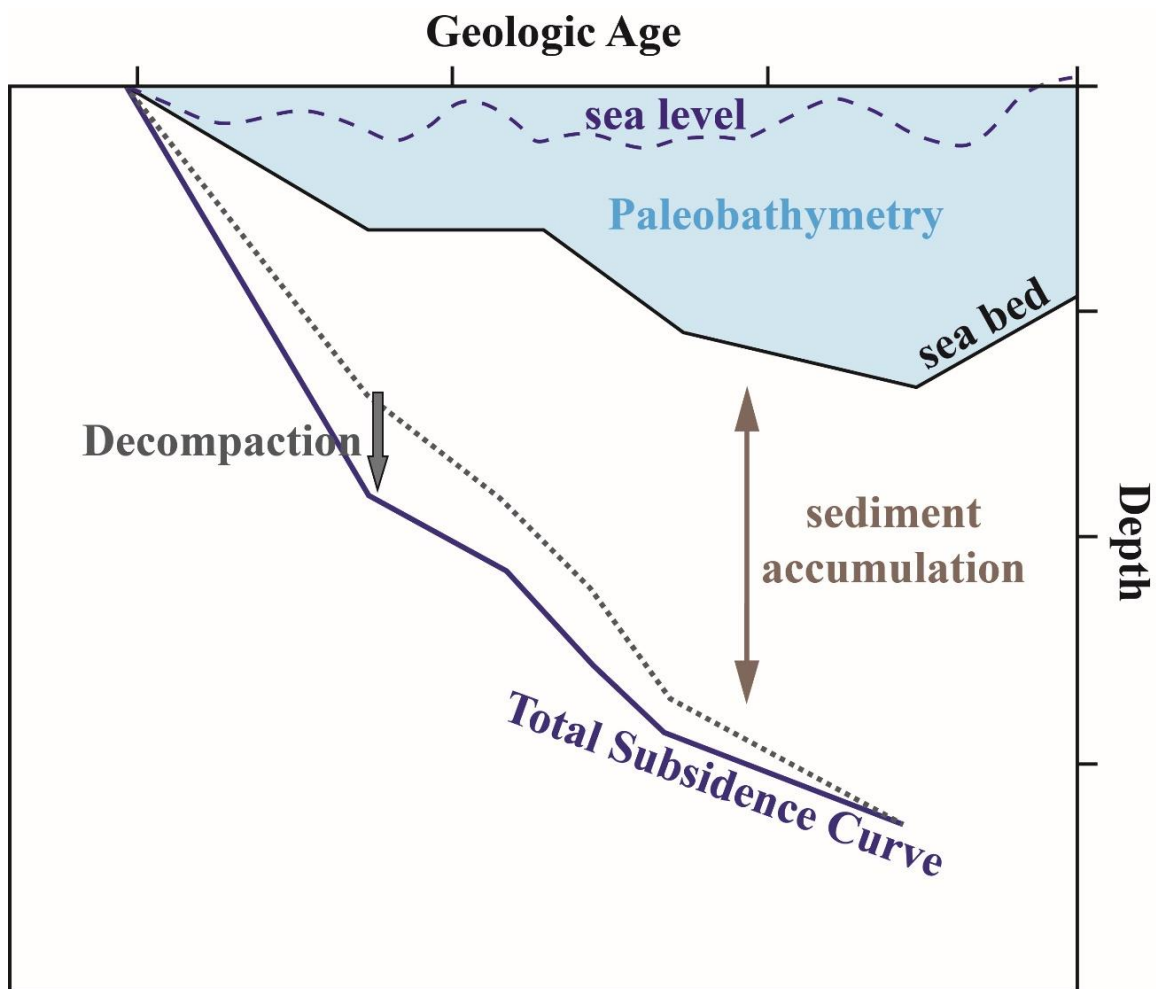


Fig. 42. Procédé d'analyse de la subsidence totale montre l'effet des variations de la profondeur des dépôts dans le temps et de niveau de la mer absolu. La courbe en pointillé correspond à l'accumulation des sédiments à un moment (t) ayant une bathymétrie et un niveau d'eau de la mer fixe et bien connu. La courbe bleue correspond à la subsidence totale calculée par décompactation progressive des sédiments surincombants (d'après Lee et al., 2019).

7.2.3 Influence et sensibilité de la précision de la paléo-bathymétrie (Wd)

En plus de la correction eustatique, une correction supplémentaire liée à la variation de la profondeur locale de la colonne d'eau dans le temps doit être réalisée (Allen and Allen, 2013). En effet celle-ci influe aussi isostatiquement sur les mouvements lithosphériques verticaux par le poids qu'elle peut engendrer (densité de l'eau 1.0). Ces corrections vont permettre de reconstituer la subsidence par rapport à un référentiel fixe (**Fig. 42**).

La détermination des milieux de dépôts par analyse de faciès, permet de quantifier les paléo-bathymétries. Evidemment, ce type d'analyse faciologique peut être accompagné d'incertitudes et de précisions. En effet, plus les milieux de dépôts sont continentaux et montagneux (systèmes fluviatiles en tresses par exemple) ou marins très profonds (turbiditiques), plus l'incertitude est grande sur la paléo-bathymétrie associé. A contrario, dans les environnements côtiers/marins peu profonds, les erreurs sont faibles. Ceci pourrait affecter le calcul final des courbes de subsidence tectonique. Toutefois, l'erreur provoquée par une incertitude bathymétrique allant jusqu'à 25% reste minimale finalement sur les résultats de calculs de la subsidence tectonique qui ne dépassent pas 5% de variabilité (Le Solleuz et al., 2004) (**Fig. 43**). Or sur l'ensemble de la colonne stratigraphique, les environnements de dépôts du bassin sédimentaire libanais évoluent entre des systèmes marins à des systèmes fluviatiles continentaux. Mais au niveau de chaque période, les estimations des environnements de dépôt restent dans des milieux côtiers ce qui réduit par la suite les marges d'erreurs à chaque époque (cf. **TAB. 5**).

Le logiciel PetroMod[®] tient compte dans son calcul de l'influence de la paléo-bathymétrie. Aussi, il est nécessaire d'apporter en amont dans la base de données stratigraphique ces informations importantes, afin que le calcul de subsidence soit juste.

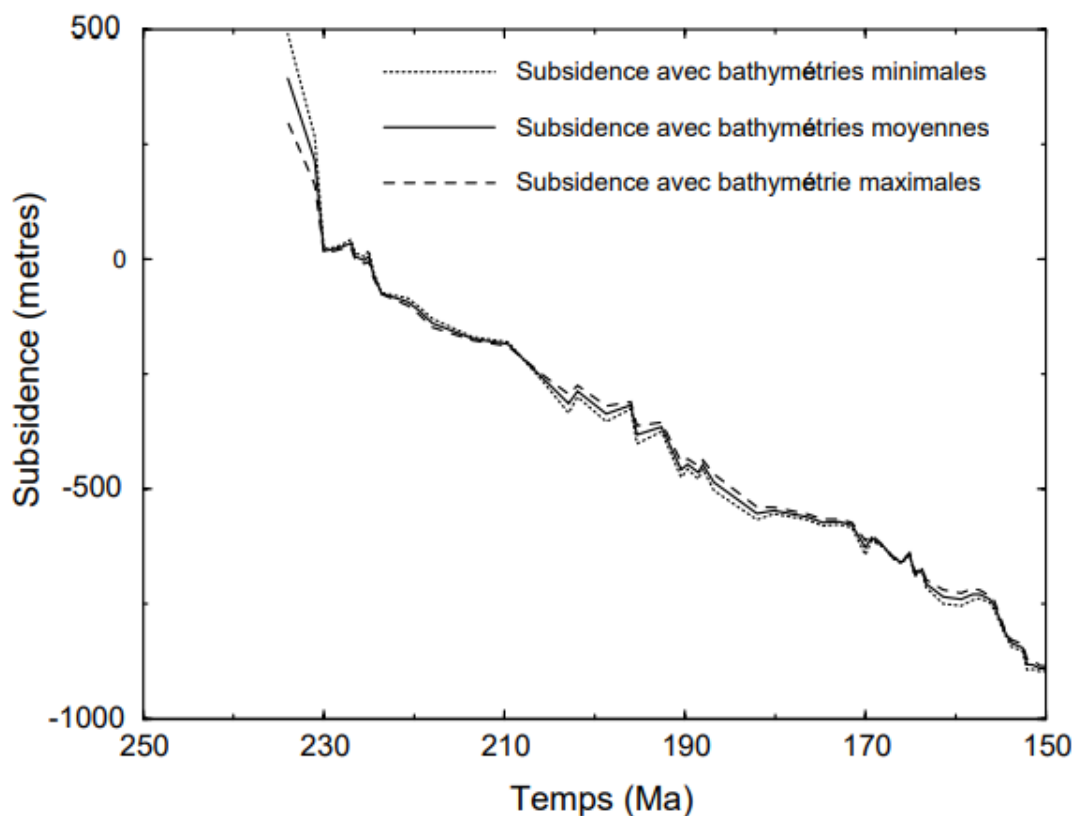


Fig. 43. Exemple de courbes de subsidence tectonique dans le bassin de Paris montrant l'effet minimale de l'erreur selon l'incertitude des paléo-bathymétries associées aux environnements de dépôts (d'après Le Solleuz, 2003)

7.2.4 Correction isostatique pour le calcul de la subsidence tectonique

A l'inverse de la subsidence totale qui prend en considération les divers éléments affectant la subsidence d'un bassin sédimentaire (comme la charge sédimentaire, le niveau absolu de la mer, la profondeur de l'eau de dépôt ...), le calcul de la subsidence tectonique permet d'analyser les événements tectoniques ayant permis la formation d'un bassin sédimentaire (Watts and Steckler, 1979, 1979; Sclater and Christie, 1980). Cette analyse permet donc de reconstituer le mécanisme tectonique induisant la formation d'un bassin à l'écart des autres facteurs. Elle permet aussi l'identification du cadre tectonique et par la suite l'histoire du développement d'un bassin sédimentaire.

Le fait que de nombreux bassins sédimentaires connaissent de multiples mécanismes de subsidence dans l'espace et/ou dans le temps, les épisodes tectoniques régionaux sont reflétés par la courbe de la subsidence tectonique. Ainsi, l'analyse de chaque partie de la courbe de subsidence peut apporter une information particulière sur la tectonique locale comme sur les phases tectoniques et les mécanismes moteurs (Xie and Heller, 2006; Allen and Allen, 2013; Miall, 2013).

Pour calculer la subsidence tectonique à partir de la subsidence totale, il convient de corriger cette dernière de l'isostasie engendrée par le poids des sédiments. Afin de mieux comprendre la reconstitution des courbes de subsidence tectonique par cette correction isostatique, le schéma de la **Fig. 44** illustre les informations nécessaires. Sur le socle, une couche de sédiments (d'épaisseur S^*) surmontée par une couche d'eau (épaisseur W_d) constituent la colonne à décharger. S^* représente l'épaisseur totale des sédiments obtenus lors de leur dépôt. Une fois que le niveau de la mer a changé avec le temps, la différence entre l'ancien niveau marin et celui de l'actuel constitue le Δ_{SL} (composante eustatique). Pour un modèle de chargement à isostasie locale (modèle d'Airy), le calcul correctif est lié à l'équilibrage des colonnes de masse où le socle répond uniquement à la charge sus-jacente. Cette approximation isostatique d'Airy, très utilisée en cas de marge passive, implique une rhéologie de la lithosphère élastique sur une épaisseur fine (<5km) pour une asthénosphère viscoplastique épaisse (Le Solleuz et al., 2004). Cela est probablement le cas pour la marge du Levant, considérée comme une marge passive assez classique (Dercourt et al., 2000).

L'intégration des différents facteurs permet d'obtenir la subsidence tectonique 1D (Y) compensée par le modèle isostatique d'Airy à tout moment géologique (t) dans le temps (Steckler and Watts, 1978; Watts and Steckler, 1979; Sclater and Christie, 1980; Bond and Kominz, 1984).

Les équations de quantification de la subsidence (Steckler and Watts, 1978) sont :

La subsidence totale s'écrit :

$$S = S_t + p_w - \Delta N \quad \text{Equation 2}$$

où S_t est l'épaisseur de la couche sédimentaire à l'époque considérée évalué par décompaction;

p_w : l'épaisseur de la tranche d'eau ;

ΔN : la différence entre le niveau marin absolu actuel et celui de l'époque considérée (Δ_{SL}).

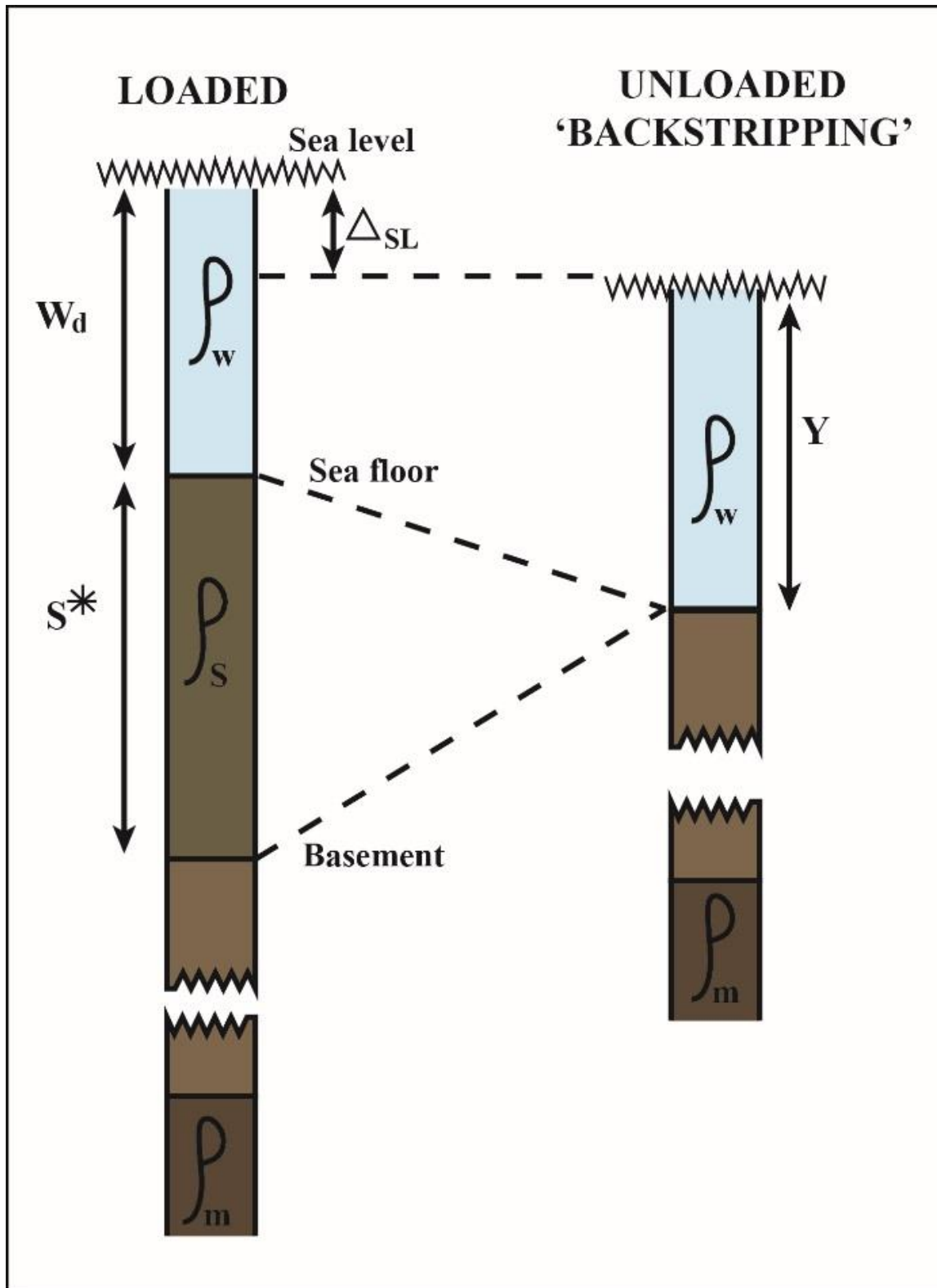


Fig. 44. Schéma de la balance isostatique entre une section sédimentaire reconstituée (chargée) et une section sédimentaire backstrippée (non chargée) illustrant le recul de la charge sédimentaire ; elle montre un équilibre isostatique entre une colonne lithosphérique au niveau du bassin sédimentaire et une autre déchargée de sédiments et remplacée par de l'eau. Les différents paramètres sont définis dans le texte (modifié d'après Steckler and Watts, 1978)

La subsidence tectonique sous l'eau s'écrit alors :

$$Y = S^* \left[\frac{(\rho_m - \rho_s)}{(\rho_m - \rho_w)} \right] + W_d - \Delta_{SL} \left[\frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)} \right] \quad \text{Equation 3}$$

Y est la subsidence tectonique ;

S^* : l'épaisseur de la couche sédimentaire à tout instant (t) évaluée par décompaction ;

ρ_m : la densité moyenne du manteau (généralement $3,35 \text{ g/cm}^3$) ;

ρ_s : la densité moyenne des sédiments décompactés (ici considérée 2.2 g/cm^3) ;

ρ_w : la densité moyenne de l'eau de mer ($1,03 \text{ g/cm}^3$) ;

W_d : la profondeur du dépôt du sédiment (paléo-bathymétrie) à tout instant t ;

Δ_{SL} : la différence entre le niveau marin absolu actuel et celui de l'époque considérée.

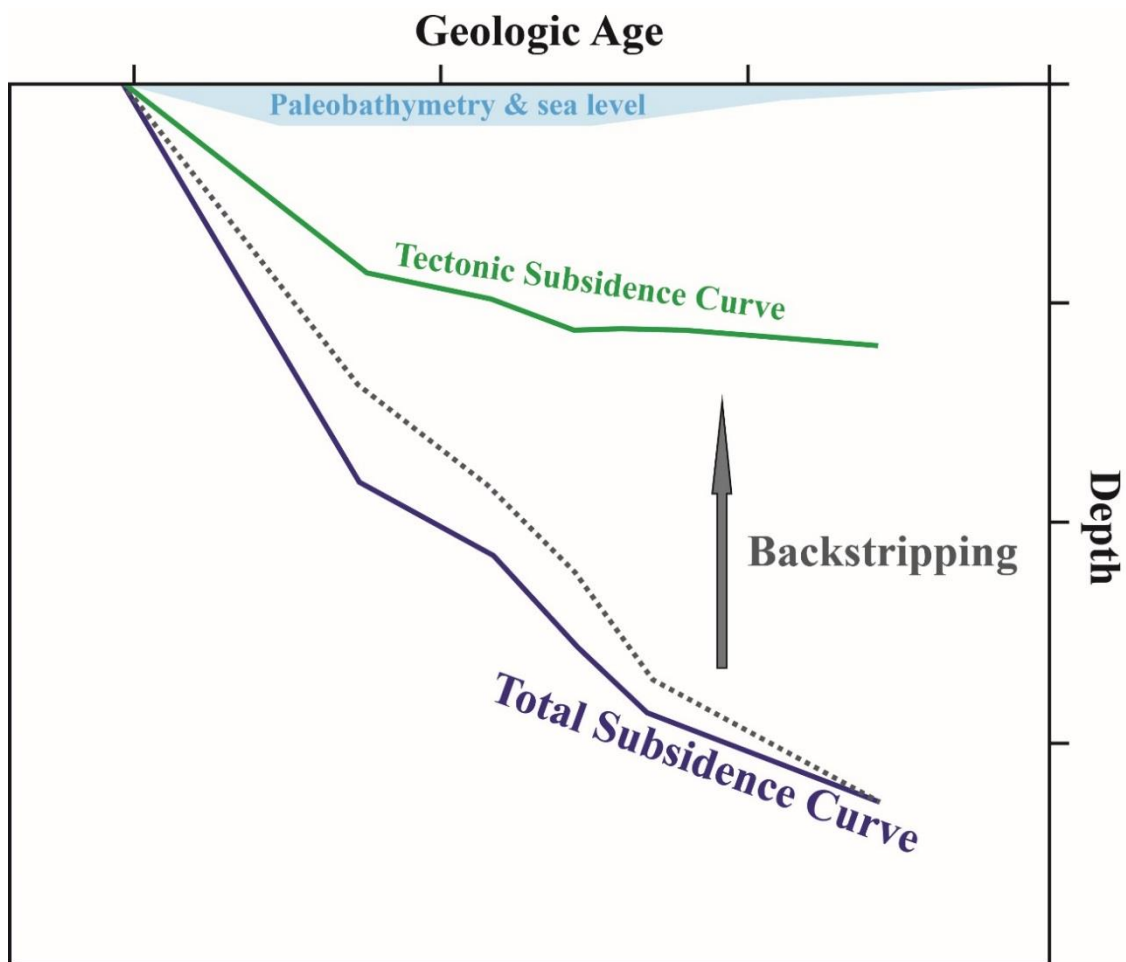


Fig. 45. Procédé d'analyse de la subsidence tectonique. La courbe verte correspond à la subsidence tectonique obtenue par « backstripping ». La courbe bleue correspond à la subsidence totale calculée par décompaction de sédiments sus-jacents. La courbe pointillée correspond à l'accumulation des sédiments à l'actuel (d'après Lee et al., 2019).

7.3 Méthodologie de travail sur PetroMod®

La première étape consiste à générer des courbes d'enfouissement (courbes de décompaction simples) sous PetroMod® 1D à partir des données stratigraphiques. Les données sont intégrées

dans le logiciel sous forme d'une base de données stratigraphiques en fournissant les diverses informations nécessaires au calcul de backstripping et d'isostasie (coordonnées, âge des différents couches stratigraphiques, l'épaisseur, la lithologie, bathymétrie, érosion).

Le logiciel de modélisation PetroMod® 1D est utilisé pour générer les courbes de subsidence tectonique à partir des données récupérées dans la région du bassin libanais. La présence de nombreuses failles synsédimentaires pouvant compliquer l'interprétation de l'évolution d'un bassin sédimentaire étudié, il est utile de reconstruire plusieurs courbes de subsidence situées à différents endroits dans le bassin.

Huit puits ont été issus des profils sismiques interprétés ou de coupes géologiques publiées couvrant l'offshore, la zone côtière au nord et au sud et dans l'onshore du pays (**TAB. 4**). Un neuvième puit d'exploration pétrolière (Terbol-1), correspondant à un puit foré en 1947 sur la côte nord-ouest du pays, a été backstrippé et corrigé des effets isostatiques (**Fig. 46**).

Pour calculer les courbes de subsidence, une base de données stratigraphique et sédimentaire est créée.

Les informations lithologiques de chaque unité stratigraphique proviennent de la littérature en tant que profils sismiques interprétés, coupes géologiques et données de puits réels. Les épaisseurs et les âges des unités déposées dans le bassin libanais proviennent des travaux de (Renouard, 1951; Dubertret, 1955b, 1975; Basson and Edgell, 1971; Beydoun, 1977b; Noujaim, 1977; Walley, 1997, 2001; Nader, 2011; BouDagher-Fadel and Clark) (les données d'entrée sont indiquées dans l'**Annexes C**).

Les paléo-profondeurs d'eau ont été estimées à partir des cartes paléogéographiques de la zone étudiée au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque (**TAB. 5**; Hawie et al., 2013).

Au Trias, la région est lagunaire évaporitique avec des environnements de dépôts coté syrien très proximaux (évaporitiques) (+10m sous le niveau marin) à marin plus profond vers l'Ouest (+50m).

Durant le Jurassique, la région appartient au domaine marin avec des environnements de dépôts lagunaire à l'est (+50m) à marin profond vers l'ouest (+250/+300m).

Au Crétacé Supérieur, la région est soumise coté syrien à des environnements de dépôts détritiques fluviatiles (-50m au-dessus du niveau marin) jusqu'à un système côtier puis marin qui s'approfondit vers l'ouest (+200m sous le niveau marin).

Au Cénomaniens-Turonien, la région présente des environnements de dépôts de plateforme carbonatée récifale à l'est (+50m) qui deviennent plus profonds à l'ouest (+250m).

Au Coniacien-Campanien, la région devient plus profonde avec une plateforme carbonatée monoclinale qui s'approfondit de l'est (+100m) à l'ouest (+400m).

A l'Oligocène, la région est témoin d'un système détritique continental à l'est (-50m) évoluant à un système marin profond à l'ouest (+300m).

Au Miocène Inferieur, la région se caractérise par un système détritique carbonaté continental à l'est (-50m) contre un environnement marin profond à l'ouest (+300m).

TAB. 4. Localisation des puits interprétés ; Terbol-1 est un puits réel alors que les autres sont interprétés à partir des profils sismiques et coupes géologiques disponibles dans la région.

Puits	Terbol-1	Pt-1	Pt-2	Pt-3	Pt-4	Pt-5	Pt-6	Pt-7	Pt-8
Reference	Beydoun, 1977	Ghalayini, 2015						Ghalayini et al., 2018	Nader et al., 2018
X (km)	768.803	819.319	789.941	687.622	775.576	745.713	717.421	696.085	701.462
Y (km)	3816.12	3745.34	3765.41	3820.07	3695.28	3704.94	3714.09	3706.863	3704.49

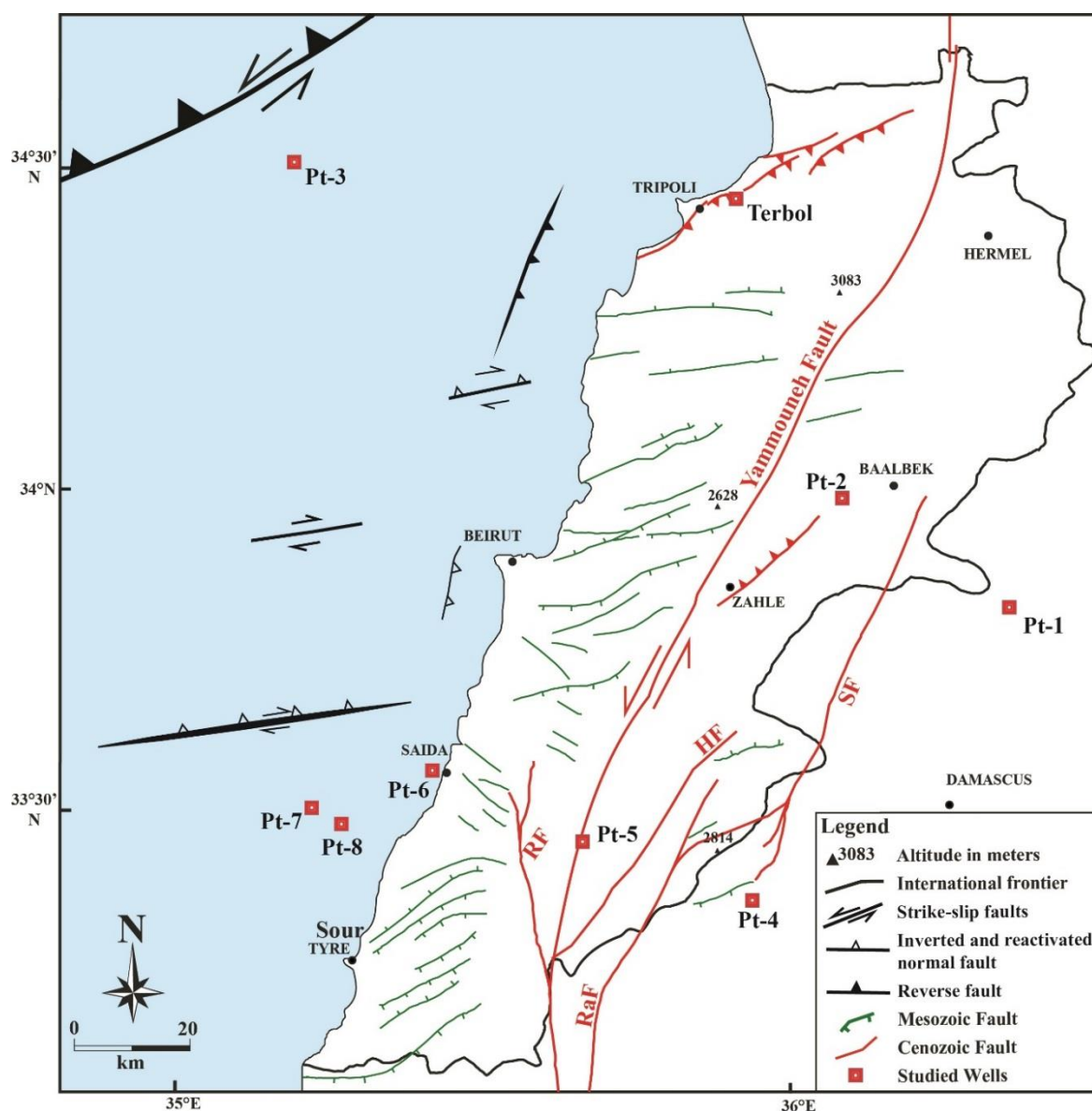


Fig. 46. Localisation des puits utilisés pour la génération des courbes de subsidence tectonique répartis dans l’offshore et l’onshore actuel.

Au Miocène Supérieur, la région montre des environnements de dépôts plus continentaux à l’est (-100m) et des environnements plus profonds à l’ouest (+500m).

Au Pliocène, la région est toujours continentale à l'est avec de dépôts détritiques continentales (-200m) et sous environnements marins profonds à l'ouest (+500m).

La charte eustatique utilisée est issue de Hardenbol et al. (1999) (voir **Annexes C**).

TAB. 5. Profondeurs des environnements de dépôt estimées pour les coupes sédimentaires dans l'onshore et l'offshore (les valeurs positives sont sous le niveau marin)

Age	Environnement de dépôt	Paléo-bathymétrie (m)
Trias	Marin lagunaire avec géométrie de rampe plongeant vers l'ouest	10 m à l'est à 50 m à l'ouest
Jurassique Inferieur	Marin lagunaire avec géométrie de rampe plongeant vers l'ouest	50 m à 300 m
Jurassique Moyen à Supérieur	Marin lagunaire avec géométrie de rampe plongeant vers l'ouest	50 m à 250 m
Crétacé Inferieur	Fluviale à l'est se déversant vers un système côtier à l'ouest	-50 m à 200 m
Cénomaniens-Turonien	Plateforme carbonatée récifal plongeant vers l'ouest	50 m à 250 m
Coniaciens-Campanien	Plateforme carbonatée monoclinale vers l'ouest	100 m à 400 m
Oligocène	Système détritique continental à marin vers l'ouest	-50 m à 300 m
Miocène Inferieur	Système mixte détritique carbonaté continental à l'est marin à l'ouest	-50 m à 300 m
Miocène Supérieur	Système mixte détritique carbonaté continental à l'est marin à l'ouest	-100 m à 500 m
Pliocène	Système détritique continental à l'est marin à l'ouest	-200 m à 500 m

On obtient ainsi 9 courbes de subsidence totale et tectonique issus de ces calculs (**Annexes D**). On peut ensuite calculer leur dérivée (taux de subsidence $m.Ma^{-1}$) afin d'étudier les accélérations/décélérations tectoniques, comme par exemple sur le puits Terbol-1, assez représentatif de la subsidence dans le pays (cf. **Fig. 72**).

**Chapitre IV. Synthèse géologique et
modélisation 3D pour une compréhension
géodynamique régionale**

1 Introduction

La modélisation 3D est une méthode utilisée pour créer un modèle géologique permettant d'observer l'extension dans l'espace de la géologie dans une région précise en prenant en considération tous les concepts géologiques et structuraux. Cette méthode vise à synthétiser et harmoniser tous types de données géologiques existants dans la région d'étude (puits, coupes stratigraphiques, profils sismiques, ...) par une interprétation et interpolation de ces données. Ainsi, les caractéristiques géologiques de la zone sont modélisées sous forme de surfaces géologiques représentant le sommet de six formations géologiques et les surfaces des deux systèmes de failles. Différents moyens sont possibles pour construire une surface 3D, en fonction des données disponibles.

2 Résultats et interprétation

2.1 Analyse et interprétation du modèle 3D

A partir du modèle surfacique érodé, le modèle 3D construit montre pour la première fois l'interpolation totalement homogénéisée des données géoscientifiques disponibles dans l'onshore et l'offshore du Liban. Il est composé des grilles 3D volumique interprété à partir des surfaces (**Fig. 38**). Ce modèle montre une interpolation des données onshore et une extrapolation vers l'offshore.

Ce modèle montre la structuration initiale du pays coupées par des failles essentiellement N-S (exemple, les failles Serghaya et Yammouneh ; **Fig. 47**). On distingue cinq unités structurales individualisées.

Le Mont Liban est structuré par un anticlinal NNE-SSO de strates méso-cénozoïques presque isopaques, et par une forte érosion Miocène à actuel qui permet d'observer des affleurements jurassiques dans le cœur de l'anticlinal. Les strates paléogènes et néogènes ne sont observées que dans des endroits isolés de la côte.

La vallée de la Bekaa, à l'est de la faille de Yammouneh, enregistre un synclinal NNE-SSO avec des unités stratigraphiques assez épaisses, essentiellement du Crétacé supérieur, du Paléogène et du Néogène. L'érosion miocène n'affecte pas les séries mésozoïques dans cette région. Dans la partie sud, la vallée de la Bekaa est délimitée par la faille de Rachaya, mais ni Rachaya ni Serghaya ne se prolongent vers le nord. Cependant, la structure synclinale se poursuit vers le nord en continuité avec les régions situées plus à l'est.

A l'est, l'unité Anti-Liban est structurée par un anticlinal qui révèle le Jurassique en son cœur. Les unités stratigraphiques plongent vers l'est en Syrie. Au sud, l'Anti-Liban est contrôlé par la faille de Serghaya sur son flanc ouest. Mais au nord, les failles ne sont pas prolongées ; ainsi, on trouve une continuité tectonique de la série synclinale de la Bekaa avec l'anticlinal de l'Anti-Liban à l'ouest.

Enfin, deux autres synclinaux sont présentés à l'Est et à l'Ouest du pays correspondant respectivement au bassin syrien et à l'offshore libanais. La partie offshore est décrite par d'épaisses unités mésozoïques et cénozoïques dont la plongée vers l'ouest est contrôlée par la géodynamique régionale (marge passive Téthysienne) et par d'épais dépôts messiniens.

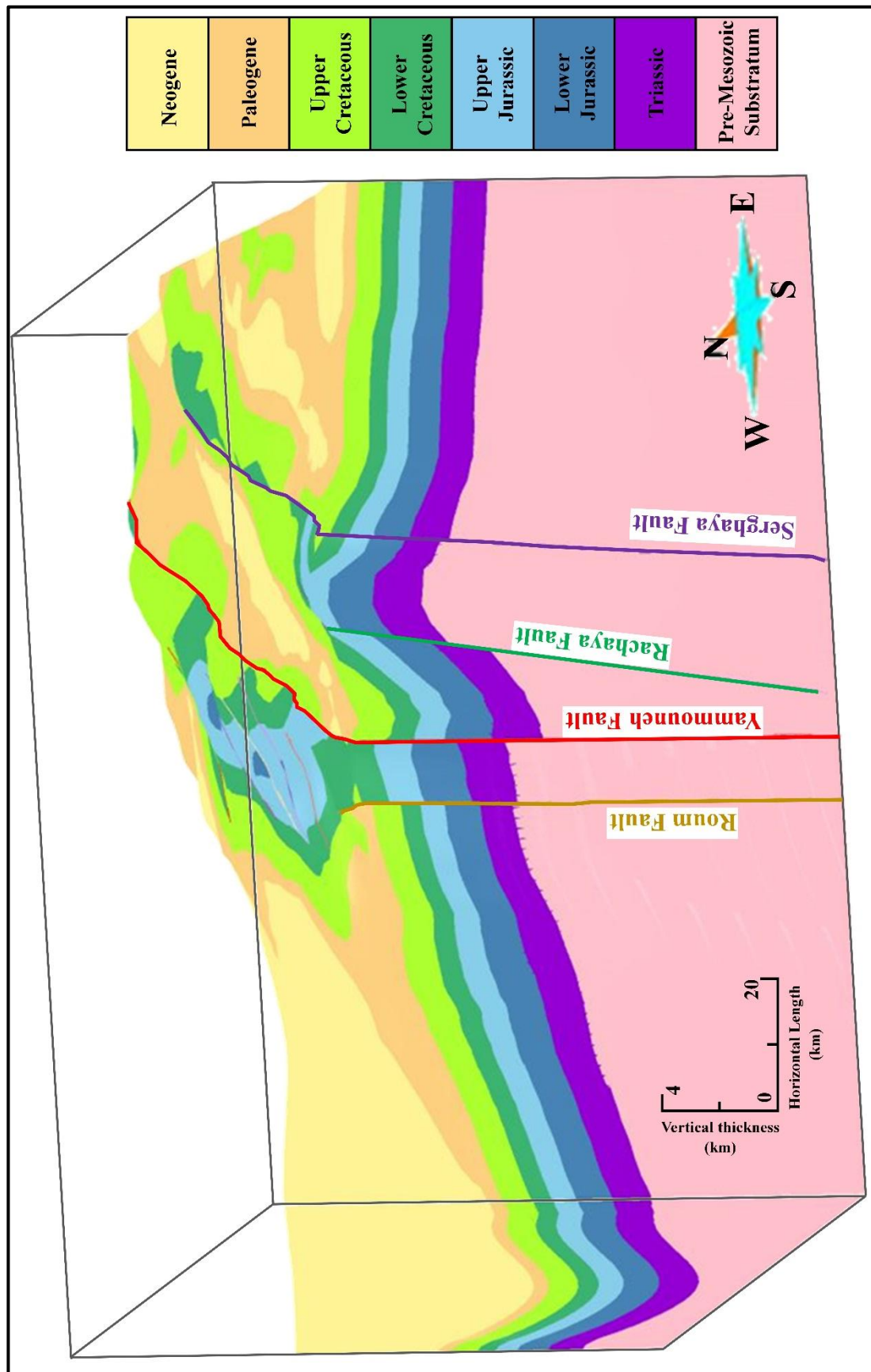


Fig. 47. Modèle 3D construit en Skua-GoCad® : Modèle 3D montre l'interpolation des unités stratigraphiques dans l'onshore et une partie de l'offshore du Liban du Trias au Miocène ainsi que les principales failles.

Le modèle 3D montre comment les failles N-S (failles de Roum, Yammouneh, Rachaya, Serghaya), qui sont la continuité nord du LFS cénozoïque, structurent et contrôlent l'histoire géodynamique du pays. La faille de Yammouneh, longue de 160 km et faisant partie du Système de Fracture du Levant (LFS), délimite le côté oriental du Mont Liban sud et traverse le Mont Liban nord. Les strates géologiques évoluent donc géométriquement dans la partie occidentale du Liban (offshore et Mont-Liban) indépendamment de celles de la vallée de la Bekaa et du Mont Anti-Liban.

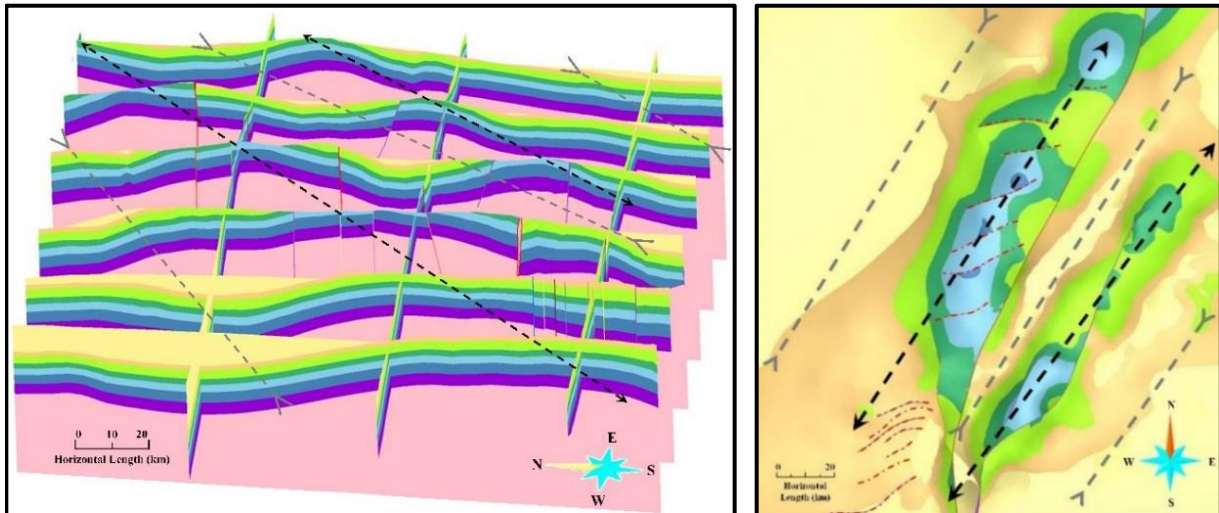


Fig. 48. Modèle 3D construit en Skua-GoCad® : Grille géologique avec axes de pliage montrant deux anticlinaux (lignes noires, se référant aux deux structures principales du Liban d'est en ouest : Mont Anti-Liban et Mont Liban) et trois synclinaux (lignes grises, se référant d'est en ouest au bassin synclinal en Syrie, à la vallée de la Bekaa et au bassin offshore) avec une tendance NNE (lignes rouges se référant aux failles normales mésozoïques).

De plus, l'écorché du toit du Trias supérieur (carte représentant la profondeur des sédiments du toit du Trias supérieur par rapport à la topographie actuelle ; **Fig. 49**) montre clairement que le pays est découpé en deux parties majeures par la faille de Yammouneh.

La partie terrestre occidentale (Mont Liban) enregistre une activité homogène de failles ENE-OSO qui présentent un fort contrôle post-triasique sur les corps sédimentaires. Ces failles ENE-OSO cartographiées et modélisées (**Fig. 48**) sont nommés systèmes de failles de Mont-Liban (SFML). Elles sont reconnues comme des failles mésozoïques ayant subi une activité normale potentielle au fin Jurassique/début Crétacé, et elles ont été réactivées au Miocène grâce à une phase d'inversion provoquant un glissement strike-slip au niveau de ces failles.

De même, le modèle 3D, par la cartographie de la surface du toit du Trias Supérieur, permet de conclure que les couches triasiques n'affleurent pas à la surface et restent à une profondeur minimale de 1000 m de la surface dans le cœur du Mont Anti-Liban et son sud et dans une partie du Mont-Liban (**Fig. 49**). Dans la partie offshore, les unités triasiques plongent profondément à plus de 5000 mètres, en raison de la structuration de la marge passive et de la charge sédimentaire des unités miocènes épaisses.

Dans la partie orientale du Liban, les unités triasiques montrent une certaine homogénéité entre la vallée de la Bekaa et le Mont Anti-Liban, avec seulement quelques variations de profondeur triasique reconnues en dehors de la faille de Serghaya. Nous pouvons donc conclure que pendant cette période, la vallée de la Bekaa et le Mont Anti-Liban ont la même histoire géodynamique individuelle en relation avec le bassin syrien, par contraste avec l'unité offshore

et l'unité du Mont Liban qui ont une autre histoire géodynamique en relation avec l'évolution de la marge levantine.

A partir du modèle 3D, la carte d'épaisseur construite pour le Jurassique (surface du toit du Jurassique Supérieur moins la surface du toit du Trias Supérieur) nous permet d'analyser la géométrie et le contrôle tectonique sur les unités durant cette période (**Fig. 50**), telle que les variations de dépôts sédimentaires et donc d'espace d'accommodation durant le Jurassique.

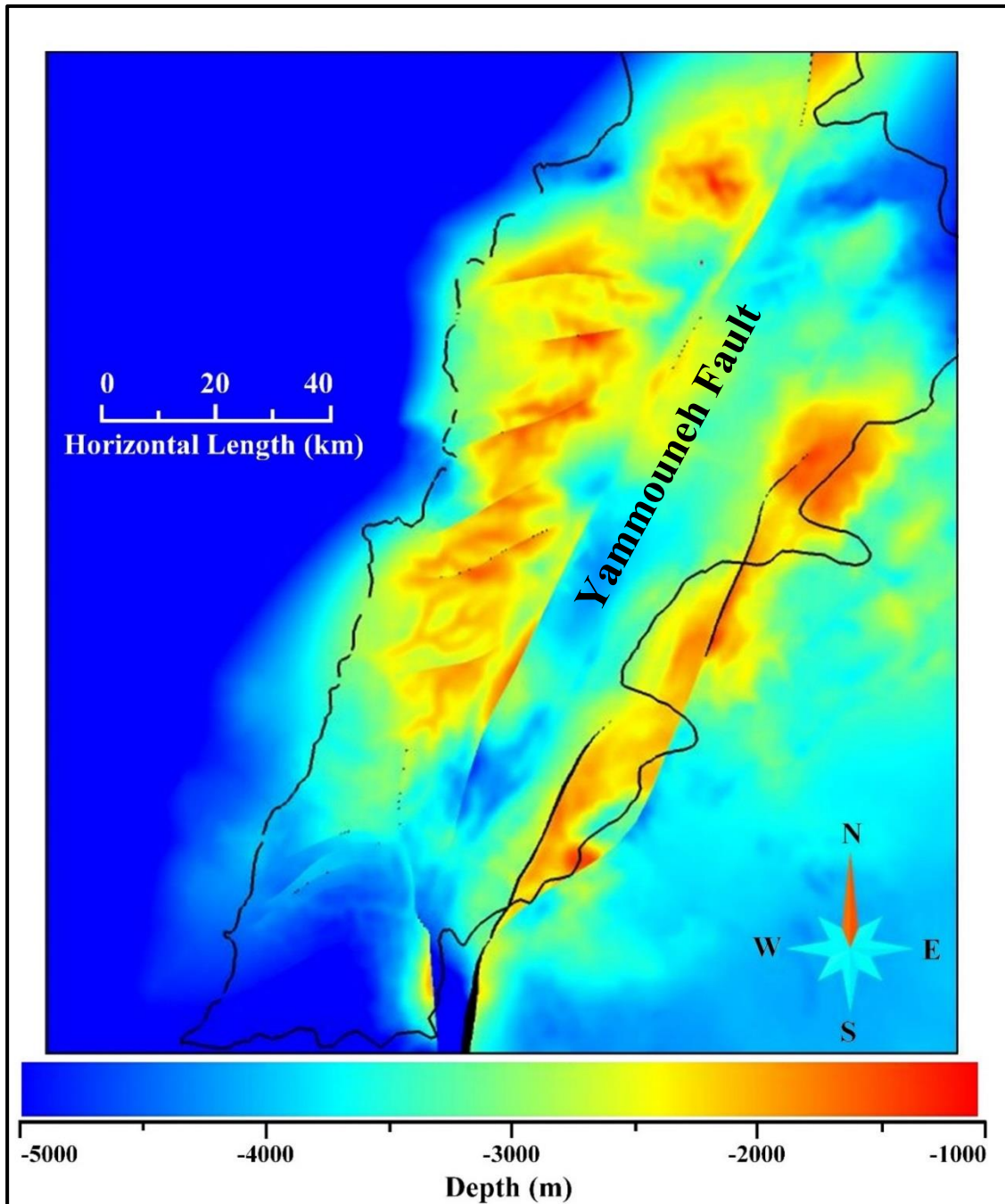


Fig. 49. Carte générale de la surface du toit Trias montrant la différence entre la surface du Trias Supérieur et la topographie actuelle.

La carte d'épaisseur du Jurassique montre des variations remarquables de part et d'autre de la faille de Yammouneh. Cette carte montre une variation spatiale remarquable d'épaisseur des

séries jurassiques de part et d'autre de la faille de Yammouneh avec un moyen d'épaisseurs de 1700 m à l'est contre 2100 m à l'ouest de cette faille (**Fig. 50**). On peut remarquer que ces épaissements durs sont contrôlés par des failles (failles de Roum et de Yammouneh). De même, cette carte montre un certain contrôle de l'accommodation de part et d'autre de l'ensemble de failles ENE-OSO dans le Mont Liban. Une variation de 100 à 200 m peut être observé au niveau de certaines failles ENE-OSO.

La carte d'épaisseur du Jurassique montre aussi l'effet majeur de la faille de Yammouneh sur toutes les autres avec une division du pays en deux par un fort déplacement horizontal causé par le LFS au Miocène (**Fig. 50**). Elle montre clairement que le pays est découpé et compartimentalisé en deux parties majeures par la faille de Yammouneh ou le déplacement de cette dernière crée un cloisonnement du pays en deux parties ayant chacune sa propre histoire géologique. Les autres failles (Serghaya, Roum et failles latérales ENE-OSO) jouent un rôle plus standard en fonctions des événements géodynamiques qui les génèrent et les réactivent. La faille de Serghaya, même si elle structure la vallée de la Bekaa, n'est pas aussi structurante que Yammouneh, probablement pas un rejet horizontal moindre.

Ces observations, menées sur la variation de l'apport de sédiments (22,3 à 46,4 m.Ma⁻¹) dans le pays, révèlent un contrôle tectonique hétérogène dans la création d'accommodation de part et d'autre de la faille actuelle de Yammouneh durant cette période au Liban et en moindre d'effet au niveau de la faille de Serghaya. On distingue deux parties principales :

- 1- Une à l'ouest de la faille de Yammouneh qui regroupe le Mont-Liban avec l'offshore là où on voit une continuité de dépôt de sédiment sans avoir des variations majeures dans l'ensemble de ce compartiment et ceci est lié à l'histoire du bassin levantin lui-même lié à l'histoire téthysienne (voir Chapitre II.). Ainsi, le Mont Liban a sa propre évolution, en lien au départ (Trias-Jurassique) avec l'offshore du bassin du Levant au large du Liban.
- 2- L'autre, à l'est de la faille de Yammouneh regroupant la vallée de la Bekaa et le Mont Anti-Liban, montre aussi une continuité propre à ce compartiment mais avec une épaisseur de sédiment inférieure à celle observée dans la première partie. De fait que cette continuité est toujours valable vers l'Est, ceci permet de proposer une histoire commune de ce compartiment avec l'histoire syrienne. Donc, l'homogénéité des unités jurassiques entre la vallée de la Bekaa et le Mont Anti-Liban montre que ces deux zones ont la même histoire géodynamique durant cette période et ils constituent une structure géologique unique en continuité avec le bassin syrien qui peut être rattachée par son histoire géologique au sud-ouest de la Syrie.

Les variations latérales d'épaisseur entre les failles confirment qu'un événement géodynamique du Jurassique supérieur active cet ensemble de failles ENE-OSO.

Les dépôts sédimentaires durant le Jurassique sont contrôlés par la phase finale de rifting suivie d'une subsidence post-rifting (Walley, 2001). Un soulèvement eustatique majeur au Jurassique supérieur est enregistré par des calcaires épais au Liban accompagné d'une continuité de subsidence dans la marge occidentale du Mont-Liban jusqu'à la fin du Kimméridgien (ce qui explique l'épaisseur plus élevée dans la partie occidentale par rapport à la partie orientale du Liban). Ce taux de sédimentation élevé est bien enregistré dans la plate-forme jurassique (2000-3000 m), bien que l'érosion régionale majeure ou le non-dépôt soit causé par des événements de soulèvement datés de la limite Jurassique - Crétacé précoce en relation avec une phase tectonique majeure (Dubertret, 1975; Walley, 2001; Müller et al., 2010).

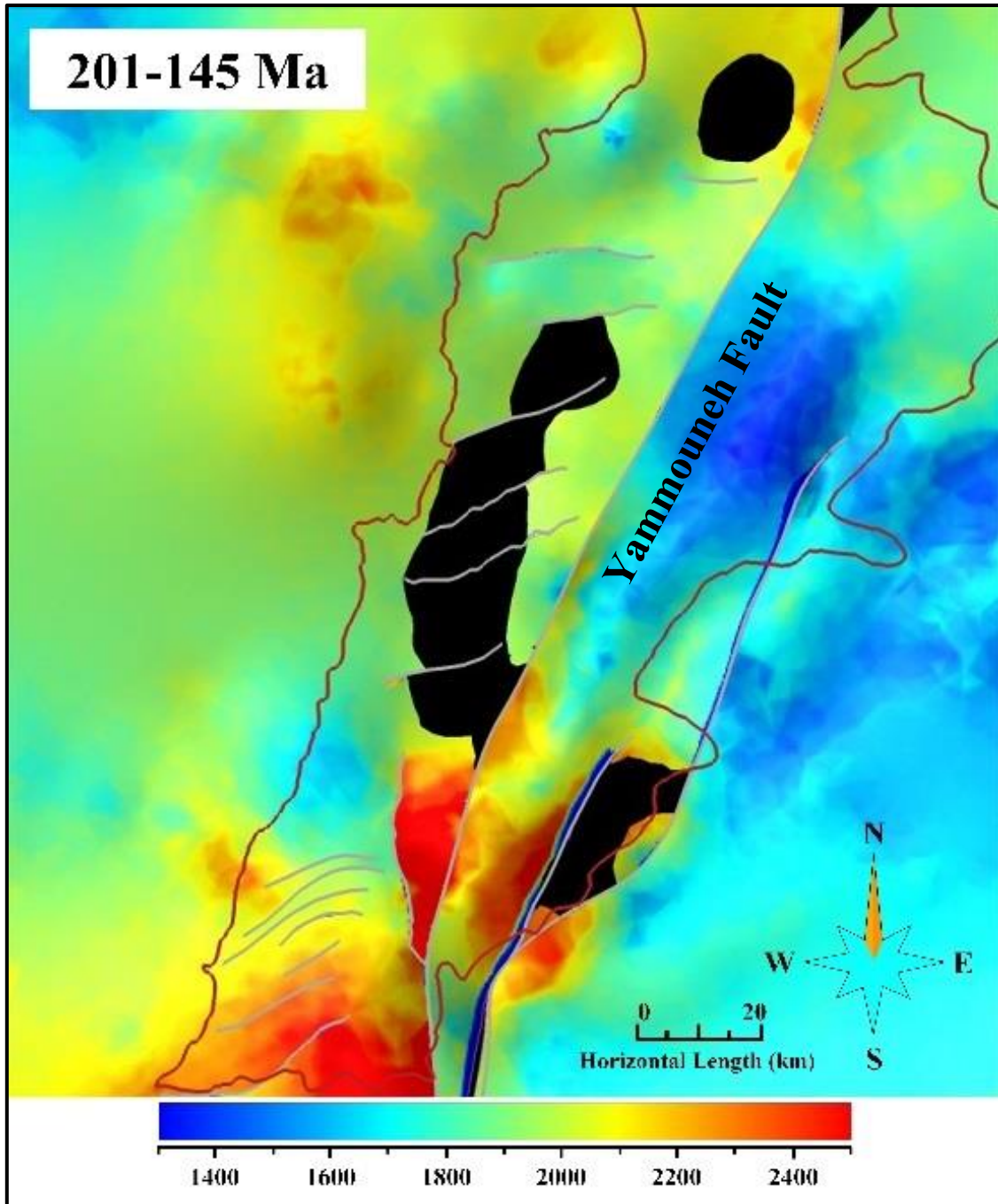


Fig. 50. Carte d'épaisseur du Jurassique montrant la division du pays en deux parties de part et d'autre de la faille de Yammouneh (l'échelle colorée correspond à l'épaisseur stratigraphique présentée en mètres).

Puis, au Crétacé, l'Aptien présente des épaisseurs variantes entre 550 m au nord à 850 m au sud dans le compartiment-ouest et variantes entre 450 m et 700 m du centre du compartiment-est vers ses périphéries (Fig. 51.A). Au Crétacé Supérieur, l'épaisseur varie entre 850 m au nord à 1250 m au sud dans le compartiment-ouest et entre 700 m au centre du compartiment-est à 900 m vers les périphéries (Fig. 51.B). A l'Eocène, l'épaisseur varie entre 400 et 650 m dans le compartiment-ouest et entre 375 et 475 m sur l'ensemble du compartiment-est (Fig. 51.C).

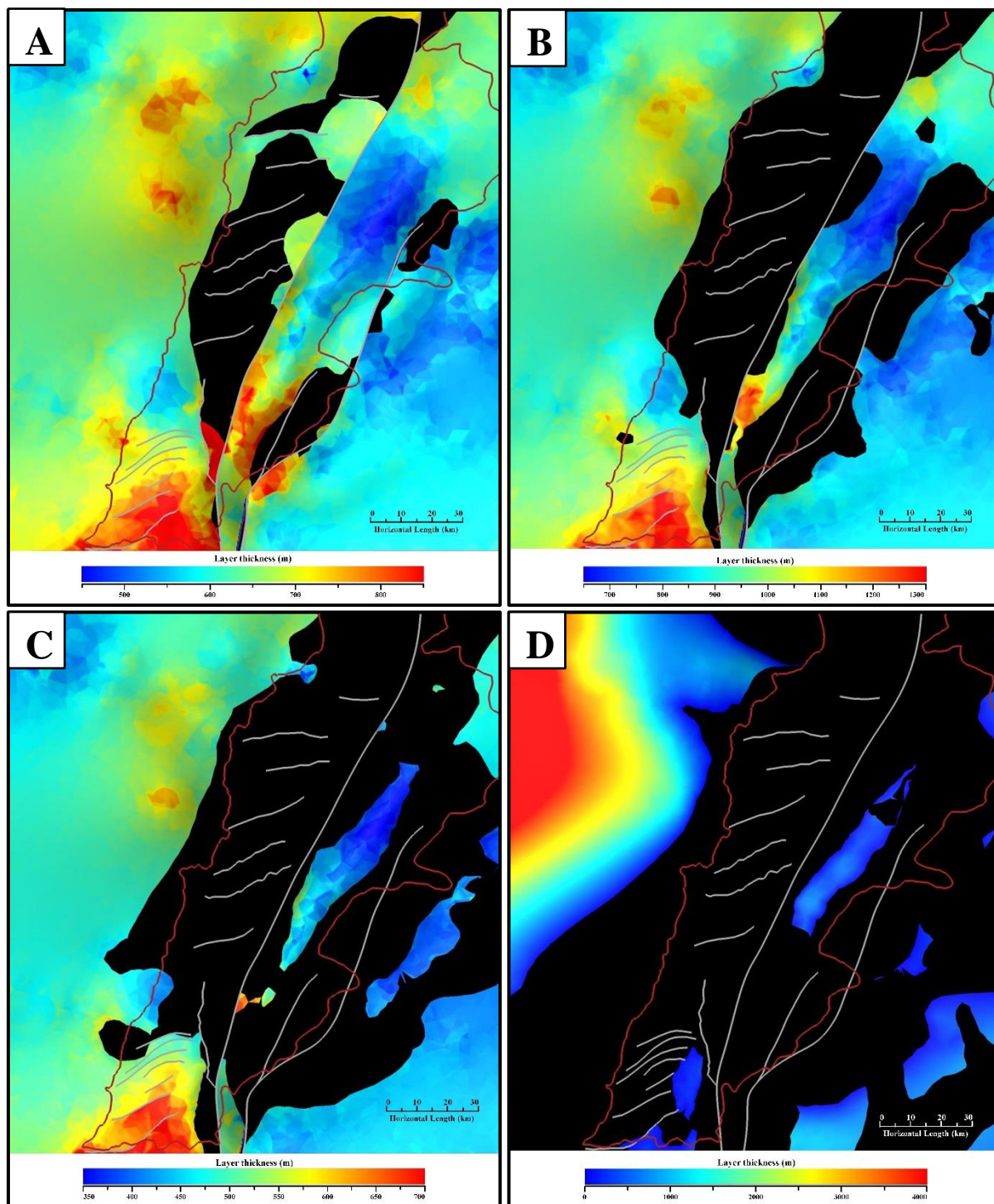


Fig. 51. Cartes d'épaisseur montrant la variation d'épaisseur de sédiment de part et d'autre de la faille de Yammouneh à différents âges. (A) entre 145 et 113 Ma ; (B) entre 113 et 66 Ma ; (C) entre 66 et 34 Ma ; (D) entre 34 et 05 Ma (l'échelle colorée correspond à l'épaisseur stratigraphique présentée en mètres).

Au Miocène, les hiatus et l'érosion de plus en plus majeure effaçant l'information, on peut remarquer toutefois que l'épaisseur varie dans le compartiment-ouest entre 200 et 4000 m en s'éloignant vers l'offshore contre 200-300m dans le compartiment-est distribué essentiellement dans la région de Bekaa (**Fig. 51.D**). Ces cartes montrent toujours par ailleurs cette histoire commune de la vallée de la Bekaa avec l'Anti-Liban et la Syrie, alors que le Mont-Liban vit sa propre évolution, plutôt en connexion avec le Bassin du Levant.

Ces cartes d'épaisseurs de différents âges montrent toujours le grand rôle joué par la faille de Yammouneh. Ainsi, il montre de nouveau la compartimentalisation du pays entre un Est qui suit l'évolution du bassin sédimentaire syrienne et un ouest lié à l'évolution du bassin levantin.

Cette variation, qui se fait dans un bassin de quelques dizaines de km, provient essentiellement aux différentes phases d'érosion connue dans la région (au passage Jurassique - Crétacé, au Maastrichtien supérieur-Paléocène inférieur et à l'Eocène tardif et Oligocène jusqu'au mi-Miocène) ou au fait de non-dépôt. Le modèle 3D ne montre pas des érosions majeures qui peuvent être pris en considération sauf celle de Miocène à l'actuel clairement observé au cœur des montagnes Mont-Liban et Anti-Liban qui est accompagné par un non-dépôt de sédiments dans la majorité du pays à l'exception de la vallée de Bekaa et certaines zones côtières. Ceci apparaît aussi dans les différentes coupes et profils sismiques interprétés ce qui rend la discussion sur l'existence ou la quantification des érosions irréalisable.

Toutefois, même si Yammouneh et Serghaya sont des failles majeures, le travail de modélisation 3D et d'harmonisation (calage) des données géologiques disponibles dans le pays, a montré une grande difficulté pour accommoder toutes les déformations seulement par les simples rejets des failles de Yammouneh et de Serghaya. Selon les auteurs travaillant en modélisation des systèmes pétroliers (Nader, 2011; Nader et al., 2018; Ghalayini et al., 2018), les failles ENE-OSO n'enregistrent pas de rejets majeurs dans la partie occidentale du Mont Liban. Pourtant certains auteurs, par leur études structurales, caractérise des rejets verticaux significatif pour ces failles normales (Dubertret, 1955b; Homberg et al., 2010). En raison de l'absence d'études suffisantes et de l'incapacité du modèle à visualiser tous les types d'ensembles de failles, nous avons choisi d'étudier plus en détail ce type particulier de failles mésozoïque réactives d'orientation ENE-OSO, et plus particulièrement celle de Nahr Ibrahim à 50 km au nord de Beyrouth (cf. **Fig. 25**).

2.2 Système pétrolier

Nous avons essayé d'explorer et d'estimer d'une manière globale les systèmes pétroliers et les types de pièges possibles qui existent dans la zone onshore du Liban. Les éléments les plus importants pour un système pétrolier sont résumés par Magoon et Dow (1994) : 1- présence et maturation de la roche mère ; 2- présence d'une roche réservoir typique ; 3- formation et géométrie du piège ; 4- génération, migration et accumulation des hydrocarbures ; 5- épaisseur du piège et capacité à retenir les hydrocarbures ; 6- propriété de conduction des failles (joint ou conducteur d'hydrocarbures).

Les éléments potentiels du système pétrolier ont été extraits d'une carte du système pétrolier pour l'onshore libanais proposée par Ghalayini et al. (2018) (**Fig. 40**) et ont été ajoutés au modèle 3D. Chaque élément a été identifié dans le modèle comme une propriété. Le modèle 3D créé représentait des unités pré-triasiques à miocènes. Tous les éléments situés en dessous ou au-dessus de ces unités n'ont pas été pris en compte. Ghalayini et al. (2018) ont considéré que la migration et l'accumulation des hydrocarbures ont commencé pendant et après la formation des pièges. Cette étude considère également que les roches mères du Permo-Trias ont généré des hydrocarbures depuis la fin du Sénonien jusqu'à aujourd'hui tandis que les roches mères du Kimméridgien et du Néocomien génèrent actuellement des hydrocarbures. Les roches mères du Sénonien sont exclues de nos considérations car elles sont considérées comme immatures.

Les comportements de scellement et de conduction des hydrocarbures des failles n'ont pas été pris en compte dans l'interprétation en raison d'indisponibilité d'informations. Ainsi, le travail présente une modélisation statique du système pétrolier onshore du Liban.

Ainsi, ce travail montre un modèle 3D statique du système pétrolier libanais permettant de prendre une idée sur la possibilité de trouver des réservoirs sellés pouvant être alimentés par d'hydrocarbures provenant des roches mères plus profondes ayant entré dans la fenêtre de maturité et de production d'hydrocarbures.

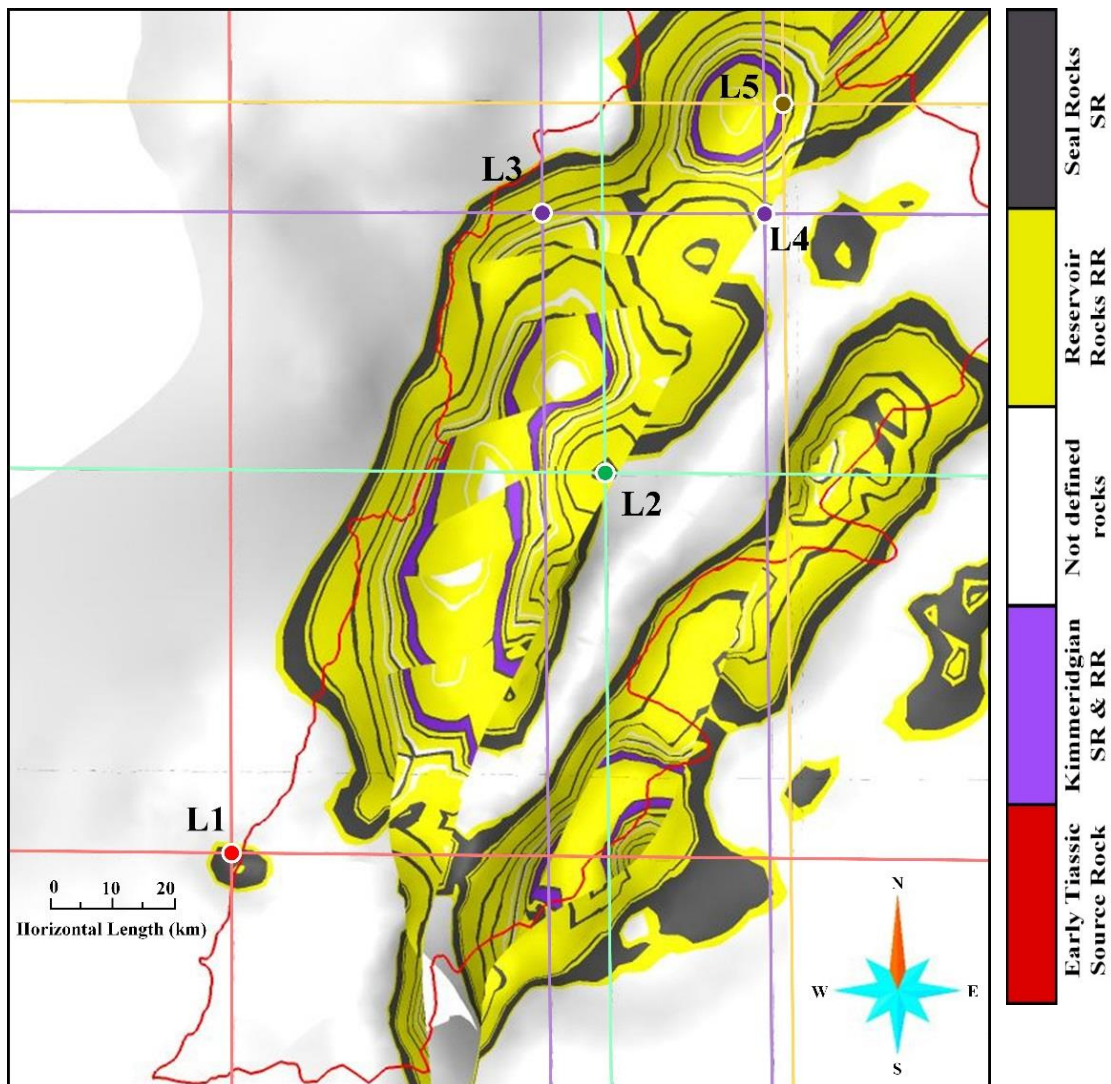


Fig. 52. Éléments du système pétrolier (roches mères, réservoirs et joints ; d'après Ghalayini et al., 2018) incorporés dans le modèle 3D. L1 à L5 représentent cinq emplacements différents de profils utilisés pour montrer les pièges possibles onshore Liban.

Les profils 2D N-S et E-W ont été choisis pour notre étude des pièges (Fig. 52). Fig. 53 A, D & E proposent des pièges anticlinaux avec un système pétrolier complet. Fig. 53. B, C & D montrent quelques pièges de faille possibles. Tous les pièges sont scellés par des scellements du Jurassique supérieur au Paléocène (l'âge et le type des scellements sont mentionnés dans la Fig. 40 et dans le Chapitre II.).

Comme souligné précédemment (voir Chapitre II.), les réservoirs jurassiques peuvent ne pas être de bonne qualité en raison de leur invasion par les eaux météoriques. Par ailleurs, les réservoirs créacés (formation de grès du Chouf du Crétacé inférieur et carbonates fracturés du Crétacé supérieur) peuvent jouer un rôle important dans l'accumulation d'hydrocarbures en

raison de l'alternance avec des roches d'étanchéité de bonne qualité (unités marneuses et schisteuses intraformationnelles d'âge crétacé).

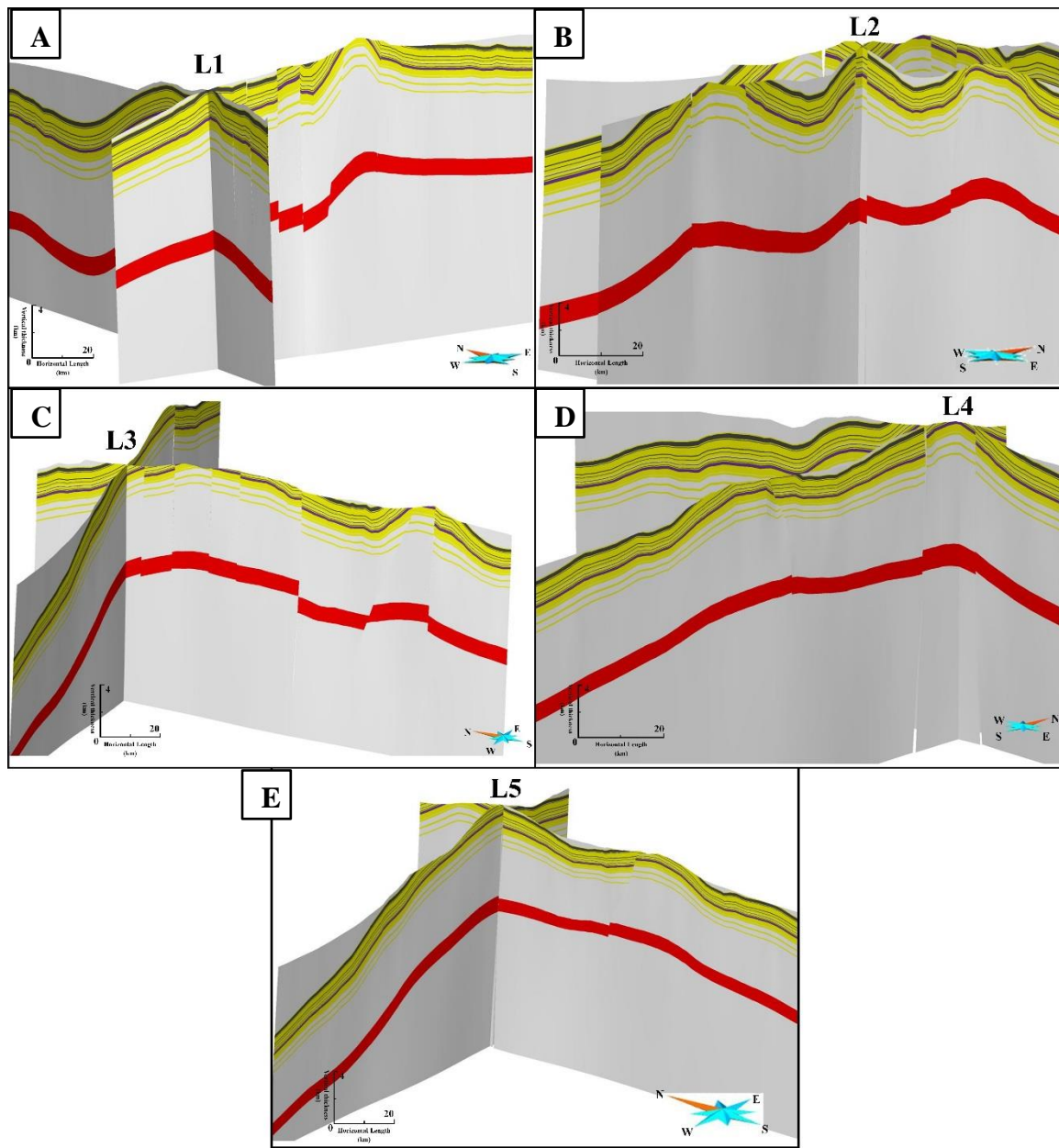


Fig. 53. Différents pièges observés dans le domaine onshore du Liban qui peuvent être des pièges prometteurs pour l'accumulation d'hydrocarbures (voir Fig. 52 pour la localisation et la légende pour le code des éléments de système pétrolier)

**Chapitre V. Etude du fonctionnement d'une
faille dans la région de Nahr Ibrahim par
une approche sédimentaire -
stratigraphique, diagénétique et
géochimique**

1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de reconstituer l'histoire stratigraphique et diagenétique de la formation de Kesrouane au Jurassique. Aussi, ce chapitre vise à déterminer l'âge des séries les plus anciennes et plus profondes accessibles de Jurassique de Nahr Ibrahim. Pour le faire, on est allé étudier la palynologie. La présence de quelques pollens indique un âge à l'entour de fin Trias / début Jurassique, mais l'absence des assemblages des pollens pour donner des âges précis m'a orienté vers l'analyse des isotopes strontium.

Ce travail permet de comprendre l'effet structural causé par la faille de Chouane sur la série Jurassique. Également, cette faille peut aussi circuler des fluides et donc piloter la diagenèse. Donc ceci devra permettre ainsi de caractériser le contrôle tectonique sur l'enregistrement sédimentaire et sur les effets diagenétiques.

La première étape consiste à étudier l'aspect initial des sédiments et l'évolution du système sédimentaire ainsi que celle des environnements de dépôts sédimentaires jurassiques par une approche faciologique et microfaciologique, puis de déterminer l'histoire diagenétique en identifiant les principaux processus associés par une approche microscopique à l'aide de l'apport de la cathodoluminescence.

Abréviations utilisées dans ce chapitre :

CL : Cathodoluminescence

LPA : Lumière Analysante / Polarisante.

2 Description stratigraphique de la coupe

Trois sections sédimentaires ont été levées dans les carbonates jurassiques de la région de Nahr Ibrahim. Elles représentent des facies carbonatés péri-récifaux et elles sont affectées par une diagenèse parfois intense.

La « Section A » représente la coupe la plus basale relevée au bas de la vallée de Nahr Ibrahim. Elle est constituée essentiellement de dolomite et de calcaire. La partie inférieure de la « Section A » montre une diagenèse complète avec la présence de dolomite. Deux types de dolomites sont distinguées : à la base une dolomite à grains fins (à l'œil nu et sous microscope) qui se réfère au membre de Chouane caractéristique de la région. Celle-ci est surmontée par la dolomite à gros grains référant au membre Nahr Ibrahim. Cette partie diagenétisée est surmontée par une grande série de calcaire wackestone en bancs épais et massifs, caractérisés par un environnement marin côtier dominé houle (présence d'HCS et de rides symétriques).

La « Section B », levée plus haut dans la vallée, dans la ville de Chouane, représente une coupe intermédiaire en continuité avec la « Section A ». Cette section est en grand partie affectée par la diagenèse très dolomitisée avec un seul type de dolomie à gros grain reconnue comme la dolomite du membre Nahr Ibrahim qui couvre les parties inférieures et supérieures de cette section, intercalées entre des lits fins de marnes. Au milieu, on distingue une série calcaire qui évolue en texture entre wackestone et packstone en bancs épais mais avec l'absence de structures sédimentaires claires.

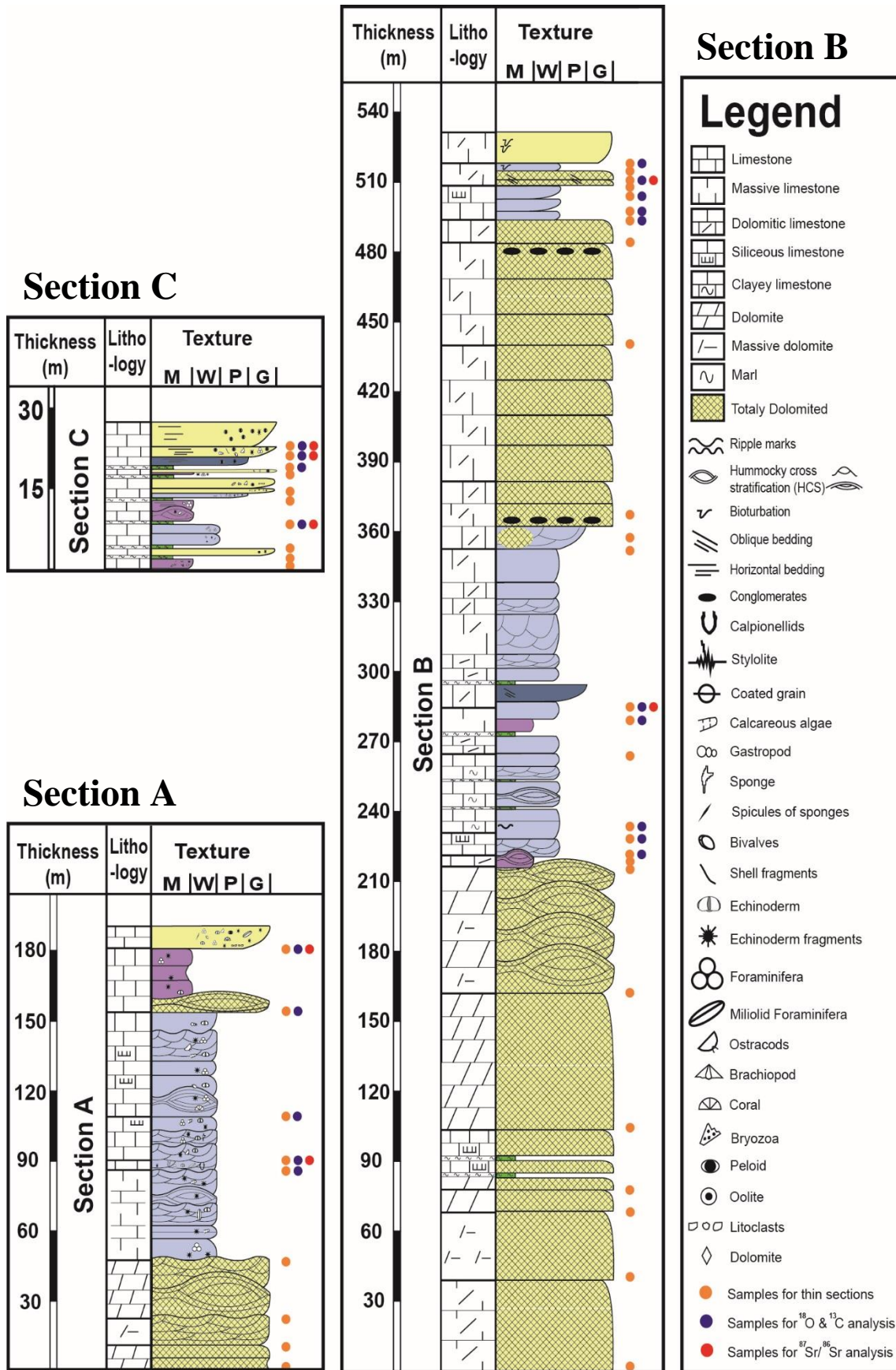


Fig. 54. Coupes stratigraphiques détaillées de la succession carbonatée jurassique dans la région de Nahr Ibrahim.

La « Section C », levée en hauteur dans la ville de Abreih, représente la coupe au plus haut niveau topographique et semble être déconnectée des deux autres sections positionnées dessous, par des faciès différenciés. Cette « Section C », préservée de toute dolomitisation, est une série calcaire alternant entre des interbancs fins de marnes et des bancs épais de calcaires grainstones à péloïdes aux faciès marins côtiers de haute énergie (structure de rides symétriques, litages plans et HCS).

3 Faciès sédimentaires

La sédimentologie de faciès consiste à interpréter la succession des faciès sédimentaires en termes d'environnements de dépôt en se basant sur la description de l'ensemble des caractères lithologiques et paléontologiques d'une roche sédimentaire. Cette étude est soutenue par l'observation des critères lithologiques (texture, minéralogie, pétrographie, etc.), d'indicateurs biologiques (présence de la faune et la flore) et des marqueurs d'hydrodynamisme (laminations, litages, etc.).

Cette analyse de faciès se base sur une sédimentologie de faciès réalisée après un échantillonnage mené sur le terrain (été 2019) dans la vallée de Nahr Ibrahim. Cinquante-huit échantillons ont été prélevés des roches de la formation jurassique de Kesrouane (calcaires, dolomies, calcaires partiellement dolomités et marnes) dans différents affleurements. Cet échantillonnage a permis de réaliser une série de lames minces utiles à une analyse des microfaciès. Les diagraphies stratigraphiques ont été réalisées sur la base des observations et documentations stratigraphiques, sédimentologiques, lithologiques et structurales. Une étude pétrographique a été réalisée sur tous les échantillons afin de construire les logs lithologiques pour la zone d'étude.

Une telle description permet de reconstruire les processus génétiques intervenus dans l'environnement de dépôt qui sont à l'origine de ces faciès. En liant chaque faciès sédimentaire à un processus de dépôt, on peut associer un groupe de faciès dans un assemblage qui permet de décrire un environnement de dépôt. Allant des systèmes sédimentaires analogue présent, l'analyse d'assemblage de faciès sédimentaires permet ainsi de déterminer un environnement de dépôt spécifique.

Huit faciès ont ainsi été identifiés et décrits. Cette analyse des faciès permet ainsi de construire un modèle de dépôt. De l'analyse faciologique et microfaciologique, la formation Kesrouane montre un environnement marin côtier carbonaté alternant entre des faciès de haute énergie dominés par des processus de tempêtes, de houle, et des faciès plus protégés présentant une bioturbation plus ou moins importante.

LTF1 : Wackestone-grainstone bioclastique riche en péloïdes

Le faciès LTF1 montre à l'affleurement des bancs épais de quelques centimètres à quelques décimètres. Il présente des textures entre wackestone et grainstone. Le micro-faciès montre de laminites microbiennes. Il est bioclastique riche en péloïdes (**Fig. 55**). Les péloïdes sont moyennement triés de taille comprise entre 80 et 100 μm . La composante bioclastique dans les bancs wackestone est composé essentiellement d'échinodermes, avec une abondance moindre de fragments de test non attribué et de tests de bivalves et rarement des foraminifères.

Sur le plan structurel, LTF1 montre des structures de litage oblique de mégaride ou des HCS de grande longueur d'onde (parties sommitales ondulés). Ceci permet de penser à un hydrodynamisme énergétique dominé affecté périodiquement par des tempêtes.

LTF2 : Mud-wackestone bioclastique riche en échinodermes et/ou foraminifères

Le LTF2 existe à l’affleurement sous forme des lits de quelque dizaine de cm d’épaisseur. Il présente des textures mudstone parfois wackestone. Le micro-faciès montre un calcaire bioclastique riche en échinodermes et/ou foraminifères dans une matrice très micritique (**Fig. 56**). Le reste des éléments figurés est constitué d'ostracodes, de spicules d'éponges, de bivalves, de brachiopodes, de calpionallides, d'algues calcaires et plus rarement de péloïdes et de bryozoaires.

Il montre une bioturbation faible à intermédiaire avec des lamines planes parallèles parfois ondulées. Ceci fait penser à un hydrodynamisme calme, protégé et intact, proche d’une zone active biologiquement.

LTF3 : Wackestone bioclastique riche en échinodermes et/ou foraminifères

Le LTF3 montre à l’affleurement des lits épais 0.5 à 1m d’épaisseur alternant avec des laminations d’argiles à certains niveaux. Sa texture est essentiellement wackestone. Le microfaciès montre une présence bioclastique riche en échinodermes et/ou foraminifères (**Fig. 56**). Le reste des éléments figurés est constitué de bivalves, de fragments de test non attribués, d'ostracodes, de spicules d'éponge et plus rarement de brachiopodes et de péloïdes.

Ce faciès montre une bioturbation intermédiaire à importante avec des lamines planes algaires. Ce type de faciès s’associe à un hydrodynamisme calme et rarement affecté par la houle et les tempêtes montrant ainsi un faciès plus exposé de LTF2.

LTF4 : Wackestone à dolomite

A l’affleurement, LTF4 montre des lits d’épaisseur de quelques dm intercalé par des petits interbanes marneux. LTF4 présente des textures wackestone à dolomite constitué essentiellement de cristaux de dolomite de recristallisation dans la matrice wackestone (**Fig. 57**). Le microfaciès montre des éléments figurés limités à la présence modeste d'échinoderme, de foraminifère, d'ostracodes, de fragments de test et de spicules d'éponge.

La présence de gouttières et sillons et de surfaces ondulées de grande longueur d’onde (rides symétriques) le caractérisent. Ainsi, ce faciès se caractérise par un hydrodynamisme légèrement plus important que celui pour LTF3, parfois dominé par la houle.

LTF5 : Packstone à grainstone bioclastiques riche en péloïdes.

Ce faciès existe à l’affleurement sous forme des lits fins à moyens de quelque dizaine de cm d’épaisseur et sans interbanes marneux. Le faciès présente des textures entre packstone et grainstone. L’analyse microfaciologique montre une composition bioclastique et riche en péloïdes. Les péloïdes sont modérément bien triés et de morphologie sub-angulaire à arrondie de taille comprise entre 60 et 100 μm (**Fig. 58**). Les autres constituants se résument à des échinodermes et lithoclastes. Les lithoclastes sont de taille variée compris entre 0.5 et 2 millimètres. Des structures de storm wash-over sont identifiées avec des zones texturales plus riches (packstone-grainstone) dans une matrice micritique (**Fig. 58D**).

Des structures de rides symétriques sont communes avec la présence parfois de hummocky cross-stratifications (HCS). Des tapis algaires laminés sont aussi observés. L’ensemble montre un faciès, évidemment plus énergétique que LTF4, en milieu côtier peu protégé et ouvert sur les phénomènes de houle et de tempêtes.

LTF6 : Grainstone à péloïdes

A l’affleurement, ce faciès montre des lits épais de 1-2 m d’épaisseur. Les textures oscillent entre packstone et grainstone à péloïdes abondants avec un ciment intergranulaire spathique. L’analyse microfaciologique montre ainsi des péloïdes modérément bien triés de morphologie sub-angulaire à arrondie de 60 et 100 μm de taille (**Fig. 58**). Le reste des éléments figurés se limite à la présence rare d’échinodermes.

Les structures sédimentaires présentes sont des litages plans, des HCS, des bases érosives (sillons) et des rides symétriques. Ces structures sont indicatives d’un hydrodynamisme élevé dénotant un milieu ouvert et dominé par la houle et les tempêtes. Plus énergétique que LTF5, ce faciès semble toujours affecté par la houle.

LTF7 : Wackestone à packstone bioclastique

Ce faciès existe à l’affleurement sous forme de lits fins à moyens de quelques dizaines de cm d’épaisseur et parfois sous forme de bancs épais de 1m d’épaisseur avec des surfaces d’érosion et de très rares interbancs marneux. La texture est essentiellement packstone. L’analyse microfaciologique montre un faciès constitué de bioclastes avec l’absence des péloïdes. Il est constitué d’échinodermes, de foraminifères, de spicules d’éponge, de bivalves et d’ostracodes (**Fig. 59**).

Des structures de rides symétriques à longueur d’onde d’environ 50 cm et des litages plans sont observés. L’ensemble des caractéristiques traduisent un milieu ouvert, hydrodynamisme agité et dominé essentiellement par la houle et par les tempêtes mais moins énergétique que LTF5 et LTF6.

LTF8 : Wackestone bioclastique à échinodermes

LTF8 montre à l’affleurement des lits moyens à épais de 0.5 à 1 m d’épaisseur. La texture est assez régulièrement wackestone. L’analyse microfaciologique montre une composition bioclastique à échinodermes (**Fig. 59**). Le reste des éléments figurés est composé essentiellement de foraminifères, de spicules d’éponge et plus rarement d’ostracodes, de miliolidés, de bivalves et de gastéropodes.

Des sillons érosifs sont parfois observés. Les structures HCS sont assez fréquentes sans la présence de rides symétriques. L’ensemble traduit un milieu ouvert, plus profond, dominé seulement par les vagues de tempêtes (sous la limite d’action des vagues de houle).

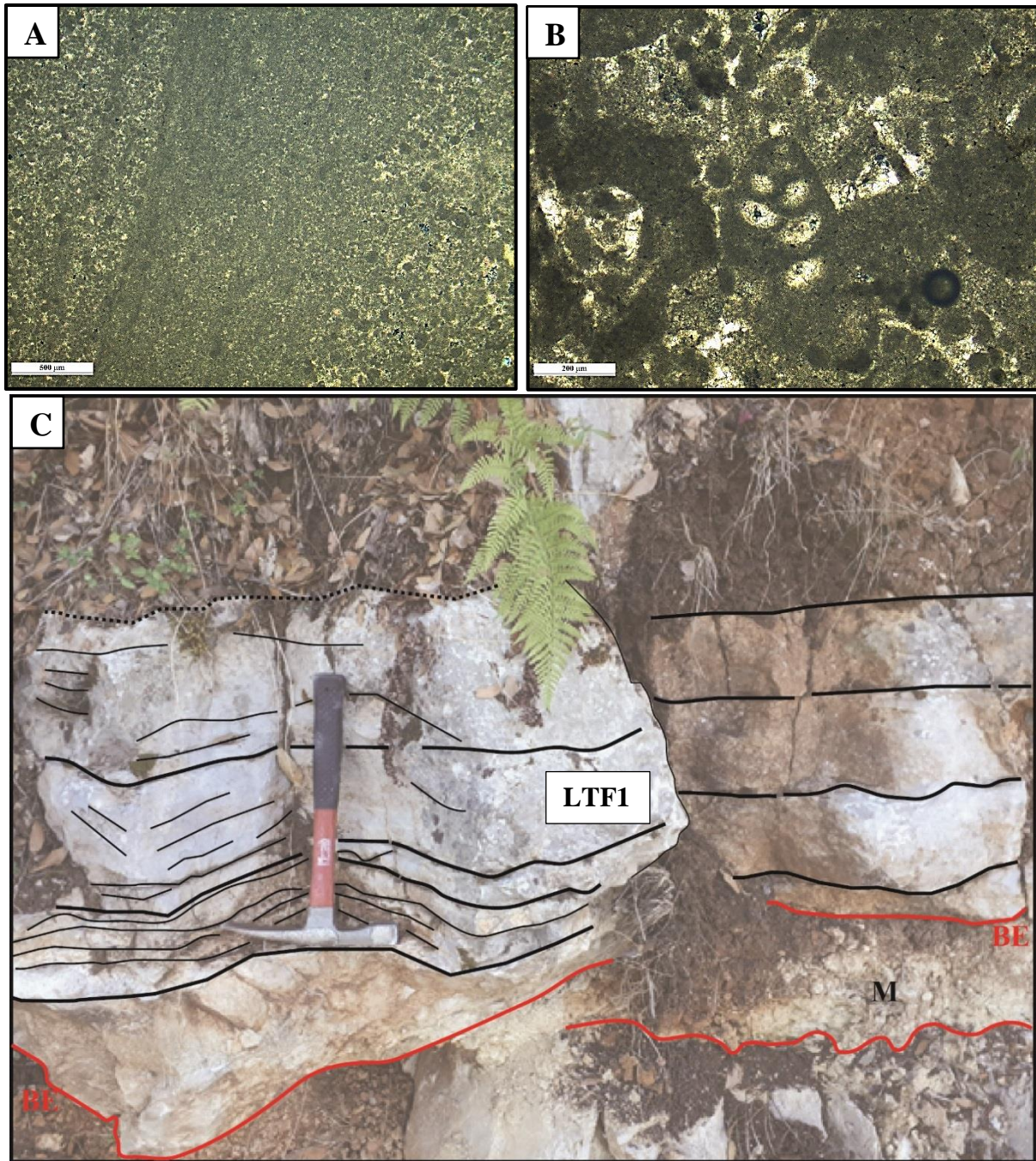
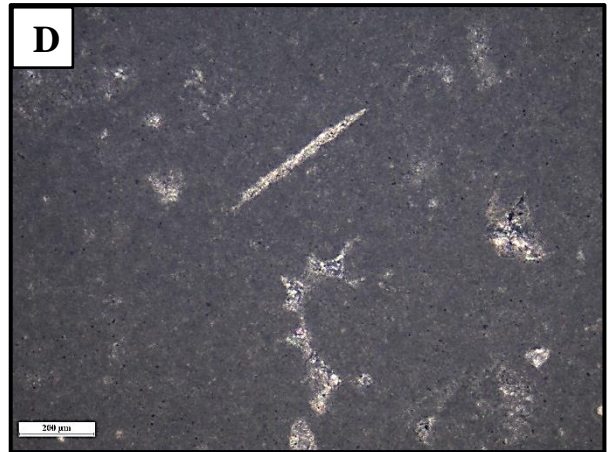
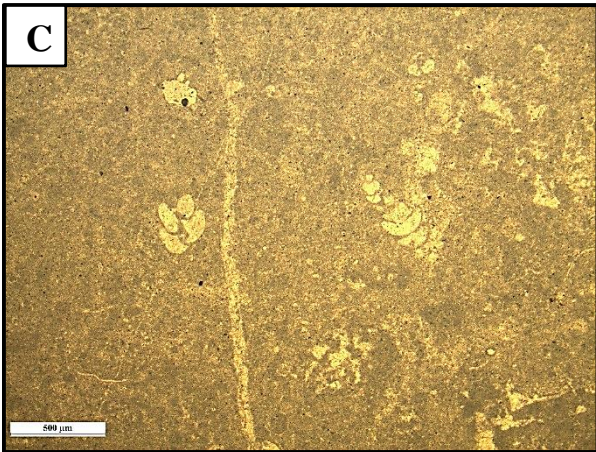
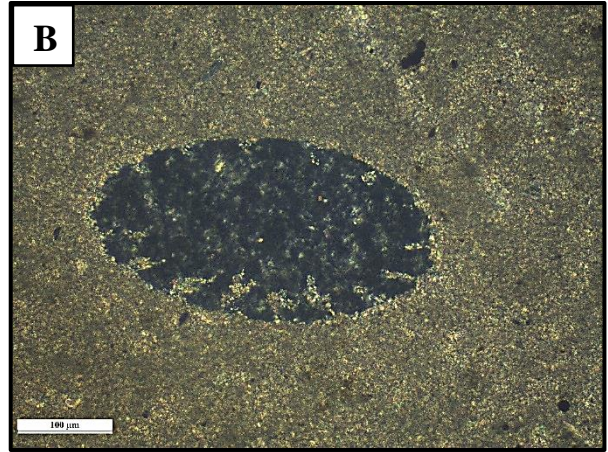
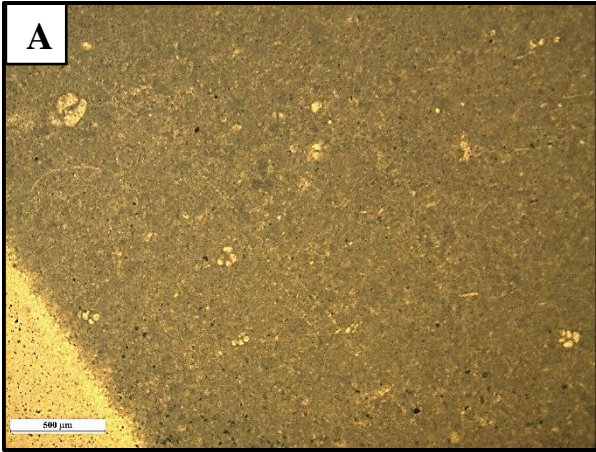


Fig. 55. (A) [LPA] Alternance de la texture wackestone-grainstone (à péloïde) à litages oblique de méga-ride caractéristique du faciès LTF1. (B) [LPA] Foraminifère à enrobage micritique dans un ciment calcitique. (C) Banc carbonaté à base érosive (BE) sur banc marneux (M) et litage oblique de mégarides.



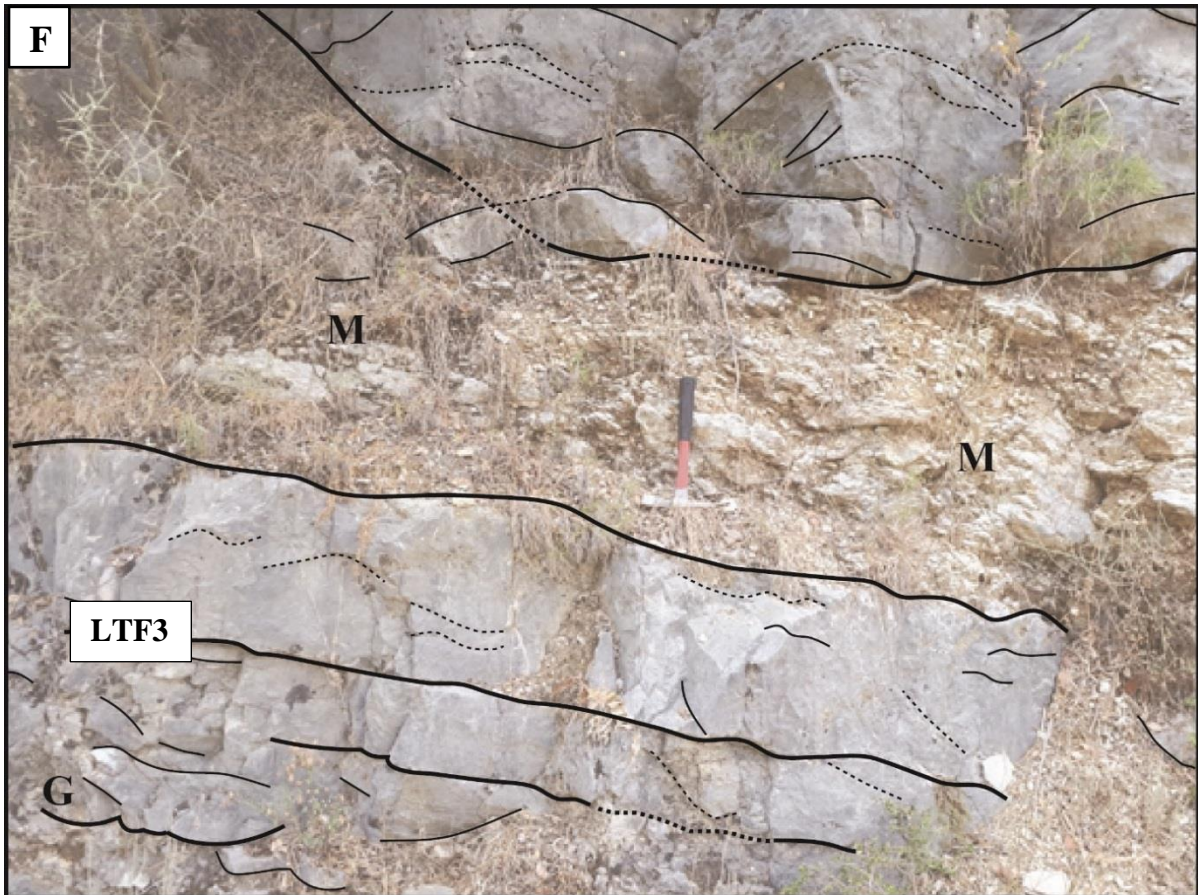
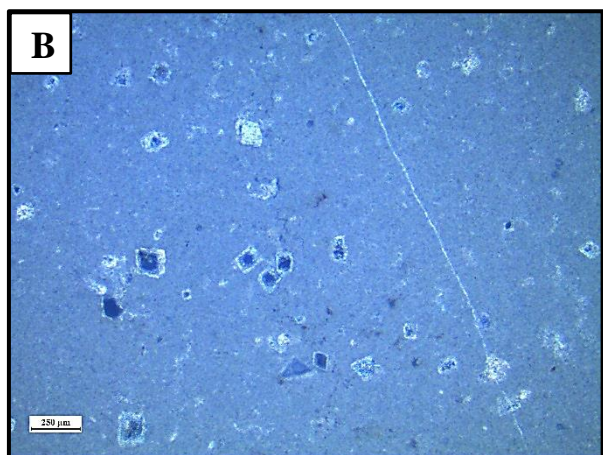
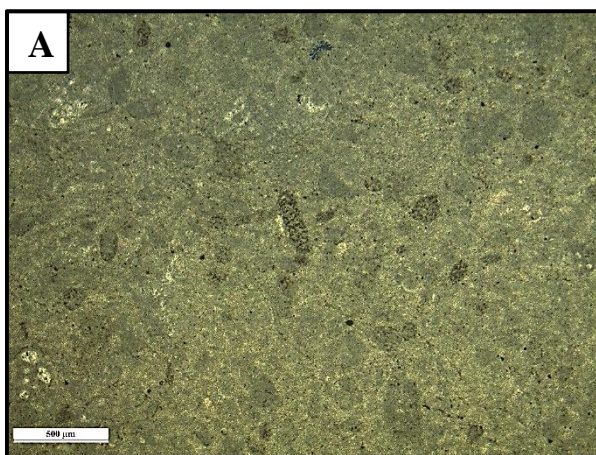


Fig. 56. (A) [LPA] Texture mudstone à wackestone. (B)(C) [LPA] Echinodermes (ec) et foraminifères (fo) observés dans les faciès LTF2 et LTF3. (D) [LPA] Composants bioclastiques : spicule d'éponge (sp) et dasycladale (dsy). (E) Mudstone à wackestone bioclastique mis en évidence entre deux couches minces de marnes (M) montrant des figures de charge (FC). (F) Wackestone bioclastique de faciès LTF3 au-dessous d'une couche massive de marne montrant une gouttière (G).



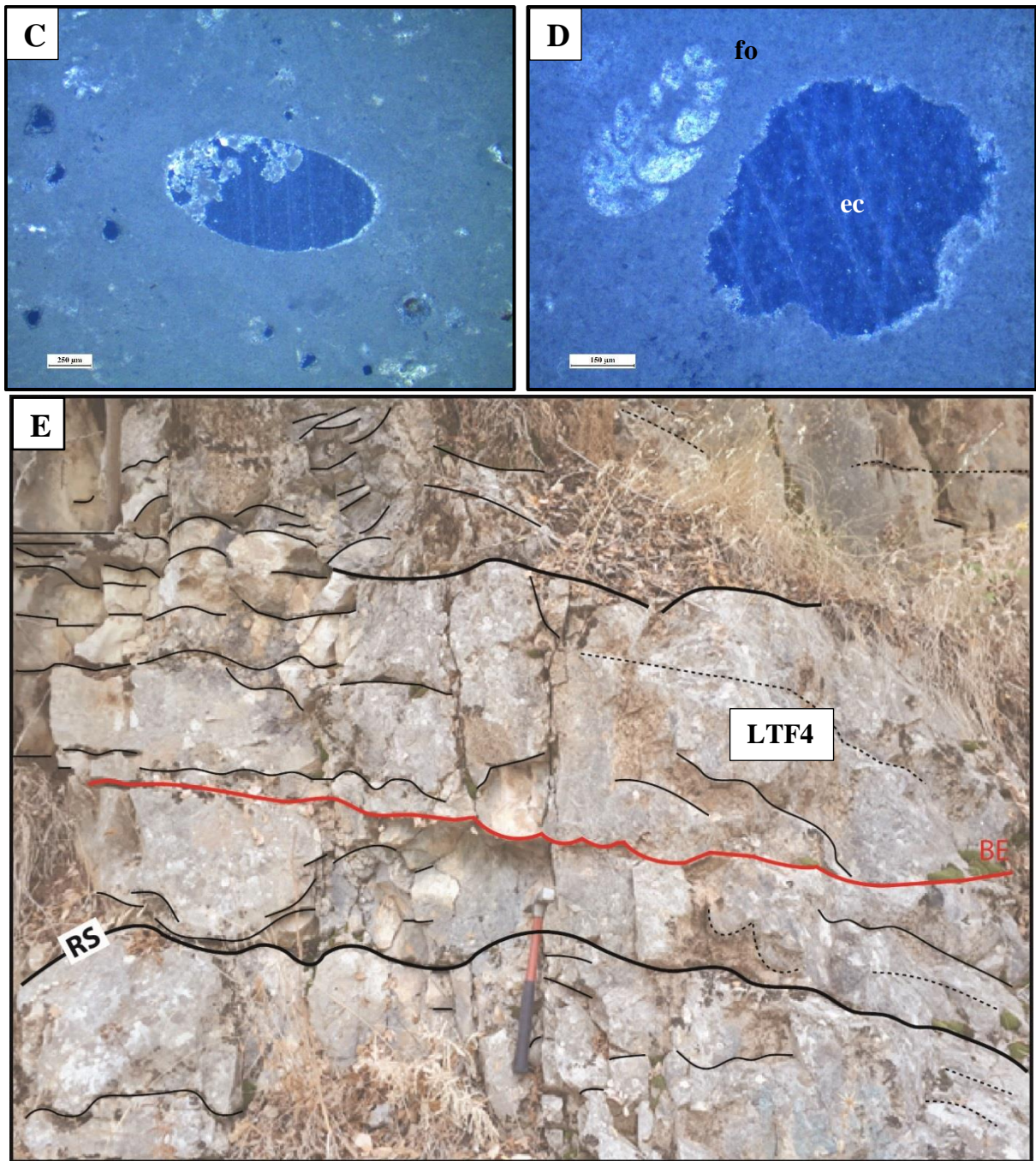


Fig. 57. (A) [LPA] Texture wackestone. (B) [LPA] Wackestone à dolomite représentatif du faciès LTF4. (C) [LPA] Echinoderme partiellement micritisé dans wackestone. (D) [LPA] Wackestone bioclastique riche en échinodermes (ec) et foraminifères (fo). (E) Wackestone montrant une structure de ride symétrique (BE ; base érosive ; RS : ride symétrique).

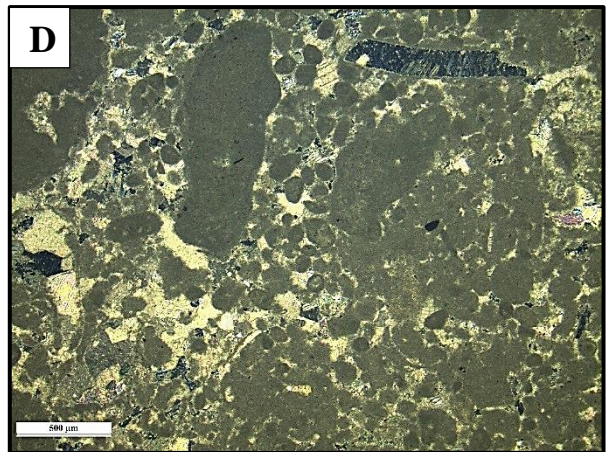
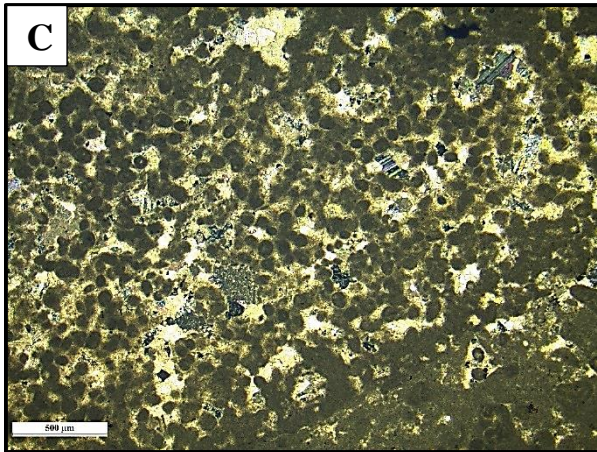
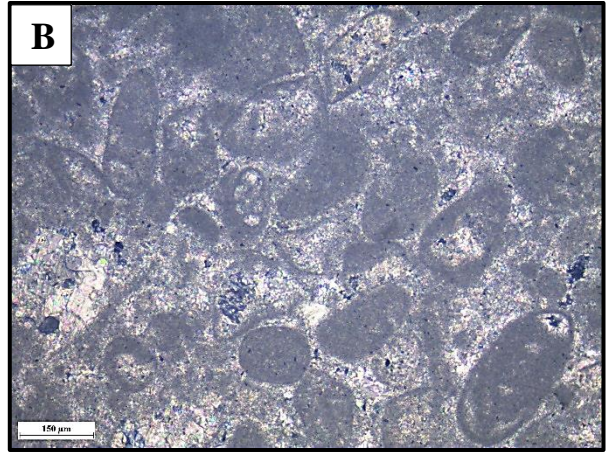
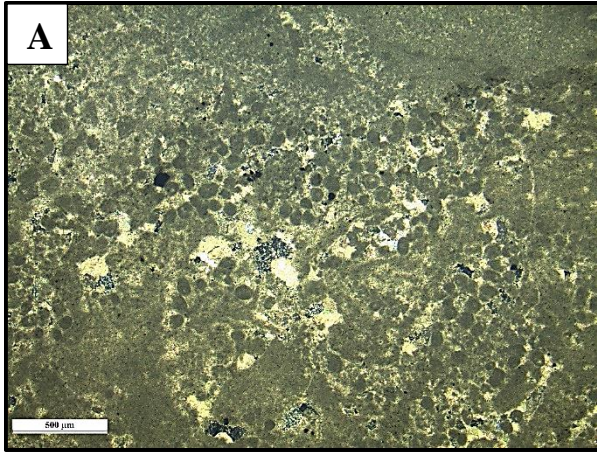
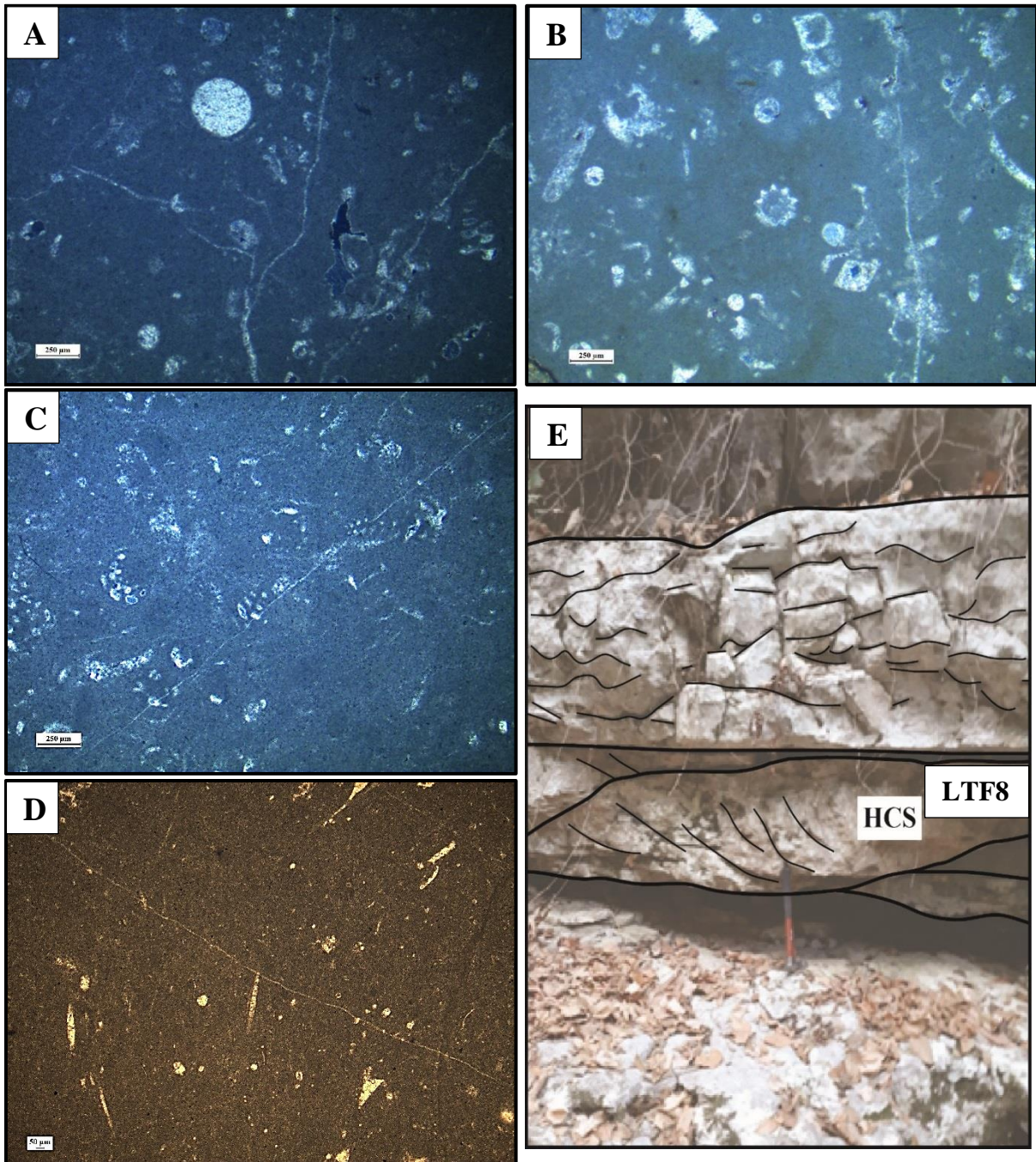


Fig. 58. (A) [LPA] Texture wackestone-grainstone (avec peu de structures énergétiques) alternant avec des grainstone typique du faciès LTF5. (B) [LPA] Grainstone bioclastique dans un ciment de blocage. (C) [LPA] Texture de grainstone de péloïdes (faciès LTF6). (D) [LPA] Grainstone représentant un dépôt wash-over à haute énergie. Tout le matériel fin a été enlevé et les grains sont dominés par des débris de squelettes. (E) Wackestone-grainstone bioclastiques riche en péloïdes montrant une structure de rides symétriques de houle surmonté par un grainstone à péloïdes montrant des structures de HCS érosives (FC : figure de charge ; M : marne ; BE : base érosive).



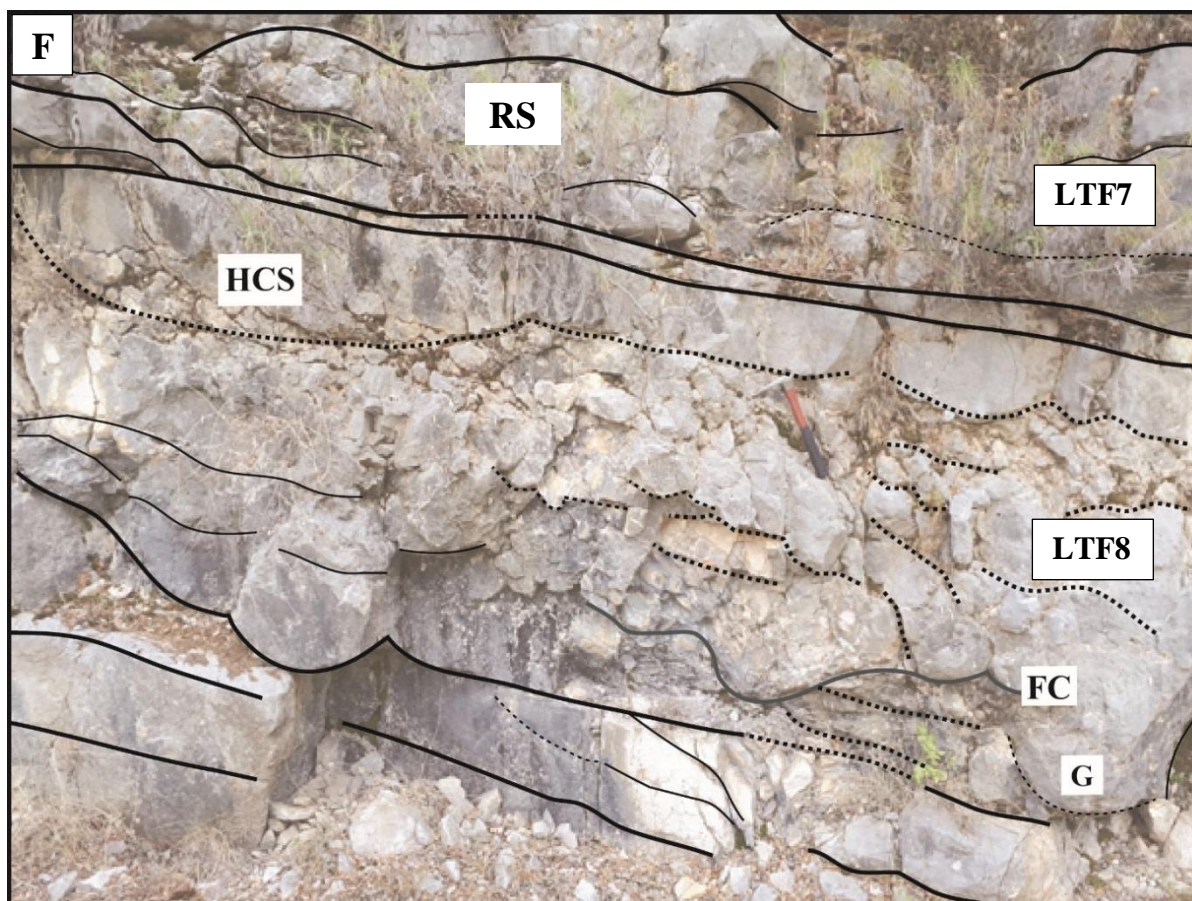


Fig. 59. (A) [LPA] Texture packstone bioclastique (LTF7) avec des échinodermes (ec) et foraminifères (fo). (B) [LPA] Wackestone-packstone bioclastique. (C) [LPA] Texture de wackestone bioclastique similaire au faciès LTF8. (D) [LPA] Texture mudstone à wackestone. (E) HCS type contenant des structures tangentielle en agrégation. (F) Wackestone bioclastique montrant une structure HCS (LTF8) surmonté par du wackestone à packstone à structure des rides symétriques similaire à celle observé dans le faciès LTF7 (FC : figure de charge ; G : gouttière).

4 Modèle de dépôt de la formation Kesrouane

De cette analyse faciologique, nous pouvons proposer un modèle de dépôts pour le Jurassique onshore libanais dans la formation de Kesrouane. Sur la base d'étude des microfaciès / macrofaciès, les sections A, B et C montrent des faciès péri-récifaux assez classiques d'un modèle de plateforme carbonatée lagunaire péritidale, très similaire à ceux qu'on peut voir dans la plateforme carbonate triasique du bassin germanique ce qui permet de prendre en analogue le modèle de dépôt proposée par Koehrer et collaborateurs (2010). Le modèle de dépôts s'appuie également sur l'étude stratigraphique sédimentaire et séquentiel réalisée par Collin et al., (2010) suivant une approche bio-stratigraphique des formations jurassiques y compris la formation de Kesrouane.

Ainsi, on propose pour la plateforme carbonatée de la formation de Kesrouane un modèle de dépôts d'une rampe carbonatée légèrement inclinée montrant un lagon péritidale, avec une zone protégée, séparée par une barrière de péloïdes d'un milieu plus ouvert affecté par la houle et les vagues de tempête. Sur la base d'observation des critères texturales / structurales, d'indicateurs biologiques et des marqueurs d'hydrodynamisme, huit litho-faciès (LFT) sont identifiés et regroupés en cinq associations de litho-faciès (LFA) ou des sous-environnements de dépôt : offshore supérieur, shoreface, shoal, lagune (backshoal) et tidal flat (**Fig. 60**).

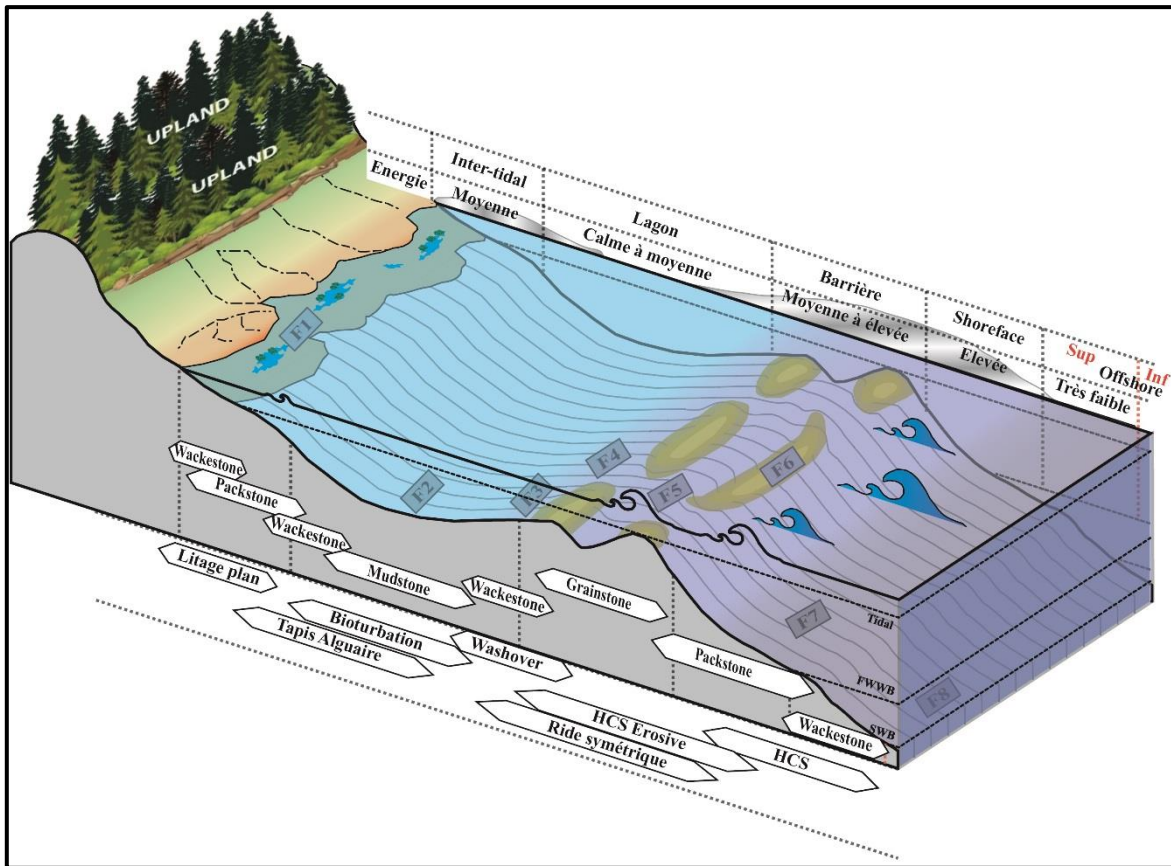
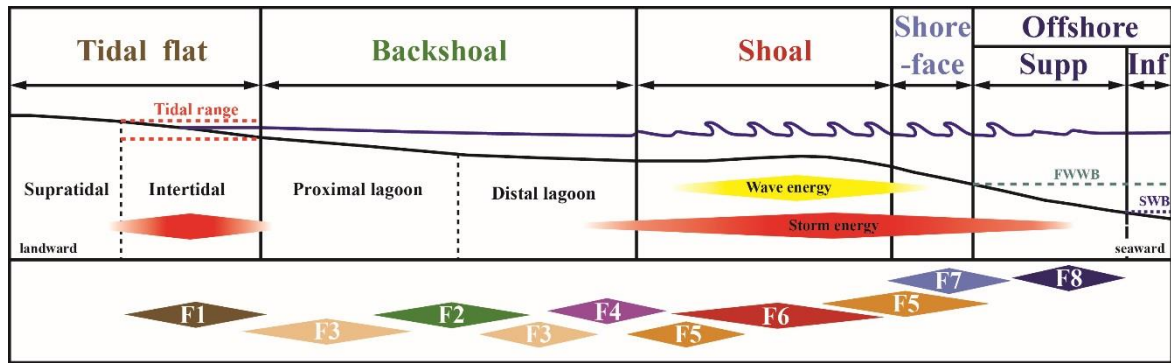


Fig. 60. Modèle d'environnement de dépôt proposé pour les faciès carbonatés de la formation de Kesrouane.

Association de faciès d'environnement de « tidal flat »

L'environnement est dominé par des textures wackestone à grainstone bioclastiques riches en péloïdes (LTF1). L'intercalation de deux textures wackestone et grainstone à péloïdes indique une formation dans un environnement subtidal peu profond. Des tempêtes épisodiques à haute énergie ont emporté des péloïdes de la barrière vers cette zone tidale (grainstone péloïdiques) entraînant le remaniement de laminites microbiennes partiellement lithifiées (Fig. 55). Les structures de litage oblique de mégarides indiquent un environnement à haute énergie à courant directionnel (marée).

Association de faciès d'environnement d'arrière-barrière

L'environnement d'arrière-barrière à faible énergie se compose de faciès à texture mudstone/wackestone bioclastiques riches en échinodermes et/ou foraminifères (LTF2), à texture wackestone bioclastique riche en échinodermes et/ou foraminifères (LTF3) et de wackestone à dolomite (LTF4). La texture micritique à wackestone, la bioturbation et les tapis algaires indiquent un environnement peu profond et dans un cadre lagunaire protégé à semi-ouvert derrière des barres (shoal) à péloïdes parallèles au rivage. Cet environnement peut être localement et temporairement affecté par des débordements de tempête non intercepté par la barrière montrant des structures de storm-wachover. Le centre du lagon semble la région la plus protégé par une texture mudstone intacte. De même, l'abondance d'échinodermes et/ou de foraminifères (ainsi que la présence de miliolidés et de bivalves) permet de proposer un milieu assez calme et à faible énergie. Les zones de transition, soit vers la zone de « tidal flat » soit vers la barrière, se signalent par des faciès de plus hautes énergies, soit appuyées par des faciès tidaux (courants directionnels, litages obliques), soit appuyées par des structures storm-washover. La présence abondante de la dolomite dans des carbonates marins globalement non dolomitiques (observée dans LTF4) suggère une dolomitisation précoce dans un milieu marin peu profond. Cependant, LTF2 semble être plus profond que LTF3 et LTF4.

Association de faciès de barrière (shoal) et shoreface

L'environnement de barrière à haute énergie est caractérisé par les deux faciès LTF5 (packstone à grainstone bioclastiques riche en péloïdes), LTF6 (grainstone à péloïdes) et LTF7 (packstone bioclastique).

Le grainstone est généralement bien triées et consistent en des bioclastes arrondis et des péloïdes micritisés. Les packstone/grainstone observés, les composants non squelettiques et l'abondance de péloïdes indiquent une sédimentation et un remaniement dus à un faible espace d'accommodation et à un hydrodynamisme à haute énergie dominé par la houle. Les lithoclastes (grainstone à composants arrondis) observés dans le LTS5 intercalées avec des sédiments lagunaires plus boueux correspondent au wash-over induits par les tempêtes. La présence de rides symétriques de houle et d'HCS érosives soutient un environnement à hydrodynamisme de haute énergie de faible profondeur au-dessus de la limite d'action de la houle (FWWB).

Association de faciès offshore supérieur

L'environnement d'offshore supérieur est dominé par du wackestone bioclastique à échinodermes (LTF8). Les textures wackestone et les structures ondulées de type HCS, sans la présence de rides symétriques de beau temps, indiquent un contexte d'énergie modérée, placé entre la limite d'action de la houle (FWWB) et la limite d'action des vagues de tempêtes (SWB).

5 Diagenèse de la formation Kesrouane

L'analyse diagénétique des sédiments carbonatés englobe tous les processus affectant les sédiments après leur dépôt jusqu'aux domaines du métamorphisme (Tucker et al., 1990). D'une manière générale, on inclut les différents processus reliés au phénomènes physico-chimiques permettant la modification du substrat sédimentaire par un changement minéralogique ou par la modification de la texture. C'est une étude minutieux basée sur des observations sous microscope optique et sous cathodoluminescence qui sert à déterminer des relations relatives entre les différents phases diagénétiques.

Ce travail est réalisé selon les étapes suivantes :

- Observation des lames minces en lumière nature, polarisée et en cathodoluminescence, pour la caractérisation pétrographique des différentes phases de ciment et autres phénomènes diagénétiques (stylolites et fractures).
- La mise en place d'une séquence de succession diagénétiques en se basant sur les relations géométriques entre objets d'observation.
- L'interprétation de la plupart des événements diagénétiques par intégration des données de la littérature et des observations pétrographiques.

Cette étude diagénétique ne se veut pas exhaustive car elle repose sur des données limitées. Néanmoins, en tenant compte des considérations formulées précédemment et de la littérature, elle permet d'identifier un certain nombre de phénomènes diagénétiques qui font partie de la description des carbonates de Kesrouane. En retravaillant sur l'ensemble de la diagenèse dans le jurassique de Kesrouane, on a reconnu une série des phases déjà observées mais aussi d'autres phases non signalées. Ce travail est aussi un préambule aux choix des échantillons pour la géochimie qui sera décrite plus loin.

5.1 Pétrographie des phases diagénétiques

Micritisation et enveloppe micritique

La micrite est développée de manière à couvrir les parois des bioclastes de l'extérieur vers l'intérieur. Ce phénomène peut dans certains cas affecter la totalité d'un bioclaste et occulter les structures d'origine.

Des enveloppes de micrite de quelques μm d'épaisseur sont observées autour de certains bioclastes. Ceux-ci ont une couleur gris foncé en lumière polarisée plane (PPL) (**Fig. 61A & Fig. 61B**).

La calcite (C)

Banded Dogtooth Cement (C1) : ce ciment existe sous forme d'une frange autour des pores d'un packstone et/ou grainstone et peut aussi bloquer l'ensemble de la porosité. Il est irrégulier montre deux niveaux de luminescence (terne puis orange) de 30 à 90 μm d'épaisseur et un zonage sectoriel sous CL (**Fig. 61F**). Le ciment C1 existe aussi aux parois des fractures de première génération.

Dull-Luminescent Banded Dogtooth Cement (C2) : c'est un ciment constitué de très petits cristaux de 10 à 30 μm d'épaisseur et il existe à la périphérie de certains pores généralement liée à des minces fractures. Sous CL, ce ciment est très sombre avec des bandes hautement luminescentes (**Fig. 61H**).

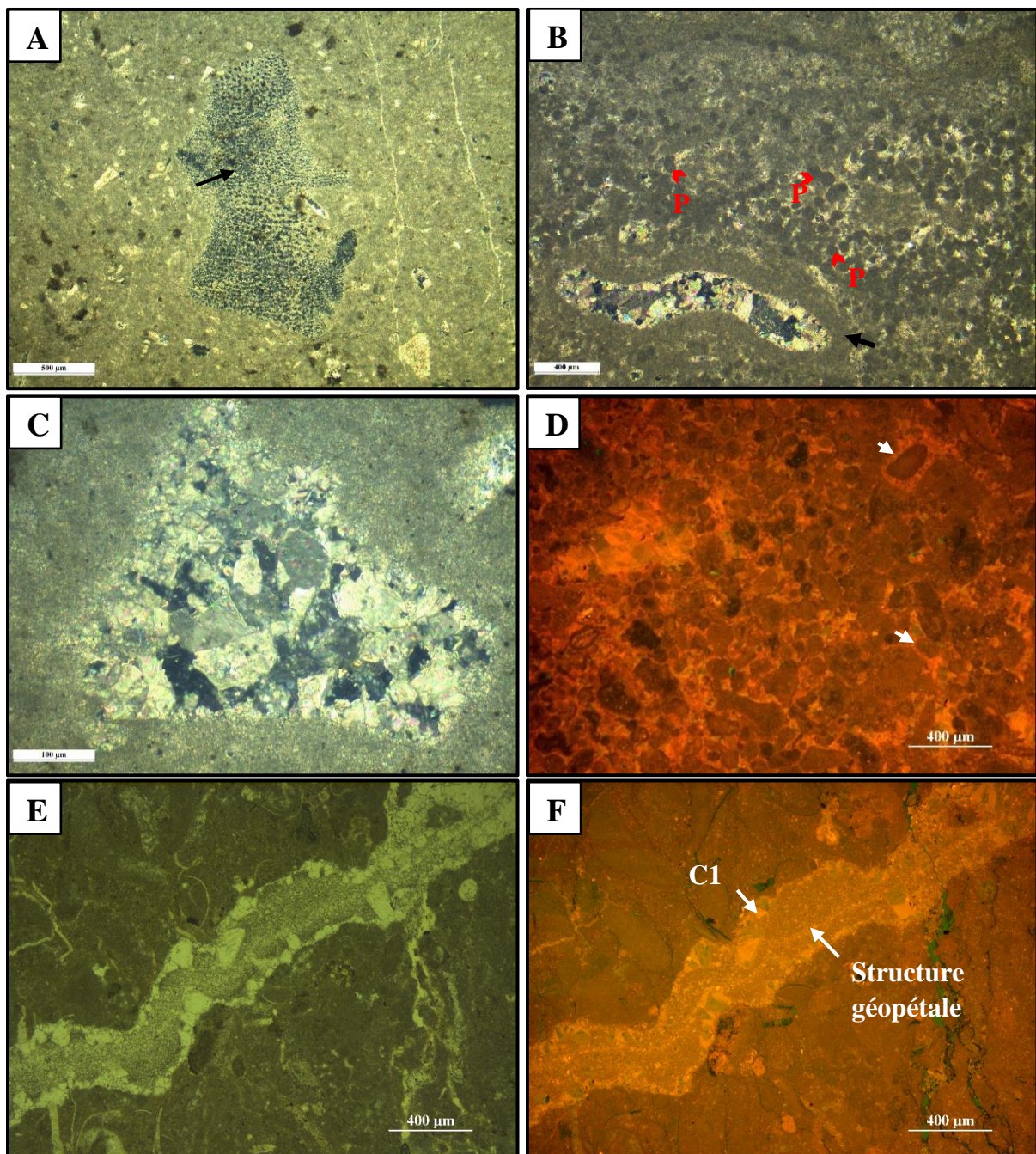
Luminescent Blocky Cement (C3) : c'est un ciment de blocage très luminescent sous cathodoluminescence. Il est postérieur au ciment C2 et bloque le reste de la porosité laissée par ce dernier (**Fig. 61H**). La taille des cristaux de ce ciment de blocage est dans l'ordre de 100 à 200 μm d'épaisseur. Le ciment C3 est comparable à la calcite CI décrite par Nader et Swennen (2004).

Blocky Cement (C4) : c'est le ciment le plus commun dans les fractures épaisses et des grands pores. C'est un ciment de blocage tardif constitué des gros cristaux de calcite de 400 à 800 μm .

Ce ciment peut être divisé en deux sous-phases sparitiques : C4a est terne sous CL, alors que C4b est sombre et il représente le dernier ciment mis en place en réduisant tous les pores. Le ciment C4 est comparable à la calcite CII décrite par Nader et Swennen (2004) (**Fig. 61J & Fig. 61L**).

Un ciment poecilitique est distingué là où les cristaux englobent des péloïdes (grainstones à péloïdes) ou des dolomites D2 (décrites après). Ce ciment peut être interprété comme étant le ciment C4.

Ciments calcitiques: deux ciments ont été observés uniquement sous microscope LPA ne permettant pas ainsi une bonne description. Un ciment en frange isopaque probablement fibreux est observé autour des péloïdes surtout dans les grainstones à péloïdes (**Fig. 61B & Fig. 61D**). Un ciment drusy mosaïque est observé à l'intérieur de certains pores (**Fig. 61B & Fig. 61C**).



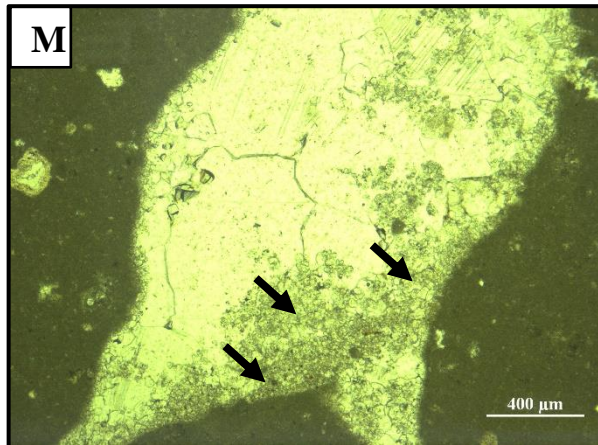
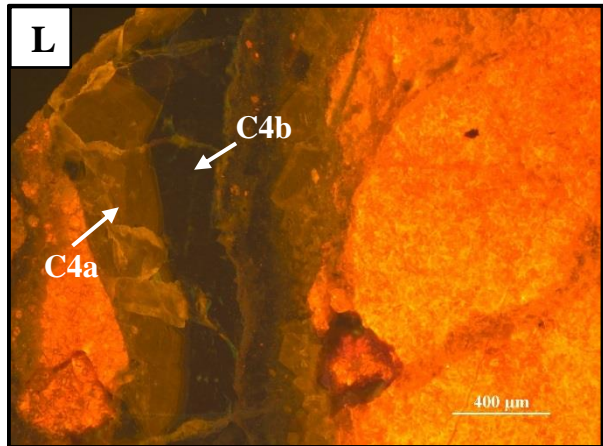
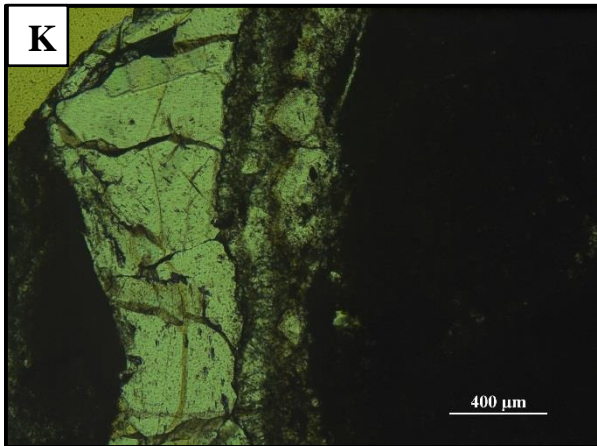
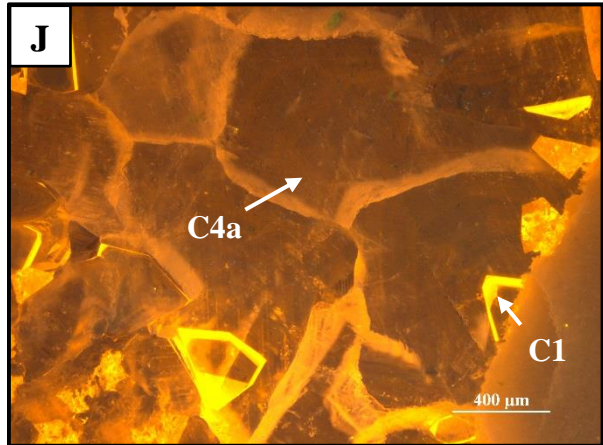
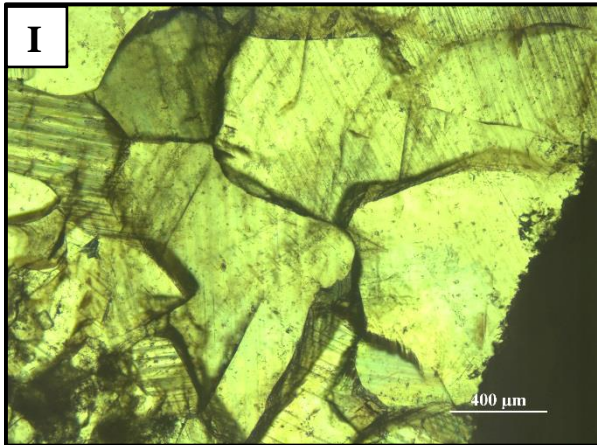
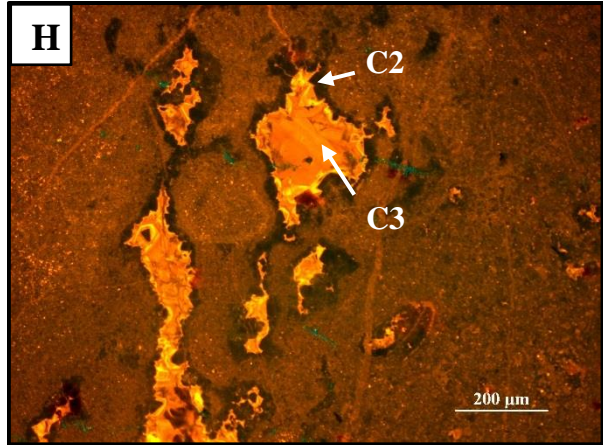
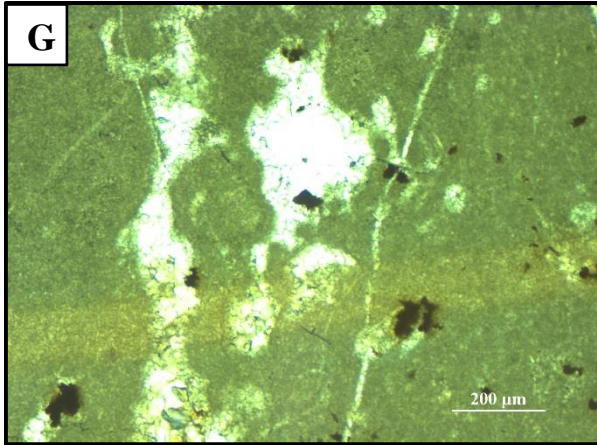


Fig. 61. Caractérisation des micritisations et phases interstitielles. (A) [LPA] Micritisation partielle d'un oursin (flèche noire) dans un wackestone à packstone (Ab01). (B) [LPA] Grainstone à péloïdes (P) montrant le développement d'une enveloppe micritique autour d'un bioclaste (flèche noire) (Ab09). (C) [LPA] Ciment druzi mosaïque observé au sein d'un pore (Ab01). (D) [CL] Ciment fibreux observé aux bordures externes des péloïdes dans un grainstone à péloïdes (Ab06). (E)(F) Ciment « banded dogtooth » C1 et une structure géopétale à l'intérieur d'une fracture observé en LPA et sous CL (Ab10). (G)(H) Observation du ciment « banded dogtooth » C2 couvrant la périphérie interne d'une porosité liée à une fracture mince et remplie par le ciment de blocage luminescent C3 (Ch19). (I)(J) Ciment « banded dogtooth » C1; le reste de la porosité est bloqué par de ciments de blocage C4a terne observé en LPA et sous CL (Nib06). (K)(L) Grande fracture d'épaisseur 1 mm cimenté par deux types successifs de ciment de blocage, C4a terne et C4b sombre observé en LPA et sous CL (Ch06). (M) Structure géopétale au niveau d'une fracture épaisse qui enregistre la direction gravitationnelle de la roche au moment du dépôt (la partie inférieure a été remplie de sédiments) (Ch15b).

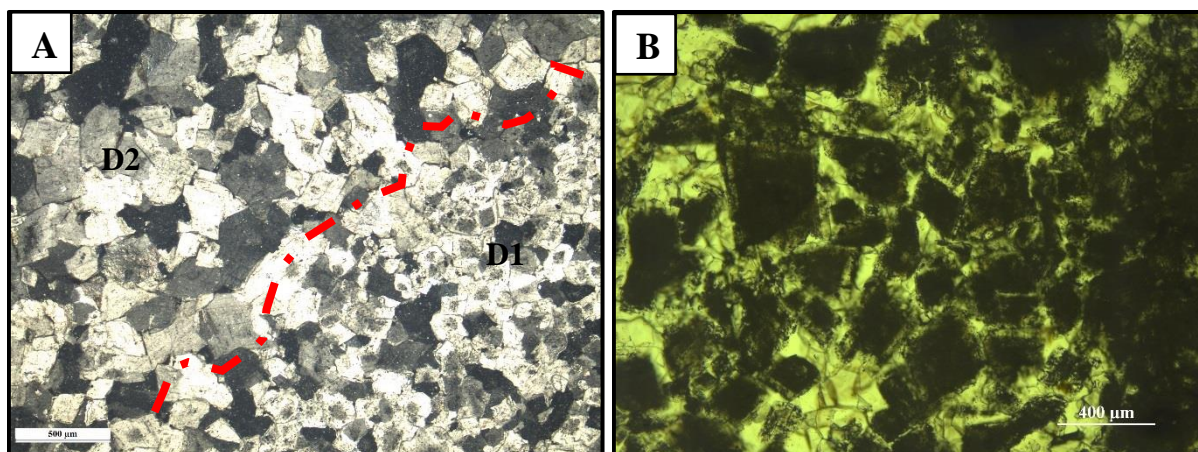
La Dolomite (D)

Deux phases de dolomitisation sont bien connues au niveau de la formation de Kesrouane et elles sont décrites par plusieurs auteurs (Nader and Swennen, 2004b, 2004c; Nader et al., 2004, 2006). Deux types de dolomite sont distinguées par leurs formes, couleurs et tailles. Dans la majorité de temps ces dolomites forment la roche complète et plus rarement elles se présentent sous forme de dolomitisations partielles des bancs ou sous forme de cristaux dolomites solitaires disséminés dans la matrice.

La première phase de dolomitisation (D1) est nommée « Dolomite grise » grâce à la couleur grise de l'échantillon macroscopique. Elle est constituée de dolomites xénomorphes (anhédriques) de taille moyen 10-200 μm . La dolomite se caractérise par des cristaux incurvés (dus à un réseau cristallin déformé) et des plans de clivage incurvés (**Fig. 62A**). Les cristaux présentent une structure interne claire, et non-planaire. Une porosité inter-cristalline est observée. Cette diagenèse est observée dans la partie inférieure de la coupe A.

La seconde phase est nommée « Dolomite beige » grâce à la couleur beige de l'échantillon macroscopique. Sous microscope, elle est constituée des dolomites planaires sub-automorphes à automorphes (**Fig. 62A & Fig. 62B**). Les cristaux présentent des centres nuageux entourés de bords clairs et présentent généralement une extinction ondulatoire typique de la dolomite à selle « Saddle dolomite » (cf. Searl, 1989). La dolomite D2 est formée des gros grains de taille supérieure à 400 μm . Cette dolomite est observée à plusieurs niveaux dans les coupes.

Outre les zones totalement dolomitisées, on distingue des wackestone/packstone partiellement remplacée par de la dolomite euhédrique D2 (planaire e, mosaïque idiotopique) (**Fig. 62D & Fig. 62E**). Ainsi que des grainstones où les dolomites D2 se trouvent dans un ciment calcitique.



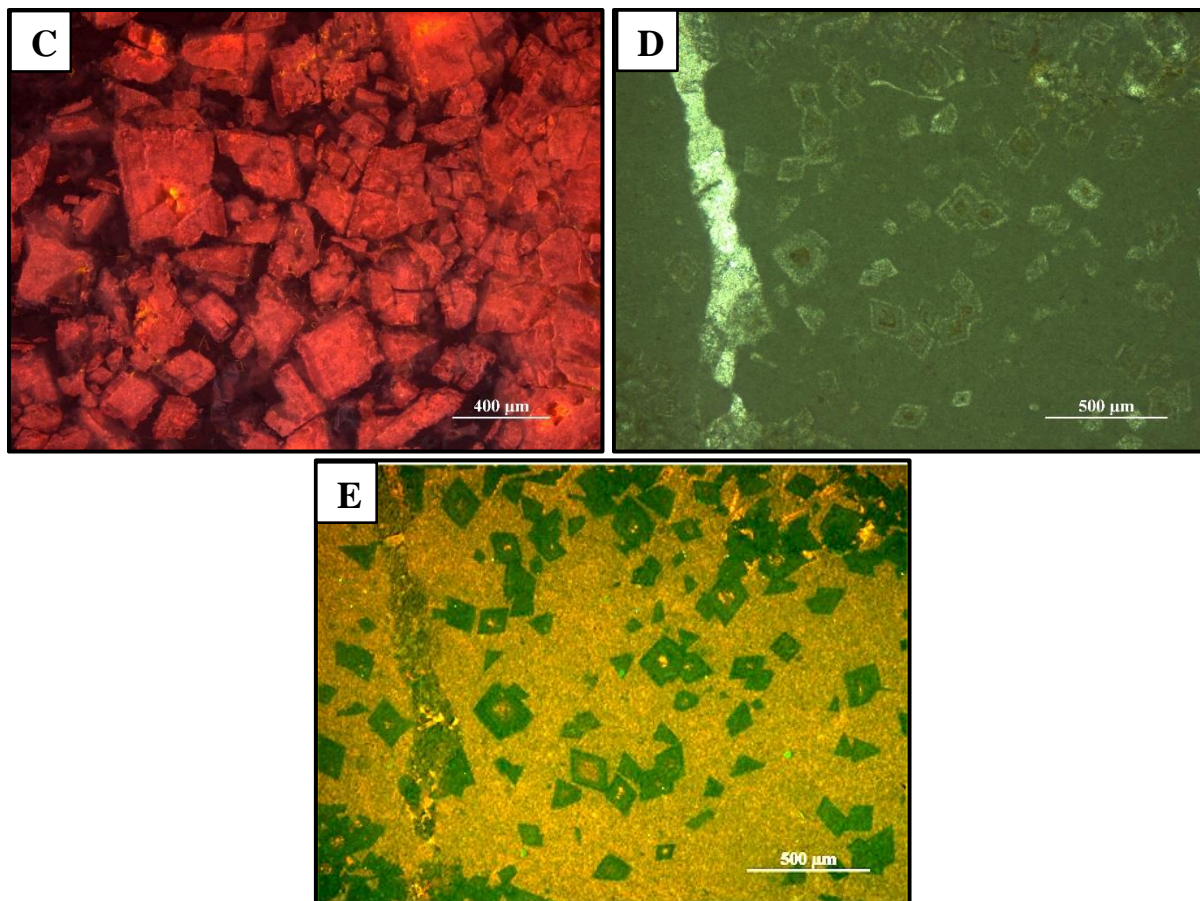
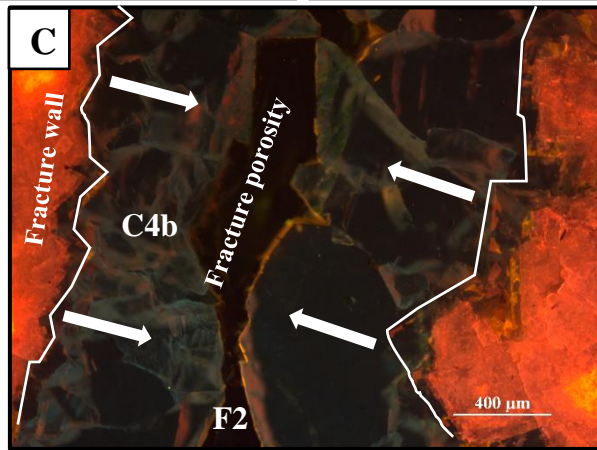
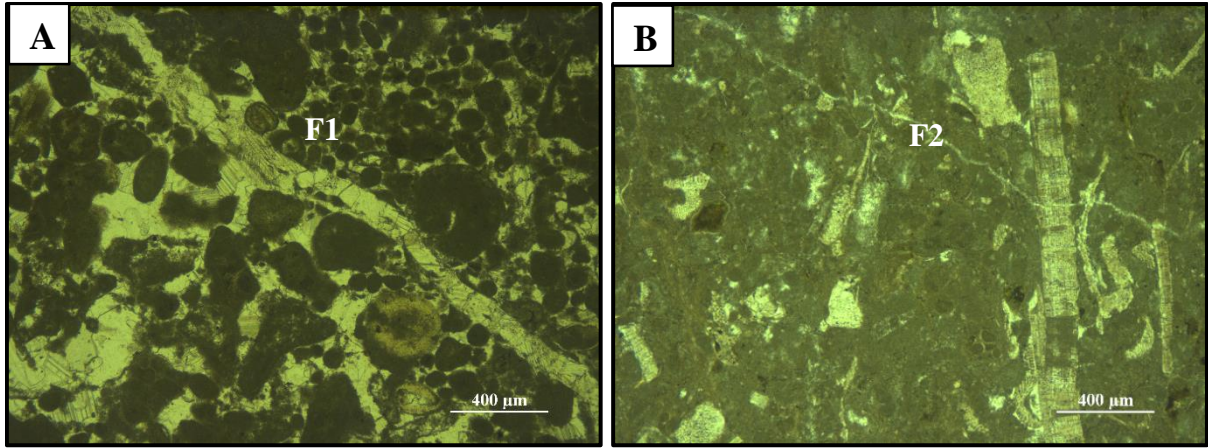


Fig. 62. Dolomitisation ; (A) [LPA] Observation de la différence entre D1 et D2 (N1b02) (B)(C) Dolomites D2 inclus dans un ciment calcitique observé en LPA et sous CL (Ch11b). (D)(E) Wackestone/packstone partiellement remplacée par de la dolomite euhédrique D2 observé en LPA et sous CL (Ch11a).

Fracturation (F) et stylolitisation

Plusieurs types des fractures affectent la roche initiale. La largeur des différentes fractures est très variable, inframillimétrique à millimétrique. Selon la succession des fractures dans la séquence paragenétique et la nature des ciments qui les remplissent, on distingue trois phases de fracturation. La première (F1 ; **Fig. 63A**) est représentée par des fractures de taille moyen (100 à 350 µm) qui montrent un remplissage en tout premier lieu par les calcites C1. Dans d'autres cas C1 se développe en paroi. La deuxième phase (F2 ; **Fig. 63B** et **Fig. 63C**), recoupe la première, est représentée des fractures épaisses (400 à 5000 µm) remplies par des grands cristaux (100 à 800 µm) des ciments de blocage C4a et C4b et par des fractures très fines et étroites (10 à 80 µm) non remplies.



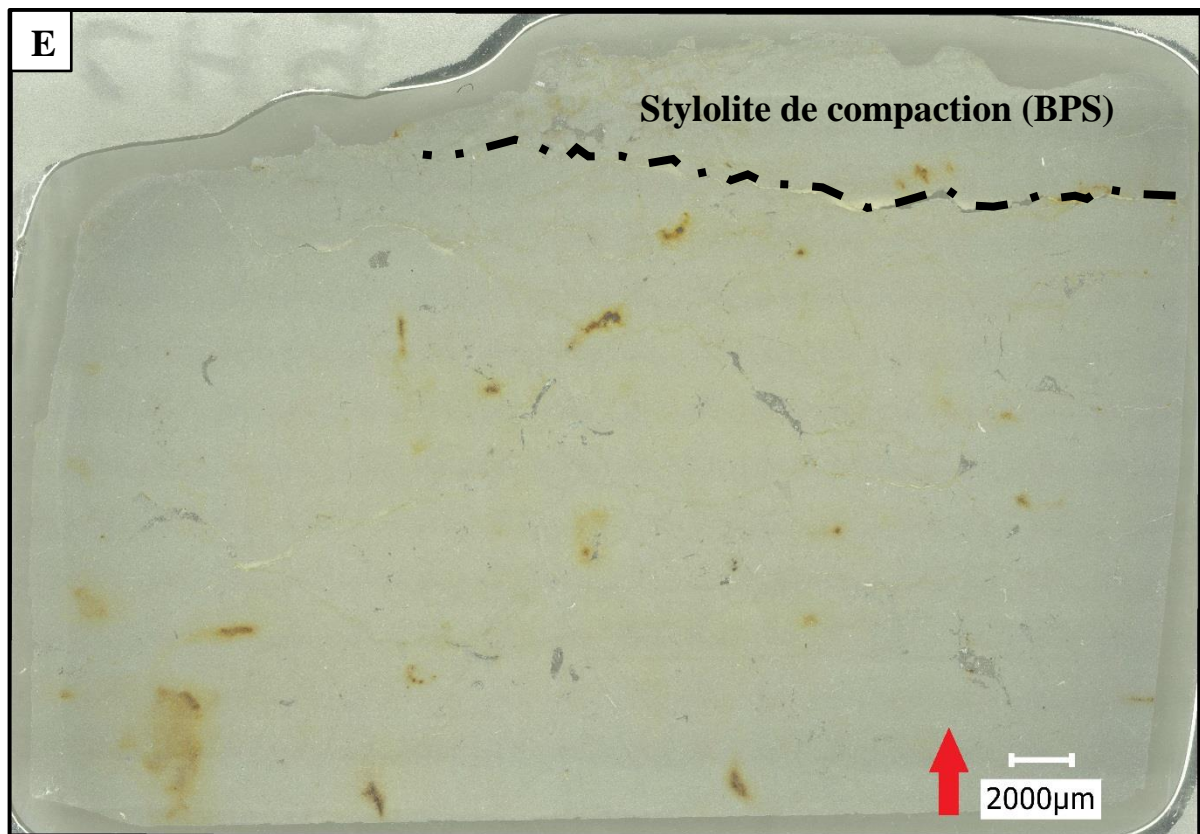


Fig. 63. Fracturation et stylolitisations ; (A) Image de fracture F1 observée dans un grainstone à péloïdes (Ab06). (B) Image de fracture F2 observée dans un packstone (Ab10). (C) Image des parois de la fracture F2 bordées de calcites de blocage terne. La taille des cristaux augmente vers le centre de la fracture comme indiqué par les flèches (Ch11b). (D) Stylolite de compression (ou tectonique) avec des pics à direction oblique qui déplace une faille observée sous macroscopie (Ab04). (E) Stylolite de compaction (BPS) d'origine sédimentaire observée sous macroscopie (Ch09).

Les stylolites affectent la roche initiale suivant plusieurs directions. La matière foncée dans les stylolites représente le résidu insoluble du processus de dissolution sous pression. L'amplitude des stylolites peut atteindre quelques millimètres et ils sont observables à l'œil nu. La direction d'un stylolite permet de la classer entre stylolite de surcharge (stylolite horizontal ou BPS ; **Fig. 63E**) et stylolite de compression (stylolite oblique ; **Fig. 63D**).

Les phases de dissolution (Di) et corrosion (Co)

Plusieurs phases de dissolution peuvent être reconnues.

Une première phase de dissolution, dans le calcaire, est liée à la dissolution précoce des bioclastes provoquant une porosité dans ce calcaire et permettant la précipitation de ciments calcite précoce (fibreuse et mosaïque) .

Une deuxième phase est observée au niveau de la dolomite grise (Di2 ; **Fig. 64A**) avant un remplacement par la dolomite beige.

La corrosion est observée et identifiée sous CL au niveau des cristaux de dolomite entraînant des changements dans la rugosité des surfaces de ces cristaux (**Fig. 64B & Fig. 64D**).

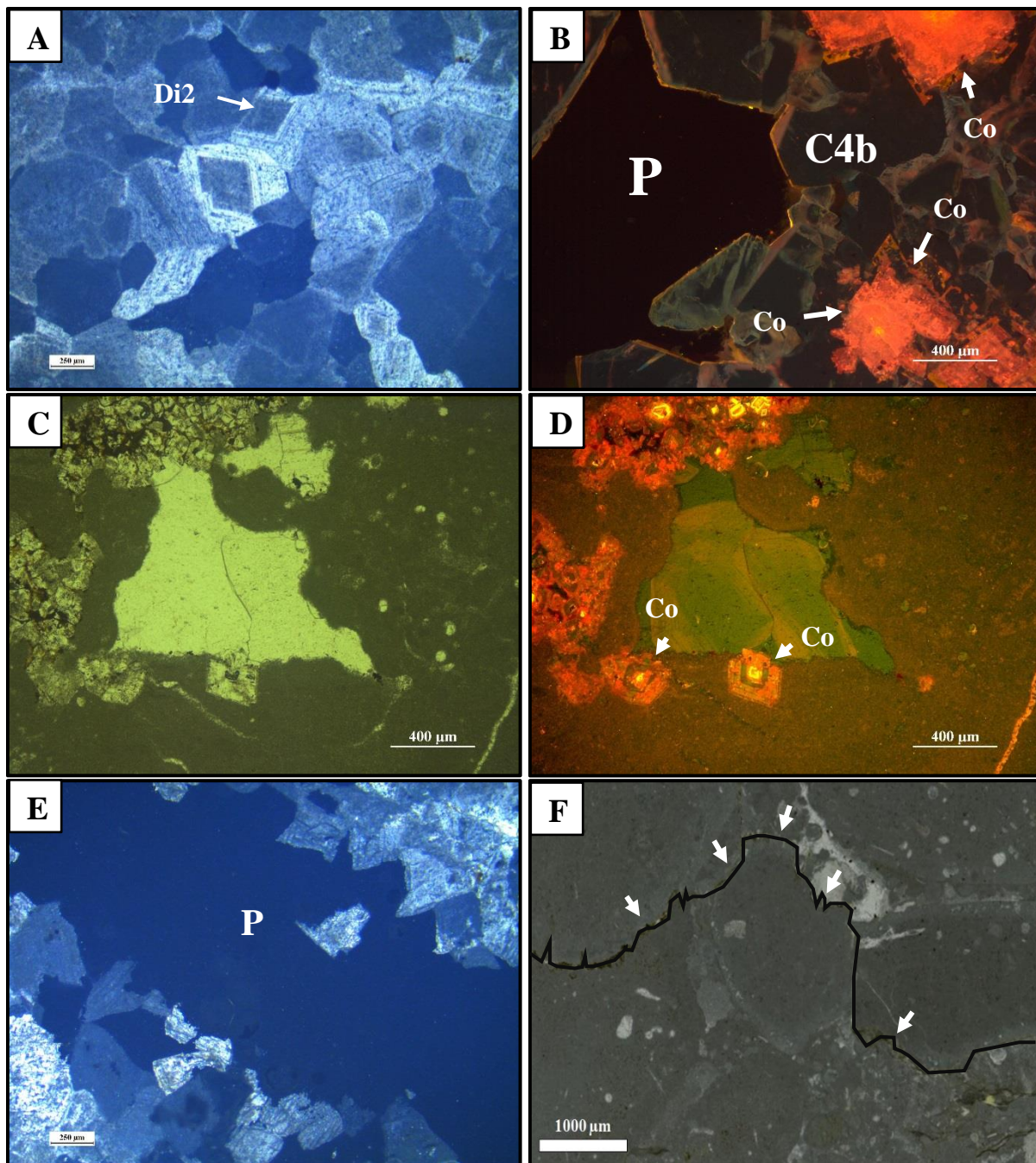


Fig. 64. (A) [LPA] Dissolution (Di2) des cristaux de dolomite D1 précédant la formation de génération D2 (Ch01). (B) [CL] Corrosion (Co) des cristaux de dolomite D2 ; P : Porosité (Ch11b). (C)(D) Corrosion des cristaux de dolomite dans un wackestone partiellement dolomitisé observé en LPA et sous CL (N1b08). (E) [LPA] Grande porosité inter-cristalline (P) (Ch11b). (F) [LPA] Stylolite (flèches blanches) (N1b09).

Dédolomitisation/ calcitisation (DD)

La dédolomitisation est un phénomène commun dans la formation de Kesrouane au niveau de la dolomite beige et a été identifié par Nader et collaborateurs (Nader et al., 2003b, 2008). Ce phénomène montre une calcification par une dissolution de la dolomite suivie par une précipitation de la calcite. Dans certains cas cette calcite se présente sous forme épigénétique en remplacement des cristaux de dolomites avec préservation de la forme rhomboédrique (Fig. 65).

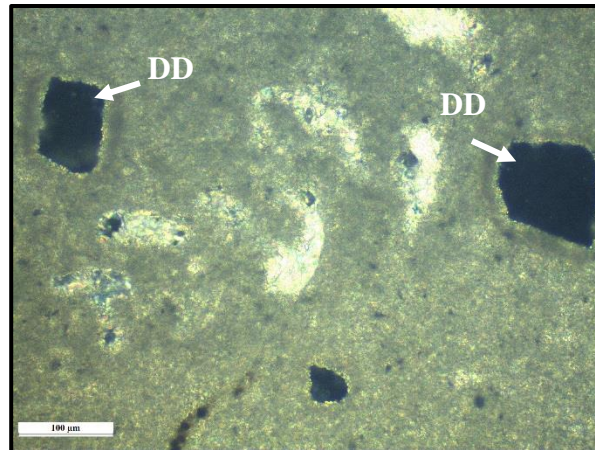


Fig. 65. [LPA] Dédolomitisation (DD)/ calcitisation ; une calcite remplissant une forme losangique (flèche blanche) après dissolution d'une dolomite précédente (N1b04).

5.2 Interprétation et succession des phases diagénétiques

Une succession des différentes phases diagénétiques est déduite des observations pétrographiques en se basant sur les relations géométriques croisées et de la littérature (Nader and Swennen, 2004b; Nader et al., 2004, 2007). L'histoire diagenétique de la formation de Kesrouane peut être résumée par la succession présentée dans la **Fig. 66**.

Le carbonate de la formation de Kesrouane est déposé dans un environnement de dépôt marin peu profond dans une plateforme protégée par des barres péloïdes.

Pendant la diagenèse précoce - éogénèse, les micro-foreurs et l'activité bactérienne induisent une micritisation de certains clastes de carbonate. Elle se développe des bord extérieur des coquilles vers le centre du grain (Bathurst, 1966). Ce phénomène aboutit à la micritisation totale de certains éléments (formation des péloïdes) ou à la formation des enveloppes micritiques (**Fig. 61A** et **Fig. 61B**). Une première phase de dissolution (Di1) permet la dissolution précoce des bioclastes. Une explication probable de Di1 est liée à la dissolution météorique précoce des fossiles de calcite aragonitique et hautement magnésienne provoquant ainsi une porosité dans le calcaire qui subit une cimentation ultérieure. Cette porosité est ensuite remplie par du ciment précoce. Le ciment calcitique fibreux en frange isopaque (**Fig. 61B** et **Fig. 61D**) qui existe autour des péloïdes est souvent considéré comme d'origine marine et précoce (Tucker & Wright, 1990). De même, un ciment calcitique druzé (**Fig. 61C**) est déposé au niveau de pores et considéré précoce. La diagenèse précoce se termine avec les dolomies D1. Les dolomies grises, produites par la première phase de dolomitisation D1, sont le produit de la dolomitisation précoce par infiltration et reflux des fluides d'origine marine dans un environnement marin de lagon et/ou marin peu profond permettant une source de Mg nécessaire à la dolomitisation (Nader et al., 2004). Nommé « reflux stratabound dolomite », cette dolomite est considérée d'avoir un âge similaire à celui de la partie inférieure de la formation (Jurassique précoce). Le ciment C1 bloque la porosité dans la roche principale et il est observé au niveau des fractures de première génération (**Fig. 67A**). Ce ciment peut être lié à une diagenèse précoce voire au premier stade d'enfouissement mais qui se poursuit pour se déposer dans les fractures F1.

La formation de Kesrouane subit ses principales modifications durant la mésogénèse. La mésogénèse correspond au domaine d'enfouissement lorsque la formation devient isolée des processus liés à la surface où les eaux porales ne sont plus en relation avec le milieu extérieur

(marin ou continental). Alors que la tégénèse se produit lorsque les roches sont de nouveau en contact avec des eaux de surface au cours d'un stade tardif d'exhumation.

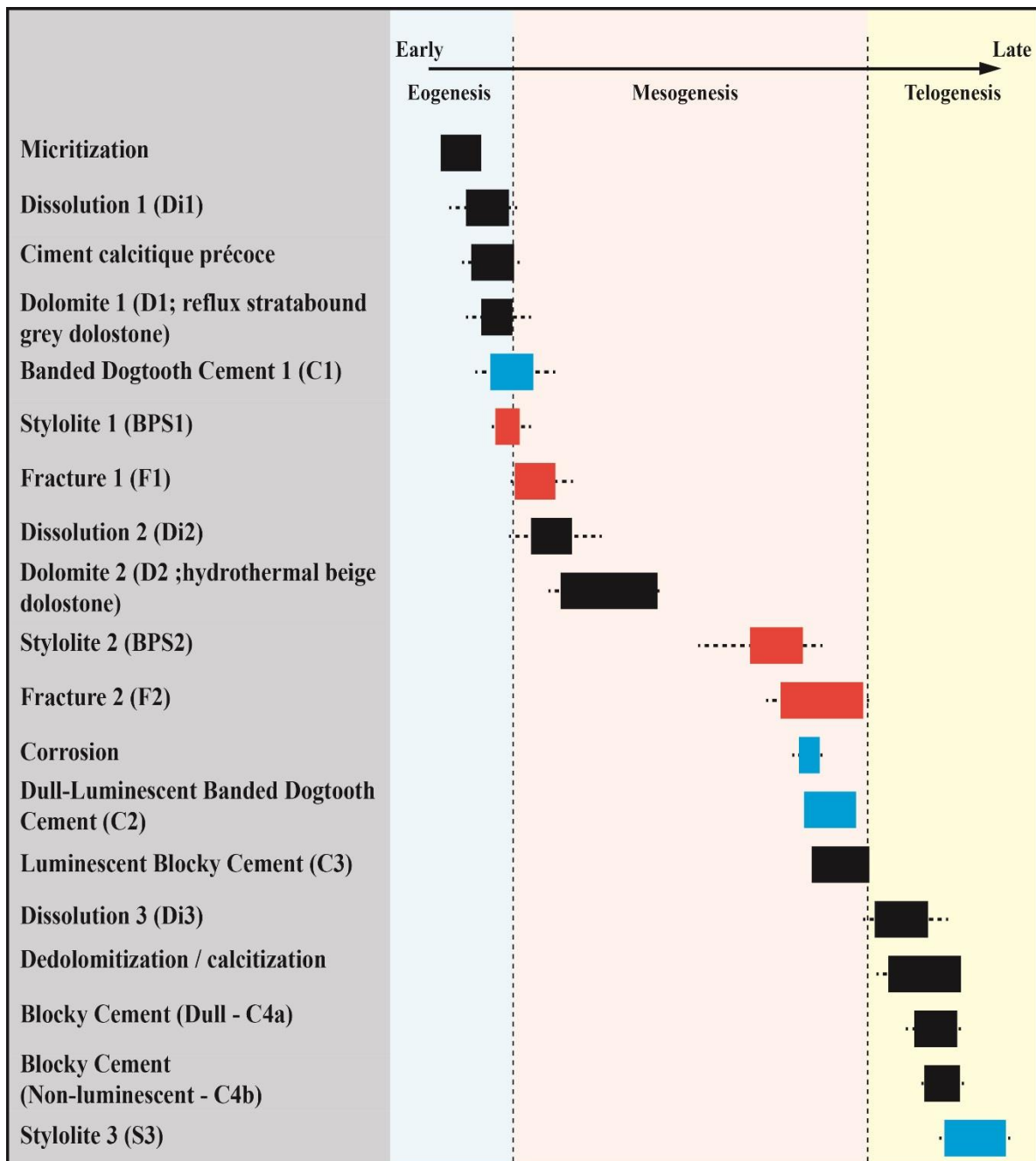


Fig. 66. Séquence proposée des étapes diagenétiques (événements) des carbonates jurassiques exposés dans la région de Nahr Ibrahim (Formation de Kesrouane). Les phases en rouge correspondent aux nouvelles phases observées alors celles en bleu correspondent aux phases diagenétiques en relation avec la tectonique. Voir le texte pour plus de détails (compilation des observations en pétrographiques combiné avec les travaux de Nader and Swennen, 2004a; Nader et al., 2004, 2007).

La mésogénèse commence avec un stade de stylolitisation. L'orientation des plans des stylolites horizontaux, parallèles à la stratification, permet de les classer dans la catégorie des stylolites à litage parallèle (Bed Parallel Stylolite - BPS) d'origine sédimentaire (Fig. 67B). Lorsque la pression des surcharges augmente, la compaction mécanique commence et évolue ensuite vers la chimie avec le développement des stylolites. La première phase de stylolitisation (BPS1) provient de l'effet de la pression de surcharge sédimentaire qui apparaît à la fin de la Jurassique

après (voir Chapitre VI.) le dépôt de sédiments jurassiques (Nader et al., 2004). Cette phase est suivie par un épisode de fracturation F1 indiqué sur la base des relations géométriques qui montre un BPS1 recoupant une F1 (**Fig. 67B**). La première phase de fracturation (F1) semble être liée à la première phase de soulèvement de la formation (au Jurassique tardif). Des structures géopétales (**Fig. 61M**) se trouvent dans les remplissages de cavités et indiquent la direction gravitationnelle de la roche au moment de la fracturation. Cette fracturation a généré de nouvelles voies pour les fluides de dolomitisation.

La deuxième phase de dissolution provoque la dissolution de la dolomite grise avant qu'elle subisse une nouvelle dolomitisation (D2 ; **Fig. 64A**). Elle est liée à l'hydrodynamisme et au volcanisme observé au fin Jurassique (Nader et al., 2004). Cette dissolution provoque l'alimentation et l'enrichissement du fluide diagénétique hydrothermal permettant ainsi la formation de la dolomie beige à différents niveaux dans la formation de Kesrouane par circulation des fluides hydrothermaux diagénétiques. Plusieurs phénomènes se succèdent à ce niveau (fracturation – dissolution – circulation des fluides) pour aboutir enfin à la deuxième phase de dolomitisation. Les dolomies beiges, produites par la deuxième phase D2, sont interprétées comme des dolomites hydrothermales associées au volcanisme (**Fig. 62C**). Ces dolomites ont précipité à partir de fluides méso-salins (fluide hydrothermal résultant du mélange des saumures d'évaporation sous-jacentes, fluides de dolomitisation des dolomies grises et/ou dissolution des évaporites du Trias supérieur, avec l'eau de mer sus-jacente) à des températures minimales entre 50 et 90°C (Nader et al., 2004). Vestiges d'une phase postérieure de dolomitisation, ces dolomites sont formées par le remplacement généralisé des calcaires adjacents et/ou la recristallisation des dolomies D1 préexistantes. Les cristaux, à motifs de luminescence alternés, indiquent plusieurs zones distinctes de ciment dolomitique surtout pour les cristaux qui alignent les pores (**Fig. 67C**). C'est un indice à des changements dans le taux de croissance des cristaux et/ou dans la géochimie du fluide interstitiel. Cette phase est associée à la première phase de soulèvement et d'émergence accompagnée par un volcanisme qu'a expérimenté la formation de Kesrouane au fin Jurassique. Cette dolomitisation hydrothermale est sensée d'être terminée avant le Crétacé moyen (Nader et al., 2004). La deuxième phase de stylolitisation (BPS2) provoquée par la compaction mécanique de la surcharge sédimentaire est au Crétacé Supérieur et elle est liée au dépôt de sédiment crétacé (voir Chapitre VI.). Cette phase peut être liée à la pression de surcharge accrue due à l'enfouissement sédimentaire après le soulèvement régional suivi par érosion de la formation Jurassique à la limite Jurassique-Crétacé (les stylolites BPS2 coupent les failles F1 ; **Fig. 67D**).

La deuxième phase de fracturation F2 se produit lors du soulèvement qu'a subi le bassin durant le Maastrichtien supérieur au Paléocène inférieur (Nader et al., 2004). Cette phase est caractérisée par de fractures minces branchées à des fractures plus épaisses (**Fig. 67E** et **Fig. 67F**). Au début de soulèvement, les fractures minces ont permis l'alimentation des pores interstitiels par des fluides diagénétiques provoquant la précipitation de dernière phase de calcite d'enfouissement. La calcite C2 semble liée à des minces fissures qui alimentent ces pores par de nouveaux fluides. Cette calcite est toujours suivie par la calcite C3 (CI). Selon des données d'isotope Sr et d'analyse $\delta^{18}\text{O}$ fournis par Nader et al (2004, 2007, 2008), le C3 est interprété comme représentant une phase de ciment d'enfouissement lié au dernier stade d'enfouissement de la formation de Kesrouane durant Crétacé tardif/Paléogène précoce avant le soulèvement de Mont-Liban. La corrosion observée au niveau de certains cristaux de dolomite D2 (**Fig. 64B** et **Fig. 64D**) ne peut pas être facilement attribuée à un cadre temporel précis. Une fois que la corrosion de cristaux indique la circulation des fluides et/ou des hydrocarbures acides et corrosifs dans le réseau de porosité, cette phase sera liée à la fracturation F2.

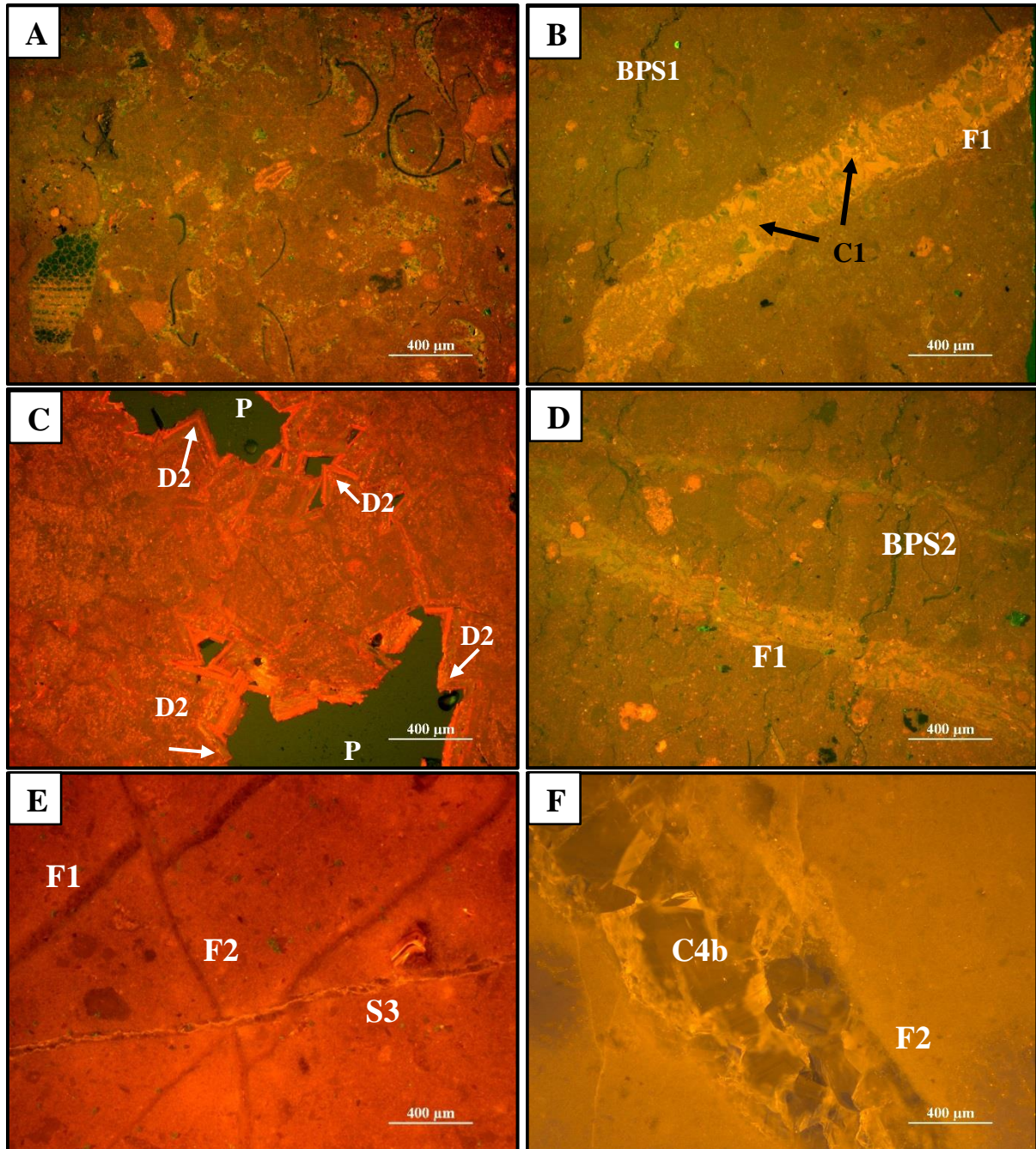


Fig. 67. (A) [CL] Ciment C1 bloque la porosité dans un packstone (AB10). (B) [CL] Une fracture F1 contenant de la calcite C1 coupe un stylolite BPS1 (Ab10). (C) [CL] Image de cristaux de dolomite D2 à motifs de luminescence alternés. Les zones distinctes de ciment dolomitique sont indiquées par les flèches surtout pour les cristaux qui alignent les pores (P) (NIB03). (D) [CL] Une fracture F1 est cimentée par C1 et recoupée par une stylolite de compaction ; BPS : stylolites à litage parallèle (Ab10). (E) [CL] Une fracture F1 est recoupée par une fracture mince de F2 qui est affecté par une stylolite de compression (S3) (CH08a). (F) [CL] Fracture épaisse de F2 est cimenté par le ciment de blocage C4b (Ch15b)

Pendant la télogénèse, les fluides météoriques ont été réintroduits dans le système diagénétique. La troisième phase de dissolution est liée à une diagenèse météorique tardive pendant le soulèvement du Mont Liban depuis le Paléogène jusqu'à aujourd'hui (voir Chapitre VI.). Cette phase remarque la dernière phase de dissolution qui provoque la dissolution de la calcite et de la dolomite dans la formation de Kesrouane après le soulèvement et l'émergence du Mont Liban. Ainsi, cette phase peut être liée à la « dissolution du karst » du calcaire de la formation

de Kesrouane (plus spécifiquement membre Nahr Ibrahim), non reconnu ou remarqué dans notre travail, mais identifié et décrite par Nader et collaborateurs (Nader and Swennen, 2004b, 2004c; Nader et al., 2004). Elle permet la karstification de cette formation et la création des plus grands réservoirs d'eau souterraines. La dédolomitisation (**Fig. 65**) est liée à la dissolution des cristaux de la dolomie produite durant la troisième phase de dissolution et n'affecte généralement que la dolomite beige où la dolomite grises semble plus protégée de ce phénomène (Nader et al., 2003b).

La fracturation et la dissolution ont permis la circulation des nouveaux fluides diagenétiques. La calcite C4 (a et b ; **Fig. 61L**) est considérée comme une calcite météorique dont le pattern non-luminescent peut suggérer une précipitation de la calcite à partir de fluides oxydants (Grover and Read, 1983; Barnaby and Rimstidt, 1989; Nader et al., 2008). Les ciments de blocage C4 (a et b) existent dans les grandes fractures de F2 ainsi que dans les grands pores qui sont probablement affecté par la grande phase de dissolution provoquant la cimentation C4. Ce ciment est lié à la phase télogène qui se produit pendant et après le soulèvement du Mont Liban (depuis le Paléogène plutôt Oligocène ; Nader and Swennen, 2004a; Nader et al., 2004, 2007).

La troisième phase de stylolitisation S3 (**Fig. 67E**) est caractérisée par des stylolites à plan oblique (pics obliques de stylolites). Ce type de stylolite est généralement connu par des stylolites de compression ayant une origine tectonique. Un tel événement compressif peut être probablement lié à la phase tectonique transpressive régionale déroulant depuis l'Oligocène.

En résumé, trois origines différentes de fluides contribuant à la diagenèse peuvent être documentées ; ce sont : (1) fluides d'origine marine précoce permettant la précipitation des dolomites D1, (2) un mélange de fluides méso-salins (fluide hydrothermal résultant du mélange des saumures d'évaporation sous-jacentes, fluides de dolomitisation des dolomies grises et/ou dissolution des évaporites du Trias supérieur, avec l'eau de mer sus-jacente) et enfin (3) une source météorique modifiée pour les eaux souterraines actuelles du réservoir.

6 Chimio-stratigraphie

6.1 Isotopes d'oxygène et de carbone

Le **TAB. 6** présente les résultats $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ de vingt échantillons prélevés dans la formation de Kesrouane. Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ mesurées varient respectivement de -6,54 à -2,71 ‰, et de -1,64 à 1,66 ‰. Alors que la même gamme de valeurs est observée pour les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (-2,65 à -5,4 ‰) dans la littérature, nos échantillons affichent des $\delta^{13}\text{C}$ plus faibles (gamme de littérature de 0,15 à 2,40 ‰, Nader et al., 2003b, 2004; Nader and Swennen, 2004a, 2004b).

La **Fig. 68** présente le graphique $\delta^{18}\text{O}$ à $\delta^{13}\text{C}$ pour les sections A, B et C. Les échantillons de la section C sont légèrement plus appauvris en ^{13}C que ceux des sections A et B. Les données de Nader et al. (2007) indiquent que les échantillons dolomitisés et diagenétisés présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ allant de -5 ‰ à -13 ‰.

Pour l'analyse isotopiques de strontium, les échantillons choisis ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ supérieures à -5 ‰ et ne montrent aucune preuve pétrographique de dolomitisation considérée, donc ils peuvent être considérés comme des roches non altérées ayant conservé des informations géochimiques sédimentologiques. Ainsi, sur la base des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ huit échantillons ont été choisis pour les mesures isotopiques en Sr (**TAB. 6** et **Fig. 68**).

TAB. 6. Valeurs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, résultats $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, calcite exprimée en pourcentage molaire (M%) CaCO_3 des échantillons de roche étudiés de la Formation de Kesrouane (Liban).
 $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ en ‰ V-PDB ; ' - ': non analysé.

Height (m)	Samples	$\delta^{18}\text{O}$ cor (‰ V-PDB)	σ $\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$ cor (‰ V-PDB)	σ $\delta^{13}\text{C}$	M % CaCO_3	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ norm	σ	
34	Section C	Ab-LM11	-3,78	0,03	-0,69	0,01	98,46	0,707322	$2*10^{-5}$
31		Ab-LM10	-2,88	0,02	-1,51	0,02	92,7	0,707365	$1.9*10^{-5}$
27		Ab-LM09	-3,56	0,02	-1,64	0,03	96,28	-	-
12		Ab-LM02	-2,76	0,03	-0,78	0,02	91,18	0,707376	$1.9*10^{-5}$
752	Section B	CH-LM17	-5,06	0,02	1,66	0,02	100,59	-	-
742		CH-LM16c	-5,07	0,03	1,38	0,02	98,6	0,707045	$2.1*10^{-5}$
732		CH-LM15c	-5,68	0,02	1,52	0,02	100,29	-	-
723		CH-LM15b	-5,83	0,02	0,57	0,02	100,09	-	-
717		CH-LM15a	-5,11	0,02	0,18	0,02	97,77	-	-
415		CH-LM10d	-2,99	0,03	1,27	0,02	99,15	0,707123	$1.9*10^{-5}$
413		CH-LM10c	-2,71	0,01	0,75	0,02	96,88	0,707126	$1.9*10^{-5}$
408		CH-LM10b	-2,88	0,02	0,9	0,02	98,55	-	-
340		CH-LM08c	-4,44	0,01	0,97	0,01	98,54	-	-
332		CH-LM08b	-6,54	0,02	1,16	0,04	98,37	-	-
322	CH-LM08a	-4,56	0,02	1,21	0,02	100,89	-	-	
283	Section A	NIb-LM09	-4,16	0,01	-0,42	0,01	97,03	0,707131	$2*10^{-5}$
242		NIb-LM08	-5,74	0,01	0,53	0,02	99,98	-	-
170		NIb-LM07	-5,01	0,02	0,42	0,02	98,3	-	-
140		NIb-LM06	-3,5	0,02	0,12	0,02	99,4	0,707118	$2*10^{-5}$
135		NIb-LM05	-4,16	0,02	0,99	0,02	99,22	-	-

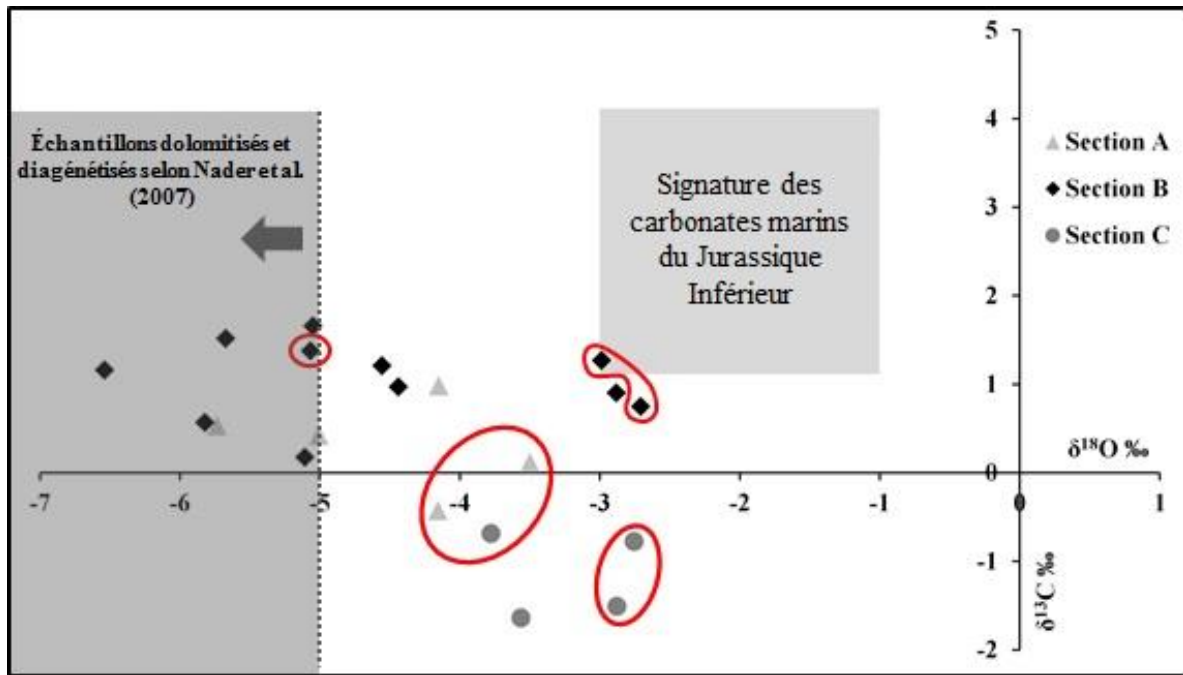


Fig. 68. Compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone enregistrées dans les échantillons des roches carbonatées de trois sections dans la Formation de Kesrouane (normalisées selon la V-PDB). La signature marine du Jurassique précoce pour la calcite est également signalée par un carré gris ; d'après Qing et al. (2001) et Jenkyns et al. (2002). Les échantillons utilisés pour l'analyse d'isotopes de strontium sont signalées par des cercles rouges.

6.2 Analyse des isotopes strontium

Les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour tous les échantillons sont comprises entre 0,707045 et 0,707376 (TAB. 6 et Fig. 69). La chémiostратigraphie au strontium des calcaires de la région de Nahr Ibrahim exclut tous les âges crétacés puisque la formation de Bhannes (roches volcaniques du Jurassique supérieur) recouvre toutes les coupes étudiées (observations de terrain) et a été datée de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur (Laws and Wilson, 1997).

Dans la partie nord de la faille, la chémiostратigraphie de la "section A" a donné des âges du Jurassique inférieur ou moyen (Pliensbachien - Toarcien ou Bajocien) (Fig. 69). Dans la "section B", deux niveaux d'âge peuvent être distingués, à 413 et 742 m (Fig. 54). Le niveau inférieur (à 413 m) est d'âge Bajocien (169,05-169,30 Ma) tandis que le niveau supérieur (à 742 m) est d'âge Bathonien (166,95-168,50 Ma) (Fig. 70). Sur le côté sud de la faille, la "section C" est d'âge Pliensbachien (188.65-190.25 Ma).

Dans le bloc sud de la faille (Fig. 70), la base de la "section A" montre deux âges possibles, mais comme elle est stratigraphiquement positionnée sous la partie la plus basse de la section B (déterminée comme Bajocien), cela nous permet d'attribuer un âge Pliensbachien-Toarcien à cette section. Les résultats montrent que la section A et la section C ont des âges assez proches bien qu'elles soient séparées par la section B et qu'elles soient superposées verticalement. Malgré l'absence de preuves sur le terrain, les analyses d'âge au strontium montrent des différences entre les sections situées à l'est et à l'ouest de la faille qui peuvent être liées à son rejet vertical.

Cette faille est identifiée comme une faille normale mésozoïque réactivée comme toutes les autres failles de système de failles de Mont-Liban (SFML). Elle a pu d'abord jouer le rôle d'une faille normale pour augmenter son déplacement vertical avant de devenir une faille décrochante

senestre en raison de la contrainte de compression qui s'exerce sur la région, comme l'ont déjà suggéré Dubertret et ses collaborateurs (1955).

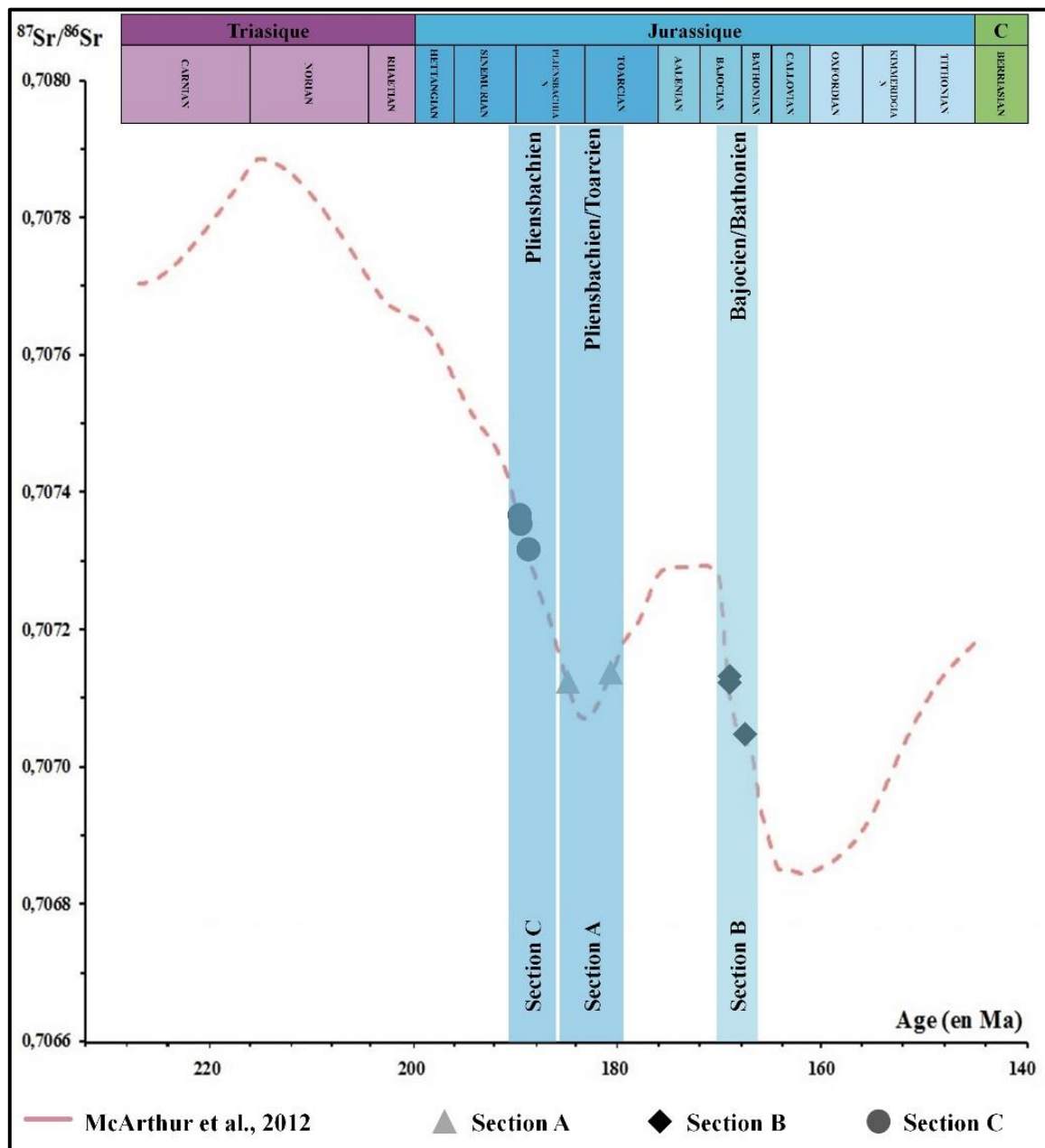


Fig. 69. Valeurs isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de huit échantillons choisis, sur la base de leurs valeurs $\delta^{18}\text{O}$ (supérieures à -5‰), reportées sur la courbe « composition Sr de l'eau de mer / temps » (McArthur et al., 2012).

Pour mieux comprendre ce rejet, on présente un modèle qui permet d'observer l'effet de cette faille grâce à la restauration de l'état initial de trois sections. En premier temps, la Fig. 70A montre le cheminement du terrain fait de part et d'autre de la faille des séries de pendage 10° à 20° pour lever les trois sections, ainsi on voit l'emplacement des âges provenant de l'analyse d'isotopes strontium.

Pour comprendre ce rejet, deux restaurations progressives sont munies sur ce cheminement d'échantillonnage. La première restauration consiste à enlever l'effet de basculement qu'a subi la région au Cénozoïque provoquant des pendages de 10° à 20° de ces séries jurassiques. Ainsi, un rejet apparaît provenant de la différence de niveau verticale entre les âges similaires (Fig.

70B). La deuxième restauration consiste à enlever le déplacement vertical déplacé par la faille en étant une faille normale au Mésozoïque. En restaurant l'effet initiale de faille, les sections A, B et C sont ajustées par leurs âges suggérant un déplacement vertical de 700-800 mètres résultant de l'accumulation du mouvement vertical de cette faille depuis son activation au Mésozoïque jusqu'à aujourd'hui (**Fig. 70C**).

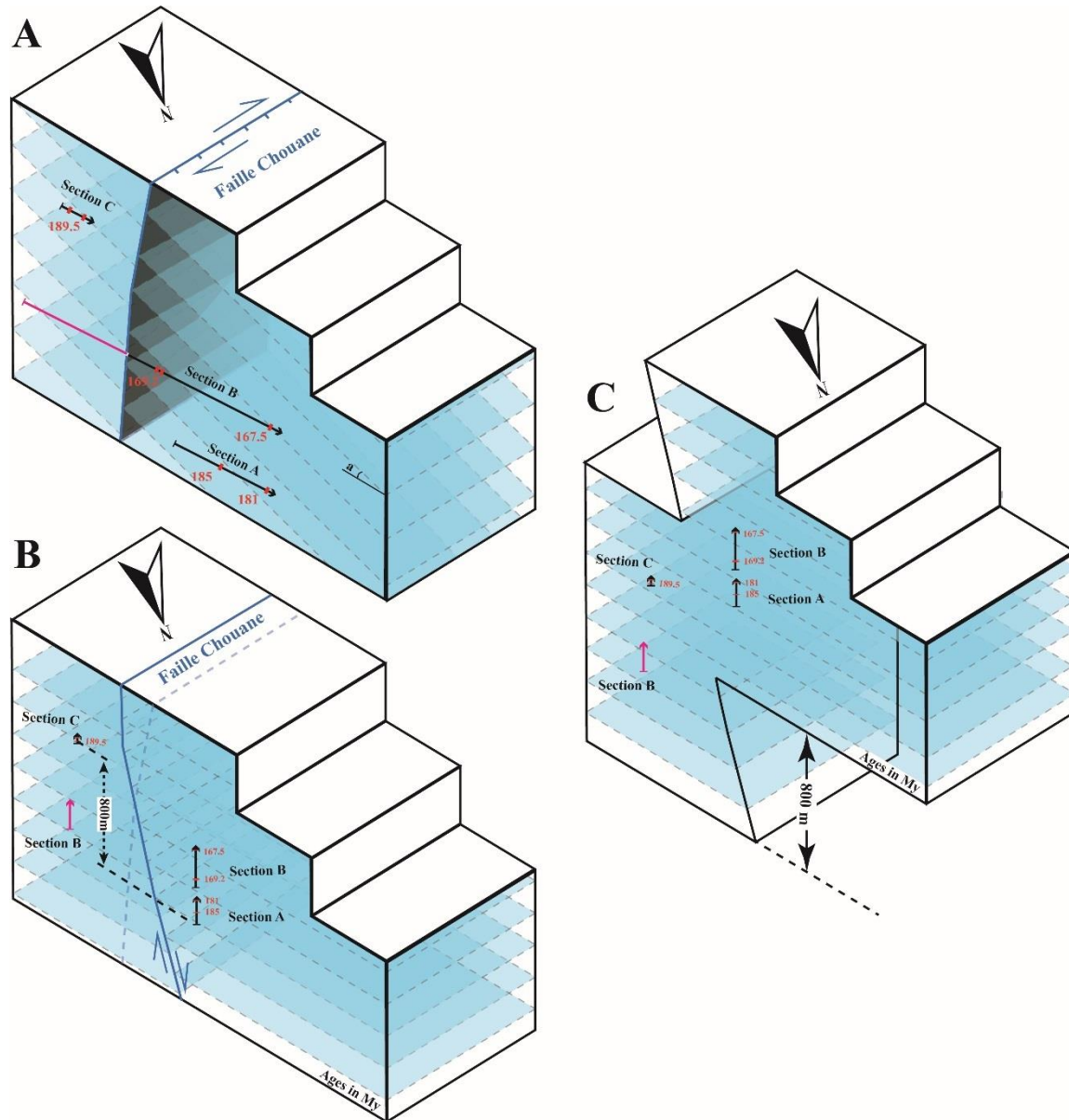


Fig. 70. (A) Trajectoires des prélèvements d'échantillons pour les sections A, B et C (F : footwall ; H : hanging wall) traversant la faille mésozoïque réactivée en strike-slip à l'affleurement de Nahr Ibrahim. (B) Ages géologiques (en rouge ; millions d'années) des strates tels que déduits de la chimio-stratigraphie utilisant les isotopes de Sr. (C) Epaisseurs verticales des sections stratigraphiques avant le basculement (de l'Oligocène à l'Actuel ; Beydoun, 1999). L'interprétation des 800m de rejet vertical est basée sur les âges absolus similaires mesurés à la base des sections A et C. (D) Position des données stratigraphiques avant le basculement (faille normale mésozoïque ; Homberg et al., 2010).

Ce rejet vertical estimée est implémenté dans le modèle 3D pour l'affiner et mieux considérer le rôle important de cette faille (ainsi celui de ce système de failles de Mont Liban SFML).

6.3 Révision du modèle

Le modèle a été corrigé en ajoutant la nouvelle valeur de déplacement vertical de la faille ENE-OSO (**Fig. 71**). Cependant, nous ne pouvons pas généraliser cette valeur à toutes les failles similaires le long de la partie occidentale du Mont-Liban car l'étude est limitée à une seule faille (Faille Chouane) de ce système SFML. Toutefois, on a modifié lorsque nécessaire le décalage vertical de ces failles dans le modèle en particulier les failles les plus proches de celle étudiée afin d'avoir la meilleure accommodation de toutes les déformations.

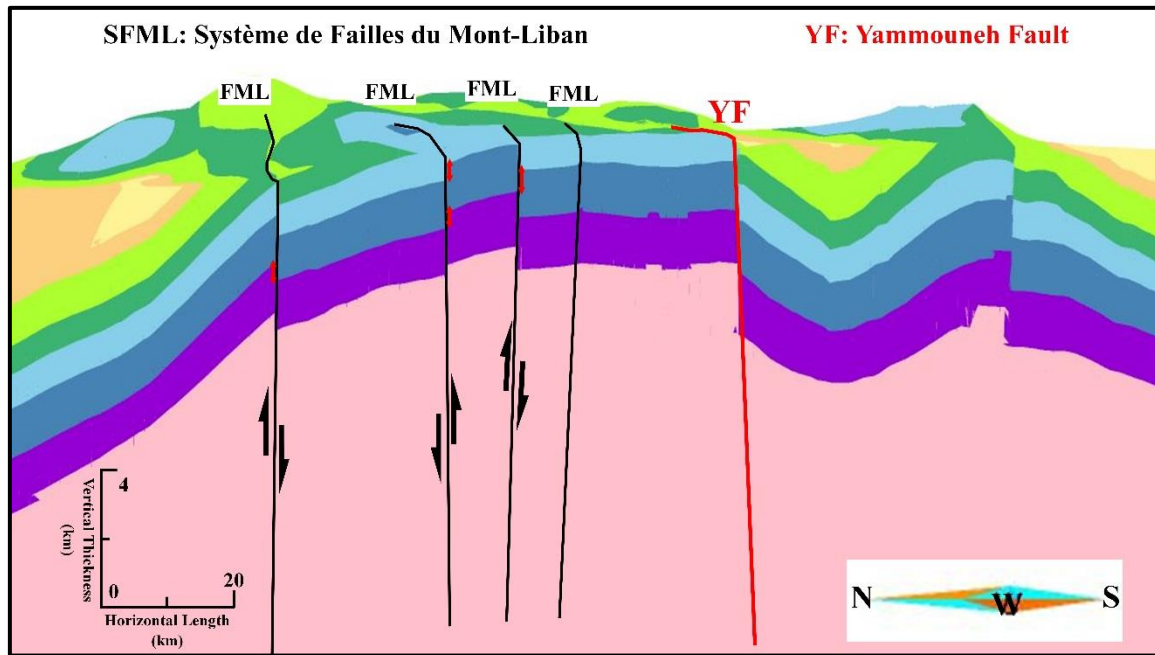


Fig. 71. Révision du modèle après l'ajout d'un déplacement vertical de 750 - 800 (flèches rouges) pour les failles ENE-OSO afin de mieux s'adapter à l'enregistrement sédimentaire.

Chapitre VI. Etude de subsidence tectonique du bassin libanais

1 Introduction

A présent, nous proposons d'étudier la subsidence tectonique afin de caractériser les facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire en axant l'étude sur le rôle de la tectonique. Les séries sédimentaires enregistrent l'histoire des dépôts dès la formation du bassin jusqu'à l'actuel, en passant par tous les phases depuis son initiation (rifting), jusqu'à son évolution et son inversion. L'analyse de la subsidence tectonique couplée à la méthode de backstripping est utilisée pour reconstruire l'histoire géodynamique du bassin libanais en se basant sur les données stratigraphiques disponibles dans l'onshore et l'offshore du Liban. Ceci permet de mieux analyser le bassin et caractériser les facteurs ayant contrôlé l'évolution de celui-ci (genèse, évolution, inversion). Les méthodologies de l'analyse de subsidence et de backstripping 1D sont documentées par Sclater and Christie (1980), Berra and Carminati (2009), Miall (2013), Moragas et al. (2016), Lee et al. (2019).

Pour générer les courbes de subsidence tectonique, des données sont récupérées à différents endroits dans la région du bassin libanais. Huit puits issus des profils sismiques interprétés ou de coupes géologiques publiées couvrent l'offshore et l'onshore du pays. Un neuvième puit d'exploration pétrolière (Tirbol-1) a été aussi utilisé.

A l'inverse de la subsidence totale qui prend en considération le niveau marin à l'époque, la bathymétrie, la compaction de sédiments, le calcul de la subsidence tectonique permet d'analyser les événements tectoniques ayant permis la formation d'un bassin sédimentaire.

2 Résultats obtenus après application du backstripping

La courbe de subsidence totale du puit Terbol-1 (**Fig. 72**) montre un enfouissement accéléré (de 50 à 4082 m) entre 250 et 145 Ma. Cet enfouissement se ralentit entre 145 et 105 Ma (enfouissement de 4082 à 4267 m) puis elle s'accélère de nouveau entre 105 et 6 Ma (de 4267 à 5968 m) avant d'enregistrer un soulèvement dans les derniers 6 Ma (soulèvement du socle de 5968 à 5594 m).

La courbe de subsidence tectonique de ce puit (**Fig. 72**) m montre un enfouissement majeur (de 105 à 1865 m) entre 250 et 145 Ma puis se poursuit par un soulèvement entre 145 et 125 Ma (de 1865 à 1719 m). Entre 125 et 23 Ma, ce puit enregistre de nouveau une forte subsidence (de 1719 à 2797 m) avant de réenregistrer un soulèvement majeur dans les 23 derniers Ma (de 2797 à 2254 m).

Le puits Terbol enregistre toutes les tendances et résume l'histoire géodynamique du Liban. La forme générale est divisée en deux grands histoires.

1. Entre 250 et 23Ma, un comportement typique de marge passive avec une phase de rifting suivi par une phase de relaxation thermique.
2. Le développement du bassin flexural correspond à une phase de transition au Paléogène avant de passer à la phase d'inversion des 23 Ma jusqu'à aujourd'hui provoquant la structuration du pays.

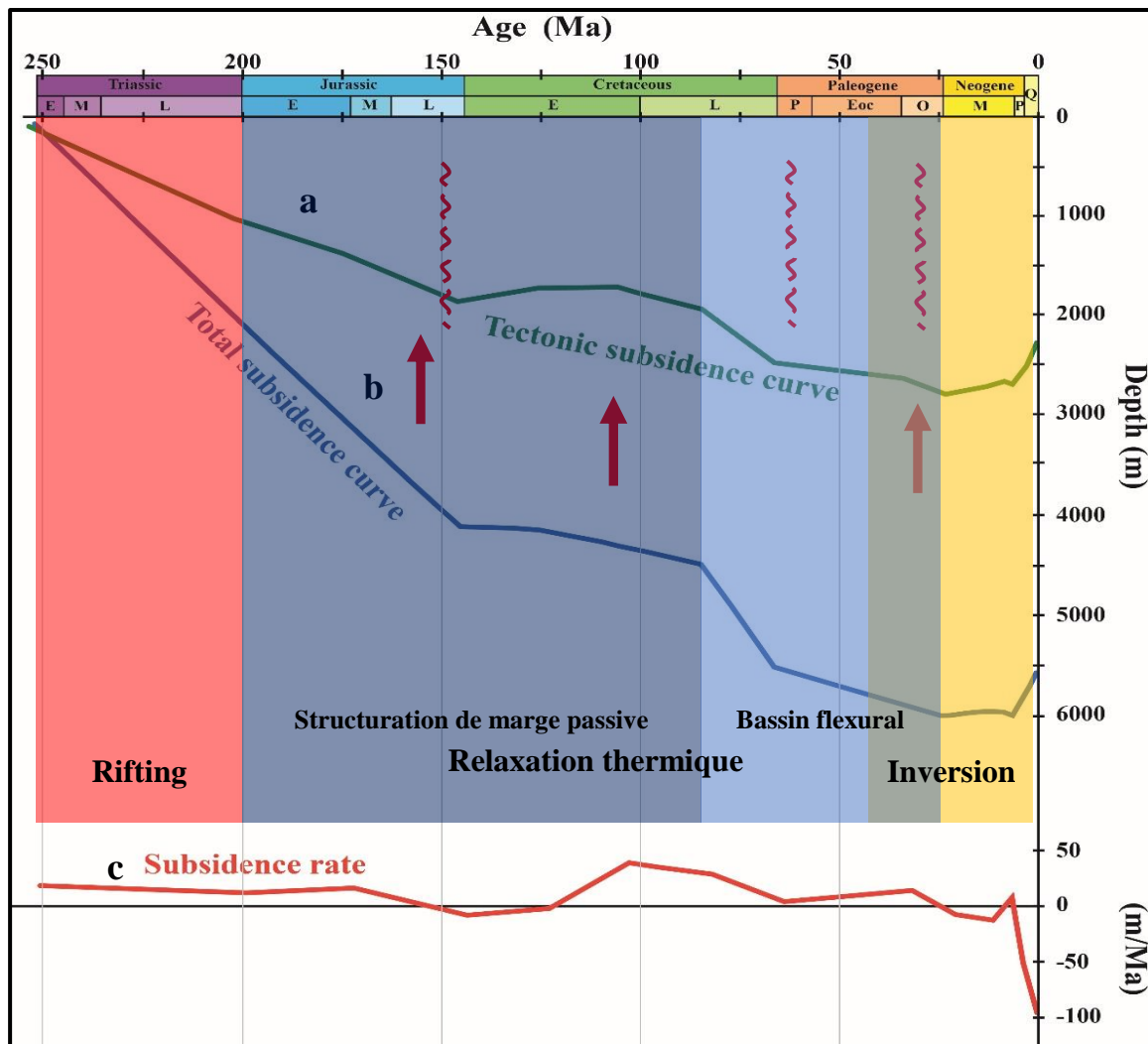


Fig. 72. Modèle de subsidence tectonique de puit Terbol-1 ; (a) représente la courbe de subsidence tectonique (courbe verte), (b) représente la courbe de subsidence totale du socle du bassin sédimentaire (courbe bleue) et (c) représente le taux de subsidence tectonique (courbe rouge ; en m/Ma^{-1}).

3 Analyse de la subsidence tectonique

L'analyse chronologique des courbes de subsidence ainsi que les périodes d'accélération et de décélération de celles-ci forment la base de cette interprétation. Les paramètres de subsidence sont utilisés pour explorer les processus d'évolution géologique de ce bassin.

Tout d'abord la forme générale des courbes est typique de l'enregistrement d'un système sédimentaire de type marge passive avec une phase d'accélération dû à une période de rifting, suivi d'une phase de décélération due à une relaxation thermique de la lithosphère (voir Sclater and Christie, 1980; Steckler et al., 1988; Stapel et al., 1996; Le Solleuz et al., 2004; Lee et al., 2019). A noter, la courbe de puit Pt-3 montre deux histoires géodynamiques successives qui commence par une marge passive (252 à 23 Ma) et continue par l'enregistrement d'un système sédimentaire de type Foreland basin avec une courbe de subsidence accentuée (voir ; DeCelles, 2012; Rougier et al., 2016; Lee et al., 2019).

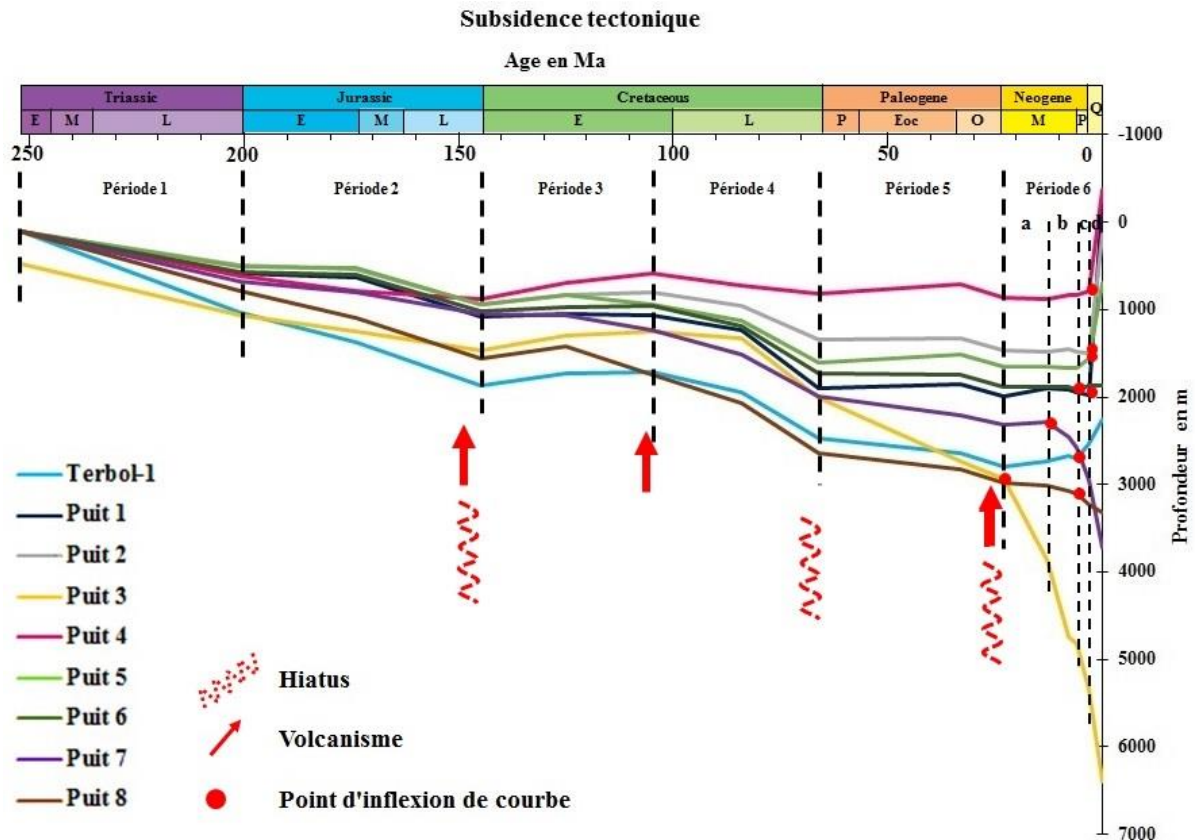


Fig. 73. Courbes de subsidence après un backstrip (élimination de charge de sédiments et d'eau)

Les courbes de subsidence décompactées dans les puits étudiés (**Fig. 73**) montrent différentes périodes tectoniques et suggèrent une histoire géodynamique du bassin libanais suivante :

- Première période, durant le Trias (252.2 – 201.3 Ma) : les courbes subissent un plongement accéléré de +105m à +500/1030m selon la localisation des puits. Le puit Pt-3, le plus loin dans l'offshore actuel, commence à +480m et plonge à une profondeur de +1080m.

Ce plongement accéléré des courbes de subsidence est attribué à la phase de rifting principale observée au Permo-Trias et Trias-Jurassique (voir Chapitre II.). Cette phase est observée au niveau de tous les puits avec une variabilité des valeurs correspondant à leur répartition et emplacement par rapport au centre du rift (sur les grabens ou les horsts). La subsidence tectonique à cette période peut donc associée au rifting Téthysien reconnu dans la région engendrant ici l'ouverture du bassin sédimentaire L'effet de cette phase varie d'une région à autre. Dans la zone offshore-côtière, cette phase semble intense et les courbes de subsidence (puits Terbol-1, Pt-3, Pt-6, Pt-7, Pt-8) montrent des pentes assez raides avec un taux de subsidence de 9 à 13.5 m.Ma⁻¹ alors que dans l'onshore la même tendance est observée mais avec une intensité moins importante où la subsidence varie entre 7.5 à 10 m.Ma⁻¹ durant le rifting. Le puit Terbol-1 montre durant cette phase une valeur plus élevée que l'offshore-côtière/onshore (18.2 m.Ma⁻¹). Ceci peut être expliqué par sa la position rapprochée par rapport à l'axe du rift dans la région. Ces valeurs montrent que l'ouverture du bassin se fait dans une direction NE-SO dans l'offshore actuel du pays.

- Période 2, durant le Jurassique (201.3 – 145 Ma) : les puits Pt-1, Pt-2, Pt-5 et Pt-6 montrent des courbes de subsidence tectonique assez plates de 201.3 à 174 Ma avec des taux de subsidence ne dépassant pas 1 m.Ma⁻¹. Puis la subsidence dans ces puits accélère de 174 Ma

jusqu'au fin du Jurassique avec des valeurs élevées de 14 à 16 m.Ma⁻¹. Les puits Terbol-1 et Pt 8 montrent une subsidence plus calme au départ (≈ 12 m.Ma⁻¹) entre 201.3 et 174 Ma qui s'accélère légèrement (≈ 16 m.Ma⁻¹) à partir de 174 Ma. Les puits Pt-3, Pt-4 et Pt-7 montrent une subsidence continue durant toute cette période mais à pente faible (4.5 à 6.8 m.Ma⁻¹).

On remarque donc que les taux de subsidence ralentissent dans toute la région durant le Jurassique (201.3 – 145 Ma) par rapport à la période précédente (zone offshore-côtière : 6.5 à 13.5 m.Ma⁻¹, zone onshore : 4.5 à 9 m.Ma⁻¹ et puit Terbol-1 14.8 m.Ma⁻¹). Cela peut être associé à la phase de relaxation thermique dans la région post rift/océanisation de la Téthys (voir Chapitre II.). Toutefois le Jurassique est témoin de l'activation de failles par réajustements des blocs (bloc tiltés) (voir Chapitre II.) ce qui peut expliquer la subsidence continue au niveau de quelque puits (Pt-8 par exemple probablement positionné en pied de faille).

La subsidence accentuée observé vers la fin de Jurassique indique une augmentation de la surface d'accommodation permettant à son tour une accumulation plus importante de sédiments. Cette accumulation produit une colonne sédimentaire verticale épaisse provoquant la compaction de ses sédiments. Cette compaction est accompagnée par la première phase de stylolites de compaction (S1) qu'on remarque à ce niveau (Fig. 74).

Toutefois le Jurassique est témoin de l'activation de failles de Mont-Liban (F1) par réajustements des blocs (bloc tiltés). Cette phase d'activation, accompagnée d'une phase de volcanisme, permet la circulation des fluides de dolomitisation conduisant à une dolomitisation hydrothermale (D2) dans la région.

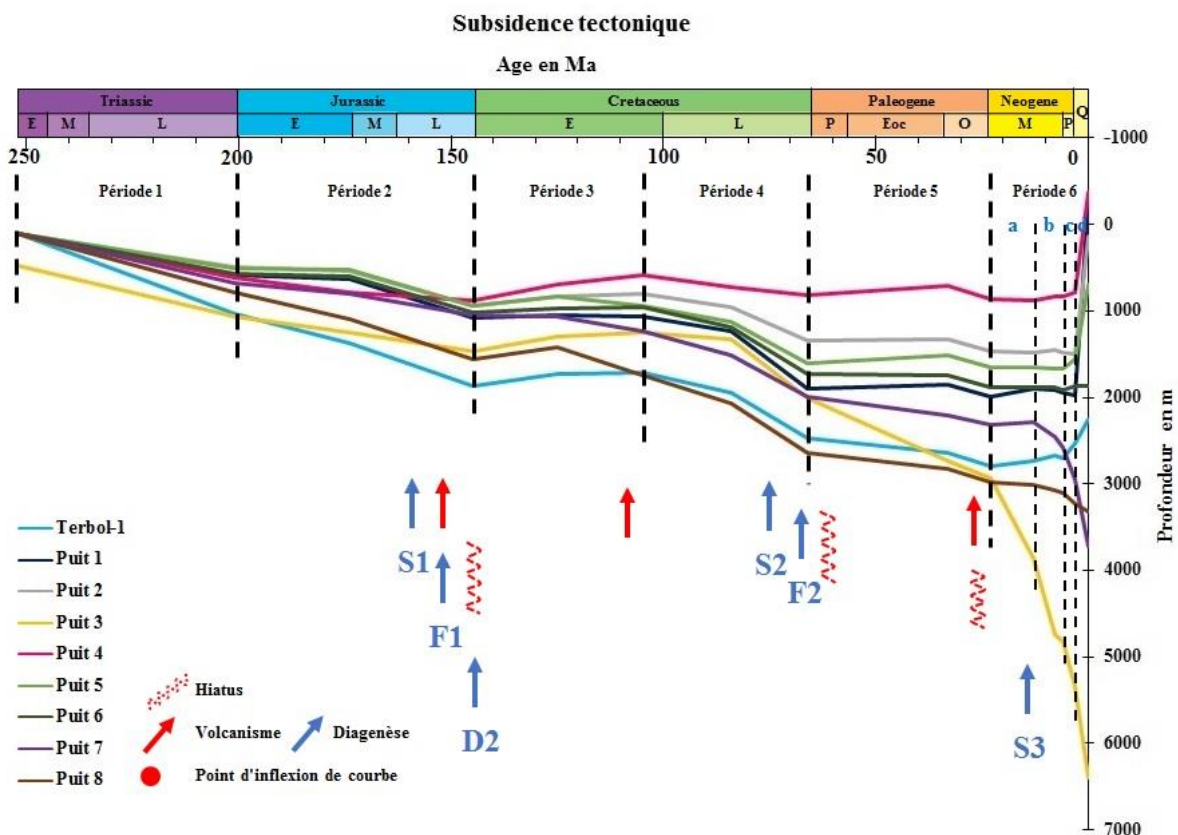


Fig. 74. Courbes de subsidence tectonique établissant la relation entre les phases tectoniques et les phénomènes diagenétiques.

- Période 3, durant le Crétacé Inferieur (145 – 105 Ma) : entre 145 et 125 tous les puits enregistrent des taux de subsidence négatifs (entre -9 et -2 m.Ma⁻¹) Ma indiquant un soulèvement du socle. Entre 125 et 105 Ma, les puits Pt-2, Pt-3 et Pt-4 montrent toujours des valeurs négatives moins accentués (-5 à -2 m.Ma⁻¹) indiquant un soulèvement continue. Les puits Terbol-1, Pt-1 et Pt-6 n'enregistrent aucun changement avec des courbes plates (≈ 0 m.Ma⁻¹). Cependant, les puits Pt-5, Pt-7 et Pt-8 montrent des valeurs positives indiquant la présence d'une subsidence. Cette subsidence est plus marquée au niveau de Pt-8 (≈ 16 m.Ma⁻¹) que les deux autres puits (5 et 9 m.Ma⁻¹).

Ces valeurs négatives, observées entre 145 et 125 Ma sont expliquées par le monter asthénosphérique provoquant le soulèvement majeur observé dans la région. Ceci est accompagné par une activité volcanique généralisée extrusive, par une érosion majeure reconnue à cette période qui élimine une partie de la colonne sédimentaire aidant ainsi le soulèvement du bassin et par le dépôt des séries détritiques dans toute la région. Ceci est rattaché à une période de soulèvement connue dans toute la région. Ce soulèvement est lié au soulèvement du massif arabo-nubien au sud (Walley, 1998), à l'activité volcanique généralisée extrusive mineure du Crétacé Inferieur (Lovelock, 1984; Walley, 1998) et peut-être aussi à l'activité du panache du manteau (Laws and Wilson, 1997).

Entre 125 et 105 Ma, la présence de deux tendances de courbes montre une variation spatiale : la région nord-est est témoin d'un soulèvement qui ralentit alors que la région sud-ouest témoigne d'une subsidence qui s'accélère. Ceci peut être lié au début d'une activité suivant un axe de compression NE-SO.

- Période 4, durant le Crétacé Supérieur (105 – 66 Ma) : tous les puits enregistrent une accélération de la subsidence de 105 à 84 Ma avec des taux de subsidence élevés dans tous les puits (3.4 à 15 m.Ma⁻¹). Dès 84 Ma, des taux de subsidence deviennent plus important (entre 84 et 66 Ma) dans tous les puits (5.1 à 37.7 m.Ma⁻¹).

Les courbes montrent une subsidence forte indiquant une nouvelle phase d'extension tectonique. Cette subsidence est conduite par deux évènements : en premier temps, cette subsidence est associée à un évènement régional correspondant à la collision entre les plaques afro-arabique et eurasiennne, puis la grande accélération entre 84 et 66 Ma peut être associée au début de la déformation de plis l'Arc Syrien vers la fin du crétacé (première phase de sa déformation ; voir Chapitre II.). Cette déformation est marquée par un raccourcissement crustal et une inversion tectonique régionale qui s'étale de l'onshore-actuel de la Syrie au nord vers l'Egypte au sud. Au Liban, la déflexion de l'arc syrien pour accommoder les déformations compressives d'intensités différentes entre la Syrie et l'Egypte, se traduirait par des phénomènes de transtension (localement extensif). Ainsi cette déformation s'exprime plus intensément dans les puits du domaine onshore, et beaucoup moins dans le lointain offshore (**Fig. 75**).

Cette nouvelle phase de subsidence tectonique accentuée crée une grande surface d'accommodation permettant un dépôt sédimentaire épais qui cause la deuxième phase de stylolites de compaction S2. Ainsi, la deuxième phase de fracturation F2 correspond à la réactivation des failles de Mont-Lib permettant ainsi la circulation des fluides diagénétiques qui cause par la suite le remplissage des fractures et de la porosité par des ciments de blocage tardifs (**Fig. 74**).

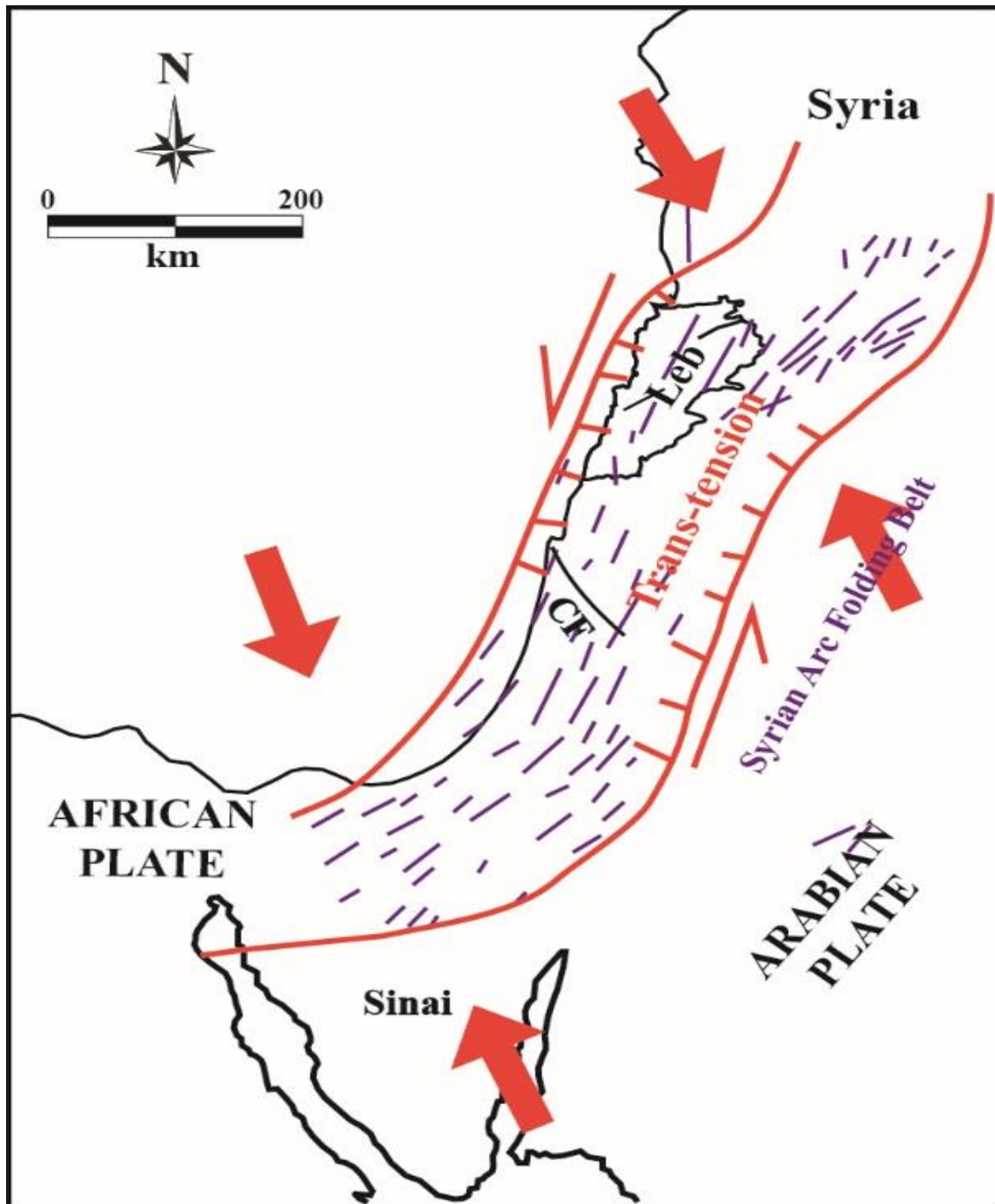


Fig. 75. Phénomène de trans-tension observé dans le bassin libanais permettant l'accommodation de la déformation compressive d'intensité différentes générées par la déformation de l'arc syrien.

- Période 5, durant le Paléogène (66 – 23.04 Ma) : entre 66 et 34 Ma, les courbes dans la zone onshore actuelle enregistrent des taux de surrection avec des valeurs négatives (-1 à -3 $m.Ma^{-1}$) indiquant un soulèvement contre une subsidence modérée par des taux positifs caractérisant la zone côtière-offshore proche (1 à 6 $m.Ma^{-1}$) et plus importante à l'offshore lointain (23 $m.Ma^{-1}$). De 34 à 23 Ma, toutes les courbes (onshore et offshore) enregistrent des taux de subsidence positifs (10 à 18 $m.Ma^{-1}$).

Cette période est associée à la deuxième phase de déformation de l'arc syrien développée pendant le Paléocène et l'Eocène (66 à 34 Ma) caractérisée par des érosions dans le bassin onshore et sur la côte, exprimée par une discordance régionale du Maastrichtien supérieur au

Paléocène inférieur, en lien avec le début de la fermeture de l'Océan Téthys. Ainsi, on note le début de soulèvement du Mont-Liban et des zones dans l'Anti-Liban depuis la fin du Crétacé. Ces événements (développement de l'arc syrien dans l'onshore et exposition de cette zone subissant des érosions) expliquent la différence de comportement enregistrée entre les puits onshore et ceux d'offshore qui continuent leur subsidence liée aux déformations de trans-tension dans cette zone.

Pendant l'Oligocène (34 à 23 Ma), de nombreux plis d'axes NE-SO dans l'onshore et l'offshore témoignent du début de collision et de suture entre la plaque afro-arabique et l'Eurasie (Şengör and Yilmaz, 1981; Beydoun, 1993; Allen et al., 2004; Frizon de Lamotte et al., 2011). Ceci peut expliquer les valeurs positives de la subsidence (9 à 18 m.Ma⁻¹) dans l'ensemble des puits.

- Période 6, depuis le Néogène jusqu'à l'actuelle (23.04 – 0 Ma) :

(a) Entre 23 et 14 Ma, certains puits enregistrent des courbes plates sans activité tectonique majeure. Cependant, les puits Pt-1 et Terbol-1 enregistrent des taux négatifs de surrection (-10 et -7 m.Ma⁻¹ respectivement). Le puit Pt-3 dans l'offshore montre quant à lui un taux extrême de subsidence positive (≈ 100 m.Ma⁻¹).

(b) Puis, entre 14 et 6 Ma, la majorité de puits montrent de faibles taux de subsidence positifs ou négatifs (-4 à 7 m.Ma⁻¹) alors que le puit Pt-3 témoigne d'une accélération de subsidence (≈ 124 m.Ma⁻¹) tandis que les puits d'offshore-proche Pt-7 et Pt-8 commencent à enregistrer des taux positifs de subsidence (38 et 13 m.Ma⁻¹ respectivement).

(c) Entre 6 et 3 Ma, les puits Pt-3, Pt-7 et Pt-8 montrent des accélérations de subsidence (166, 117 et 40 m.Ma⁻¹ respectivement). Les puits côtiers (Pt-6 et Terbol-1) et ceux de l'onshore sud (Pt-4 et Pt-5) commencent à enregistrer des valeurs négatives de surrection (-11 à -51 m.Ma⁻¹). En revanche, l'activité tectonique semble se calmer autour des puits onshore nord (Pt-1 et Pt-2) qui enregistrent une faible subsidence (3 à 8 m.Ma⁻¹).

(d) Enfin, depuis 3 Ma à l'Actuel, les puits onshore montrent des valeurs négatives de surrection (-94 à -741 m.Ma⁻¹), alors que les puits dans l'offshore enregistrent des valeurs positives (29 à 351 m.Ma⁻¹).

Entre 23-14 Ma, le puit Pt-3 dans l'offshore est le premier à enregistrer le mouvement tectonique avant tous les autres puits. Dans l'offshore lointain, la subsidence initie son accélération à partir de 23 Ma jusqu'à l'actuel en enregistrant une subsidence assez forte (**Fig. 76**). Les autres puits n'enregistrent pas à cette même période d'accélération en gardant par un faible effet tectonique. La tectonique commence à se généraliser vers l'est sur les puits offshore-proche entre 14 et 6 Ma. Une différence de subsidence est observée sur la marge entre Pt-6, Pt-7 et Pt-8 ; elle peut être expliquée par une localisation de ces puits de part et d'autre d'effets de failles existantes dans l'offshore qui sont l'extension de celles cartées en onshore : cette localisation des puits en pied/tête de faille permet d'enregistrer plus ou moins la subsidence tectonique causée par le déplacement de ces failles. Puis, à partir de 3 Ma, cet effet s'applique aux puits côtiers et à l'onshore sud où le mouvement tectonique est enregistré par un soulèvement ou une subsidence. Cette dernière période correspond aux derniers 3 Ma qui permettent l'enregistrement complet de ce mouvement tectonique : la zone onshore (Pt-1, Pt-2, Pt-4 et Pt-5) enregistre un soulèvement accentué alors que les puits d'offshore enregistrent une subsidence accentuée.

La période Miocène connaît en effet des événements tectoniques majeurs dans la région. Cette dernière est témoin de la collision de la plaque Arabe et celle de l'Eurasie dans la partie nord entraînant la fermeture de l'Océan Néo-Téthys, ainsi que le rifting et l'ouverture de la Mer Rouge dans la partie sud (voir Chapitre II.). Dans l'offshore, la collision entre l'Arabie et l'Eurasie se fait sentir et induit la scission de la microplaque du Levant. Ceci s'accompagne

par l'approfondissement des bassins (foredeep) offshore (Hawie et al., 2013; Inati et al., 2018). L'ouverture de la mer Rouge se poursuit dans les derniers 20 Ma et provoque une compression régionale aboutissant au soulèvement majeur du pays dans sa zone onshore et créant des foredeeps en zone offshore.

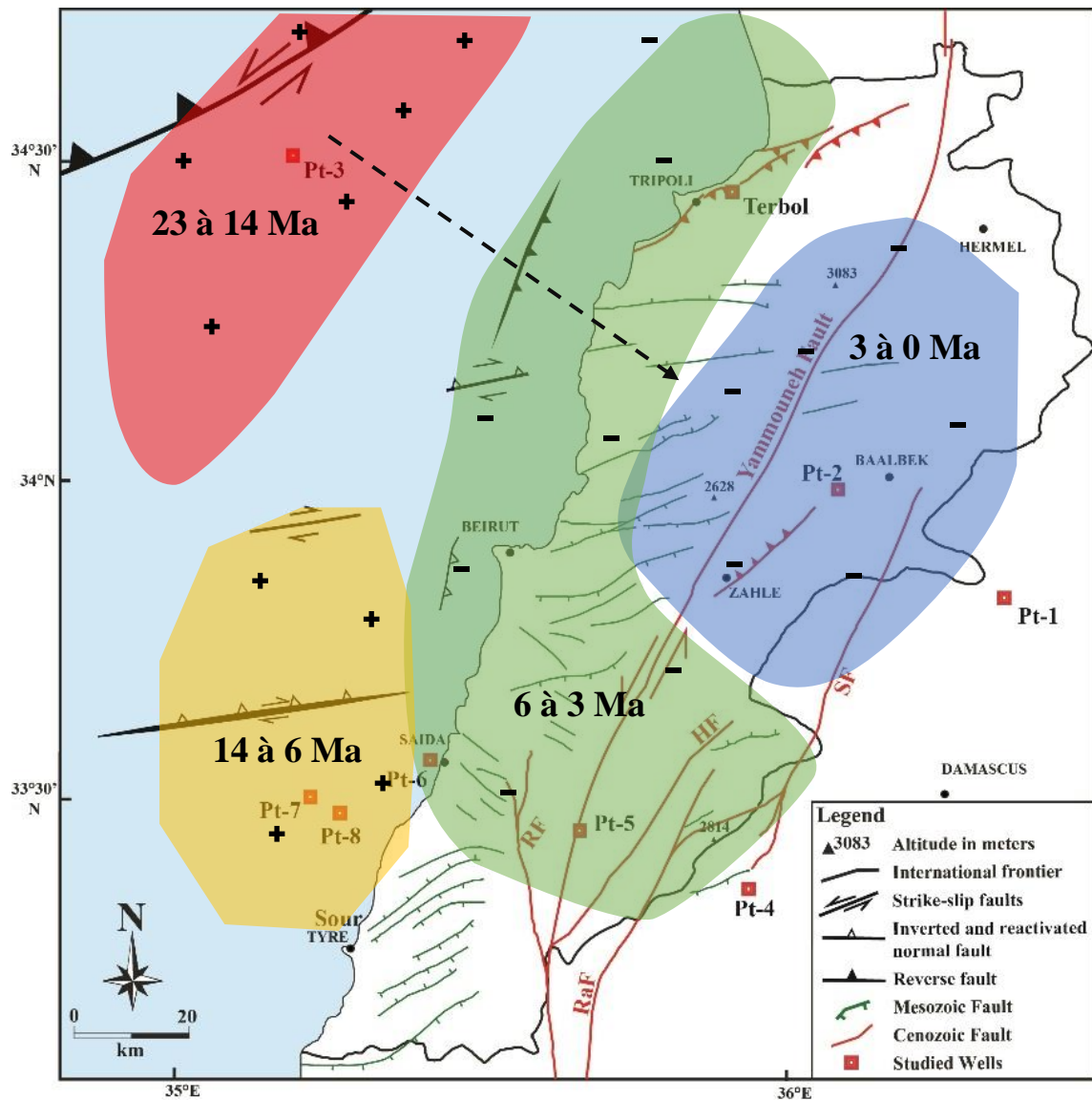


Fig. 76. Direction de l'axe de propagation de la compression de l'ouest vers l'est du Néogène jusqu'à l'actuelle (zone rouge depuis 23 Ma ; zone jaune depuis 14 Ma ; zone verte depuis 6 Ma ; zone bleue depuis 3 Ma ; (-) perte de subsidence et (+) gain de subsidence).

Ces deux types de phénomènes se traduisent par des tendances différentes observées dans les puits selon leur position de l'onshore à l'offshore. Ceux dans l'onshore montrent un soulèvement intense contre un enfouissement intense dans l'offshore. Ces deux comportements sont contrôlés par une phase tectonique transpressive régionale. Cette phase entraîne l'élévation majeure des chaînes de montagnes libanaises mais aussi l'approfondissement du bassin du Levant offshore.

Par ailleurs, l'analyse des courbes de subsidence durant cette période Néogène montre que la formation de ces foredeep/forebulges se réalise de manière progressive dans le temps en différentes étapes. Quatre zones distinctes montrent la propagation de cette histoire de l'ouest

vers l'est où elle est enregistrée tout d'abord dans l'offshore lointain sous forme d'une subsidence accentuée puis dans la zone offshore-côtière et enfin dans la zone onshore sous forme d'un soulèvement grâce à une flexion lithosphérique à ce niveau (Dubertret, 1975; Walley, 2001).

Les différents puits montrent des courbes de subsidence tectonique typique qui enregistrent l'effet d'un rifting suivi par un post-rift. La forme presque identique observée fait rappeler au bassin généré dans des conditions extensives. Dans les 6 derniers millions d'année, une inversion remarquable et accentuée est enregistrée montrant deux formes d'évolution entre onshore et offshore. Dans l'onshore, cet événement se traduit par une orogénèse produisant les deux grandes structures du Liban (Mont Liban et Anti-Liban). Dans l'offshore, ceci se traduit par des bassins compressifs avec des courbes convexes accentuées typiques des bassins foreland. Ainsi, deux histoires géodynamiques différentes peuvent être établies entre l'onshore et l'offshore dans les 20 derniers Ma.

Cette compression est traduite dans la région de bassin libanais par des stylolites de compression S3 qui semblent être la dernière phase diagénétique observée dans cette série jurassique accompagnée ou non (??) par une autre phase de réactivation des failles du SFML.

4 Révision de l'histoire diagénétique

L'étude de la subsidence tectonique permet de dater certains événements et donc de donner un âge géologique à ces événements (**Fig. 77**).

La micritisation est un phénomène assez précoce généralement produite directement après le dépôt de sédiments. Ceci permet d'attribuer à cette phase diagénétique le même âge de celui de dépôt de la formation de Kesrouane jurassique. Comme l'analyse des isotopes strontium a montré, l'âge des séries les plus anciennes est daté de Pleinsbachien (Jurassique Inférieur). Ainsi, on attribue à la phase cette de micritisation un âge de Jurassique Inférieur.

La première phase de fracturation correspond à l'activation des fractures de système de failles de Mont-Liban (SFML). Cette phase de fracturation est datée au fin Jurassique / début Crétacé dont elle est attribuée au soulèvement asthénosphérique provoquant le réajustement des blocs (bloc tiltés). Cette phase d'activation est suivie par une dolomitisation associée en même temps à un volcanisme de fin jurassique.

La deuxième phase de fracturation correspond à la réactivation de ces failles (SFML). Conduit par la première phase de fracturation de l'Arc Syrien, cette phase est datée fin crétacé/début paléogène.

La phase de stylolitisation S3, qui correspond à une stylolite de compression, est post les deux phases de fracturation. Par la suite, cette phase ne peut être associée qu'à la phase d'inversion tectonique au Néogène.

Ainsi, l'enchaînement de ces événements permet d'attribuer une chronologie géologique plus précise et d'ajuster les événements diagénétiques en fonction du temps géologique et des événements tectoniques qu'a subi le bassin libanais.

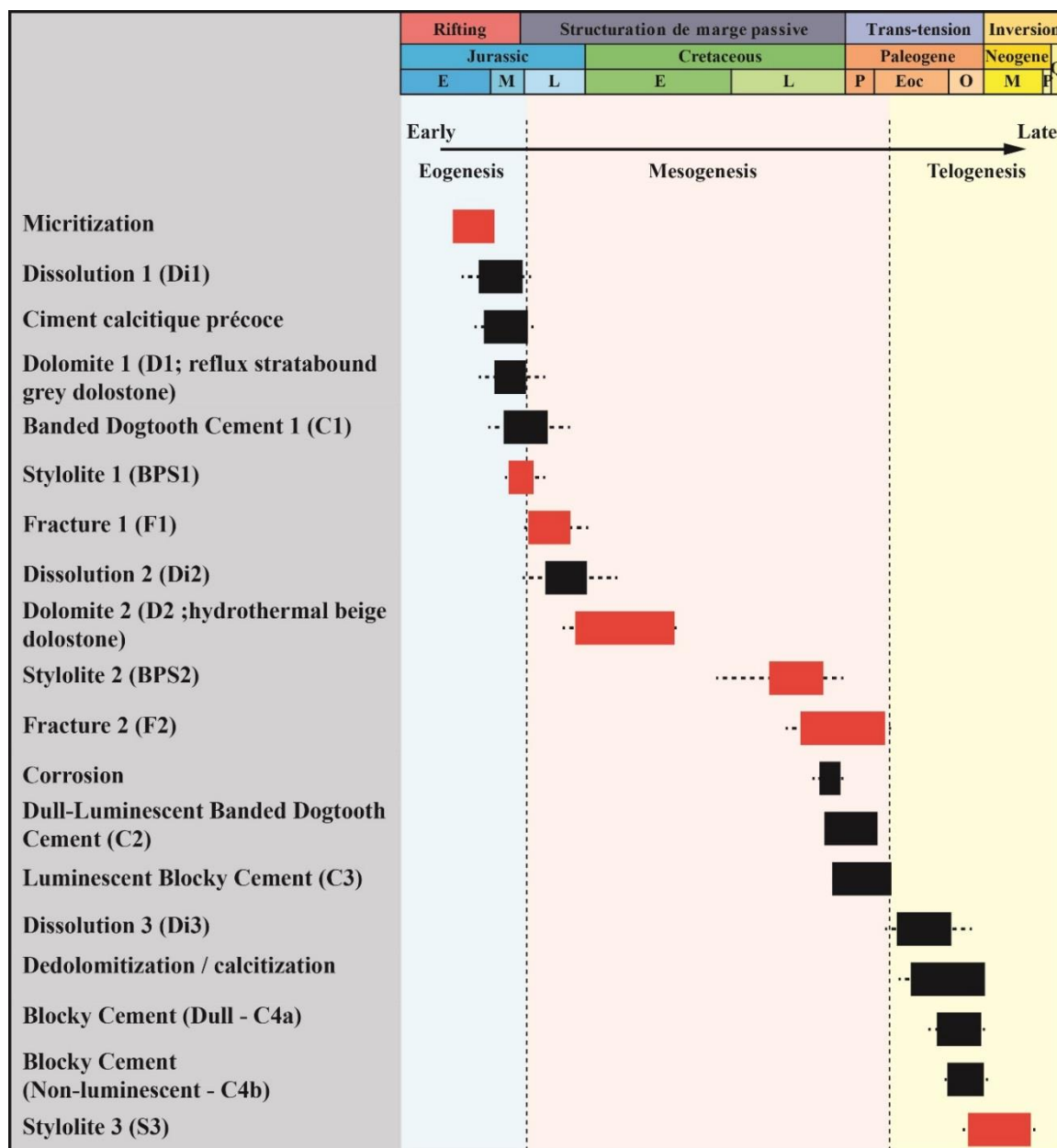


Fig. 77. Séquence proposée des événements diagénétiques de la formation de Kesrouane jurassique exposés dans la région de Nahr Ibrahim en fonction du temps géologique. Les phases en rouge correspondent à des phases clés dans la détermination des âges relatifs des différentes phases. Voir le texte pour plus de détails (compilation des observations en pétrographiques combiné avec les travaux de Nader and Swennen, 2004a; Nader et al., 2004, 2007).

5 Perspective

L'étude de la subsidence 1D tectonique a permis de comprendre l'histoire géodynamique de la génération du bassin libanais ainsi d'enregistrer la différence observée entre l'onshore et l'offshore. De cette étape, l'étude de la thermicité semble un acteur important qui permet de mieux comprendre les contrôles tectoniques et thermiques sur la création d'espace d'accommodation pour le dépôt de sédiments. En plus, l'étude de la thermicité semble un facteur important dans l'étude d'un système pétrolier. Une telle étude permet de modéliser et le temps de maturité des kérogènes d'une roche mère potentielle et ainsi de déterminer le moment de la génération et de l'expulsion d'hydrocarbures.

Chapitre VII. Conclusion et perspectives

Ce travail de thèse a permis de retracer le développement du bassin libanais et d'identifier un rôle majeur joué dans le contrôle de l'enregistrement sédimentaire par le système de failles de Mont Liban ENE-OSO dans la région occidentale du Mont Liban, qui sont initialement des failles normales d'âge mésozoïque réactivées au Crétacé Supérieur durant la deuxième phase d'activation de l'Arc Syrien plutôt que lors de l'inversion du bassin au Miocène marquée par des stylolites de compression. Le couplage d'analyses sédimentaires, pétrographiques, géochimiques, de modélisation 3D et de calculs de subsidence tectoniques a permis de mieux comprendre la genèse et l'évolution du bassin sédimentaire onshore du Liban, et plus particulièrement de mieux comprendre les différents processus de sédimentation et de diagenèse d'une période clé à l'initiation du bassin, la formation jurassique de Kesrouane.

Allant d'un contexte régional, la modélisation 3D a permis la visualisation de l'extension spatiale des dépôts sédimentaires dans le bassin libanais à différentes époques dès le Trias jusqu'à l'Actuel. De même, ce modèle a permis de comprendre le contrôle tectonique qu'a subi ce bassin durant les différents épisodes de fracturation commençant par le jeu de système de failles de Mont-Liban d'orientation ENE-OSO et terminant par le système de failles du Levant (LFS) au Miocène. Le LFS est constitué de plusieurs failles traversant le bassin sédimentaire (principalement la faille de Yammouneh) et est accompagné par la réactivation des failles normales mésozoïques. Ce système continue son activité à l'actuel grâce à la compression régionale liée à l'ouverture continue de la Mer Rouge au sud de la plaque arabe et la rotation de cette dernière. Ce système, exprimé essentiellement par la faille de Yammouneh qui coupe le pays de sud au nord, joue un rôle important dans la compartimentalisation du pays et permet d'attribuer deux histoires géodynamiques et sédimentaires différentes : l'une à l'ouest de la faille de Yammouneh comprenant le Mont-Liban et l'autre à l'est avec la vallée de Beqaa et le Mont Anti-Liban qui partagent une même histoire commune d'ailleurs au bassin sud-Syrie. La faille de Serghaya, branche importante de la LFS, semble avoir un rôle secondaire dans cette compartimentalisation géodynamique et sédimentaire. Toutefois elle est très active au Miocène et sépare la Beqaa du Mont Anti-Liban dans la partie sud. La cartographie du Trias issue du modèle 3D permet de conclure qu'il n'existe pas de séries anté-Jurassique à l'affleurement sur le territoire libanais. Les séries triasiques restent à une profondeur minimale de 1000 m de la surface dans le cœur du Mont Anti-Liban et au sud du Mont-Liban. En fin, l'approche modélisatrice intégrant l'ensemble des données géoscientifiques publiées permet de définir un système pétrolier complet et semble mettre en évidence que tous les éléments constitutifs sont présents.

Cette thèse a permis également de montrer l'importance de système de failles de Mont-Liban dans la compréhension globale de la géodynamique du Liban. Une étude de terrain sur la faille Chouane, une de ces failles dans la région de Nahr Ibrahim, par une approche sédimentaire, géochimique et diagénétique a été réalisée à partir de trois coupes stratigraphiques dans la formation jurassique de Kesrouane. L'étude faciologique/microfaciologique sur ces trois coupes a permis d'identifier huit types de litho-faciès qui ont été rattachés à des processus hydrodynamiques et biologiques en contexte marin carbonaté péritidal, permettant ainsi de proposer un modèle de dépôts pour le Jurassique libanais : offshore supérieur, shoreface, shoal, lagon et tidal flat, caractéristique d'un environnement de dépôt de rampe carbonatée légèrement inclinée protégée par des barres constituées de péloïdes.

Ce travail sédimentaire a été complété par une étude diagénétique. Ainsi, l'observation des lames minces en lumière naturelle et sous cathodoluminescence a permis de déterminer cinq phases de cimentations calcitiques, deux phases de dolomitisation, deux phases de fracturation, trois phases de stylolitisation, deux phases de dissolution, et une de dé-dolomitisation. Ces

observations recoupées avec la littérature ont permis de reconstituer une histoire diagénétique de la formation de Kesrouane en déterminant une succession relative des différentes phases diagénétiques. La première phase de fracturation F1 décrite peut-être attribuée à la genèse des failles normales mésozoïques observées dans le Mont-Liban, générant par ailleurs une dissolution suivie d'une dolomitisation d'origine hydrothermale. L'histoire diagénétique est parfaitement calée également à l'analyse de bassin via l'analyse des courbes de subsidence tectonique. Également, l'étude chimio-stratigraphique réalisée sur les échantillons des trois sections de Nahr Ibrahim, a permis de déterminer des âges absolus sur les différentes coupes stratigraphiques. Après une étude isotopique (oxygène, carbone) menée pour caractériser l'intensité de la diagenèse, une étude isotopique du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a été réalisée pour déterminer les âges au niveau des différentes coupes. Les résultats isotopiques donnent pour les séries les plus anciennes, des âges Pliensbachien (188.65-190.25 Ma) pour la base de série jurassique au fond du vallée jusqu'à des âges Bajocien-Bathonien pour le plus récent. Les datations isotopiques sur les trois coupes ont permis de caractériser la faille de Nahr Ibrahim et d'estimer l'intensité du rejet vertical d'au moins 800 m. Ceci a été estimé par corrélation entre les trois coupes et sur la base de leurs localisations respectives de part et d'autre de la faille, mettant en évidence le rôle important joué par cette famille de failles dans le Mont-Liban pour la compréhension global de l'accommodation de la déformation générale en contexte extensif lors du rifting, puis en contexte compressif, lors de l'inversion au Cénozoïque.

Cette modélisation régionale et étude locale, ont été complétées par une étude complète de la subsidence du bassin libanais calculée sur plusieurs puits du nord au sud, de l'offshore à l'Est du pays, afin de comprendre l'évolution tectonique de ce bassin et le contrôle de celle-ci sur l'enregistrement sédimentaire méso-cénozoïque. L'analyse du bassin permet ainsi d'identifier les épisodes clés tectoniques d'accélération de la subsidence ou de surrection, et ont pu être identifiées pour chacune aux événements géodynamiques majeurs reconnus dans la région est-méditerranéenne.

Tout d'abord, il est important de noter que l'analyse de la subsidence semble montrer que le bassin onshore a un comportement général classique de bassin extensif (type rift) au Mésozoïque qui s'inverse au Cénozoïque, alors que l'offshore étudié montre, quant à lui par sa forme, une évolution typique des bassins compressifs (type foredeep) dès le Crétacé jusqu'à l'Actuel.

Pour l'ensemble du bassin, durant le Trias-Jurassique, la région fut témoin d'un rifting principal qui a permis une accélération de la subsidence tectonique importante au niveau du bassin libanais créant ainsi un grand espace d'accommodation pour le dépôt sédimentaire. A la transition Jurassique-Crétacé, un soulèvement majeur, en lien avec probablement une remontée asténosphérique en lien avec le stade de marge passive de la Téthys, provoque l'exposition du bassin sédimentaire libanais accompagnée par un hiatus sédimentaire puis un retour avec des dépôts siliciclastiques à la fin de Crétacé Inférieur. Une nouvelle phase d'extension tectonique apparaît au Crétacé Supérieur se notant par une accélération de la subsidence partout dans le pays. Nous pouvons rattacher cette création d'espace d'accommodation en contexte local extensif, par une accommodation de la première phase de déformation de l'arc syrien marqué par un raccourcissement crustal d'intensité différentielle dans la région entre la Syrie au nord et l'Égypte au sud. Le Liban serait alors en trans-tension.

Une deuxième phase de déformation de l'Arc syrien au Paléogène est enregistrée dans le bassin libanais et se traduit par le soulèvement du Mont-Liban et des zones dans l'Anti-Liban. Ce soulèvement est accompagné par une érosion ou un hiatus assez homogène dans le pays qui ne permet d'ailleurs pas quantifier l'intensité de celle-ci par des profils d'érosion différentielle. Du

Néogène à l'actuel, la fermeture de l'océan Néo-Téthys et l'ouverture de la mer Rouge ont provoqué un effet tectonique majeur provoquant une subsidence importante dans l'offshore (comportement de foredeep) contre un soulèvement majeur dans la zone onshore (inversion du bassin). Cette dernière phase a la particularité de montrer un décalage spatial (d'Ouest en Est) et temporel. Les courbes de subsidence enregistrent cette phase dans la zone offshore dès 24 Ma, puis la zone côtière vers 14-8 Ma, alors les régions internes et orientales de l'onshore (Beqaa et est du Mont Anti-Liban) signalent cette déformation vers 3 Ma.

Le croisement de l'étude de la subsidence tectonique avec l'étude de différentes phases diagénétique permet de montrer l'effet géodynamique et tectonique de la région sur l'histoire diagénétique de la formation de Kesrouane jurassique permettant par la suite de caler cette histoire sur le temps géologique.

Ainsi, cette thèse aura permis de mieux comprendre l'histoire géodynamique du Liban, ses relations avec la géodynamique méditerranéenne et la géodynamique syrienne. L'offshore (Bassin du Levant) débute avec une histoire téthysienne puis enregistre un remplissage sédimentaire typique d'un bassin compressif dès le Crétacé, alors que l'onshore (Liban) semble débiter et poursuivre une évolution téthysienne depuis une période de rifting au Trias-Jurassique jusqu'à une inversion au Miocène. Le Crétacé Supérieur est une période charnière dans la région, avec localement au Liban l'enregistrement d'un contexte extensif que nous attribuons à une accommodation des déformations différentielles compressives de l'Arc syrien. La diagénèse permet aussi de mettre en évidence ces différentes étapes clés géodynamiques.

Cette étude multidisciplinaire a permis de répondre à plusieurs questions scientifiques mais elle a aussi évidemment permis de dégager plusieurs points qu'il serait particulièrement intéressant d'étudier dans le futur :

- 1- **Etude structurale de la faille** : pour mieux caractériser ce type de faille, une étude microstructurale sur le terrain pourrait permettre de détailler la cinématique de ces dernières, quantifier peut-être aussi leur rejet. Cette étude pourrait être portée sur plusieurs failles dans toute la région, du nord au sud pour, par ailleurs, essayer d'établir un lien, une connexion avec celles reconnues en analyse sismique, dans la zone offshore. Il pourrait également être intéressant d'étudier dans l'offshore les systèmes structuraux secondaires et la fracturation associée à ce système de failles mésozoïques réactivées ENE-OSO afin de cibler peut-être de nouvelles zones/pièges pétrolières dans l'offshore. Ces failles peuvent avoir jouées un rôle important dans les systèmes pétroliers par la circulation d'hydrocarbures ou par la compartimentalisation, voire la génération de nouveaux pièges pétroliers.
- 2- **Modélisation de thermicité** : l'étude de la subsidence 1D tectonique constitue la première étape de l'étude d'un bassin sédimentaire. Ce travail doit être continué en réalisant des coupes 2D pour mieux apprécier la variabilité régionale et affiner cette migration d'Ouest en Est de la déformation que nous observons au Miocène. Par la suite l'étude pourrait se focaliser sur la subsidence thermique afin de comprendre d'une part le rôle des processus lithosphériques dans l'histoire géodynamique du Liban, et d'autre part prolonger le travail de modélisation pour développer un modèle de thermicité dans l'idée de caractériser la maturation des hydrocarbures dans la région. Le travail de terrain réalisé n'a pas permis d'échantillonner les-roches mères potentielles de matière organique suffisante afin de réaliser les analyses et interprétations nécessaires concernant la nature et la maturité des kérogènes. Cette analyse thermique, intégrée à la

modélisation, permettra d'étudier la thermicité du bassin sédimentaire et de déterminer le moment de la génération, de l'expulsion et du piégeage potentiel des hydrocarbures.

- 3- **Etude diagénétique avancé** : pour mieux définir les différentes phase diagénétiques rencontrées (intensité et calendrier des évènements), il serait opportun de compléter l'étude diagénétique par trois études complémentaires : 1) un échantillonnage supplémentaire auquel on ajouterait une technique de coloration de Dickson (1965) pour mieux identifier les différents type de carbonates; 2) une analyse géochimique isotopique ^{13}C et ^{18}O à l'échelle des différentes phases de cimentation afin de caractériser ces cimentations rencontrées; et 3) une datation U/Pb par analyse LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) de ces différentes phases de cimentation. L'ensemble des informations permettrait de proposer un calendrier précis de la formation des différents ciments et de préciser le calendrier diagénétique proposé dans cette thèse.
- 4- **Etude des inclusions fluides** : enfin, si des études d'inclusions fluides ont déjà été réalisées sur les dolomites (grises, beiges et dans les fractures) pour étudier les températures d'homogénéisation (TH) et le taux de salinité (wt% NaCl) (Nader et al., 2004, 2006, 2007), il serait judicieux de réitérer et d'amplifier ces analyses pour caractériser thermo-barométriquement les phases d'enfouissement et de surrection du bassin. Les études déjà réalisées se sont focalisées sur l'origine et la nature des fluides qui ont permis cette dolomitisation et donc d'associer les phénomènes et les environnements convenables. Cependant, il serait judicieux aussi d'étudier les inclusions de fluide d'hydrocarbures dans la calcite afin de mieux comprendre le système pétrolier dans son intensité et dans la datation relative des évènements. Une analyse couplée d'inclusions fluides aqueuses et hydrocarbonées co-génétiques permettrait de proposer des conditions de température et de pression de piégeage. Une comparaison avec les valeurs dans un trajet P-T des formations hôtes déduites des courbes de subsidences permettrait de commenter l'histoire de circulation de ces fluides à l'instar de Elias-Bahnan et al. (2021) par exemple. De même, l'analyse des températures d'homogénéisation d'inclusions fluides permet d'avoir accès à une information complète sur les conditions barométriques (c'est-à-dire connaître les phases d'enfouissement et de surrection), permettant ainsi de quantifier les phases d'érosions encore mal connues en termes d'intensité (fin Jurassique et fin Crétacé).

References

- Abdel-Rahman, A.-F.M., and Nader, F.H., 2002, Characterization of the Lebanese Jurassic-Cretaceous carbonate stratigraphic sequence: a geochemical approach: *Geological Journal*, v. 37, p. 69–91, doi:10.1002/gj.902.
- Abdel-Rahman, A.-F.M., and Nassar, P.E., 2004, Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon: *Geological Magazine*, v. 141, p. 545–563, doi:10.1017/S0016756804009604.
- Abou Romieh, M., Westaway, R., Daoud, M., and Bridgland, D.R., 2012, First indications of high slip rates on active reverse faults NW of Damascus, Syria, from observations of deformed Quaternary sediments: Implications for the partitioning of crustal deformation in the Middle Eastern region: *Tectonophysics*, v. 538–540, p. 86–104, doi:10.1016/j.tecto.2012.03.008.
- Agard, P., Jolivet, L., Vrielynck, B., Burov, E., and Monie, P., 2007, Plate acceleration: the obduction trigger? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 258, p. 428–441.
- Akiva, F., Amnon, R., Shulamit, L.-B., and Avraham, H., 1986, Relative sea level changes during the Cretaceous in Israel: *AAPG bulletin*, v. 70, p. 1685–1699.
- Al Ameri, T.K., Najaf, A., Zumberge, J., and Brown, S., 2006, Petroleum potential and oil correlation of the Middle Jurassic Sargelu Formation, Iraq, *in* AAPG conference, Houston, Texas (Poster),.
- Al-Ameri, T.K., Al-Ahmed, A.A., Zumberge, J., and Pitman, J., 2008, Hydrocarbon potential of the Middle Jurassic Sargelu Formation, Zagros Fold Belt, northern Iraq, *in* GEO 2008, European Association of Geoscientists & Engineers, p. cp-246.
- Allen, P.A., and Allen, J.R., 2013, *Basin analysis: principles and application to petroleum play assessment*: Chichester, West Sussex, UK, Wiley-Blackwell, 619 p.
- Allen, M., Jackson, J., and Walker, R., 2004, Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates: *Tectonics*, v. 23.
- Almeras, Y., and Mouty, M., 2001, Les brachiopodes du Jurassique de Syrie: *Revue de paléobiologie*, v. 20, p. 9–17.
- Al-Saad, D., Sawaf, T., Gebran, A., Barazangi, M., Best, J., and Chaimov, T., 1992, Crustal structure of central Syria: The intracontinental Palmyride mountain belt:
- Alsharhan, A.S., 2003, Petroleum geology and potential hydrocarbon plays in the Gulf of Suez rift basin, Egypt: *AAPG bulletin*, v. 87, p. 143–180.
- Alsharhan, A.S., and Salah, M.G., 1996, Geologic setting and hydrocarbon potential of north Sinai, Egypt: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 44, p. 615–631.
- Amieux, P., 1982, Cathodoluminescence: method of sedimentological study in carbonates: *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*;(France), v. 6.
- Amthor, J.E., Mountjoy, E.W., and Machel, H.G., 1993, Subsurface dolomites in Upper Devonian Leduc Formation buildups, central part of Rimbey-Meadowbrook reef trend, Alberta, Canada: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 41, p. 164–185.
- Bache, F. et al., 2012, A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis: *Basin Research*, v. 24, p. 125–153, doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00521.x.

- Baker, J., Snee, L., and Menzies, M., 1996, A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 138, p. 39–55.
- Barazangi, M., Seber, D., Chaimov, T., Best, J., Litak, R., Al-Saad, D., and Sawaf, T., 1993a, Tectonic Evolution of the Northern Arabian Plate in Western Syria, *in* Boschi, E., Mantovani, E., and Morelli, A. eds., *Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region*, Dordrecht, Springer Netherlands, p. 117–140, doi:10.1007/978-94-011-2016-6_5.
- Barazangi, M., Seber, D., Chaimov, T., Best, J., Litak, R., Al-Saad, D., and Sawaf, T., 1993b, Tectonic Evolution of the Northern Arabian Plate in Western Syria, *in* Boschi, E., Mantovani, E., and Morelli, A. eds., *Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region*, Dordrecht, Springer Netherlands, p. 117–140, doi:10.1007/978-94-011-2016-6_5.
- Barnaby, R.J., and Rimstidt, J.D., 1989, Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 795–804.
- Barrier, E., Machhour, L., and Blaizot, M., 2014, Petroleum Systems of Syria, *in* Marlow, L., Kendall, C.C.G., and Rose, L.A. eds., *Memoir 106: Petroleum Systems of the Tethyan Region*, AAPG, doi:10.1306/13431862M1063612.
- Bartol, J., and Govers, R., 2009, Flexure due to the Messinian-Pontian sea level drop in the Black Sea: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 10.
- Basson, P.W., and Edgell, H.S., 1971, Calcareous algae from the Jurassic and Cretaceous of Lebanon: *Micropaleontology*, v. 17, p. 411, doi:10.2307/1484871.
- Bathurst, R.G.C., 1966, Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites: *Geological Journal*, v. 5, p. 15–32.
- Bayer, H.-J., Hötzl, H., Jado, A.R., Röscher, B., and Voggenreiter, W., 1988, Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin: *Tectonophysics*, v. 153, p. 137–151.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., and Siena, F., 2009, Continental Flood Basalts and Mantle Plumes: a Case Study of the Northern Ethiopian Plateau: *Journal of Petrology*, v. 50, p. 1377–1403, doi:10.1093/petrology/egp024.
- Bein, A., Feinstein, S., Aizenshtat, A., and Weiler, Y., 1984, Potential source rocks in Israel: a geochemical evaluation: *Rep.*, v. 84, p. 15.
- Bein, A., and Gvirtzman, G., 1977, A Mesozoic fossil edge of the Arabian plate along the Levant coastline and its bearing on the evolution of the Eastern Mediterranean, *in* *Structural history of the Mediterranean basins*, Editions Technip Paris, p. 95–110.
- Bein, A., and Soffer, Z.V.I., 1987, Origin of oils in Helez region, Israel—implications for exploration in the eastern Mediterranean: *AAPG bulletin*, v. 71, p. 65–75.
- Ben-Avraham, A., 1976, THE STRUCTURE AND TECTONIC SETTING OF THE LEVANT CONTINENTAL MARGIN EASTERN MEDITERRANEAN.:
- Ben-Avraham, Z., Ginzburg, A., Makris, J., and Eppelbaum, L., 2002, Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean: *Tectonophysics*, v. 346, p. 23–43.
- Benjamini, C., DRUCKMAN, Y., and ZAK, I., 1993, Depositional cycles in the Ramon Group (Triassic), Makhtesh Ramon: *Israel Journal of Earth-Sciences*, v. 42, p. 115–124.

- Bernoulli, D., 1980, Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation:
- Berra, F., Angiolini, L., and Muttoni, G., 2014, The Evolution of the Tethys Region throughout the Phanerozoic: A Brief Tectonic Reconstruction, *in* Marlow, L., Kendall, C.C.G., and Rose, L.A. eds., Memoir 106: Petroleum Systems of the Tethyan Region, AAPG, doi:10.1306/13431840M1063606.
- Berra, F., and Carminati, E., 2009, Subsidence history from a backstripping analysis of the Permo-Mesozoic succession of the Central Southern Alps (Northern Italy): Subsidence history from backstripping analysis: Basin Research, p. no-no, doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00453.x.
- Bertoni, C., Cartwright, J., and Hermanrud, C., 2013, Evidence for large-scale methane venting due to rapid drawdown of sea level during the Messinian Salinity Crisis: *Geology*, v. 41, p. 371–374, doi:10.1130/G33987.1.
- Best, J.A., Barazangi, M., Al-Saad, D., Sawaf, T., and Gebran, A., 1990, Bouguer gravity trends and crustal structure of the Palmyride Mountain belt and surrounding northern Arabian platform in Syria: *Geology*, v. 18, p. 1235–1239.
- Best, J.A., Barazangi, M., Al-Saad, D., Sawaf, T., and Gebran, A., 1993, Continental margin evolution of the northern Arabian platform in Syria: *AAPG bulletin*, v. 77, p. 173–193.
- Beydoun, Z.R., 1991, Arabian plate hydrocarbon geology and potential:
- Beydoun, Z.R., 1999, Evolution and development of the Levant (Dead Sea Rift) Transform System: A historical-chronological review of a structural controversy: Geological Society, London, Special Publications, v. 164, p. 239–255, doi:10.1144/GSL.SP.1999.164.01.12.
- Beydoun, Z.R., 1993, Evolution of the northeastern Arabian plate margin and shelf: Hydrocarbon habitat and conceptual future potential: *Revue de l'Institut français du pétrole*, v. 48, p. 311–345.
- Beydoun, Z.R., 1977a, Petroleum Prospects of Lebanon: Reevaluation: *AAPG Bulletin*, v. 61, doi:10.1306/C1EA3BF4-16C9-11D7-8645000102C1865D.
- Beydoun, Z.R., 1981, Some open questions relating to the petroleum prospects of Lebanon*: *Journal of Petroleum Geology*, v. 3, p. 303–314, doi:10.1111/j.1747-5457.1981.tb00932.x.
- Beydoun, Z.R., 1977b, The Levantine Countries: The Geology of Syria and Lebanon (Maritime Regions), *in* Nairn, A.E.M., Kanes, W.H., and Stehli, F.G. eds., *The Ocean Basins and Margins*, Boston, MA, Springer US, p. 319–353, doi:10.1007/978-1-4684-3036-3_8.
- Beydoun, Z.R., and Habib, J.G., 1995a, LEBANON REVISITED: NEW INSIGHTS INTO TRIASSIC HYDROCARBON PROSPECTS: *Journal of Petroleum Geology*, v. 18, p. 75–90, doi:10.1111/j.1747-5457.1995.tb00742.x.
- Beydoun, Z.R., and Habib, J.G., 1995b, Lebanon revisited: new insights into Triassic hydrocarbon prospects: *Journal of Petroleum Geology*, v. 18, p. 75–90, doi:10.1111/j.1747-5457.1995.tb00742.x.
- Biju-Duval, B., and Dercourt, J., 1980, Les bassins de la Méditerranée orientale représentent-ils les restes d'un domaine océanique, la Mésogée, ouvert au Mésozoïque et distinct de la Téthys? *Bulletin de la société Géologique de France*, v. 7, p. 43–60.
- Boggs, S., and Krinsley, D., 2006, Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks: Cambridge University Press.
- Bond, G.C., and Kominz, M.A., 1984, Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of

- breakup, and crustal thinning: *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 155, doi:10.1130/0016-7606(1984)95<155:COTSCF>2.0.CO;2.
- Bosworth, W., Huchon, P., and McClay, K., 2005, The red sea and gulf of aden basins: *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, p. 334–378.
- Bou Daher, S., Ducros, M., Michel, P., Hawie, N., Nader, F.H., F.H., and Littke, R., 2016, 3D thermal history and maturity modelling of the Levant Basin and its eastern margin, offshore–onshore Lebanon: *Arabian Journal of Geosciences*, v. 9, p. 440, doi:10.1007/s12517-016-2455-1.
- Bou Daher, S., Nader, F.H., F.H., Müller, C., and Littke, R., 2015, Geochemical and petrographic characterization of Campanian–Lower Maastrichtian calcareous petroleum source rocks of Hasbaya, South Lebanon: *Marine and Petroleum Geology*, v. 64, p. 304–323, doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.03.009.
- Bou Daher, S., Nader, F.H., F.H., Strauss, H., and Littke, R., 2014, Depositional environment and source-rock characterisation of organic-matter rich upper Santonian - upper Campanian carbonates, northern Lebanon: *Journal of Petroleum Geology*, v. 37, p. 5–24, doi:10.1111/jpg.12566.
- BouDagher-Fadel, M., and Clark, G.N. Stratigraphy, paleoenvironment and paleogeography of Maritime Lebanon: a key to Eastern Mediterranean Cenozoic history: , p. 39.
- Boulin, J., 1988, Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions: *Tectonophysics*, v. 148, p. 253–278, doi:10.1016/0040-1951(88)90134-5.
- Bowman, S.A., 2011, Regional seismic interpretation of the hydrocarbon prospectivity of offshore Syria: *GeoArabia*, v. 16, p. 95–124.
- Brew, G., Barazangi, M., Al-Maleh, A.K., and Sawaf, T., 2001a, Tectonic and geologic evolution of Syria: *GeoArabia*, v. 6, p. 573–616.
- Brew, G., Litak, R., Seber, D., Barazangi, M., Sawaf, T., and Zaza, T., 1997, Summary of the geological evolution of Syria through geophysical interpretation: Implications for hydrocarbon exploration:
- Brew, G., Lupa, J., Barazangi, M., Sawaf, T., Al-Imam, A., and Zaza, T., 2001b, Structure and tectonic development of the Ghab basin and the Dead Sea fault system, Syria: *Journal of the Geological Society*, v. 158, p. 665–674, doi:10.1144/jgs.158.4.665.
- Brunetti, M., Vérard, C., and Baumgartner, P.O., 2015, Modeling the Middle Jurassic ocean circulation: *Journal of Palaeogeography*, v. 4, p. 371–383, doi:10.1016/j.jop.2015.09.001.
- Buchbinder, B., and le Roux, J.P., 1993, Inner platform cycles in the Ardon Formation: lower Jurassic, southern Israel: *Israel journal of earth-sciences*, v. 42, p. 1–16.
- Buchbinder, B., and Zilberman, E., 1997, Sequence stratigraphy of Miocene-Pliocene carbonate-siliciclastic shelf deposits in the eastern Mediterranean margin (Israel): effects of eustasy and tectonics: *Sedimentary Geology*, v. 112, p. 7–32.
- Butler, R.W.H., and Spencer, S., 1999, Landscape evolution and the preservation of tectonic landforms along the northern Yammouneh Fault, Lebanon: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 162, p. 143–156.
- Butler, R.W.H., Spencer, S., and Griffiths, H.M., 1998, The structural response to evolving plate kinematics during transpression: evolution of the Lebanese restraining bend of the Dead Sea Transform: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 135, p. 81–106.

- Caron, C., and Mouty, M., 2007, Key elements to clarify the 110 million year hiatus in the Mesozoic of eastern Syria: *GeoArabia*, v. 12, p. 15–36.
- Carton, H. et al., 2009, Seismic evidence for Neogene and active shortening offshore of Lebanon (Shalimar cruise): *Journal of Geophysical Research*, v. 114, p. B07407, doi:10.1029/2007JB005391.
- Caumon, G., Collon-Drouaillet, P., Le Carlier de Veslud, C., Viseur, S., and Sausse, J., 2009, Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures: *Mathematical Geosciences*, v. 41, p. 927–945, doi:10.1007/s11004-009-9244-2.
- Chaimov, T.A., Barazangi, M., Al-Saad, D., Sawaf, T., and Gebran, A., 1990, Crustal shortening in the Palmyride fold belt, Syria, and implications for movement along the Dead Sea fault system: *Tectonics*, v. 9, p. 1369–1386.
- Chaimov, T.A., Barazangi, M., Al-Saad, D., Sawaf, T., and Gebran, A.L.I., 1992, Mesozoic and Cenozoic deformation inferred from seismic stratigraphy in the southwestern intracontinental Palmyride fold-thrust belt, Syria: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 704–715.
- Chaimov, T.A., Barazangi, M., Al-Saad, D., Sawaf, T., and Khaddour, M., 1993, Seismic fabric and 3-D structure of the southwestern intracontinental Palmyride fold belt, Syria: *AAPG bulletin*, v. 77, p. 2032–2047.
- Clark, G.N., and Boudagher-Fadel, M.K., 2001, The larger benthic foraminifera and stratigraphy of the Upper Jurassic/Lower Cretaceous of Central Lebanon: *Revue de micropaleontologie*, v. 44, p. 215–232.
- Cohen, Z., 1976, Early Cretaceous buried canyon: influence on accumulation of hydrocarbons in Helez oil field, Israel: *AAPG Bulletin*, v. 60, p. 108–114.
- Cohen, Z., 1988, Hydrocarbon potential of Israel: Oil Exploration (Investments) Ltd.,
- Collin, P.-Y., Mancinelli, A., Chiocchini, M., Mroueh, M., Hamdam, W., and Higazi, F., 2010, Middle and Upper Jurassic stratigraphy and sedimentary evolution of Lebanon (Levantine margin): palaeoenvironmental and geodynamic implications: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 341, p. 227–244, doi:10.1144/SP341.11.
- Daëron, M., Benedetti, L., Tapponnier, P., Sursock, A., and Finkel, R.C., 2004, Constraints on the post ~25-ka slip rate of the Yammoûneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic ³⁶Cl dating of offset limestone-clast fans: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 227, p. 105–119, doi:10.1016/j.epsl.2004.07.014.
- De Ruiter, R.S.C., Lovelock, P.E.R., and Nabulsi, N., 1994, The Euphrates Graben of eastern Syria: A new petroleum province in the northern Middle East: *Geo*, v. 94, p. 357–368.
- DeCelles, P.G., 2012, Foreland Basin Systems Revisited: Variations in Response to Tectonic Settings, in Busby, C. and Azor, A. eds., *Tectonics of Sedimentary Basins*, Chichester, UK, John Wiley & Sons, Ltd, p. 405–426, doi:10.1002/9781444347166.ch20.
- Dercourt, J., Gaetani, M., and Vrielynck, B., 2000, Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps: CCGM.
- Derin, B., 1974, The Jurassic of central and northern Israel: Unpublished PhD thesis, Hebrew University of Jerusalem, v. 18.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., and Şengör, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 19, p. 1–36.

- Dewey, J.F., PITMAN III, W.C., Ryan, W.B., and Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system: *Geological society of America bulletin*, v. 84, p. 3137–3180.
- Dèzes, P., 1999, Tectonic and metamorphic evolution of the central Himalayan domain in southeast Zaskar (Kashmir, India) [PhD Thesis]: Université de Lausanne, Faculté des sciences.
- Dickson, J.A.D., 1965, A modified staining technique for carbonates in thin section: *Nature*, v. 205, p. 587–587.
- Dietz, R.S., and Holden, J.C., 1970, Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to Present: *Journal of Geophysical Research*, v. 75, p. 4939–4956, doi:10.1029/JB075i026p04939.
- Dolson, J.C., Atta, M., Blanchard, D., Sehim, A., Villinski, J., Loutit, T., and Romine, K., 2014, Egypt's future petroleum resources: A revised look into the 21st century, *in* Marlow, L., Kendall, C.C.G., and Rose, L.A. eds., *Memoir 106: Petroleum Systems of the Tethyan Region*, AAPG, doi:10.1306/13431856M106713.
- Drivet, E., and Mountjoy, E.W., 1997, Dolomitization of the Leduc Formation (Upper Devonian), southern Rimbey-Meadowbrook reef trend, Alberta: *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 411–423.
- Druckman, Y., 1981, Comments on the structural reversal model as a factor of the geological evolution of Israel:
- Druckman, Y., 1977, Differential subsidence during the deposition of the lower Jurassic Ardon formation, in western Jordan, southern Israel and northern Sinai.:
- Druckman, Y., 1984, Evidence for Early-Middle Triassic faulting and possible rifting from the Helez Deep Borehole in the coastal plain of Israel: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 17, p. 203–212.
- Druckman, Y., 1974, The stratigraphy of the Triassic sequence in southern Israel.:
- Druckman, Y., Buchbinder, B., Martinotti, G.M., Tov, R.S., and Aharon, P., 1995, The buried Afik Canyon (eastern Mediterranean, Israel): a case study of a Tertiary submarine canyon exposed in Late Messinian times: *Marine Geology*, v. 123, p. 167–185.
- Druckman, Y., and Magaritz, M., 1991, Geothermal history and fluid migration in Permo-Triassic sections in southern Israel—derived from oxygen isotopes: *Israel Journal of Earth-Sciences*, v. 40, p. 39–46.
- Dubertret, L., 1955a, Carte géologique du Liban au 1/200.000 e, carte et notice explicative: République Libanaise, Ministère des Travaux Publics.
- Dubertret, L., 1955b, Carte géologique du Liban au 1/200000 avec notice explicative: République Libanaise, Ministère des Travaux Publics, Beirut, p. 74.
- Dubertret, L., 1929, Cartes Géologiques du Liban au 50,000e, Beirut.:
- Dubertret, L., 1975, Introduction à la carte géologique à 1: 50000e du Liban: *Muséum national d'histoire naturelle*.
- Dubertret, L., 1933, La carte géologique au millionième de la Syrie et du Liban: *Rev. Géol. Phys. Géol. Dyn*, v. 6, p. 269–316.

- Dubertret, L., 1971, Sur la dislocation de l'ancienne plaque sialique Afrique-Sinai-Peninsule arabique.:
- Dubertret, L., and Wetzel, R., 1951, Carte géologique au 1/50000. Feuille de Qartaba au 50000 e: Ministère des Travaux Publics, Beyrouth, avec notice (sous la direction de L
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional textures:
- Elias, A. et al., 2007, Active thrusting offshore Mount Lebanon: Source of the tsunamigenic A.D. 551 Beirut-Tripoli earthquake: *Geology*, v. 35, p. 755, doi:10.1130/G23631A.1.
- Elias Bahnan, A., Pironon, J., Carpentier, C., Barré, G., and Gaucher, E.C., 2021, The diagenetic history of the giant Lacq gas field, witness to the apto-albian rifting and the Pyrenean orogeny, revealed by fluid and basin modeling: *Marine and Petroleum Geology*, v. 133, p. 105250, doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.105250.
- El-Motaal, E.A., and Kusky, T.M., 2003, Tectonic evolution of the intraplate s-shaped Syrian Arc Fold-Thrust Belt of the Middle East region in the context of plate tectonics, *in* The 3rd International Conference on the Geology of Africa, v. 2, p. 139–157.
- Eyal, Y., 1996, Stress field fluctuations along the Dead Sea rift since the middle Miocene: *Tectonics*, v. 15, p. 157–170.
- Faure, G., Hurley, P.M., and Powell, J.L., 1965, The isotopic composition of strontium in surface water from the North Atlantic Ocean: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 29, p. 209–220, doi:10.1016/0016-7037(65)90018-9.
- Fleischer, L., and Varshavsky, A., 2002, A lithostratigraphic data base of oil and gas wells drilled in Israel. Ministry of National Infrastructure, Oil and Gas Unit, Rep: OG/9/02, p 280.
- Flügel, E., 2004, *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*: Berlin ; New York, Springer, 976 p.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types:
- Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T., Derin, B., Bender, F., Wellings, F.E., and Girdler, R.W., 1970, The shear along the Dead Sea rift: *Philosophical Transactions for the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, p. 107–130.
- Freund, R., Goldberg, M., Weissbrod, T., Druckman, Y., and Derin, B., 1975, The Triassic–Jurassic structure of Israel and its relation to the origin of the Eastern Mediterranean. *Geol: Surv. Bull.(Israel)*, v. 65, p. 105–127.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C., and Ringenbach, J.-C., 2011, The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes: *TETHYS SOUTHERNMOST MARGIN: Tectonics*, v. 30, p. n/a-n/a, doi:10.1029/2010TC002691.
- Fürstenau, J., Hawie, N., Comstock, J., and Lowrey, C.J., 2013, Aspects of the depositional history of the Levant Basin offshore Cyprus and Lebanon, *in* *Offshore Mediterranean Conference*, Ravenna, Italy,.
- Gardosh, M., 2002, *The sequence stratigraphy and petroleum systems of the Mesozoic, southeastern Mediterranean continental margin*: Tel-Aviv University.

- Gardosh, M.A., and Druckman, Y., 2006, Seismic stratigraphy, structure and tectonic evolution of the Levantine Basin, offshore Israel: Geological Society, London, Special Publications, v. 260, p. 201–227.
- Gardosh, M., Druckman, Y., Buchbinder, B., and Calvo, R., 2008a, The Oligo-Miocene deepwater system of the Levant basin: Geological survey of Israel, v. 33, p. 1–73.
- Gardosh, M., Druckman, Y., Buchbinder, B., and Rybakov, M., 2008b, The Levant Basin offshore Israel: stratigraphy, structure, tectonic evolution and implications for hydrocarbon exploration: Geophysical Institute of Israel.
- Gardosh, M.A., Garfunkel, Z., Druckman, Y., and Buchbinder, B., 2010, Tethyan rifting in the Levant Region and its role in Early Mesozoic crustal evolution: Geological Society, London, Special Publications, v. 341, p. 9–36, doi:10.1144/SP341.2.
- Gardosh, M.A., and Tannenbaum, E., 2014a, The petroleum systems of Israel:
- Gardosh, M.A., and Tannenbaum, E., 2014b, The Petroleum Systems of Israel, *in* Marlow, L., Kendall, C.C.G., and Rose, L.A. eds., Memoir 106: Petroleum Systems of the Tethyan Region, AAPG, doi:10.1306/13431857M106298.
- Garfunkel, Z., 1998, Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin: Tectonophysics, v. 298, p. 5–35, doi:10.1016/S0040-1951(98)00176-0.
- Garfunkel, Z., 1991, Darfur-Levant array of volcanics. A 140-Ma-long record of a hot spot beneath the African-Arabian continent, and its bearing on Africa's absolute motion: Israel Journal of Earth-Sciences, v. 40, p. 135–150.
- Garfunkel, Z., 1981, Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics: Tectonophysics, v. 80, p. 81–108.
- Garfunkel, Z., 2004, Origin of the Eastern Mediterranean basin: a reevaluation: Tectonophysics, v. 391, p. 11–34.
- Garfunkel, Z., 1989, Tectonic setting of Phanerozoic magmatism in Israel: Israel journal of earth-sciences, v. 38, p. 51–74.
- Garfunkel, Z., and Derin, B., 1984, Permian-early Mesozoic tectonism and continental margin formation in Israel and its implications for the history of the Eastern Mediterranean: Geological Society, London, Special Publications, v. 17, p. 187–201, doi:10.1144/GSL.SP.1984.017.01.12.
- Gedeon, M.A., 1999, Structural analysis of latitudinal faults in the Mount Lebanon north of Beirut their kinematics and their role in the tectonic evolution of Lebanon-by Martin Atallah Gedeon [PhD Thesis].
- George, R., Rogers, N., and Kelley, S., 1998, Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province: Geology, v. 26, p. 923–926.
- Georges Renouard (2), 1955, Oil Prospects of Lebanon: AAPG Bulletin, v. 39, doi:10.1306/5CEAE2C2-16BB-11D7-8645000102C1865D.
- Ghalayini, R., 2015, Structural modelling of the complex Cenozoic zone of the Levant Basin offshore Lebanon [PhD Thesis]: Paris 6.
- Ghalayini, R., Daniel, J.-M., Homberg, C., Nader, F.H., Darnault, R., Mengus, J.-M., and Barrier, E., 2017, The Effect of the Palmyra Trough and Mesozoic Structures on the Levant Margin and on the

- Evolution of the Levant Restraining Bend, *in* Roure, F., Amin, A.A., Khomsi, S., and Al Garni, M.A.M. eds., *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins of the Arabian Plate and Surrounding Areas*, Cham, Springer International Publishing, *Frontiers in Earth Sciences*, p. 149–172, doi:10.1007/978-3-319-44726-1_7.
- Ghalayini, R., Daniel, J.-M., Homberg, C., Nader, F.H., F.H., and Comstock, J.E., 2014, Impact of Cenozoic strike-slip tectonics on the evolution of the northern Levant Basin (offshore Lebanon): Cenozoic tectonics of the Levant basin: *Tectonics*, v. 33, p. 2121–2142, doi:10.1002/2014TC003574.
- Ghalayini, R., Nader, F.H., Bou Daher, S., Hawie, N., and Chbat, W.E., 2018, Petroleum systems of Lebanon: an update and review: *Journal of Petroleum Geology*, v. 41, p. 189–214, doi:10.1111/jpg.12700.
- Gilboa, Y., Fligelman, H., and Derin, B., 1993, Zohar-Kidod-Haqanaim Fields–Israel Eastern Mediterranean Basin:
- Gillet, H., 2004, La stratigraphie tertiaire et la surface d'érosion messinienne sur les marges occidentales de la Mer Noire: Stratigraphie sismique haute résolution [PhD Thesis]: Université de Bretagne occidentale-Brest.
- Ginzburg, A., and Folkman, Y., 1980, The crustal structure between the Dead Sea rift and the Mediterranean Sea: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 51, p. 181–188.
- Golonka, J., 2007, Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps: late Paleozoic: *Geologia/Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie*, v. 33, p. 145–209.
- Gomez, F., Karam, G., Khawlie, M., McClusky, S., Vernant, P., Reilinger, R., Jaafar, R., Tabet, C., Khair, K., and Barazangi, M., 2007a, Global Positioning System measurements of strain accumulation and slip transfer through the restraining bend along the Dead Sea fault system in Lebanon: *Geophysical Journal International*, v. 168, p. 1021–1028.
- Gomez, F., Khawlie, M., Tabet, C., Darkal, A.N., Khair, K., and Barazangi, M., 2006, Late Cenozoic uplift along the northern Dead Sea transform in Lebanon and Syria: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p. 913–931.
- Gomez, F., Nemer, T., Tabet, C., Khawlie, M., Meghraoui, M., and Barazangi, M., 2007b, Strain partitioning of active transpression within the Lebanese restraining bend of the Dead Sea Fault (Lebanon and SW Syria): *Geological Society, London, Special Publications*, v. 290, p. 285–303.
- Gorini, C., Montadert, L., and Rabineau, M., 2015, New imaging of the salinity crisis: Dual Messinian lowstand megasequences recorded in the deep basin of both the eastern and western Mediterranean: *Marine and Petroleum Geology*, v. 66, p. 278–294, doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.01.009.
- Grabowski, G.J., Jr., 2014, Iraq, *in* Marlow, L., Kendall, C.C.G., and Yose, L.A. eds., *Petroleum Systems of the Tethyan Region*, American Association of Petroleum Geologists, v. 106, p. 0, doi:10.1036/13431863M1063618.
- Gradstein, F.M., 2012, Introduction, *in* *The Geologic Time Scale*, Elsevier, p. 1–29, doi:10.1016/B978-0-444-59425-9.00001-9.
- Griffiths, H.M., Clark, R.A., Thorp, K.M., and Spencer, S., 2000, Strain accommodation at the lateral margin of an active transpressive zone: geological and seismological evidence from the Lebanese restraining bend: *Journal of the Geological Society*, v. 157, p. 289–302.

- Grover, Jr.G., and Read, J.F., 1983, Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional cathodoluminescent patterns, Middle Ordovician carbonates, Virginia: AAPG bulletin, v. 67, p. 1275–1303.
- Guiraud, R., and Bosworth, W., 1997, Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics: Tectonophysics, v. 282, p. 39–82.
- Gvirtzman, G., 1978, The late tertiary of the coastal plain and continental shelf of Israel and its bearing on the history of the eastern Mediterranean.:
- Gvirtzman, G., and Weissbrod, T., 1984, The Hercynian geanticline of Helez and the Late Palaeozoic history of the Levant: Geological Society, London, Special Publications, v. 17, p. 177–186.
- Hall, J., Calon, T.J., Aksu, A.E., and Meade, S.R., 2005, Structural evolution of the Latakia Ridge and Cyprus Basin at the front of the Cyprus Arc, Eastern Mediterranean Sea: Marine Geology, v. 221, p. 261–297, doi:10.1016/j.margeo.2005.03.007.
- Hancock, P.L., and Atiya, M.S., 1979, Tectonic significance of mesofracture systems associated with the Lebanese segment of the Dead Sea transform fault: Journal of Structural Geology, v. 1, p. 143–153.
- Haq, B.U., 2014, Cretaceous eustasy revisited: Global and Planetary Change, v. 113, p. 44–58, doi:10.1016/j.gloplacha.2013.12.007.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change:
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C. de, and Vail, P.R., 1999, Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins, *in* Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Society for Sedimentary Geology, doi:10.2110/pec.98.02.0003.
- Hardy, C., Homberg, C., Eyal, Y., Barrier, É., and Müller, C., 2010, Tectonic evolution of the southern Levant margin since Mesozoic: Tectonophysics, v. 494, p. 211–225.
- Hawie, N., Deschamps, R., Granjeon, D., Nader, F.H., Gorini, C., Müller, C., Montadert, L., and Baudin, F., 2017, Multi-scale constraints of sediment source to sink systems in frontier basins: a forward stratigraphic modelling case study of the Levant region: Basin Research, v. 29, p. 418–445, doi:10.1111/bre.12156.
- Hawie, N., Deschamps, R., Nader, F.H., F.H., Gorini, C., Müller, C., Desmares, D., Hoteit, A., Granjeon, D., Montadert, L., and Baudin, F., 2014, Sedimentological and stratigraphic evolution of northern Lebanon since the Late Cretaceous: implications for the Levant margin and basin: Arabian Journal of Geosciences, v. 7, p. 1323–1349, doi:10.1007/s12517-013-0914-5.
- Hawie, N., Gorini, C., Deschamps, R., Nader, F.H., Montadert, L., Granjeon, D., and Baudin, F., 2013, Tectono-stratigraphic evolution of the northern Levant Basin (offshore Lebanon): Marine and Petroleum Geology, v. 48, p. 392–410, doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.08.004.
- Hay, W.W., Migdisov, A., Balukhovskiy, A.N., Wold, C.N., Flögel, S., and Söding, E., 2006, Evaporites and the salinity of the ocean during the Phanerozoic: Implications for climate, ocean circulation and life: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 240, p. 3–46, doi:10.1016/j.palaeo.2006.03.044.
- Hempton, M.R., 1987, Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea: Tectonics, v. 6, p. 687–705, doi:10.1029/TC006i006p00687.

- Henson, R.S., 1951, Observations on the geology and petroleum occurrences in the Middle East, *in* 3rd World Petroleum Congress, World Petroleum Congress.
- Heybroek, F., 1942, La géologie d'une partie du Liban sud [PhD Thesis]: Ijdo.
- Hirsch, F., 1991, Circummediterranean Triassic eustatic cycles: *Israel Journal of Earth-Sciences*, v. 40, p. 29–38.
- Hirsch, F., Bassoullet, J.-P., Cariou, E., Conway, B., and Feldman, H.R., 1998, The Jurassic of the southern Levant. Biostratigraphy, palaeogeography and cyclic events: *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle* (1993), v. 179, p. 213–235.
- Hirsch, F., and Picard, L., 1988, The Jurassic facies in the Levant: *Journal of Petroleum Geology*, v. 11, p. 277–308.
- Hodell, D.A., Mead, G.A., and Mueller, P.A., 1990, Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present) : Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans: *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, v. 80, p. 291–307, doi:10.1016/0168-9622(90)90011-Z.
- Hoefs, J., 2009, *Stable isotope geochemistry*: Berlin, Springer, 285 p.
- Hofmann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., and Pik, R., 1997, Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change: *Nature*, v. 389, p. 838–841.
- Homberg, C., Barrier, E., Mroueh, M., Hamdan, W., and Higazi, F., 2009, Basin tectonics during the Early Cretaceous in the Levant margin, Lebanon: *Journal of Geodynamics*, v. 47, p. 218–223, doi:10.1016/j.jog.2008.09.002.
- Homberg, C., Barrier, E., Mroueh, M., Muller, C., Hamdan, W., and Higazi, F., 2010, Tectonic evolution of the central Levant domain (Lebanon) since Mesozoic time: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 341, p. 245–268.
- Horita, J., 2014, Oxygen and carbon isotope fractionation in the system dolomite–water–CO₂ to elevated temperatures: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 129, p. 111–124, doi:10.1016/j.gca.2013.12.027.
- Horowitz, A., and Langozky, Y., 1965, Preliminary palynological study of hydrocarbons in Israel: *Geol. en mijnbouw*, 44th yr:
- Howarth, R.J., and McArthur, J.M., 1997, Statistics for strontium isotope stratigraphy: a robust LOWESS fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma, with look-up table for derivation of numeric age: *The Journal of Geology*, v. 105, p. 441–456.
- Hsü, K.J., 1972, Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite: *Earth-Science Reviews*, v. 8, p. 371–396.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Melieres, F., Muller, C., and Wright, R., 1977, History of the Mediterranean salinity crisis: *Nature*, v. 267, p. 399–403.
- Hudson, J.D., 1977, Stable isotopes and limestone lithification: *Journal of the Geological Society*, v. 133, p. 637–660, doi:10.1144/gsjgs.133.6.0637.

- Inati, L., 2017, Dynamique lithosphérique et architecture des marges du bassin du Levant: approche géophysique intégrée [PhD Thesis]: Paris 6.
- Inati, L., Lecomte, J.-C., Zeyen, H., Nader, F.H., Adelinet, M., Rahhal, M.E., and Sursock, A., 2018, Crustal configuration in the northern Levant basin based on seismic interpretation and numerical modeling: *Marine and Petroleum Geology*, v. 93, p. 182–204, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.03.011.
- Inati, L., Zeyen, H., Nader, F.H., F.H., Adelinet, M., Sursock, A., Rahhal, M.E., and Roure, F., 2016, Lithospheric architecture of the Levant Basin (Eastern Mediterranean region): A 2D modeling approach: *Tectonophysics*, v. 693, p. 143–156, doi:10.1016/j.tecto.2016.10.030.
- Ja'ouni, A.K., 1971, Stratigraphy of north-central Lebanon [PhD Thesis]: Master's thesis, American University of Beirut, Lebanon.
- Jenkyns, H.C., Jones, C.E., Gröcke, D.R., Hesselbo, S.P., and Parkinson, D.N., 2002, Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography: *Journal of the Geological Society*, v. 159, p. 351–378.
- Jorgensen, N.O., 1987, Oxygen and carbon isotope compositions of Upper Cretaceous chalk from the Danish sub-basin and the North Sea Central Graben: *Sedimentology*, v. 34, p. 559–570, doi:10.1111/j.1365-3091.1987.tb00786.x.
- Khair, K., Khawlie, M., Haddad, F., Barazangi, M., Seber, D., and Chaimov, T., 1993, Bouguer gravity and crustal structure of the Dead Sea transform fault and adjacent mountain belts in Lebanon: *Geology*, v. 21, p. 739–742.
- Khair, K., Tsokas, G.N., and Sawaf, T., 1997, Crustal structure of the northern Levant region: multiple source Werner deconvolution estimates for Bouguer gravity anomalies: *Geophysical Journal International*, v. 128, p. 605–616.
- Koehrer, B.S., Heymann, C., Prousa, F., and Aigner, T., 2010, Multiple-scale facies and reservoir quality variations within a dolomite body – Outcrop analog study from the Middle Triassic, SW German Basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 386–411, doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.09.009.
- Kohn, B.P., Lang, B., and Steinitz, G., 1993, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Atlit-1 volcanic sequence, northern Israel: *Israel Journal of Earth-Sciences*, v. 42, p. 17–28.
- Krasheninnikov, V.A., 2005, Jurassic: Stratigraphy and lithology of the sedimentary cover: Geological framework of the Levant, v. 1, p. 221–235.
- Krasheninnikov, V.A., Golovin, D.I., and Miravyov, V.I., 1996, The Paleogene of Syria-Stratigraphy, Lithology, Geochronology (*Geologisches Jahrbuch 86*): Hannover: Andlung.
- Krenkel, E., 1924, Der Syrische Bogen: *Zentralblatt Mineralogie*, v. 9, p. 274–281.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Marabini, S., and Vai, G.B., 1999a, New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy): *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 54.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., and Wilson, D.S., 1999b, Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis: *Nature*, v. 400, p. 652–655, doi:10.1038/23231.
- Lang, B., and Steinitz, G., 1990, K-Ar dating of Mesozoic magmatic rocks in Israel: *Israel Journal of Earth-Sciences*, v. 38, p. 89–103.

- Laws, E.D., and Wilson, M., 1997, Tectonics and magmatism associated with Mesozoic passive continental margin development in the Middle East: *Journal of the Geological Society*, v. 154, p. 459–464.
- Le Pichon, X., and Gaulier, J.-M., 1988, The rotation of Arabia and the Levant fault system: *Tectonophysics*, v. 153, p. 271–294, doi:10.1016/0040-1951(88)90020-0.
- Le Pichon, X., and Kreemer, C., 2010, The Miocene-to-present kinematic evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and its implications for dynamics: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 38, p. 323–351.
- Le Solleuz, A., 2003, *Modélisation thermo-mécanique et stratigraphique de la genèse et de l'évolution d'un bassin sédimentaire intraplaque: exemple du Bassin de Paris*: Paris 6.
- Le Solleuz, A., Doin, M.-P., Robin, C., and Guillocheau, F., 2004, From a mountain belt collapse to a sedimentary basin development: 2-D thermal model based on inversion of stratigraphic data in the Paris Basin: *Tectonophysics*, v. 386, p. 1–27, doi:10.1016/j.tecto.2004.03.006.
- Lee, E.Y., Novotny, J., and Wagreich, M., 2019, *Subsidence Analysis and Visualization*: Cham, Springer International Publishing, SpringerBriefs in Petroleum Geoscience & Engineering, doi:10.1007/978-3-319-76424-5.
- Lelliott, M.R., Cave, M.R., and Wealthall, G.P., 2009, A structured approach to the measurement of uncertainty in 3D geological models: *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 42, p. 95–105, doi:10.1144/1470-9236/07-081.
- Lovelock, P.E.R., 1984, A review of the tectonics of the northern Middle East region: *Geological Magazine*, v. 121, p. 577–587, doi:10.1017/S0016756800030727.
- Luning, S., and Kuss, J., 2014, *Petroleum Geology of Jordan*, in Marlow, L., Kendall, C.C.G., and Rose, L.A. eds., *Memoir 106: Petroleum Systems of the Tethyan Region*, AAPG, doi:10.1306/13431858M1063607.
- M., S., and Vulkan, U., 1997, Mapping radon-prone areas - a geophysical approach: *Environmental Geology*, v. 31, p. 167–173, doi:10.1007/s002540050176.
- Machel, H.-G., 1985, *Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation*: Geoscience Canada,.
- Machel, H.G., 1999, Effects of groundwater flow on mineral diagenesis, with emphasis on carbonate aquifers: *Hydrogeology Journal*, v. 7, p. 94–107.
- Magoon, L.B., and Dow, W.G., 1994, *The petroleum system: chapter 1: Part I. Introduction*:
- Makris, J., Abraham, Z.B., Behle, A., Ginzburg, A., Giese, P., Steinmetz, L., Whitmarsh, R.B., and Eleftheriou, S., 1983, Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation: *Geophysical Journal International*, v. 75, p. 575–591.
- Makris, J., and Rihm, R., 1991, Shear-controlled evolution of the Red Sea: pull apart model: *Tectonophysics*, v. 198, p. 441–466.
- Mallet, J.-L., 1997, Discrete modeling for natural objects: *Mathematical geology*, v. 29, p. 199–219.
- Mallet, J.-L., 1989, Discrete smooth interpolation: *ACM Transactions on Graphics*, v. 8, p. 121–144, doi:10.1145/62054.62057.

- Mallet, J.-L., 2002, *Geomodeling*: Oxford ; New York, Oxford University Press, Applied geostatistics series, 599 p.
- Marlow, L., 2014, Tectonostratigraphic History and Petroleum Potential of the Levantine Basin, Eastern Mediterranean, *in* Marlow, L., Kendall, C.C.G., and Rose, L.A. eds., *Memoir 106: Petroleum Systems of the Tethyan Region*, AAPG, doi:10.1306/13431861M1063610.
- Martin, A.Z., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences: *GeoArabia*, v. 6, p. 445–504.
- McArthur, J.M., 2010, Correlation and dating with strontium-isotope stratigraphy: Micropalaeontology, sedimentary environments and stratigraphy: a tribute to Dennis Curry (1912–2001). *Micropalaeontol. Soc. Spec. Publ.*, p. 133–145.
- McArthur, J.M., and Howarth, R.J., 1998, Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 2. A revised best-fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma, with a revised look-up table for derivation of numeric age:
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., and Shields, G.A., 2012, Strontium Isotope Stratigraphy, *in* *The Geologic Time Scale*, Elsevier, p. 127–144, doi:10.1016/B978-0-444-59425-9.00007-X.
- McBride, J.H., Barazangi, M., Best, J., Al-Saad, D., Sawaf, T., Al-Otri, M., and Gebran, A., 1990, Seismic Reflection Structure of Intracratonic Palmyride Fold-Thrust Belt and Surrounding Arabian Platform, Syria (1): *AAPG bulletin*, v. 74, p. 238–259.
- Meijer, P.T., and Krijgsman, W., 2005, A quantitative analysis of the desiccation and re-filling of the Mediterranean during the Messinian Salinity Crisis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 240, p. 510–520.
- Meiler, M., Reshef, M., and Shulm, H., 2011, Late Proterozoic – Paleozoic Geology of the Golan Heights and Its Relation to the Surrounding Arabian Platform, *in* Dar, I.A. ed., *Earth and Environmental Sciences*, InTech, doi:10.5772/26101.
- Meyers, W.J., 1974, Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian) Sacramento Mountains, New Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, v. 44, p. 837–861.
- Miall, A.D., 2013, *Principles of sedimentary basin analysis*: Springer Science & Business Media.
- Moghadam, H.S., Li, X.-H., Ling, X.-X., Stern, R.J., Khedr, M.Z., Chiaradia, M., Ghorbani, G., Arai, S., and Tamura, A., 2015, Devonian to Permian evolution of the Paleo-Tethys Ocean: New evidence from U–Pb zircon dating and Sr–Nd–Pb isotopes of the Darrehanjir–Mashhad “ophiolites”, NE Iran: *Gondwana Research*, v. 28, p. 781–799, doi:10.1016/j.gr.2014.06.009.
- Monod, O., Marcoux, J., Poisson, A., and Dumont, J.-F., 1974, Le domaine d’Antalya, témoin de la fracturation de la plate-forme africaine au cours du Trias: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 7, p. 116–127.
- Montadert, L., 1977, Messinian event: seismic evidence:
- Montadert, L., Nicolaidis, S., Semb, P.H., and Lie, Ø., 2014, Petroleum Systems Offshore Cyprus, *in* Marlow, L., Kendall, C.C.G., and Rose, L.A. eds., *Memoir 106: Petroleum Systems of the Tethyan Region*, AAPG, doi:10.1306/13431860M1063611.
- Moore, C.H., and Wade, W.J., 2013, Carbonate reservoirs: porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework: Amsterdam, Elsevier, *Developments in sedimentology* 67, 374 p.

- Moragas, M., Vergés, J., Saura, E., Martín-Martín, J.D., Messenger, G., Merino-Tomé, O., Razin, P., Grélaud, C., Malaval, M., and Joussiaume, R., 2016, Jurassic rifting to post-rift subsidence evolution in the central High Atlas during coeval salt diapirism: *Basin Res.*
- Mountjoy, E.W., Amthor, J.E., and Machel, H.G., 1994, Has burial dolomitization come of age? Some answers from the Western Canada sedimentary basin: *Dolomites: a volume in honour of Dolomieu*. B. Purser, M. Tucker and D. Zenger (eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication, p. 203–229.
- Moustafa, A.R., 1989, North Sinai structures and tectonic evolution: *J. Middle East Research Centre, Ain Shams Univ. Cairo, Egypt*, v. 3, p. 215–231.
- Moustafa, A.R., 2010, Structural setting and tectonic evolution of North Sinai folds, Egypt: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 341, p. 37–63, doi:10.1144/SP341.3.
- Moustafa, A.R., and Khalil, M.H., 1994, Rejuvenation of the eastern Mediterranean passive continental margin in northern and central Sinai: new data from the Themed Fault: *Geological Magazine*, v. 131, p. 435–448.
- Mouty, M., 1997, Le Jurassique de la chaîne des Palmyrides (Syrie centrale): *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 168, p. 181–186.
- Mouty, M., 2000, The Jurassic in Syria: an overview. Lithostratigraphic and biostratigraphic correlations with adjacent areas: *Mémoires du Muséum national d’histoire naturelle (1993)*, v. 182, p. 159–168.
- Mouty, M., Delaloye, M., Fontignie, D., Piskin, O., and Wagner, J.-J., 1992, The volcanic activity in Syria and Lebanon between Jurassic and Actual: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, v. 72, p. 91–105.
- Mouty, M., and Zaninetti, L., 1998, Le Jurassique du mont Hermon (Anti-Liban) : découverte de Trias et de Lias: doi:10.5169/SEALS-740157.
- Müller, C., Higazi, F., Hamdan, W., and Mroueh, M., 2010, Revised stratigraphy of the Upper Cretaceous and Cenozoic series of Lebanon based on nannofossils: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 341, p. 287–303, doi:10.1144/SP341.14.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D.V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M., and Zanchi, A., 2009, Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian: *GeoArabia*, v. 14, p. 17–48.
- Nader, F.H., 2014, Insights into the Petroleum Prospectivity of Lebanon, *in* Marlow, L., Kendall, C.C.G., and Rose, L.A. eds., *Memoir 106: Petroleum Systems of the Tethyan Region*, AAPG, doi:10.1306/13431859M1063609.
- Nader, F.H., 2000, Petrographic and geochemical characterization of the Jurassic–Cretaceous carbonate sequence of the Nahr Ibrahim Region: Lebanon: Master’s Thesis, American University of Beirut, Beirut, Lebanon,.
- Nader, F.H., 2011, The petroleum prospectivity of Lebanon: an overview: *Journal of Petroleum Geology*, v. 34, p. 135–156, doi:10.1111/j.1747-5457.2011.00498.x.
- Nader, F.H., Browning-Stamp, P., and Lecomte, J.-C., 2016, Geological interpretation of 2D seismic reflection profiles onshore Lebanon: implications for petroleum exploration: *Journal of Petroleum Geology*, v. 39, p. 333–356, doi:10.1111/jpg.12656.

- Nader, F.H., Inati, L., Ghalayini, R., Hawie, N., and Bou Daher, S., 2018, Key geological characteristics of the Saida-Tyr Platform along the eastern margin of the Levant Basin, offshore Lebanon: implications for hydrocarbon exploration (F. H. Nader, R. Littke, L. Matenco, & P. Papanastasiou, Eds.): *Oil & Gas Science and Technology – Revue d'IFP Energies nouvelles*, v. 73, p. 50, doi:10.2516/ogst/2018045.
- Nader, F.H., and Swennen, R., 2004a, Petroleum prospects of Lebanon: some remarks from sedimentological and diagenetic studies of Jurassic carbonates: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 427–441, doi:10.1016/S0264-8172(03)00095-3.
- Nader, F.H., and Swennen, R., 2004b, Petroleum prospects of Lebanon: some remarks from sedimentological and diagenetic studies of Jurassic carbonates: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 427–441, doi:10.1016/S0264-8172(03)00095-3.
- Nader, F.H., and Swennen, R., 2004c, The hydrocarbon potential of Lebanon: new insights from regional correlations and studies of Jurassic dolomitization: *Journal of Petroleum Geology*, v. 27, p. 253–275, doi:10.1111/j.1747-5457.2004.tb00058.x.
- Nader, F.H., Swennen, R., and Ellam, R.M., 2007, Field geometry, petrography and geochemistry of a dolomitization front (Late Jurassic, central Lebanon) (A. Immenhauser, Ed.): *Sedimentology*, v. 54, p. 1093–1120, doi:10.1111/j.1365-3091.2007.00874.x.
- Nader, F.H., Swennen, R., and Ellam, R.M., 2006, Petrographic and geochemical study of Jurassic dolostones from Lebanon: Evidence for superimposed diagenetic events: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 89, p. 288–292, doi:10.1016/j.gexplo.2005.11.003.
- Nader, F.H., Swennen, R., and Ellam, R., 2004, Reflux stratabound dolostone and hydrothermal volcanism-associated dolostone: a two-stage dolomitization model (Jurassic, Lebanon): *Stratabound and hydrothermal dolostones, Lebanon: Sedimentology*, v. 51, p. 339–360, doi:10.1111/j.1365-3091.2004.00629.x.
- Nader, F.H., Swennen, R., and Keppens, E., 2008, Calcitization/dedolomitization of Jurassic dolostones (Lebanon): results from petrographic and sequential geochemical analyses: *Calcitization/dedolomitization of Jurassic dolostones: Sedimentology*, v. 55, p. 1467–1485, doi:10.1111/j.1365-3091.2008.00953.x.
- Nader, F.H., Swennen, R., and Ottenburgs, R., 2003a, Karst-meteoric dedolomitization in Jurassic carbonates, Lebanon: *Geologica Belgica*,.
- Nader, F.H., Swennen, R., and Ottenburgs, R., 2003b, Karst-meteoric dedolomitization in Jurassic carbonates, Lebanon: *Geologica Belgica*,.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., and Woodcock, N.H., 2012, A brief history of the Rheic Ocean: *Geoscience Frontiers*, v. 3, p. 125–135, doi:10.1016/j.gsf.2011.11.008.
- Neev, D., and Ben-Avraham, Z., 1977, The Levantine countries: the Israeli coastal region, *in* *The ocean basins and margins*, Springer, p. 355–377.
- Nelson, C.S., and Smith, A.M., 1996, Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: A synthesis and review: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 39, p. 93–107, doi:10.1080/00288306.1996.9514697.
- Nemer, T.S., 1999, The roum fault: extent and associated structures [PhD Thesis]: American University of Beirut. Department of Geology.

- Netzeband, G.L., Gohl, K., Hübscher, C.P., Ben-Avraham, Z., Dehghani, G.A., Gajewski, D., and Liersch, P., 2006, The Levantine Basin—crustal structure and origin: *Tectonophysics*, v. 418, p. 167–188, doi:10.1016/j.tecto.2006.01.001.
- Noujaim, G., 1977, *Péetrographie et environnements sédimentaires de l’Albien, Cenomanien, Turonien dans les environs nord de Beyrouth (Liban)*.
- Olam, G., 1995, Meged-2–Well Completion Report. Vol. 1: Text; Vol. 2: Appendices: Unpublished–‘open well’ report available from the Library of the Geological Survey of Israel, Jerusalem,.
- Pearce, C.R., Parkinson, I.J., Gaillardet, J., Charlier, B.L.A., Mokadem, F., and Burton, K.W., 2015, Reassessing the stable ($\delta^{88}/86\text{Sr}$) and radiogenic ($87\text{Sr}/86\text{Sr}$) strontium isotopic composition of marine inputs: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 157, p. 125–146, doi:10.1016/j.gca.2015.02.029.
- Picard, L., 1959, *Geology and oil exploration of Israel*:
- Picard, L., and Hirsch, F., 1987, The Jurassic stratigraphy in Israel and the adjacent countries, *in Israel Academy of sciences and humanities*.
- Ponikarov, V.P., and Galaktionov, A.B., 1966, *The Geological Map of Syria Scale 1: 1 000 000 Explanatory Notes: Ministry of Industry*.
- Ponikarov, V.P., Kazmin, V.G., Mikhailov, I.A., Razvaliyev, A.V., Krasheninnikov, V.A., Kozlov, V.V., Souliidi-Kondratiyev, E.D., Mikhailov, K.Y., Kulakov, V.V., and Faradzhev, V.A., 1967, *The geology of Syria: explanatory notes on the geological map of Syria, scale 1: 500 000, part I: Stratigraphy, igneous rocks, and tectonics: Ministry of Industry, Damascus, Syrian Arab Republic*.
- Price, G.D., 1989, *DJ Marshall Cathodoluminescence of Geological Materials*. London and Boston, (Unwin Hyman Ltd.). xiv+ 146 pp., 12 colour plates. Price £ 60.00.: *Mineralogical Magazine*, v. 53, p. 391–391.
- Qing, H., Bosence, D.W.J., and Rose, E.P.F., 2001, Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean: *Sedimentology*, v. 48, p. 153–163, doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00361.x.
- Quennell, A.M., 1958, The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift: *Quarterly Journal of the Geological Society*, v. 114, p. 1–24.
- Quennell, A.M., 1984, *The western Arabia rift system: Geological Society, London, Special Publications*, v. 17, p. 775–788.
- Reches, Z., Hoexter, D.F., and Hirsch, F., 1981, The structure of a monocline in the Syrian Arc system, Middle East–Surface and subsurface analysis: *Journal of Petroleum Geology*, v. 3, p. 413–426.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintay, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., and Stepanyan, R., 2006, GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 111.
- Renouard, G., 1955, Oil Prospects of Lebanon: *AAPG Bulletin*, v. 39, doi:10.1306/5CEAE2C2-16BB-11D7-8645000102C1865D.
- Renouard, G., 1951, Sur la découverte du jurassique inferieur (questionable) et du jurassique moyen au Liban: *COMPTE RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L ACADEMIE DES SCIENCES*, v. 232, p. 992–994.

- Richter, D.K., Götze, Th., Götze, J., and Neuser, R.D., 2003, Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology: *Mineralogy and Petrology*, v. 79, p. 127–166, doi:10.1007/s00710-003-0237-4.
- Ricou, L.-E., 1994, Tethys reconstructed : plates, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia.: *Geodinamica Acta*, v. 7, p. 169–218, doi:10.1080/09853111.1994.11105266.
- Roberts, G., and Peace, D., 2007, Hydrocarbon plays and prospectivity of the Levantine Basin, offshore Lebanon and Syria from modern seismic data: *GeoArabia*, v. 12, p. 99–124.
- Robertson, A.H.F., 2007, Overview of tectonic settings related to the rifting and opening of Mesozoic ocean basins in the Eastern Tethys: Oman, Himalayas and Eastern Mediterranean regions: Geological Society, London, Special Publications, v. 282, p. 325–388, doi:10.1144/SP282.15.
- Robertson, A.H.F., 1998, Tectonic significance of the Eratosthenes Seamount: a continental fragment in the process of collision with a subduction zone in the eastern Mediterranean (Ocean Drilling Program Leg 160): *Tectonophysics*, v. 298, p. 63–82, doi:10.1016/S0040-1951(98)00178-4.
- Robertson, A.H.F., and Dixon, J.E., 1984, Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean: Geological Society, London, Special Publications, v. 17, p. 1–74, doi:10.1144/GSL.SP.1984.017.01.02.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I., and Ustaömer, T., 1996, Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region: Geological Society, London, Special Publications, v. 105, p. 239–263.
- Ron, H., Freund, R., Garfunkel, Z., and Nur, A., 1984, Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 89, p. 6256–6270.
- Rouchy, J.M., and Caruso, A., 2006, The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario: *Sedimentary Geology*, v. 188–189, p. 35–67, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.02.005.
- Rougier, G., Ford, M., Christophoul, F., and Bader, A.-G., 2016, Stratigraphic and tectonic studies in the central Aquitaine Basin, northern Pyrenees: Constraints on the subsidence and deformation history of a retro-foreland basin: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 348, p. 224–235, doi:10.1016/j.crte.2015.12.005.
- Ryan, W.B., 1976, Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis: *Sedimentology*, v. 23, p. 791–813.
- Ryan, W.B., and Cita, M.B., 1978, The nature and distribution of Messinian erosional surfaces—Indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene: *Marine Geology*, v. 27, p. 193–230.
- Sabbagh, G., 1961, Stratigraphie et tectonique du Liban generalites: Exemple de deux structures anticlinales, 122 pp [PhD Thesis]: MS thesis, Faculte de Science de Grenoble, Grenoble, France.
- Saint-Marc, P., 1980, Le passage Jurassique — Crétacé et le Crétacé inférieur de la région de Ghazir (Liban central): *Géologie Méditerranéenne*, v. 7, p. 237–245, doi:10.3406/geolm.1980.1146.
- Salel, J.F., and Séguret, M., 1994, Late Cretaceous to Palaeogene thin-skinned tectonics of the Palmyrides belt (Syria): *Tectonophysics*, v. 234, p. 265–290, doi:10.1016/0040-1951(94)90228-3.

- Saltzman, M.R., and Thomas, E., 2012, Carbon Isotope Stratigraphy, *in* The Geologic Time Scale, Elsevier, p. 207–232, doi:10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1.
- Sawaf, T., Brew, G., Litak, R., and Barazangi, M., 2001, Geologic evolution of the intraplate Palmyride Basin and Euphrates fault system, Syria, *in* Museum Nationale D’Histoire Naturelle, France.
- Scherer, M., 1987, Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porosity prediction: AAPG bulletin, v. 71, p. 485–491.
- Schilling, J.-G., Kingsley, R.H., Hanan, B.B., and McCully, B.L., 1992, Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: Evidence for Afar mantle plume-continent lithosphere interaction: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 97, p. 10927–10966.
- Sclater, J.G., and Christie, P.A.F., 1980, Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 85, p. 3711–3739, doi:10.1029/JB085iB07p03711.
- Searl, A., 1989, Saddle dolomite: a new view of its nature and origin: Mineralogical Magazine, v. 53, p. 547–555, doi:10.1180/minmag.1989.053.373.05.
- Searle, M.P., 1994, Structure of the intraplate eastern Palmyride Fold Belt, Syria: Geological Society of America Bulletin, p. 20.
- Searle, M.P., Chung, S.-L., and Lo, C.-H., 2010, Geological offsets and age constraints along the northern Dead Sea fault, Syria: Journal of the Geological Society, v. 167, p. 1001–1008.
- Seber, D., Barazangi, M., Chaimov, T.A., Al-Saad, D., Sawaf, T., and Khaddour, M., 1993, Upper crustal velocity structure and basement morphology beneath the intracontinental Palmyride fold-thrust belt and north Arabian platform in Syria: Geophysical Journal International, v. 113, p. 752–766.
- Segev, A., and Rybakov, M., 2010, Effects of Cretaceous plume and convergence, and Early Tertiary tectonomagmatic quiescence on the central and southern Levant continental margin: Journal of the Geological Society, v. 167, p. 731–749.
- Segev, A., Sass, E., and Schattner, U., 2018, Age and structure of the Levant basin, Eastern Mediterranean: Earth-Science Reviews, v. 182, p. 233–250, doi:10.1016/j.earscirev.2018.05.011.
- Sengor, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T., and Hsu, K.J., 1988, Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land:
- Şengör, A.C., and Yilmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: Tectonophysics, v. 75, p. 181–241.
- Shaaban, F., Lutz, R., Littke, R., Bueker, C., and Odisho, K., 2006, Source-rock evaluation and basin modelling in ne Egypt (ne Nile delta and northern Sinai): Journal of Petroleum Geology, v. 29, p. 103–124, doi:10.1111/j.1747-5457.2006.00103.x.
- Skiple, C., Anderson, E., and Fürstenau, J., 2012, Seismic interpretation and attribute analysis of the Herodotus and the Levantine Basin, offshore Cyprus and Lebanon: Petroleum Geoscience, v. 18, p. 433–442, doi:10.1144/petgeo2011-072.
- Smith, A.G., 1971, Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic: Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 2039, doi:10.1130/0016-7606(1971)82[2039:ADATOA]2.0.CO;2.

- Smith, C.M., 1984, Schlumberger well evaluation conference: Schlumberger Middle East SA, Egypt,.
- Stampfli, G.M., 1978, Etude géologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Qabus (Iran NE) [PhD Thesis]: Université de Genève.
- Stampfli, G.M., 2001, The paleotectonic atlas of the Peritethyan domain: European Geophysical Society.
- Stampfli, G.M., and Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 17–33, doi:10.1016/S0012-821X(01)00588-X.
- Stampfli, G.M., and Hochard, C., 2009, Plate tectonics of the Alpine realm: Geological Society, London, Special Publications, v. 327, p. 89–111.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Favre, P., Pillecuit, A., and VANNAY, J.-C., 2001, Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean basin connection: *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle* (1993), v. 186, p. 51–108.
- Stapel, G., Cloetingh, S., and Pronk, B., 1996, Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian basin (western Iberian margin): *Tectonophysics*, v. 266, p. 493–507, doi:10.1016/S0040-1951(96)00203-X.
- Steckler, M.S., Berthelot, F., Lyberis, N., and Le Pichon, X., 1988, Subsidence in the Gulf of Suez: implications for rifting and plate kinematics: *Tectonophysics*, v. 153, p. 249–270.
- Steckler, M.S., and ten Brink, U.S., 1986, Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries: examples from the northern Red Sea region: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 79, p. 120–132, doi:10.1016/0012-821X(86)90045-2.
- Steckler, M.S., and Watts, A.B., 1978, Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 41, p. 1–13, doi:10.1016/0012-821X(78)90036-5.
- Stöcklin, J., 1974, Possible Ancient Continental Margins in Iran, *in* Burk, C.A. and Drake, C.L. eds., *The Geology of Continental Margins*, Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p. 873–887, doi:10.1007/978-3-662-01141-6_64.
- Tibor, G., Ben-Avraham, Z., Steckler, M., and Fligelman, H., 1992, Late Tertiary subsidence history of the Southern Levant Margin, Eastern Mediterranean Sea, and its implications to the understanding of the Messinian event: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 97, p. 17593–17614.
- Tucker, M.E. (Ed.), 1988, *Techniques in sedimentology*: Oxford [England]; Boston, Blackwell Scientific Publications, 394 p.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., and Dickson, J.A.D., 1990, *Carbonate sedimentology*: Oxford [England]; Boston: Brookline Village, Mass, Blackwell Scientific Publications; Distributors, USA, Publishers' Business Services, 482 p.
- Ukla, S., 1970, Subsurface geology and well correlation in north and central Lebanon: Master's thesis: American University of Beirut, Beirut, Lebanon,.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I., and Hardman, M., 2011, New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean: *Basin Research*, v. 23, p. 123–145.

- Vautrin, H., 1934, Contribution à l'étude de la série jurassique dans la chaîne de l'Anti-Liban et plus particulièrement dans l'Hermon (Syrie): *Cr Ac. Sc. Paris*, v. 198, p. 1438–1440.
- Veizer, J., 1983, Chemical diagenesis of carbonates: theory and application: Stable isotopes in sedimentary geology, v. 10, p. 3–100.
- Veizer, J. et al., 1997, Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 132, p. 65–77, doi:10.1016/S0031-0182(97)00054-0.
- Velasco, M.S., 2011, The New Levantine Exploration Opportunity: . B, p. 3.
- Walley, C.D., 1988, A braided strike-slip model for the northern continuation of the Dead Sea Fault and its implications for Levantine tectonics: *Tectonophysics*, v. 145, p. 63–72, doi:10.1016/0040-1951(88)90316-2.
- Walley, C.D., 1998, Some outstanding issues in the geology of Lebanon and their importance in the tectonic evolution of the Levantine region: *Tectonophysics*, v. 298, p. 37–62, doi:10.1016/S0040-1951(98)00177-2.
- Walley, C.D., 2001, The Lebanon passive margin and the evolution of the Levantine Neo-Tethys: *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle* (1993), v. 186, p. 407–439.
- Walley, C.D., 1997, The lithostratigraphy of Lebanon: a review: *Lebanese Science Bulletin*, v. 10, p. 81–107.
- Watts, A.B., and Steckler, M.S., 1979, Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North America, *in* Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W.B.F. eds., *Maurice Ewing Series*, Washington, D. C., American Geophysical Union, v. 3, p. 218–234, doi:10.1029/ME003p0218.
- Westaway, R., 2004, Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey: *Tectonophysics*, v. 391, p. 203–237, doi:10.1016/j.tecto.2004.07.014.
- Wever, H.E., 2000, Petroleum and Source Rock Characterization Based on C7 Star Plot Results: Examples from Egypt: *AAPG Bulletin*, v. 84, doi:10.1306/A9673BA8-1738-11D7-8645000102C1865D.
- White, R., and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 94, p. 7685–7729.
- Wilson, M., 1992, Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? *Geological Society, London, Special Publications*, v. 68, p. 241–255.
- Wilson, E.N., Hardie, L.A., and Phillips, O.M., 1990, Dolomitization front geometry, fluid flow patterns, and the origin of massive dolomite: the Triassic Latemar buildup, northern Italy: *American Journal of Science*, v. 290, p. 741–796.
- Wolfart, R., 1967, *Geologie von Syrien und dem Libanon: Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde*, vol. 6: Gebrüder Borntraeger, Berlin. XII, v. 2.
- Woo, K.-S., Anderson, T.F., and Sandberg, P.A., 1993, Diagenesis of skeletal and nonskeletal components of mid-Cretaceous limestones: *Journal of Sedimentary Research*, v. 63, p. 18–32.

- Wood, B.G., 2001, Intraplate primary & subsidiary basin formation & deformation: an example from central Syria [PhD Thesis]: University of Oxford.
- Woodside, J.M., and Williams, S.A., 1977, Geophysical Data Report of the Eastern Mediterranean Sea: RRS" Shackleton" Cruises 3/72, 5/72, 1/74: Cambridge University, Geodesy & Geophysics.
- Xie, X., and Heller, P., 2006, Plate tectonics and basin subsidence history: Geological Society of America Bulletin, v. preprint, p. 1, doi:10.1130/B26398.1.
- Yousef, M., Moustafa, A.R., and Shann, M., 2010, Structural setting and tectonic evolution of offshore North Sinai, Egypt: Geological Society, London, Special Publications, v. 341, p. 65–84, doi:10.1144/SP341.4.
- Yzbek, M.K., 1998, Calcareous nannofossil zonation and micofacies studies on the Eocene sediments of the Palmyridian and Anti-Lebanon region, Syria: Unpublished PhD thesis, Cairo University,.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., and Sabouri, J., 2009, The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran: Geological Society, London, Special Publications, v. 312, p. 31–55, doi:10.1144/SP312.3.
- Zeyen, H., Volker, F., Wehrle, V., Fuchs, K., Sobolev, S.V., and Altherr, R., 1997, Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes: Tectonophysics, v. 278, p. 329–352.
- Ziegler, Martin.A., 2001, Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences: GeoArabia, v. 6, p. 445–504, doi:10.2113/geoarabia0603445.

Annexes

Annexes A

A 3D structural geological model of the Lebanese onshore to investigate relationships between tectonics and sedimentation

Mohamad Ali SALLOUM^{1,2}, Antoine LE SOLLEUZ¹, Raymond MICHELS¹, Albert GALY³, Véronique KAZPARD²

¹ GeoRessources, Université de Lorraine, CNRS, CREGU, Boulevard des Aiguillettes B.P 239 F 54506 Vandœuvre-lès-Nancy, France

² PRASE, EDST, Faculty of Sciences-I, Lebanese University, Beirut, Lebanon

³ CRPG - CNRS - Université de Lorraine BP20, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France

ABSTRACT

Recently, major oil and gas discoveries were done in the Eastern Mediterranean Levant Basin. Onshore and offshore Lebanon are till now not explored for their petroleum systems. A 3D model of the onshore Lebanon was constructed by coupling published interpreted geological profiles with regional correlations. A fault system was studied in the Nahr Ibrahim valley to estimate the role of the reactivated Mesozoic normal fault in the accommodation process. Samples of Nahr Ibrahim Jurassic carbonates (limestones, dolostones, and marls) were analyzed to assess their strontium isotope compositions. A vertical displacement of 700-800 m is then accorded to this fault. This paper confirms also the age of oldest exposed strata to Lower Jurassic age (Pliensbachian). The structural control was integrated in order to define its effect on the Lebanese petroleum system.

Keywords: Lebanon, Jurassic of Nahr Ibrahim, Geochemistry, 3D Modelling, Reactivated Mesozoic Fault, Lower Jurassic.

I. INTRODUCTION

Lebanon is located on the boundary of African and Arabian Plates along the central segment of the Levant Fracture System (LFS) (**Figure 1**). On the mid-eastern side of the Mediterranean Sea, Lebanon represents the northern margin of the Levantine basin and the central part of the Levantine margin. To the west, several structures mark the history of the Mediterranean region and outline the limits of different basins where three essential structures are cited: Levant fault system, Syrian arc fold and Mesozoic Normal Faults.

The development of the Levant basin is linked to the history of the Tethys Ocean and the fragmentation of the northern margin of Gondwana from Triassic to mid-Jurassic (Gardosh et al., 2010). Similar history is shown for the Palmyra Basin which bounds eastern Lebanon (Lovelock, 1984; Chaimov et al., 1992; Brew et al., 2001; Nader and Swennen, 2004a; Ghalayini et al., 2014). To the north, the Levant basin is restricted by the Latakia ridge which developed as a result of the subduction of the African plate beneath the southern margin of Eurasia during Maastrichtian (Stampfli and Hochard, 2009; Frizon de Lamotte et al., 2011; Ghalayini et al., 2018) and its folding activity resumed from Mid- to Late Miocene (Robertson et al., 1996; Hall et al., 2005; Ghalayini et al., 2018).

The rifting in the Red Sea is linked with the north suturing and collision along the 1000 km Levant Fault System (LFS) (Ghalayini et al., 2014). The LFS is represented in Lebanon by the 160 km long Yammouneh (YF) and Serghaya (SF) faults (**Figure 2**) trending NNE-SSW (Daëron et al., 2004). The YF controlled the structuration of the basin from Miocene as a strike-slip fault, while latitudinal faults controlled the stratigraphy at local scale and are ENE-WSW to E-W (Homberg et al., 2009). Known as Mesozoic structures, these faults were reactivated contemporaneously with block rotation caused by the sinister faulting activity along the LFS (Ron et al., 1984). These structures have contributed since Mesozoic as normal faults to an important vertical throw not well considered in the literature.

The objectives of our paper are to propose an analysis of the control of faults on the sedimentary record within on-shore/off-shore Lebanon. The work is based 1) on a bibliographical synthesis leading to propose a 3D tectonic model 2) a more detailed evaluation the vertical throw of East-West pre-Cretaceous trending faults through a field study at Nahr Ibrahim 3) study the relationships between structural evolution and sedimentation 4) propose some consequences on the possible occurrence of petroleum traps.

II. GEOLOGICAL SETTING

1. Geodynamic history

Three main tectonic stages shaped the Levant Basin: rift-extension, post-rift and convergence.

Permo - Early Jurassic rifting The rift extension phase is marked by three pulses of Tethys rifting over a period of 120 Ma with a general NW-SE and NNW-SSE extensional direction (Garfunkel, 1998; Brew et al., 2001; Gardosh et al., 2010). One of the most important rifting is related to Permo-Triassic Tethyan NW-SE extension regime in the East Mediterranean region. This extension led to the formation of extensional margins and of several marine basins (Frizon de Lamotte et al., 2011) among them the Levant Basin (today's western offshore Lebanon) (Monod et al., 1974; Bein and Gvirtzman, 1977; Biju-Duval and Dercourt, 1980; Garfunkel and Derin, 1984) and the Palmyra Basin (today's in northeast Lebanon) (Garfunkel, 1989; Brew et

al., 2001; Nader, 2011; Fürstenau et al., 2013; Montadert et al., 2014). A second rifting pulse took place after a quiescent period (Sawaf et al., 2001; Yousef et al., 2010) and intensified by the end of this period. The third and final major pulse of rifting occurred during Late Triassic - Early Jurassic period. This phase involved the expansion of the ocean floor simultaneously with the deposition of volcanic rocks and pyroclastics along the margin of the Levantine Basin (e.g., the Asher Basin in Israel; Druckman, 1977; Garfunkel and Derin, 1984; Garfunkel, 1989; Kohn et al., 1993; Hirsch et al., 1998). This impulse led to pronounced subsidence in the Levant Basin (**Figure 3**) (Druckman, 1977; Alsharhan and Salah, 1996) in the Early Jurassic.

Late Jurassic – Middle Cretaceous. The Tethyan post-rifting phase is characterized by the gradual formation of a passive margin (Cohen, 1976; Gardosh, 2002; Roberts and Peace, 2007) associated with a cooling and thermal subsidence (Bein and Gvirtzman, 1977; Hawie et al., 2014; Bou Daher et al., 2015).

One of important rifting episodes that is not considered as a major pulse seems to be related to Early Cretaceous extensional phase. This event by also be responsible for the Early Cretaceous volcanic activity recognized all around the Levant Margin (Homberg et al., 2010).

Upper Cretaceous - Oligocene. This phase coincides with the opening and closing of the Neo-Tethys Sea, which underwent subduction (Dèzes, 1999) and obduction (Stampfli and Hochard, 2009; Frizon de Lamotte et al., 2011) followed by collision of the Afro-Arabian plate with the Eurasian (Martin, 2001; Stampfli, 2001; Garfunkel, 2004; Fürstenau et al., 2013; Marlow, 2014).

This compression regime persisted until the end of Miocene (Nader, 2011; Hawie et al., 2014) and caused a large scale contractive deformation of the Syrian Arc Folding Belt in the Levant region (Krenkel, 1924; Picard, 1959; Neev and Ben-Avraham, 1977; Moustafa, 1989; Eyal, 1996; Buchbinder and Zilberman, 1997).

Two main phases of the Syrian Arc folding were suggested by Walley (2001) and confirmed by subsurface studies of the Levant Basin (Beydoun, 1993; Gardosh and Druckman, 2006; Gardosh et al., 2008a). The inversion of Early Mesozoic normal faults into sets of asymmetric folds (Ponikarov and Galaktionov, 1966; Chaimov et al., 1992; Robertson, 1998; Walley, 1998) characterizes the first phase (Upper Cretaceous). While the second phase (Early Tertiary) is characterized by the formation of low amplitude folds throughout the basin, uplift and tilting of marginal blocks in the eastern part of the basin and further inland (Dubertret, 1975; Gardosh et al., 2008b).

Miocene – present day. Arab and African plates were affected by the initiation of the Red Sea Rift which is linked to the Afar mantle plume in Ethiopia and Yemen (White and McKenzie, 1989; Schilling et al., 1992; Baker et al., 1996; Hofmann et al., 1997; Zeyen et al., 1997; George et al., 1998; Bosworth et al., 2005; Beccaluva et al., 2009; Segev and Rybakov, 2010). This separation leads to the northward propagation of a series of strike-slip faults forming the Levant Fracture System (LFS) around the Middle to Late Miocene. This separation marked the last event in the tectonic history of the Levant region by a transpressive tectonic phase (Beydoun, 1999). It led to the major elevation of the Lebanese mountain ranges and the deepening of the Levant basin (Hawie et al., 2013; Inati et al., 2016, 2018). The Levant margin is assumed to be subject to a slight uplift during the Oligocene and early Miocene based on detailed micropaleontology and a study of Tertiary sedimentary facies (Dubertret, 1955; Ghalayini et al., 2017).

An active transpressive tectonic regime nowadays prevails in the Eastern Mediterranean region (Skiple et al., 2012).

2. Stratigraphic framework and elements of petroleum systems

Seven wells were drilled between 1947 and 1967 (**Figure 2**) to explore the petroleum potential in onshore Lebanon. The oldest known stratigraphic units in Lebanon are dated to the Early Jurassic (probably Liassic; Renouard, 1951; Dubertret, 1955; Nader, 2011; this study). The thickness of different stratigraphic successions varies from south to north in Lebanon. This variation is related to the basin development affected by potential structural control (E-W faults) and / or by regional effects (Nader et al., 2018). Five hiatus/erosion phases occur in the onshore due to uplifts (Müller et al., 2010; Bou Daher et al., 2016).

Stratigraphic studies (Dubertret, 1929; Renouard, 1951; Dubertret, 1955; Basson and Edgell, 1971; Dubertret, 1975; Beydoun, 1977b; Walley, 1983, 1997, 1998, 2001; Nader et al., 2003, 2004; Nader and Swennen, 2004b; Nader et al., 2007; Müller et al., 2010; Hawie et al., 2013, 2014) and petroleum system studies (Renouard, 1955; Picard, 1959; Beydoun, 1981; Bein and Soffer, 1987; Cohen, 1988; Nader and Swennen, 2004a; Al Ameri et al., 2006; Nader, 2011; Barrier et al., 2014; Bou Daher et al., 2016, 2016; Al-Balushi et al., 2016; Grohmann et al., 2018; Ghalayini et al., 2018) are well documented.

Pre-Jurassic sediments. Since these units have never been reached and studied in Lebanon, the nature and extent of the pre-Jurassic strata must be extrapolated from neighboring countries (Gardosh et al., 2008b). A continuous depositional regime is proposed to explain the similarity of the lithological characteristics represented by cyclic deposits of subtidal and supratidal carbonates, evaporites and continental clastics of Triassic and Early Jurassic rocks in the region (Benjamini et al., 1993; Buchbinder and le Roux, 1993). A thickness of 2800-3700 m is suggested for the pre-Jurassic sedimentary series based on palaeogeographic considerations and facies correlations (Beydoun, 1977b).

Due to the absence of evidence for pre-Jurassic sediments in Lebanon, potential petroleum system elements are recognized from correlation with adjacent countries. Potential source rocks are identified in Ordovician and Silurian as well as Permo-Triassic units known in Syria and Israel (Al-Balushi et al., 2016). Considered as highly speculative, Triassic source rocks are believed to have reached gas window (Feinstein et al., 2002). Renouard (1955) assumed that the pre-Jurassic beds are responsible for most of Lebanon's oil showings and by regional comparison these units may contain good source rock characteristics: Kurrachine and Dolomitic Amanus formation in Palmyra (Syria); Triassic formations (Saharonim, Mohilla and Shefayim) in Israel (Horowitz and Langozky, 1965); Butmah and Kurrachine formations (Grabowski, 2014) in Iraq and Triassic carbonates interbedded with shales in North Sinai (Egypt) (Smith, 1984; Alsharhan, 2003; Shaaban et al., 2006; Montadert et al., 2014).

In comparison to Syria, Nader and Swennen (2004b) propose the possibility of the same deeply buried Triassic source rocks. Bou Daher et al. (2016) proposed a model where potential Permian and Triassic source rocks had generated hydrocarbons along the margin and in the onshore from 75 Ma on.

Paleozoic and Triassic potential reservoir rocks are common in Syria, Israel and Jordan (Beydoun, 1977a). The most known are the Permian to Early Triassic formation (shales interbedded with sandstones and siltstones) and the Early-Mid Triassic formation (dolomites

and sandstones) found in the Palmyrides (Barrier et al., 2014) and southern Levant (Gardosh and Tannenbaum, 2014).

The Triassic evaporites are well known in the neighboring countries as important cap rocks which probably extend to Lebanon with the same role. These evaporites seal underlying reservoir in the Palmyrides (Sawaf et al., 2001) and southern Levant (Gardosh and Tannenbaum, 2014). The massive development of Triassic carbonates covered with marls/shales or evaporites form a complete petroleum system in Syria and can be extrapolated to Lebanon (Beydoun, 1981).

Jurassic sediments. Early Jurassic sequences are essentially found in the center part of Mount Lebanon and Anti-Lebanon. Walley (1997) estimated a thickness of more than 2000 m for the Jurassic sequence in Lebanon. Lithologies consist mainly of dolomite and micritic limestone.

The Jurassic formations are divided into four formations of carbonate platform separated by volcanic deposits. The **Kesrouane Formation** is the oldest exposed outcrop (Liassic – early Oxfordian) with 1250 m of average thickness representing a thick sequence of monotonous cliffs formed of micritic limestone and dolomite (Nader et al., 2004). Two subdivisions are proposed for this Formation (Renouard, 1951). The lower part known as “Chouane Dolomitic Member” is characterized by the predominance of grey dolomites (fine to medium-grained dark dolomite) and is attributed to Liassic with a thickness of ca. 400 meters. The upper part is known as the “Nahr Ibrahim Member” (Walley, 1997). With a thickness of ca. 800 meters, this member is composed of thick, massive and weakly fossiliferous limestone with thin clay units. It is less affected by dolomitisation and composed mainly of micritic limestone reflecting shallow marine environments. This formation is followed by the 50m to 180m thick **Bhannes Formation** characterized by volcanic deposits dated to the late Oxfordian - early Kimmeridgian (Dubertret, 1975). The origin of this volcanism remains uncertain and it does not seem to be associated with rifting but more probably with a regional thermal event (Walley, 1997). The Bhannes Formation is overlain almost conformably by the 30 m to 80 m thick **Bikfaya Cliff** (Dubertret, 1975; Walley, 1997). Dated of late Kimmeridgian to early Tithonian age, this carbonate formation was deposited in shallow marine environment presenting occasional return to the subaerial tuffs and lavas. The **Salima formation** (Tithonian) is described as a highly variable sequence of alternating ferruginous oolitic limestones with brown marls. Due to the pre-Cretaceous erosional unconformity, the thickness of this formation varies from 180 m in Salima (Metn region) to only a few meters in other places (e.g. Nahr Ibrahim outcrops in Mount Lebanon), or even disappears completely in others (Basson and Edgell, 1971; Walley, 1997).

Marly intercalation in the Middle and Upper Jurassic limestones are supposed to be promising source rocks (Henson, 1951). Thus, Kimmeridgian rocks are interpreted on the basis of deep exploration well correlation as having the best indications as source rocks (Ukla, 1970). Oil generation is modeled to be started as early as Oligocene in Kimmeridgian source rocks and they are currently in the oil window in Bekaa Valley due to their deep burial (Feinstein et al., 2002).

The Jurassic may provide potential reservoir rocks according to regional correlations. Yet, Diagenetic and sedimentological studies confirm that the Jurassic platform is affected in certain regions by early trends of emersion and invasion by meteoric waters thus leading to the destruction of carbonate reservoir quality (Nader and Swennen, 2004a, 2004b). However, deeply buried Jurassic limestones may be protected from meteoric invasion and form with fracture-associated hydrothermal dolomites effective reservoir rocks in the Bekaa Valley and Levant margin. Possible seals identified in the Jurassic succession may be related to

Kimmeridgian Bhanes volcanics despite the lateral heterogeneity of this formation, as well as marly and shaly Jurassic units (Ghalayini et al., 2018).

Cretaceous sediments. At the end of the Jurassic, a significant drop in sea level coincided with uplift, resulting in sub-aerial exposure and probable erosion of the Salima Formation (Renouard, 1955; Basson and Edgell, 1971; Walley, 1997). An unconformity and a significant hiatus up to Berriasian – Barremian mark this event.

The Lower Cretaceous thickness ranges between 400 to 600 m. It starts with the “**Grès de base - Chouf Formation**” composed of ferruginous sandstones with rare lignitic intercalations deposited under fluvio-deltaic to paralic continental conditions (Renouard, 1951; Basson and Edgell, 1971; Dubertret, 1975; Walley, 1997). Follows the Abieh Formation composed of limestones, marls and sandstones deposited in deltaic, estuarine and littoral environment. After erosion/hiatus, follows the transgressive carbonate Mdairej Formation deposited in shallow marine conditions (Noujaim, 1977; Doummar, 2005). The Hammana Formation is composed of carbonates, marls and terrigenous sand (marine although still littoral system) with locally volcanics and pyroclastics; (Walley, 1983).

The Upper Cretaceous is characterized by two deposition phases separated by a regional unconformity (Upper Turonian-Upper Santonian) due to the early phases of Syrian Arc deformation and regressional cycles (Wood, 2001; Brew et al., 2001; Müller et al., 2010). The first phase witnessed ca. of 900 m of Cenomanian-Turonian carbonate deposition (ca. of 900 m; Mouty and Al-Maleh, 1983; Nader, 2000) under relatively low sea level and slow subsidence (Haq et al., 1988). The second phase is related to the return of high sea-level conditions on the outer part of a continental platform (Walley, 1997) and characterized by pelagic chalk deposition that reached 600 meters (Chekka Formation) (Walley, 1997; Nader, 2011).

Major Cretaceous source rocks in Lebanon are the Senonian chalky marls sufficiently buried to be oil-prone in the Bekaa Valley and the Levant margin (Bou Daher et al., 2015) and Early Turonian marls rich in organic matter, however thin (Beydoun, 1981).

Several Cretaceous potential reservoir rocks are known in the region and correlated to those present in Lebanon: Early Cretaceous Chouf sandstone correlated to Rutbah formation in Syria (Sawaf et al., 2001) and Helez formation southern Levant (Shenhav, 1971); isolated reef build-ups of Albian and Aptian, similar to those found in the Eratosthenes margin (Hawie et al., 2013; Montadert et al., 2014; Esestime et al., 2016); Sannine carbonates and Upper Cretaceous fractured carbonates (Chekka formation). Good cap rocks are related to Cretaceous claystones, marls, and basalts including: Albian-Aptian argillaceous beds (Hammana marls) and Late Cretaceous shales (Chekka marls) (Dolson et al., 2001).

Paleogene sediments. The Cretaceous-Paleogene transition shows a regional hiatus (top Maastrichtian - lowermost Paleocene). During the Paleogene, marine conditions persist throughout most of the northern Arabian platform, accompanied with extensive pelagic deposits. Paleocene rocks show important variations in thickness between 150 - 350 m and are included within the beneath Chekka Formation. Early and Middle Eocene are represented by a nummulitic limestone formation and characterized by its thickness variation from non-deposition to 900 meters (Walley, 1998). This variation is an evidence of a tectonic differentiation. The Late Eocene-Oligocene experienced a major tectonic phase which was expressed by a regional hiatus and leading to the uplift of Mount Lebanon. until the mid-Miocene, sediments of this period were either not deposited or eroded in Lebanon.

In the southern Bekaa, Paleocene and Early Eocene marls may be possible source rocks as observed in parts of the northern offshore (Beydoun, 1977a). Potential reservoir rocks can be related to Oligo-Miocene carbonates and siliciclastics based on regional correlations and their equivalents in the Levant margin. In the Bekaa region, Eocene nummulitic limestones may be considered as potential reservoirs. Paleocene to Early Eocene marls and Paleocene calcareous shales provide good seals for underlying reservoirs but they are in limited areas. In addition, very effective seals can be related to intra-formational shales (Beydoun, 1977a; Nader, 2011; Ghalayini et al., 2018).

Neogene sediments. After major uplift, the post-orogenic Neogene (Middle Miocene to Pliocene) sedimentation was mainly restricted to the coast and the inland Bekaa basin. The marine sediments (massive coastal limestone) passed rapidly landward into lacustrine and fluvial sediments. The Miocene has a thickness of 200 - 300 m in the coastal region compared to 1500 m thick in the Bekaa basin while Pliocene deposits thickness ranges between 450-500 m.

Local Neogene marls may be possible source rocks, but they did not reach maturity for hydrocarbon generation in the onshore. Miocene reefal carbonates can be considered as potential reservoir rocks in the northern margin (Hawie et al., 2014). Despite that Messinian salt units play an important role as efficient seals in the Levant basin, yet they are absent onshore.

3. Structural framework

a) The Levantine Margin

Lebanon represents the northern margin of the Levantine basin and the central part of the Levantine margin. The offshore in the Levant basin is known and recognized for its petroleum systems and for the oil and gas exploration (Meritet, 2011; Furfari, 2012; Abu Gosh and Leal-Arcas, 2013; Ağdemir, 2015; Esestine et al., 2016; Liu et al., 2017; Nader et al., 2018). Three NNE - SSW aligned zones characterize the general landscape composed of two mountain ranges that are major faulted horst systems and are separated by a high upland basin. From the west: a) Mount Lebanon, b) the high Bekaa plain, and c) the anti-Lebanon range to the east with Mount Hermon at its southern end (**Figure 2**).

Mount Lebanon includes the highest point "Qornet Es Saouda" at 3088 m with Late Cretaceous rocks exposed at the surface. To the west, Mount Lebanon bounds the Mediterranean Sea with coastal plain in its northern part (near Tripoli) that plunges below the Tripoli-Homs depression characterized by Late Neogene basalts and Quaternary deposits and relatively steep slopes along the coast. To the east, the Yammouneh Fault borders Mount Lebanon, of which it represents at this level a boundary between the micro-plate of the Levant and the Arabic plate.

The Anti-Lebanon consists of two parts: 1) To the South, it is represented by an elongated asymmetrical anticlinal uplift, Mount Hermon, with Middle Jurassic rocks forming its core. To the west, the Anti-Lebanon is bound by faults that extend northwards to form a fold separating it from the Bekaa Valley (**Figure 2**). To the east, the fault delimiting the south Anti-Lebanon continue as the Serghaya fault. This fault truncates the Anti-Lebanon southern part by a westward movement and complete its extension to the north. 2) To the North, the Anti-Lebanon is characterized by a structure comparable to that of the north of Mount Lebanon (**Figure 2**) but with a lower topography (Beydoun, 1977b; Walley, 1998).

b) Levant Fault System

The Bekaa Valley is a rift valley, covered by a thick continental succession from the Tertiary to the Recent. Late Paleogene and Early Neogene movements and ruptures probably during the Pliocene and Pleistocene are at the origin of this structural depression. It is considered as an extension of the Red Sea rift system in the south to the Ghab basin in the north. To the west, it is bound by the Yammounh Fault (main branch of the LFS in Lebanon). To the east, the limit with the Anti-Lebanon is less clear, a westward inclined bending represents a large part of it. To the south, this valley represents a narrow funnel-shaped depression (Beydoun, 1977b; Walley, 1998).

This Levant fracture system (LFS) is linked to the Red Sea rifting generated by the divergence of the Arabian and African plates (represented by red faults in **Figure 2**; McKenzie et al., 1970). This rifting started between 25 and 20 Ma and propagated towards the Gulf of Aqaba (Red Sea) (Steckler et al., 1988). The LFS accommodates this shift as a strike-slip movement of a N-S trend (Inati, 2017) since the Miocene (about 14 Ma, Bayer et al., 1988; Makris and Rihm, 1991). A second episode of activity is reported from 6-5 Ma to the present day and is accompanied by extensive magmatism and the beginning of transpression in Lebanon (Garfunkel, 1989; Walley, 1998).

The LFS today represents the most active seismogenic structure and the most recent tectonic event (Ben-Avraham, 1976; Hancock and Atiya, 1979; Quennell, 1984; Gomez et al., 2006; Ghalayini et al., 2017) in the eastern Mediterranean region. Represented by a series of predominantly sinistral strike-slip faults, the LFS extends over a length of 1000 km from the Gulf of Aqaba in the Red Sea to the Taurus Mountains in Turkey. The LFS is divided into three main segments: the N-S Dead Sea segment in the south (Red Sea - Gulf of Aqaba), the central segment (Yammounh Fault mainly in Lebanon) and the N-S Ghab Fault in the north (Turkey - Taurus Mountains) (Freund, 1965; Westaway, 2004).

In Lebanon, the LFS is known as the central segment, which is represented by a 160 km long NNE-SSW trending fault (Daëron et al., 2004). This segment is divided into three main parts: Yammounh, Serghaya and Roum faults. It forms a "restraining bend" and causes the uplift of pre-existing structures with many folds and NNE-SSW trending strike-slip faults. This fault, which may have been active since the Precambrian (Butler et al., 1998), acted as transpressional fault during the Pliocene and has accommodated a sinister strike displacement since the end of the Quaternary (Gomez et al., 2006).

An estimate of ~ 105 Km of slip is proposed for the south based on matching of numerous independent features. While in the north at the Turkey-Syria border, the slip estimate is about 70-80 km based on the correlation of ophiolite outcrops on both Arabian and African sides (Freund et al., 1970; Garfunkel, 1981; Quennell, 1984; Dewey et al., 1986; Westaway, 2004). For the Lebanese segment, the Yammounh fault has a total slipping of about 47 km as for Roum and Serghaya. Walley (1998) suggested 8 km and 20 km of left-lateral slip respectively while Butler et al. (1998) suggested 15-30 km and a few kilometers respectively. The slip rate is variable depending on the segment involved and the time span. On the Lebanese segment, an average of 5.8 mm/yr is estimated for the last 18 Myr while a higher rate of 8.5 ± 0.5 mm/yr is considered for the last 5 Myr (Freund et al., 1968). In Late Pleistocene – Holocene, the rate is estimated of 5.1 ± 1.3 mm/yr along Yammounh fault (Daëron et al., 2004) and 1.4 ± 0.2 mm/yr along the Serghaya fault (Gomez et al., 2003). A vertical offset is estimated from interpreted seismic profile of the Yammounh fault by 700 – 2000 m, the Serghaya fault by 700 – 1400 m and the Roum fault by 550 – 700 m (Ghalayini, 2015).

c) Reactivated Mesozoic Normal Faults

Other structures that control the stratigraphy at local scale are the ENE-WSW to E-W latitudinal faults (black faults in **Figure 2**). Known as Mesozoic structures (Valanginian to Albian; Homberg et al., 2009), these numerous faults were reactivated contemporaneously with faulted block rotation caused by the sinister fault along the LFS (Ron et al., 1984). At the Mesozoic time, these faults were associated to the Early Cretaceous extensional regime leading for a normal fault system with a tens to hundreds meters of vertical throw and a dipping with a regular $\sim 60^\circ$ angle either to the north or to the south (Homberg et al., 2009). They are currently seismically active and potentially extend offshore. The estimated horizontal slip for these dextral faults is 1-2 km (Dubertret, 1955; Sabbagh, 1961; Gedeon, 1999).

III. DATA COMPILATION AND MODEL ANALYSIS

A structural geology 3D model was built using Skua-Gocad® software for the entire onshore and a part of the near offshore (**Figure 1** for location). For this purpose, several types of data were used and combined in the available literature: geological map, wells, seismic profiles, geological sections, digital elevation model synthetic sections (**Figure 4**). This model aims to synthesis and harmonize all these available geological data to describe the on-shore Lebanese structural geology, the tectonic control on sedimentary bodies, and to better constrain the Meso-Cenozoic geodynamic evolution.

1. 3D data set methodology

For surface geology, we used a 1:200000 geological map of Lebanon (Dubertret, 1955) and a high-resolution Digital Elevation Model DEM of Lebanon of 50 m resolution using the Coordinate Reference System WGS 84 / UTM grid system (Northern hemisphere) from the CNRS-Lebanon. Nineteen well data were provided from published literature for Lebanon (Beydoun, 1977a; Beydoun and Habib, 1995; Nader and Swennen, 2004a; Hawie et al., 2013) and neighboring countries (Gardosh et al., 2008b). Also, ten interpreted seismic profiles and fifteen geological sections were provided from published literature for Lebanon and neighboring countries (Gardosh et al., 2008b; Searle et al., 2010; Meiler et al., 2011; Abou Romieh et al., 2012; Ghalayini, 2015; Velasco et al., 2015; Nader et al., 2016, 2018; Ghalayini et al., 2018).

To begin, all available data were transformed to a 3D database (**Figure 5**) considering data georeferencing and homogeneity (stratigraphic and depth calibrations). The geological map of Lebanon was first georeferenced using the QGIS software and then imported to Skua-GoCad® software.

The geological map is projected on the DEM of Lebanon. A manual 3D picking was carried out on the DEM in order to correct for inconsistencies which came from the incompatibility of the projection of the geological map to the DEM or from the smoothing of the local abrupt changes (cliffs) due to the definition of the DEM (50 m). Interpreted seismic sections were georeferenced and added. The diversity of authors and interpretations of subsurface geology prevented a perfect correlation of the data. Also, the used data were not necessarily located with accurate precision.

To better constrain the 3D model interpolation, additional data were needed to cover areas of insufficient data content. For this purpose, three synthetic profiles were created using the geological map and existing profiles. For the fault network, a structural map of Lebanon was

used (Nader et al., 2016). For vertical extension and fault network simplification, fault traces and dips were averaged from literature and different profiles. Faults were divided into major strike-slip NNE-SSW and lateral E-W faults. Faults of unknown dip were constrained vertically. The Yammouneh and Serghaya faults have a general strike within NNE-SSW trend with a dip of 88° and 70° , respectively. Being combined with the Yammouneh fault, the Roubi fault was arbitrarily given the same dip. Strictly vertical dip was used for network of secondary faults of the Mount Lebanon in the absence of data except for the Saida E-W fault, which has a normal fault dip (60° S).

Next step consisted on digitizing the spatially referenced data of various sources. Well data and interpreted seismic sections were digitized to serve as the basis of stratigraphic horizons interpretation. The discrepancies between the data (sometimes of the order of magnitude of a geological age) made it necessary to establish a "data correction" strategy in order to harmonize the dataset. Indeed, even though digitized structures were structurally and tectonically well interpreted, they were very often poorly located in space. A translation seemed therefore a good strategy to bring them back in line with the majority data.

The fault's network was harmonized with the geological map and constrained by fault surfaces given in section data. All faults were subject to an extrapolation of 20 km depth. Fault connections were defined and maintained when necessary. Fault blocks were correlated by constraining fault displacement and smoothing thickness trend maps taking in consideration some interpretations such as syn-sedimentary growth of faults and folds.

The Skua-Gocad[®] software uses regular (grid) or irregular meshes (tetrahedralized solids, polygonal curves and triangulated surfaces) to provide discrete representation of geological objects (Mallet, 2002). To realize this model, a Discrete Smooth Interpolation (DSI) is used to turn data to 3D geological objects (e.g. horizons or faults) (Mallet, 1989, 2002). So, various types of data onshore and offshore were transformed to a wide range of constraints to ensure geological and geometrical homogeneity between objects (Mallet, 2002; Caumon et al., 2009).

The main work consisted on homogenizing the data to obtain the detailed most accurate and smoothest possible model to visualize the variation of the different stratigraphic layers as well as their thickness. For this purpose, an algorithm was established to choose the reference data on which to align the scattered data using an order of priorities, which were: 1st) geological map takes precedence over all other data, then 2nd) wells data, 3rd) seismic data, and finally 4th) schematics (hypothetical profiles). If tied, an additional order of priority was adopted and the discussion done according to 1st) the accuracy of geo-referencing, 2nd) the structural consistency, 3rd) the date of publication, 4th) the author's reservations, and 5th) data distance from defined study area. If data was inconsistent or incompatible with the overall dataset, it would be ignored according to the same algorithm.

The first stratigraphic surfaces to build were those of the highest amount of available data (geological outcrops, wells and seismic data). Based on the algorithm mentioned-above, temporary surfaces were built from the constraints (stratigraphic boundaries and dip data) provided essentially by geological map and interpreted profiles using the Discrete Smooth Interpolator (DSI). Fault displacement was not considered at this stage. Every built horizon was used as a reference for the overlying horizon. Seven different Meso-Cenozoic temporary horizons were constructed (top Triassic, top Bajocian, top Jurassic, top Aptian, top Upper Cretaceous, top Eocene and top Miocene). Then, topography and outcrop stratigraphy were used as erosion surfaces to erode built surfaces and visualize the actual extend of the stratigraphy.

At the end, the 3D surface model was constructed via 3D stratigraphic horizons and the fault network using the Structure and Stratigraphy (SnS) workflow. This workflow required the creation of a stratigraphic column and identification of some horizons' relations hypothesis. This hypothesis could be modulated by indicating an almost isopach deposit, a baselap deposit or an erosive surface at a desired location. The choice of the stratigraphic column influenced the whole modelled area and had a significant impact on the layer thicknesses.

In the offshore, post-Triassic sediments appear as base-lap deposits, while in the onshore they appear markedly nearly isopach. Since our work concerns mainly the onshore, we chose to represent post-Triassic deposits as almost isopach, excluding the Miocene horizon that was considered as base-lap deposit. After construction, all horizons showed a theoretical shape that was not adapted to the real surface geology. Therefore, an additional step was needed in order to provide a realistic shape of these horizons. From the topography surface, an erosion surface was created for this goal. Also, fault sets were involved in the modelling at this stage to affect stratigraphic horizons and implied a vertical throw specific for each fault. To reach a greater accuracy, we reduced accommodation to 200 meters around the faults and we cleaned the data in their vicinity manually. Since the geological map is the most trusted data, it was used for a step-by-step comparison and successive feedbacks. This comparison helped to improve gradually the whole model without affecting its 3D integrity at each step. This construction permitted to obtain the most valid representation of the real geometry especially after integrating and respecting all 3D variations of the original data.

Vertical thickness maps were calculated from the interpolated 3D model, using the difference of depth between each two consecutive stratigraphic horizons (for example, thickness of Bajocian that exists between Top Triassic and Top Bajocian). The vertical thickness map was finally obtained by DSI interpolation of thickness property.

2. 3D model analysis & interpretation

The constructed 3D model shows for the first time the interpolation of available geoscience data onshore and offshore Lebanon fully homogenized (**Figure 6**).

This model shows the structural division of the country in four individualized geological units cut by essentially N-S faults (e.g., Serghaya and Yammouneh faults).

The offshore part is described by thick Mesozoic and Cenozoic units which westward plunge controlled by the regional geodynamics (Tethyan passive margin) and by thick Messinian deposits.

The Mount Lebanon is structured by a NNE-SSW anticline of Meso-Cenozoic almost isopachous strata, and by a strong erosion that allows to observe Jurassic outcrops in the core of the anticline. Paleogene and Neogene strata are only observed in isolated locations on the coast.

The Bekaa Valley, in the east side of Yammouneh fault, records a NNE-SSW syncline with fairly thick stratigraphic units, essentially Upper Cretaceous, Paleogene and Neogene. The last Miocene erosion does not affect Mesozoic series. In the southern part, the Bekaa Valley is bounded by the Rachaya fault, but neither Rachaya nor Serghaya extend to the north. However, the synclinal structure continues to the north in continuity with the regions further east.

To the east, the Anti-Lebanon unit is structured by an anticline that reveals the Jurassic at its core. The stratigraphic units plunge eastward. In the south the Anti-Lebanon is controlled by the Serghaya fault on its western flank. But in the north, the faults are not extended; so, we find a tectonic continuity of the syncline series of the Bekaa with the anticline of the anti-Lebanon in the west.

Finally, two other synclines are presented at the East and West of the country corresponding to the Syrian basin and to the offshore Lebanon respectively.

The 3D model shows how N-S faults (Roum, Yammouneh, Rachaya, Serghaya faults), which are the northern continuation of the Cenozoic LFS, structure and control the geodynamic history of the country. The 160 km long Yammouneh Fault, part of the Levant Fracture System (LFS), bounds the eastern side of southern Mount Lebanon and cuts through northern Mount Lebanon (**Figure 2**). The geometry of geological strata in the Western part of Lebanon (Offshore and Mount-Lebanon) evolves independently of the Bekaa Valley and of Mount Anti-Lebanon.

Moreover, the general top Triassic depth map (**Figure 7**), representing the depth of the top Triassic sediments in comparison to the present-day topography, shows clearly that the country is fragmented in two major parts by the Yammouneh fault.

The Western onshore part (Mount Lebanon) records a homogeneous activity of ENE-WSW faults which display a strong post-Triassic control on sedimentary bodies. These ENE-WSW faults mapped and modelled (**Figure 2 & Figure 6**) are recognized as Mesozoic Reactivated Faults with a potential normal activity end of Jurassic/early Cretaceous, and a reactivation during Miocene by a reverse movement.

Furthermore, the 3D model, by the top Triassic surface mapping, allows to conclude that Triassic strata do not outcrop at the surface and stay at a minimal depth of 1000 m from the surface in the core of Mount Anti-Lebanon and its south and in some part of Mount-Lebanon. In the offshore part, the Triassic units plunge deeply over 5000 meters, due to the passive margin structuration and to the sedimentary load of thick Miocene units.

In the Eastern part of Lebanon, Triassic units show a certain homogeneity between Bekaa Valley and Mount Anti-Lebanon, with only few variations of Triassic depth are recognized on besides of Serghaya fault. Then we can conclude that during this period, Bekaa Valley and Mount anti-Lebanon have the same and individual geodynamic history in connection with Syrian basin, by contrast with the offshore and the Mount Lebanon unit which have another geodynamic history in connection with Tethyan margin evolution.

From the 3D model, the constructed thickness map for the Jurassic (top Jurassic surface minus top Triassic Surface) allows us to analyze geometry and tectonic control on Jurassic units, showing (**Figure 8**) variation of sediment deposition and revealing the accommodation space created during Jurassic. This spatial variety reflects a heterogeneous tectonic control during this period in Lebanon with two main parts: a first one, on the west of Yammouneh fault which have a Tethyan history, and an eastern part (Bekaa Valley and Mount anti-Lebanon) which have common Syrian history.

The Jurassic thickness map shows a thick deposition during the Jurassic with a thickness that exceeds 2000 meters in the south of the country and in the northern offshore part. We can observe that these hard thickenings are control by fault (Roum and Yammouneh faults). In the

eastern part of the country, Jurassic thickness are lower with values that do not exceeding 1400 to 1600 meters.

During the Jurassic time 201-145 Ma, the sediment supply (22.3 to 46.4 m.Ma^{-1}) reflects a high tectonic control in accommodation creation on both side of the actual Yammouneh and Serghaya Faults.

Moreover, the Jurassic thickness map displays a certain control of accommodation on both sides of the set of ENE-WSW faults in the Mount Lebanon. The lateral thickness variations across faults confirms that a top Jurassic geodynamic event activates this set of WSW-ENE faults.

Sediment deposits during Jurassic is controlled by the final rifting phase followed by a post-rifting subsidence (Walley, 2001). A major eustatic rise in Late Jurassic is recorded by thick limestones in Lebanon (Walley, 2001) accompanied by a subsidence continuity in the western margin of Mount-Lebanon until the end of Kimmeridgian (which explains the higher thickness in the western part compared to the eastern part of Lebanon). This high sedimentation rate is well recorded within the Jurassic platform (2000-3000 m), although the major regional erosion or non-deposition is caused by uplift events dated to the Jurassic – Early Cretaceous boundary in relationship to a major tectonic phase (Dubertret, 1975; Walley, 2001; Müller et al., 2010).

Also, the Jurassic thickness map shows the effect of different faults where the Yammouneh fault seems to play the most effective role in the horizontal displacement caused by the LFS. This displacement has another consequence linked to the compartmentalization of the country in two parts, each with its own geological history. The other faults (Serghaya, Roum and lateral faults) do not seem to play a similar role as the Yammouneh strike-slip fault. The Serghaya fault is a minor fault and does not play a great control. Thus, the Bekaa constitutes, with the Mount Anti-Lebanon, a single geological structure related rather to the onshore south west of Syria, while the Lebanon Mountain is directly related to the Levant basin offshore Lebanon.

It is difficult to accommodate all the deformations by focusing only on the throw of Yammouneh and Serghaya faults. The ENE-WSW faults do not register significant activity or major effect in this model despite their intense presence in the western part of Mount Lebanon where some authors indicated significant vertical displacement for these normal faults (Dubertret, 1955; Homberg et al., 2010). Due to the absence of sufficient studies and the inability of the model to visualize all types of fault sets, we chose to study in more detail a particular type of faults, the ENE-WSW fault presents at Nahr Ibrahim.

IV. NAHR IBRAHIM FAULT SYSTEM ANALYSIS

1. Study Area

The area of interest is located in part within the Kesrouane District (central Mount Lebanon), in the western part of the Nahr Ibrahim River, which is ca. 40 km east of Beirut, where it extends from the valley to the nearby villages Chouane, and Abreih (**Figure 9**). This region is characterized by its deep East-West valley of the western side of Mount Lebanon which cuts the entire stratigraphy of the Jurassic Kesrouane Formation. It provides a well exposition and relatively good access to the strata. Most of East-West pre-Cretaceous trending faults in the region were reactivated during and/or after Cretaceous times causing vertical displacement and allowing outcropping of the oldest/ lower part of the Jurassic succession. The encountered Jurassic strata represent a sub-horizontal, gently dipping westward, monoclinial structure. The studied samples of Jurassic carbonates were collected from three almost parallel levels crossing

the Kesrouane Formation: (1) Nahr Ibrahim Valley; (2) Chouane village outcrop, and (3) Abreih road outcrop (**Figure 9 & Figure 10**).

2. Nahr Ibrahim sampling and local stratigraphy

Jurassic strata dip westward at 10° to 15° and rarely 20°. Stratigraphic logs were realized based on stratigraphy, sedimentology, lithology and structural observations and documentations. The three profiles were transformed to a vertical log using the relation between the dip angle and the total distance covered horizontally. Fifty-eight samples were collected from Jurassic Kesrouane Formation rocks (limestones, dolostones, partly dolomitized limestones and marls) in different outcrops and were studied for microfacies and geochemistry. Petrographic study was performed on all samples to construct a lithological log for the study area (**Figure 11**).

Kesrouane Limestone is mainly composed of bioclastic wackestones with high content of pellets and peloidal grains, typical of shallow-marine and platform carbonates (**Figure 12**). Major bioclastic components in this limestone are echinoids, foraminifera, some ostracods and shell fragments (bivalve and brachiopod). Completely dolomitized strata are well identified on stratigraphic sections and the two types of dolomite described by Nader et al., (2004) are well recognized: 1) Known as the “Chouane Member”, the grey dolomite is identified at the base of sections A and B 2) the beige dolostone is identified at the top of section B and is known as a part of the “Nahr Ibrahim Member”. The geological map of the region shows a N60 lateral fault. This fault is considered as a Mesozoic normal fault (Homberg et al., 2009) that was reactivated during Miocene as a senestral strike-slip fault due to the LFS development (Ron et al., 1984).

3. Nahr Ibrahim Geochemistry

a) Methodology

Selected parts of the carbonate whole rocks (avoiding veins, weathered portions and dolomitized parts) were porphyzied. Carbon and oxygen isotopic compositions were determined by using an auto sampler and Gasbench gas chromatograph coupled to a Thermo Scientific MAT253 isotope ratio mass spectrometer at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), CNRS-Université de Lorraine, Nancy, with an analytical precision of <0.05‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ (e.g. Licht et al., 2014). All $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values were expressed relative to Vienna PeeDee Belemnite (VPDB). The Sr isotopes ratios were measured at CRPG by digestion with diluted nitric acid, Sr purification through Sr-spec cation-exchange resin and a Thermo Scientific Triton thermal ionization isotope ratio mass spectrometer. Measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values were normalized to the value of 0.710248 for the NBS987 and corresponding ages obtained using the LOWESS non-parametric regression curve of McArthur et al. (McArthur et al., 2012). The uncertainties on the numerical ages correspond to the uncertainty of measurements added to the uncertainty on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marine curve.

Strontium (Sr) isotope dating (i.e. chemostratigraphy) was used to constrain the ages of the sedimentary sections.

b) Carbone and oxygen isotopes

Table 1 shows the $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ results of twenty samples collected from the Kesrouane formation and shows $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of eight samples (chosen based on $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ values, see Kalifi et al., 2021). The measured $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values range from -6.54 to -2.71 ‰, and -1.64 to 1.66 ‰, respectively. While the same range of values is observed for $\delta^{18}\text{O}$ values (-2.65 to -

5.4 ‰) in the literature, our samples display lower $\delta^{13}\text{C}$ (literature range from 0.15 to 2.40 ‰, Nader et al., 2003, 2004; Nader and Swennen, 2004a, 2004b).

Figure 13.A displays the $\delta^{18}\text{O}$ to $\delta^{13}\text{C}$ cross-plot for sections A, B and C. Samples from section C are slightly more depleted in ^{13}C than those from sections A and B. Data from Nader et al. (2007) indicate that dolomitized and diagenetized samples present $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from -5 ‰ to -13 ‰. Since our samples have $\delta^{18}\text{O}$ values higher than -5 ‰ and show no petrographical evidence for dolomitization, they may be considered as unaltered rocks having preserved sedimentological geochemical information.

Table 1. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ results, calcite expressed by mole percentage (M%) CaCO_3 of the investigated rock samples of the Kesrouane Formation (Lebanon). $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in ‰ V-PDB. ' - ': not analyzed'.

Height (m)	Samples	$\delta^{18}\text{O}$ cor (‰ V-PDB)	σ $\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$ cor (‰ V-PDB)	σ $\delta^{13}\text{C}$	M % CaCO_3	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ norm	σ	
34	Section C	Ab-LM11	-3,78	0,03	-0,69	0,01	98,46	0,707322	2*10 ⁻⁵
31		Ab-LM10	-2,88	0,02	-1,51	0,02	92,7	0,707365	1.9*10 ⁻⁵
27		Ab-LM09	-3,56	0,02	-1,64	0,03	96,28	-	-
12		Ab-LM02	-2,76	0,03	-0,78	0,02	91,18	0,707376	1.9*10 ⁻⁵
752	Section B	CH-LM17	-5,06	0,02	1,66	0,02	100,59	-	-
742		CH-LM16c	-5,07	0,03	1,38	0,02	98,6	0,707045	2.1*10 ⁻⁵
732		CH-LM15c	-5,68	0,02	1,52	0,02	100,29	-	-
723		CH-LM15b	-5,83	0,02	0,57	0,02	100,09	-	-
717		CH-LM15a	-5,11	0,02	0,18	0,02	97,77	-	-
415		CH-LM10d	-2,99	0,03	1,27	0,02	99,15	0,707123	1.9*10 ⁻⁵
413		CH-LM10c	-2,71	0,01	0,75	0,02	96,88	0,707126	1.9*10 ⁻⁵
408		CH-LM10b	-2,88	0,02	0,9	0,02	98,55	-	-
340		CH-LM08c	-4,44	0,01	0,97	0,01	98,54	-	-
332		CH-LM08b	-6,54	0,02	1,16	0,04	98,37	-	-
322		CH-LM08a	-4,56	0,02	1,21	0,02	100,89	-	-
283		Section A	NIb-LM09	-4,16	0,01	-0,42	0,01	97,03	0,707131
242	NIb-LM08		-5,74	0,01	0,53	0,02	99,98	-	-
170	NIb-LM07		-5,01	0,02	0,42	0,02	98,3	-	-
140	NIb-LM06		-3,5	0,02	0,12	0,02	99,4	0,707118	2*10 ⁻⁵
135	NIb-LM05		-4,16	0,02	0,99	0,02	99,22	-	-

c) Chemo-stratigraphy

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values for all samples range between 0.707045 and 0.707376 (**Table 1** and **Figure 13.B**). The strontium chemostratigraphy of the limestones of the Nahr Ibrahim region excludes all Cretaceous ages since the Bhannes formation (Late Jurassic volcanic rocks) is found overlying all our studied log sections (field observations) and was dated as Late Oxfordian – Early Kimmeridgian (Laws and Wilson, 1997).

In the north part of the fault, the chemostratigraphy of ‘section A’ resulted in Early or Middle Jurassic ages (Pliensbachian – Toarcian or Bajocian) (**Figure 13.B**). In ‘Section B’, two age levels can be distinguished, at 413 and 742 m (**Figure 11**). The lower level (at 413 m) is Bajocian in age (169.05-169.30 Ma) while the upper level (at 742 m) is of Bathonian age (166.95-168.50 Ma) (**Figure 14**). In the south side of the fault, ‘section C’ returns Pliensbachian age (188.65-190.25 Ma).

Within the southern fault block (**Figure 14**), the base of section A shows two possible ages but since it is stratigraphically positioned below the lowest part of section B (determined as Bajocian) it allows us to assign a Pliensbachian-Toarcian age to this section. The results show that section A and section C have quite close ages even though they are separated by section B and are vertically superposed. Despite the absence of field evidences, strontium-age analyses show differences between sections east and west of the fault which can be related to its vertical throw.

This fault is identified as a reactivated Mesozoic normal fault like all other E-W and NNE-SSW faults western Mount-Lebanon. It may have first played a normal fault role to increase its vertical displacement prior to its strike-slip offset due to the compressive stress on the region as already suggested by Dubertret and collaborators (1955). Restoration of the vertical throw by adjusting sections A, B and C according to their stratigraphic ages (**Figure 14**) suggests a vertical throw of 700-800 meters resulting from the accumulation of vertical movement from Mesozoic until today.

This estimated vertical throw will be used in the 3D model to better consider this major role of the reactivated Mesozoic faults.

V. MODEL REVISION AND PETROLEUM SYSTEM

The model was corrected by adding the new vertical offset value of the ENE-SWS fault (**Figure 15**). Yet, we cannot generalize this value to all similar faults along the western part of Mount-Lebanon because the study is limited to one fault system (Nahr Ibrahim). However, we tried to modify in the model the vertical offset when needed in order to have the best accommodation of all deformation, especially for the fault at proximity to that studied.

We tried to explore and estimate in a global view the petroleum systems and possible trap types that exist in the onshore. Most important elements for a petroleum system may be summarized by Magoon and Dow (1994): 1- source rock presence and maturation; 2- presence of a typical reservoir rock; 3- trap formation and geometry; 4- hydrocarbon generation, migration and accumulation; 5- seal thickness and capacity to hold hydrocarbon; 6- faults conduction property (seal or hydrocarbon conducting).

Potential petroleum system elements were extracted from a petroleum system chart for the onshore Lebanon proposed by Ghalayini et al. (2018) (**Figure 16**) and were added to the 3D

model. Every element was identified in the model as a property. The created 3D model represented pre-Triassic to Miocene units. All elements below or above these units were not taken into consideration. Ghalayini et al. (2018) considered that hydrocarbon migration and accumulation begun during and after trap formation. This study also considers that Permo-Triassic source rocks generated hydrocarbons since the late Senonian till now while Kimmeridgian and Neocomian source rocks are currently generating hydrocarbon. Senonian source rocks are excluded from our considerations since they are considered as immature.

Sealing and hydrocarbons conduction behaviors of faults were not considered in the interpretation due to missing information.

The N-S and E-W 2D profiles were chosen for our traps' investigation (**Figure 17**). **Figure 18. A, D & E** propose anticlinal traps with a complete petroleum system. **Figure 18. B, C & D** show some possible fault traps. All traps are sealed by the Late Jurassic to Paleocene age seals (seals' age and type are mentioned in **Figure 16 & Stratigraphic framework section**).

As mentioned before, Jurassic reservoirs may not be of good quality due to their invasion by meteoric water. Else, Cretaceous reservoirs (Early Cretaceous Chouf sandstone formation and Late Upper Cretaceous fractured carbonates) may play an important role in HC accumulation due to the alternance with good quality seal rocks (intraformational marly and shaly units of Cretaceous ages).

VI. CONCLUSION

Our 3D model proposes consistency between data permitting a good understanding of the continuity of different stratigraphy units in the country. In addition, it shows the role of different faults in the vertical and horizontal displacement of these units, especially the Yammouneh fault with its hundred km strike-slip movement.

The use of chemo-stratigraphy allowed the determination of vertical fault displacement of about 800m at Nahr Ibrahim. This work asserts the importance of the NNE-SSW faults role that have played in the formation of the geology of Lebanon since the Mesozoic. Similar study should be carried out on several faults of the same type over the whole country to generalize their role.

Our study allowed the identification of strata older than 185 My at the base of Nahr Ibrahim section which may now be considered as the oldest Jurassic outcrops in Lebanon. This section must be followed more deeply in the valley where it may reach the Triassic age. A revision of the Mesozoic structure is needed to see the possibility of development of tectonic structures throughout the central part on LFS. Also, a petrophysical study is needed to treat seals and faults behaviors so it can be added in the model to contribute to petroleum traps interpretation.

It may also be interesting to study in the offshore the secondary structural systems and fracturing associated to this ENE-WSW reactivated Mesozoic fault system to target perhaps new offshore plays/traps.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to acknowledge the Lebanese University and the Azm and Saade Association for funding this thesis. Antoine AL-SAMRANI is thanked for providing some data set. The Ring Team (ENSG-Nancy-France) is thanked for providing an academic license for Skua-GoCad[®] software and some advices for the 3D modelling. Catherine Zimmerman and Thomas Rigaudier (CRPG) are acknowledged for providing isotopic analysis and associated chemostratigraphy.

LIST OF FIGURES

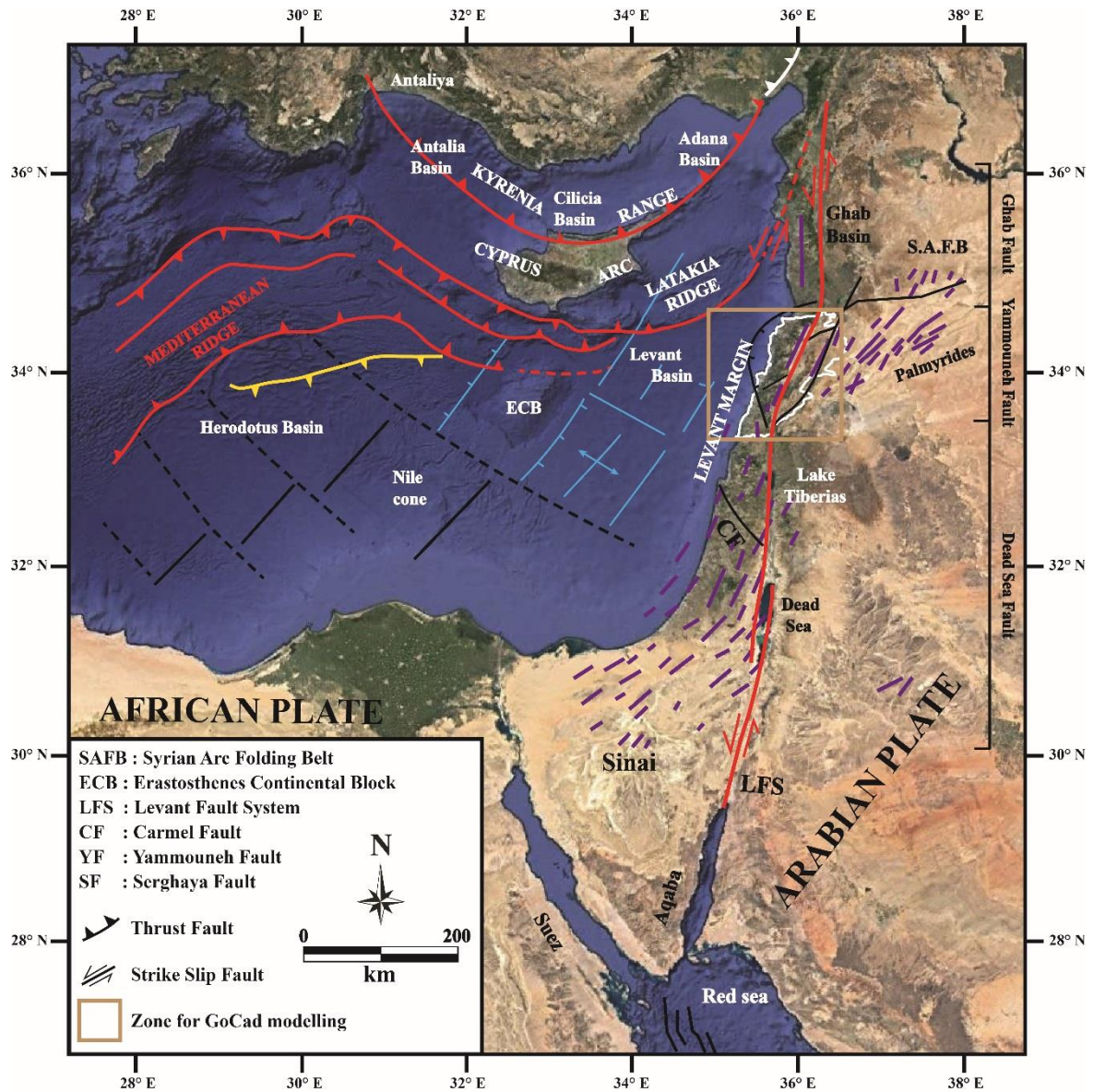


Figure 1. Eastern Mediterranean region: structural view.

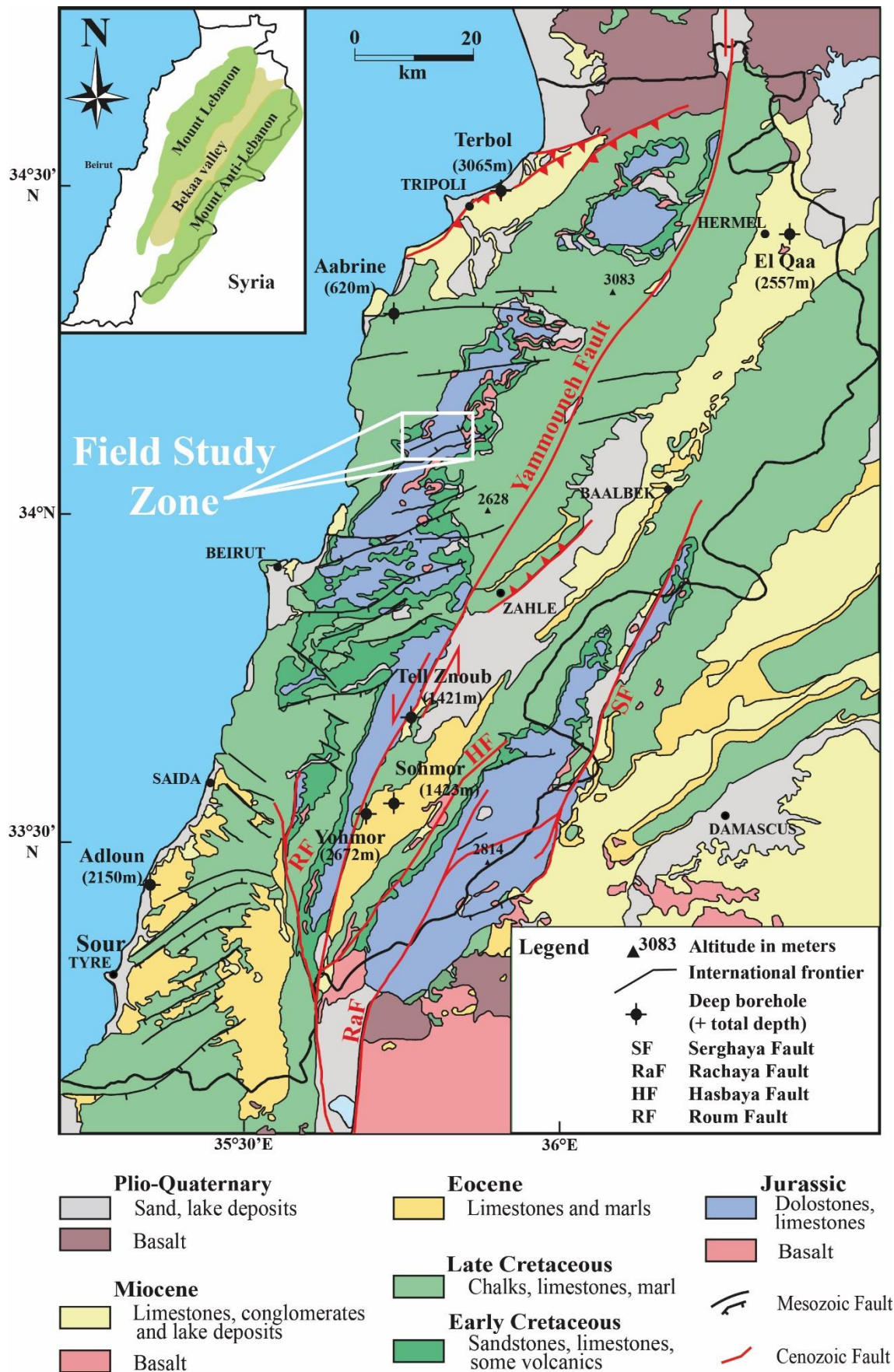


Figure 2. Generalized geological map of Lebanon (modified after Nader et al., 2016)

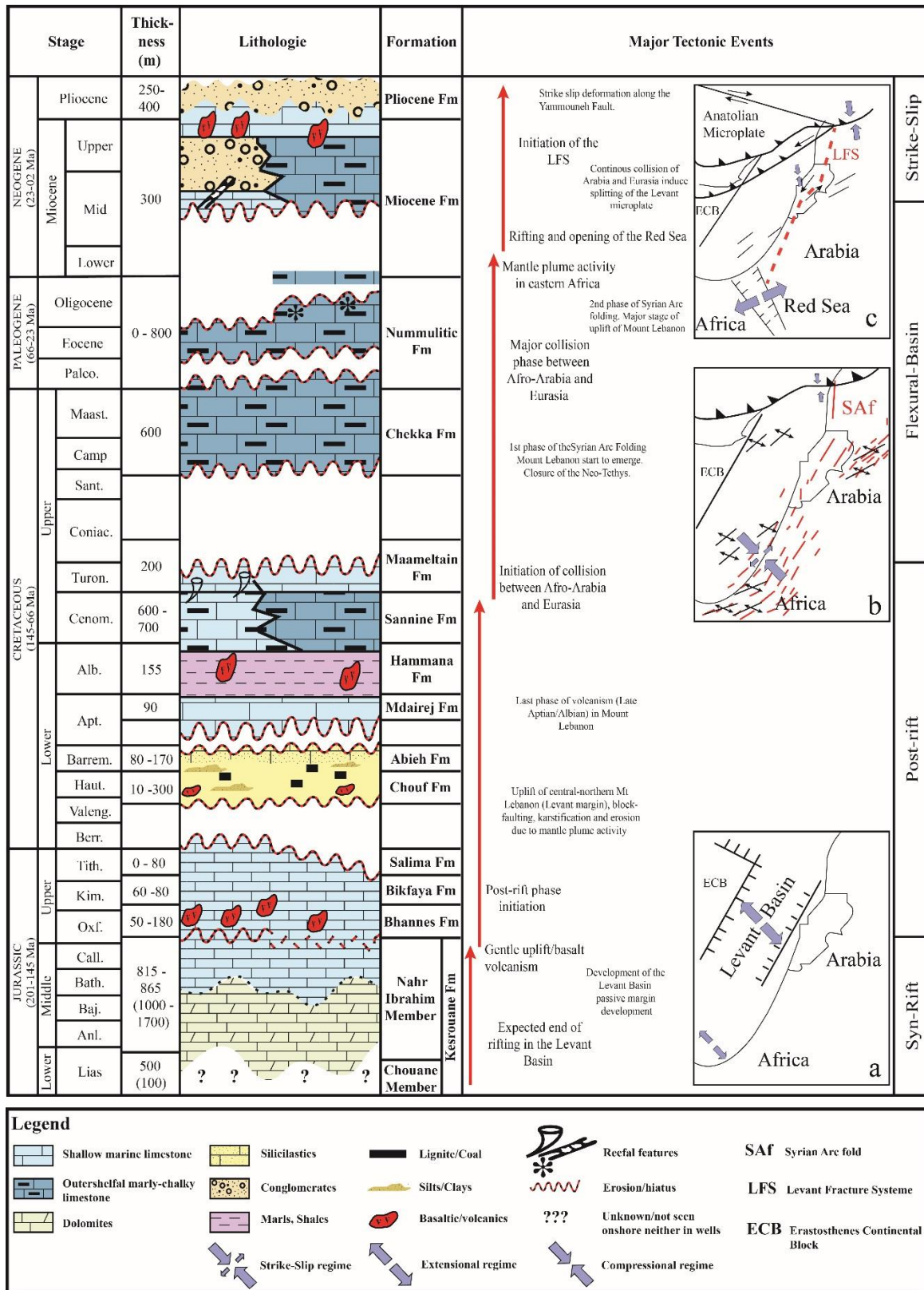


Figure 3. Litho-stratigraphic table of the Lebanese rock sequence based mainly on the central area of Mount Lebanon related to main geodynamic events of the region. Paleo-stress directions for the: a) Lower Jurassic, b) Middle Maastrichtian and c) Tortonian are represented by thick arrows (compiled from Walley, 1997; Nader et al., 2003, 2016; Nader, 2011; Hawie et al., 2014).

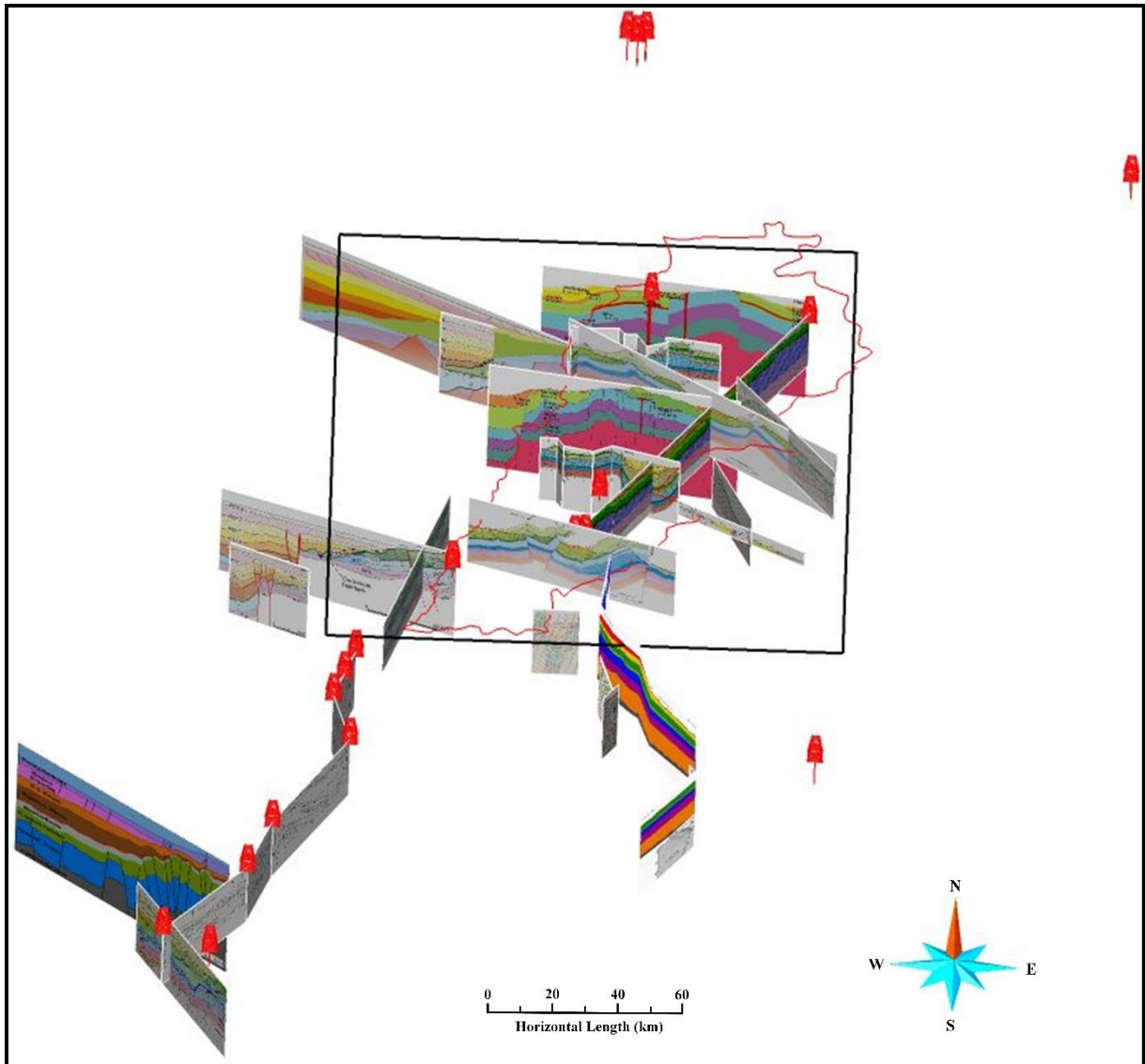


Figure 4. Combining different types of data in available literature used to create the 3D model for the onshore Lebanon and part of its offshore (see location F)

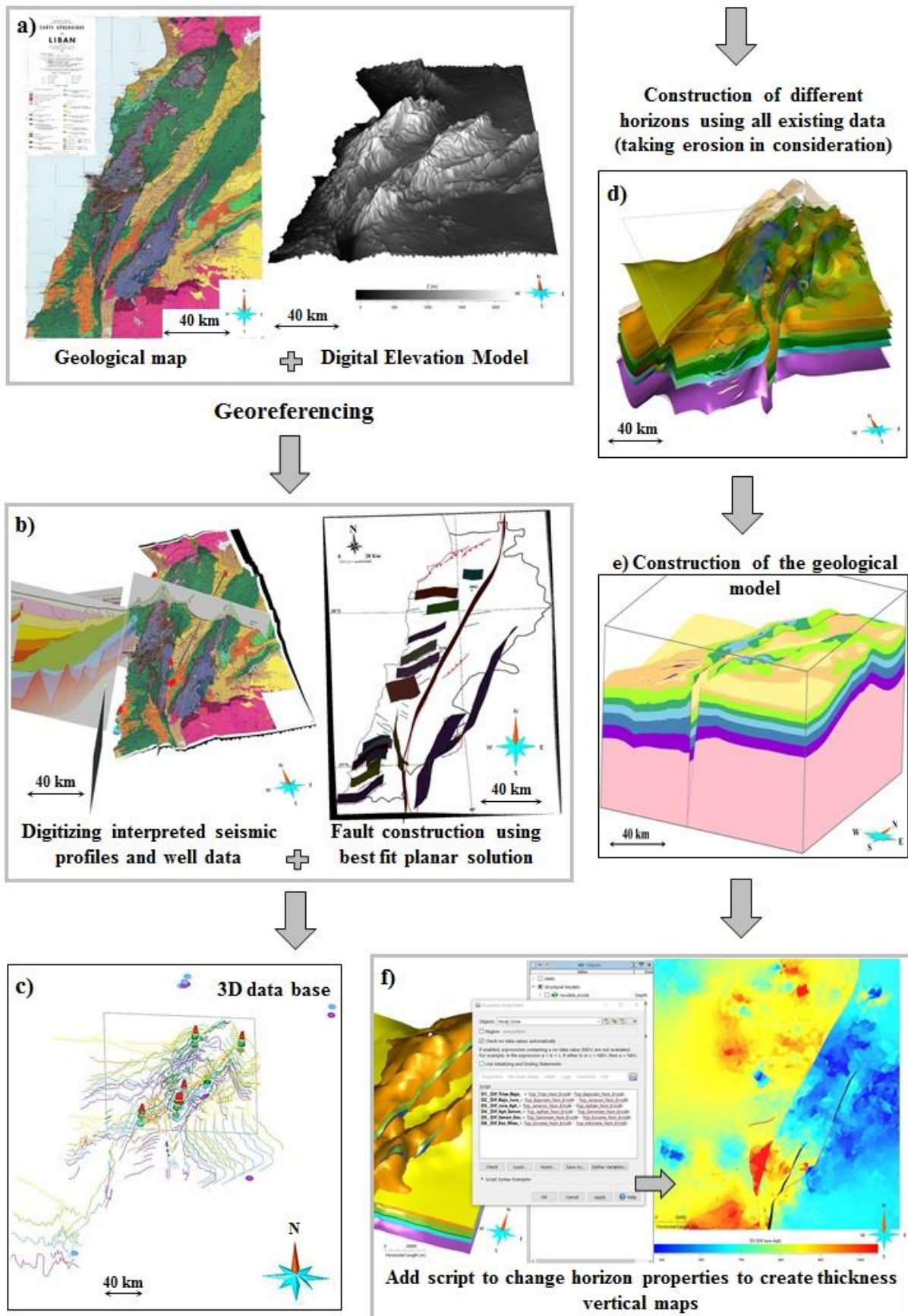


Figure 5. Methodology to create 3D model and vertical thickness maps using all data in Skua-Gocad®

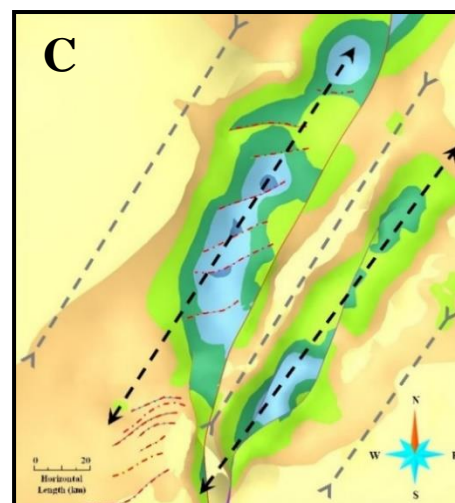
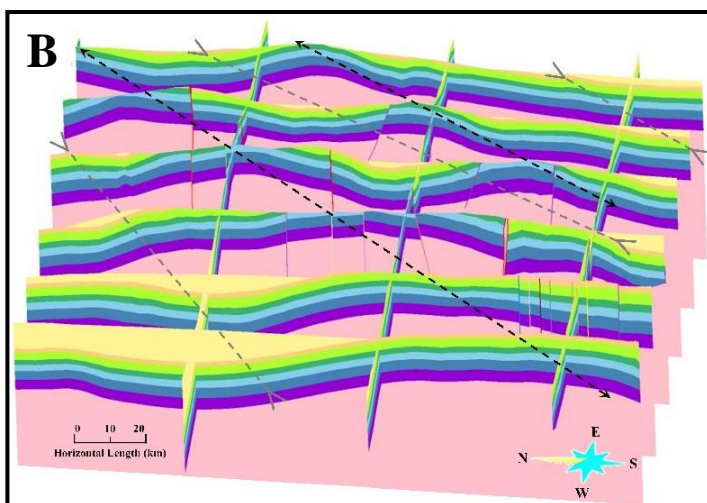
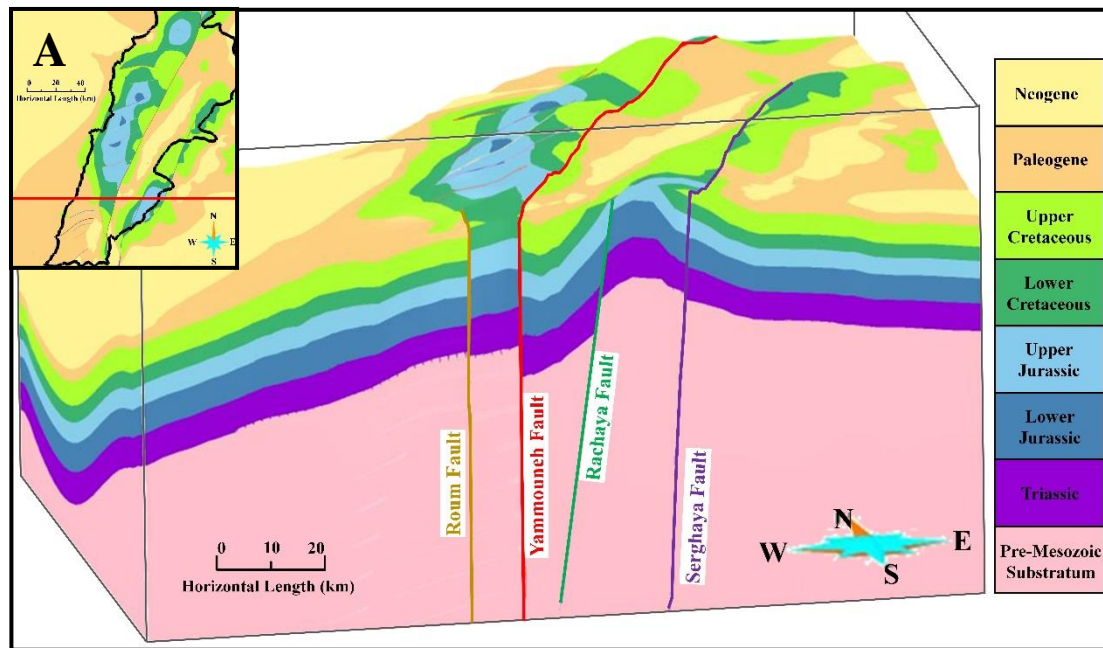


Figure 6. 3D model constructed in Skua-Gocad®: (A) Stratigraphic units interpolation onshore and offshore Lebanon from Triassic to Miocene; (B)(C) Geological grid with fold axes showing two anticlines (black lines, referred to the two main structure of Lebanon from east to west: Mount Anti-Lebanon and Mount Lebanon) and three synclines (grey lines, referred from east to west to: synclinal basin in Syria, Bekaa Valley and the offshore basin) with a NNE trend (red lines referred to Mesozoic normal faults)

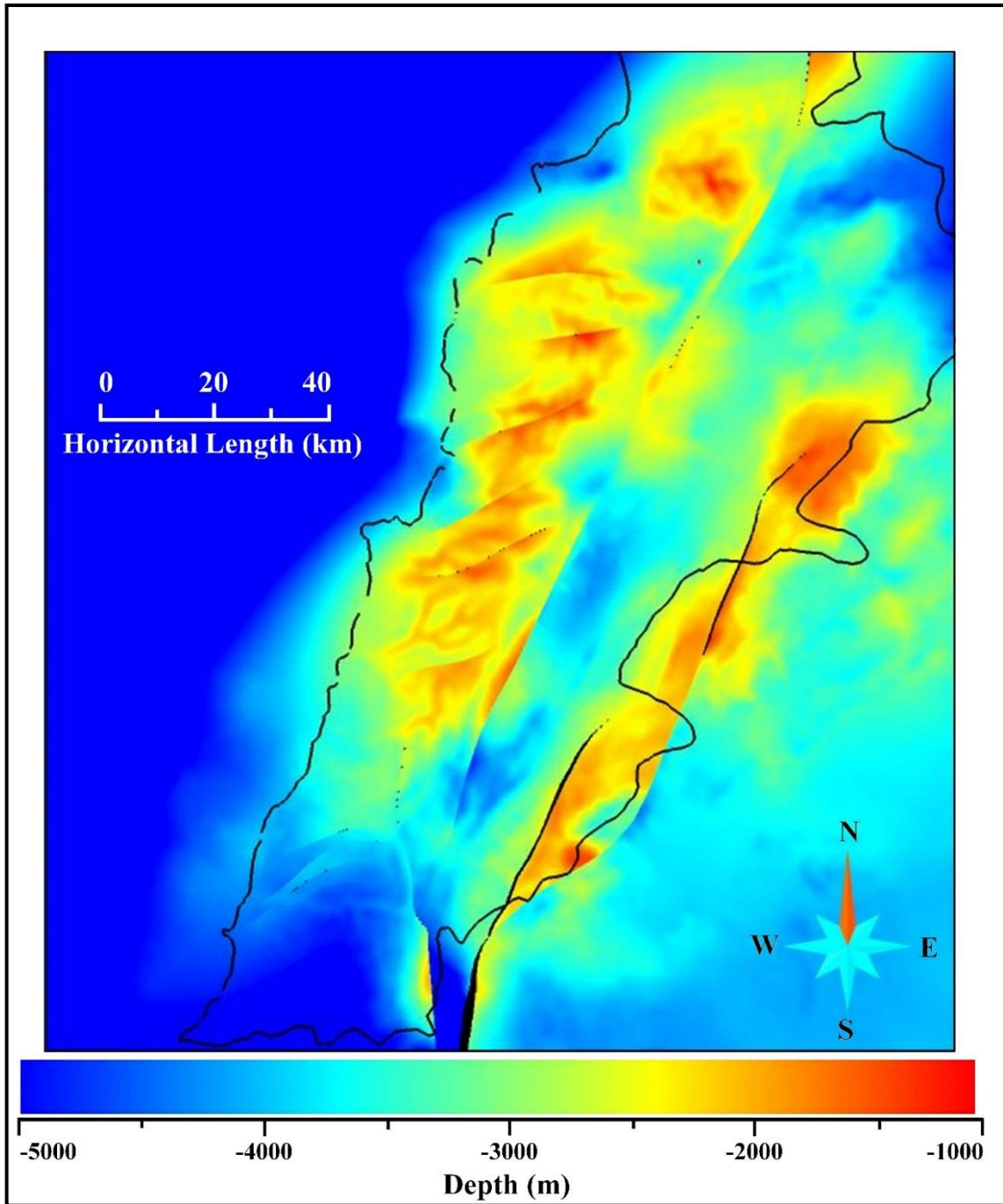


Figure 7. General top Triassic surface map showing the difference between top Triassic surface and present-day topography.

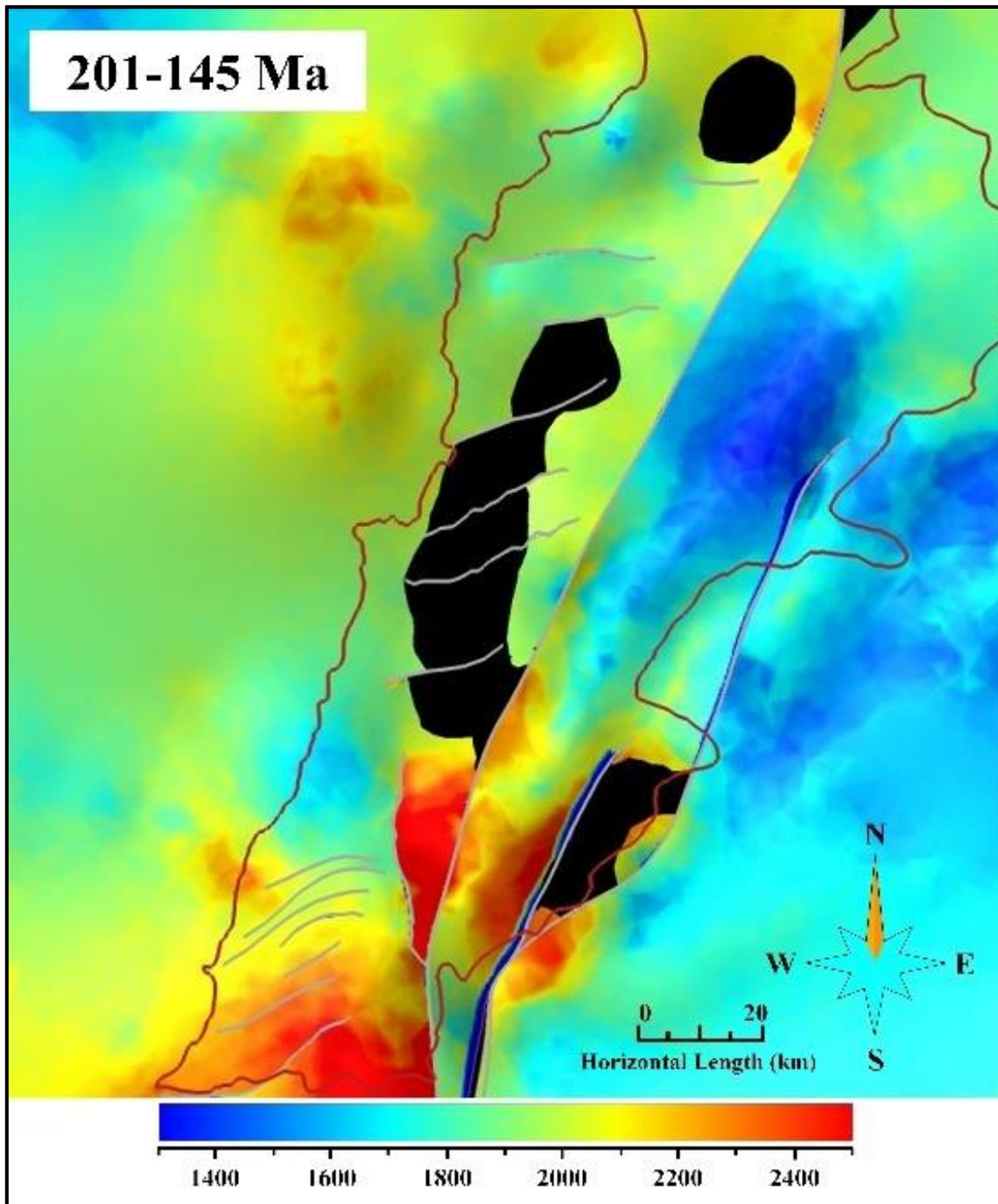


Figure 8. Thickness map of Jurassic shows the division of the country into two parts due to the Yammouneh fault and sediment thickness variation on both sides of this fault (colored scale is for stratigraphic thickness presented in meters).

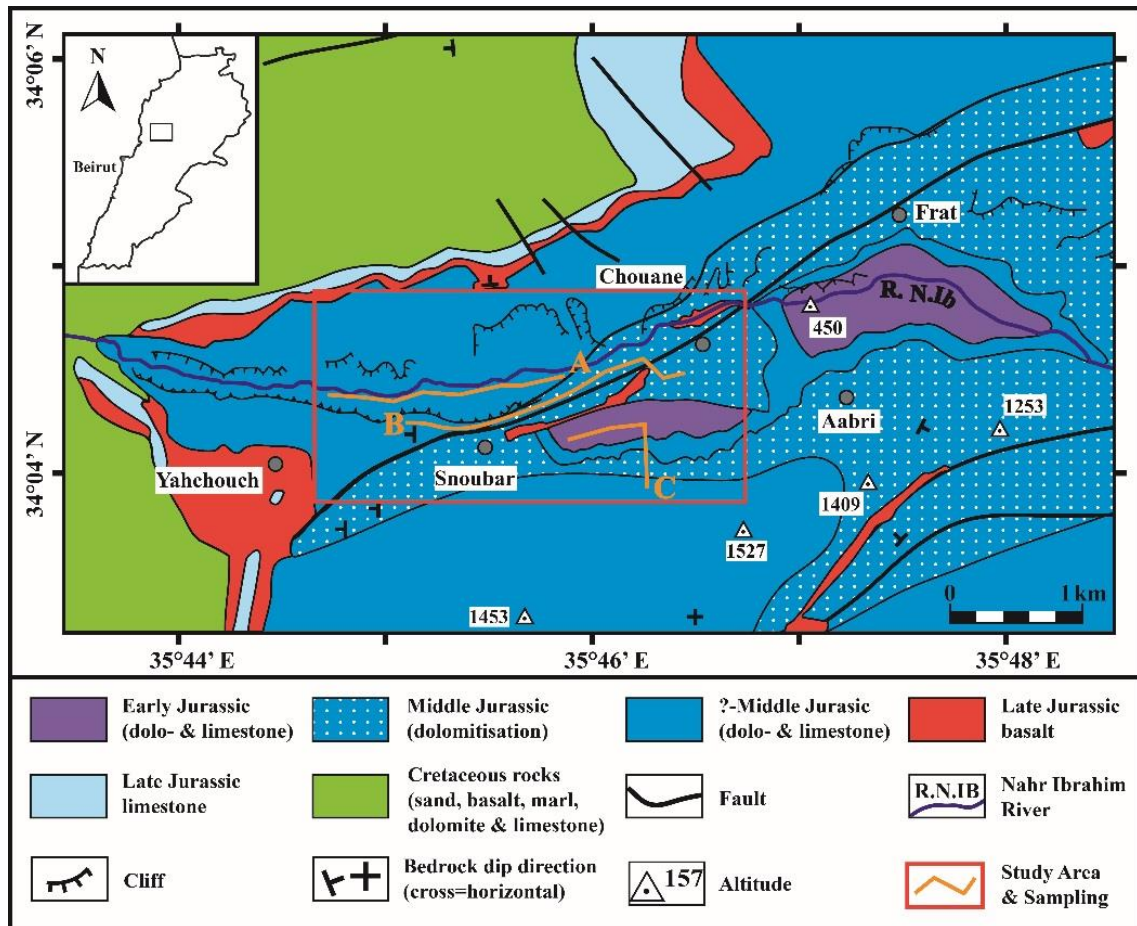


Figure 9. Geological map of the Nahr Ibrahim area (modified after Nader et al., 2004).

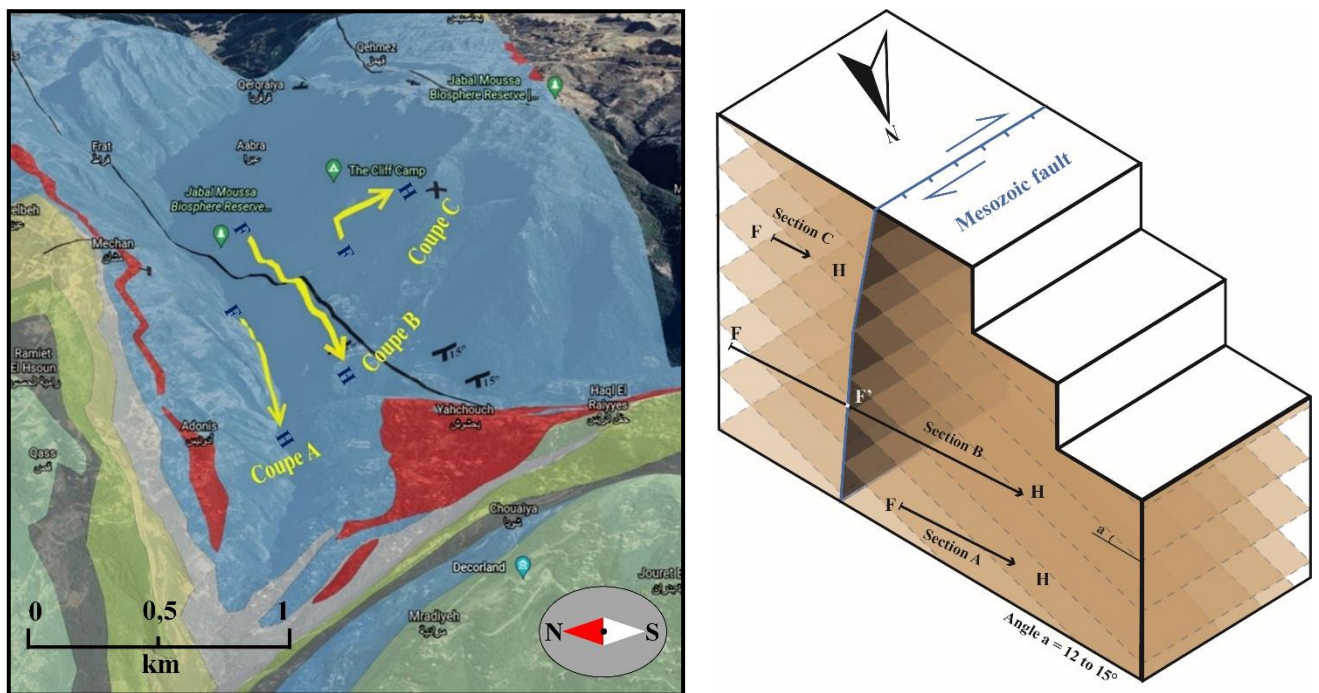


Figure 10. Distribution of stratigraphic sections on both sides of the fault; (F: footwall; H: hanging wall; scale is available only for the first plan)

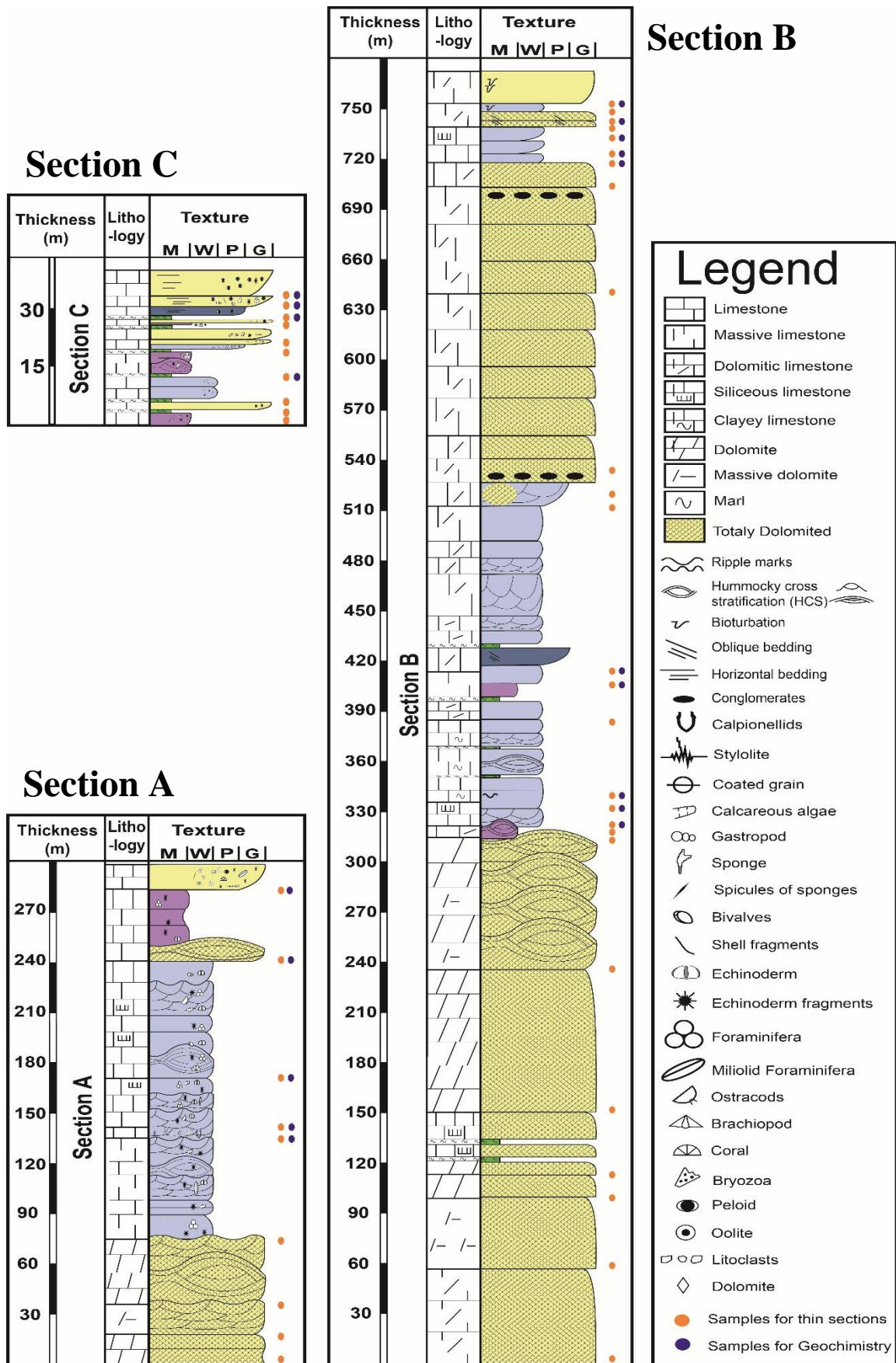


Figure 11. Detailed stratigraphic sections of the Jurassic carbonate succession in the Nahr Ibrahim area (location Fig. 4).

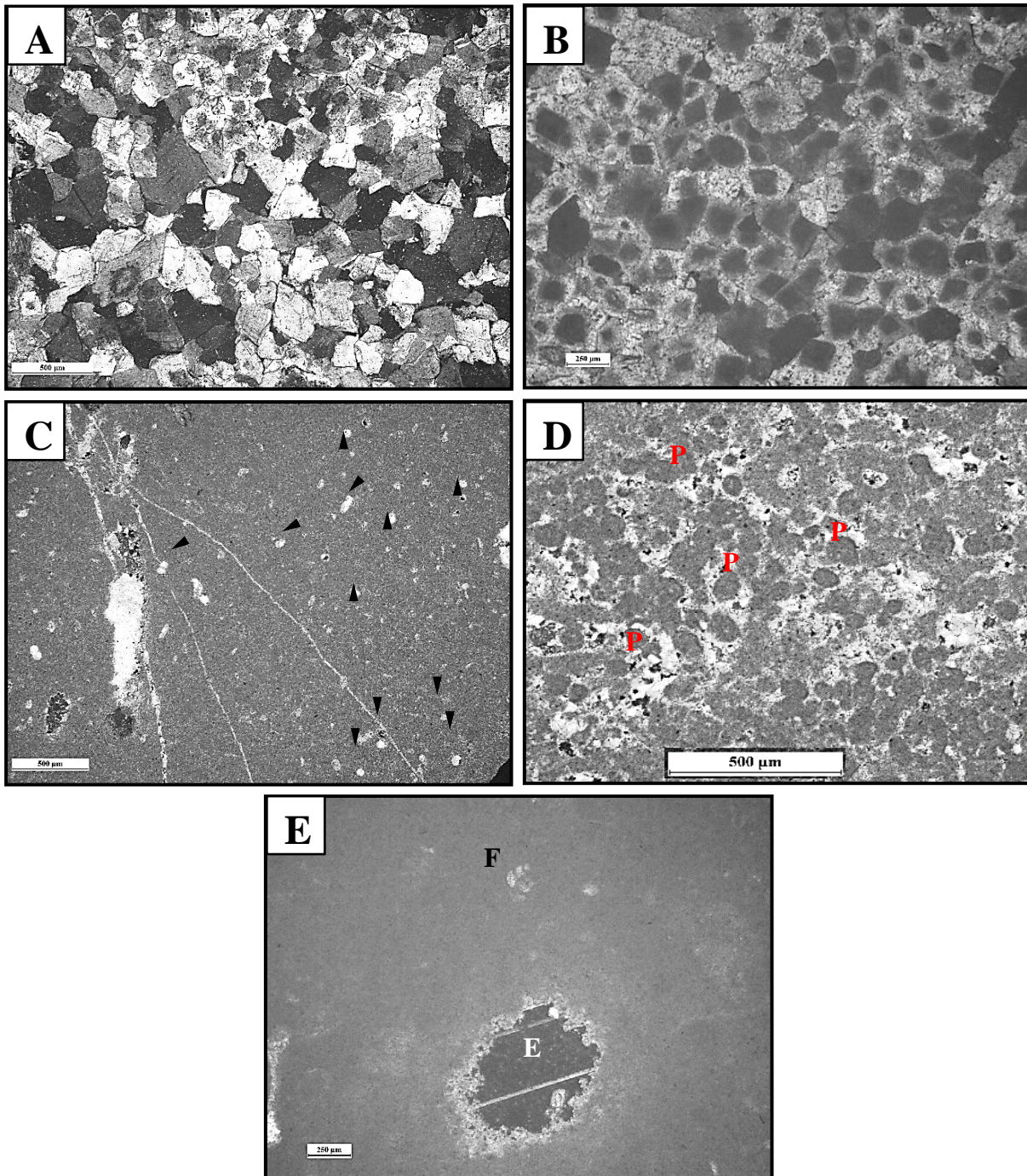


Figure 12. Petrographic characteristics of the Kesrouane formation in the Nahr Ibrahim region. (A)(B) Transmitted light photomicrograph of a thin section showing grey and beige dolomite respectively in thin sections Nib-LM02 and CH-LM13 as described by Nader (2004); (C) transmitted light photomicrograph of thin section Nib-LM08 showing the bioclastic wackestone of Kesrouane formation with echinoids fragments (black arrow); (D)(E) transmitted light photomicrograph of a the thin sections AB-LM09 and CH-LM10a respectively showing major fossil components and peloids (P: Peloids, E: Echinoids, F: Foraminifera)

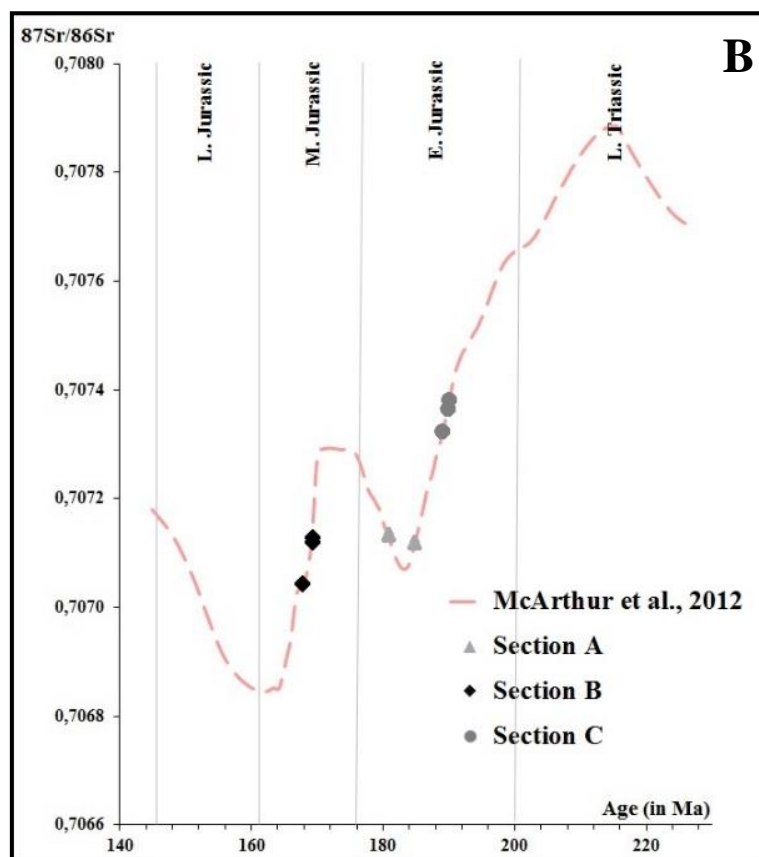
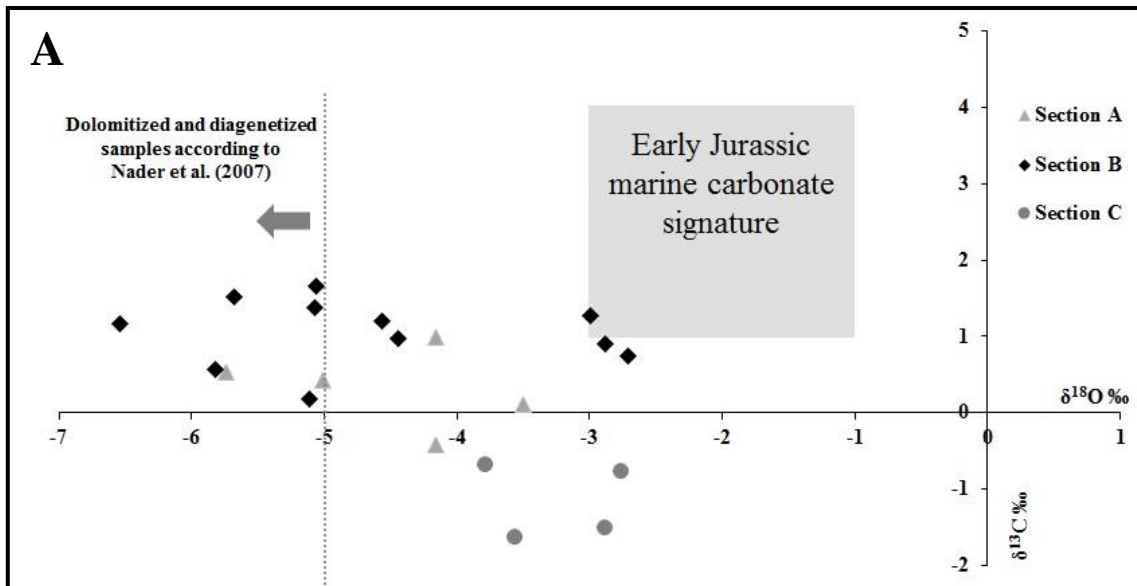


Figure 13. Some geochemical characteristics of the carbonate rocks logged as three sections in the Kesrouane Formation: (A) Oxygen and carbon isotopic compositions of the constituents (standardized to V-PDB). The Early Jurassic marine signature for calcite is also reported by a gray square; from Qing et al. (2001) and Jenkyns et al. (2002); (B) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic values of eight chosen samples, based on their $\delta^{18}\text{O}$ values (higher than -5‰), reported on the sea-water Sr composition / time curve plot (McArthur et al., 2012).

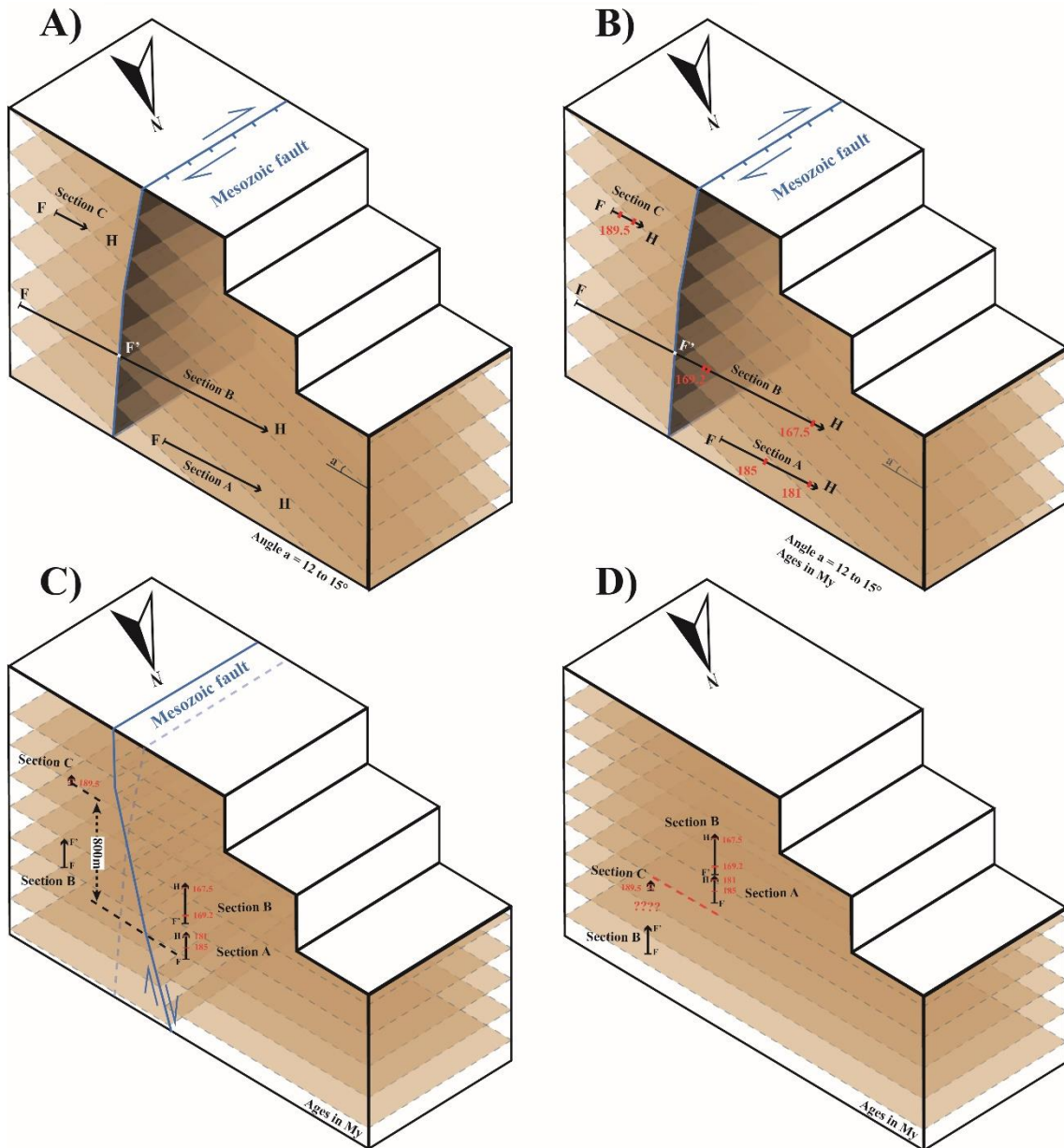


Figure 14. (A) Trajectories of sample collection for sections A, B and C (F: footwall; H hanging wall) crossing the Mesozoic fault reactivated as strike-slip at Nahr Ibrahim outcrop. (B) Geological ages (in red; millions of years) of strata as deduced from chemostratigraphy using Sr isotopes. (C) Vertical thicknesses of stratigraphic sections prior to tilting (Oligocene to present day; Beydoun, 1999). The 800m of vertical throw interpretation is based on the similar absolute ages measured at the bases of sections A and C. (D) Position of stratigraphic data prior to normal faulting (Mesozoic normal fault ; Homberg et al., 2010).

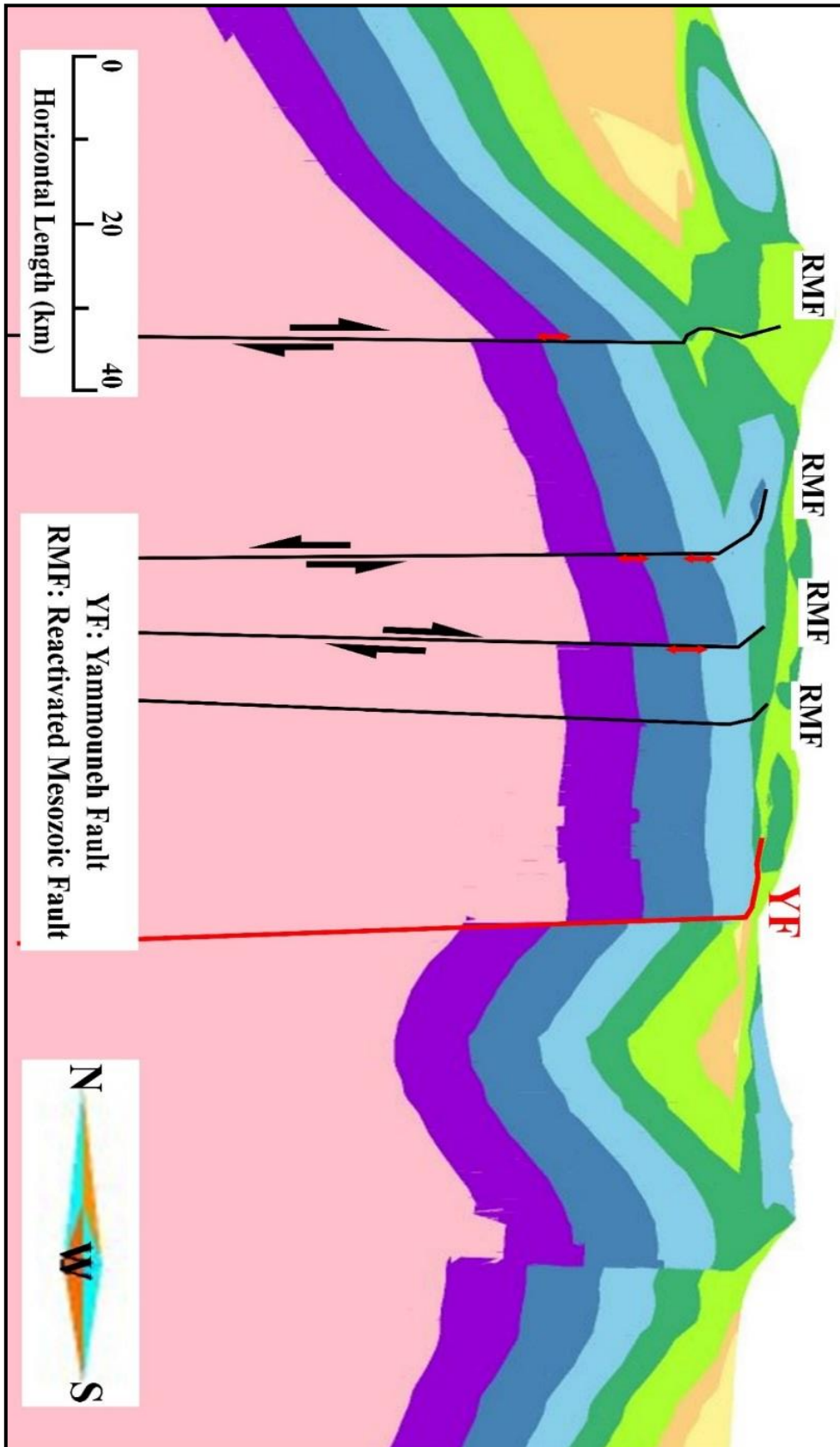


Figure 15. Model revision after adding 600 to 700 vertical displacement for the ENE-WSW faults to have a better accommodation for the sedimentary record.

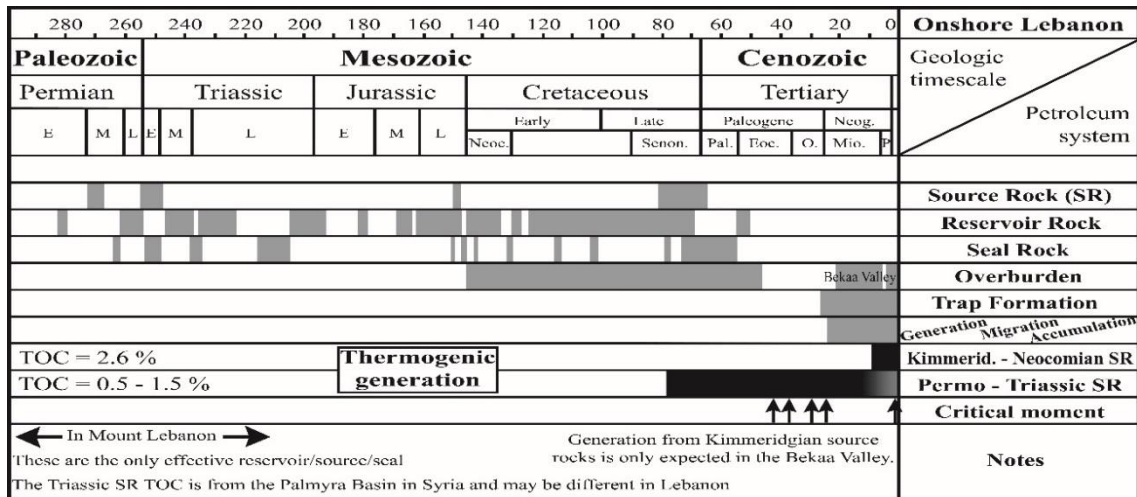


Figure 16. Petroleum systems chart onshore Lebanon. Due to lack of data on Lebanese onshore source rocks, the TOC source rock is based on data from Palmyra Syrian field (after Ghalayini et al., 2018).

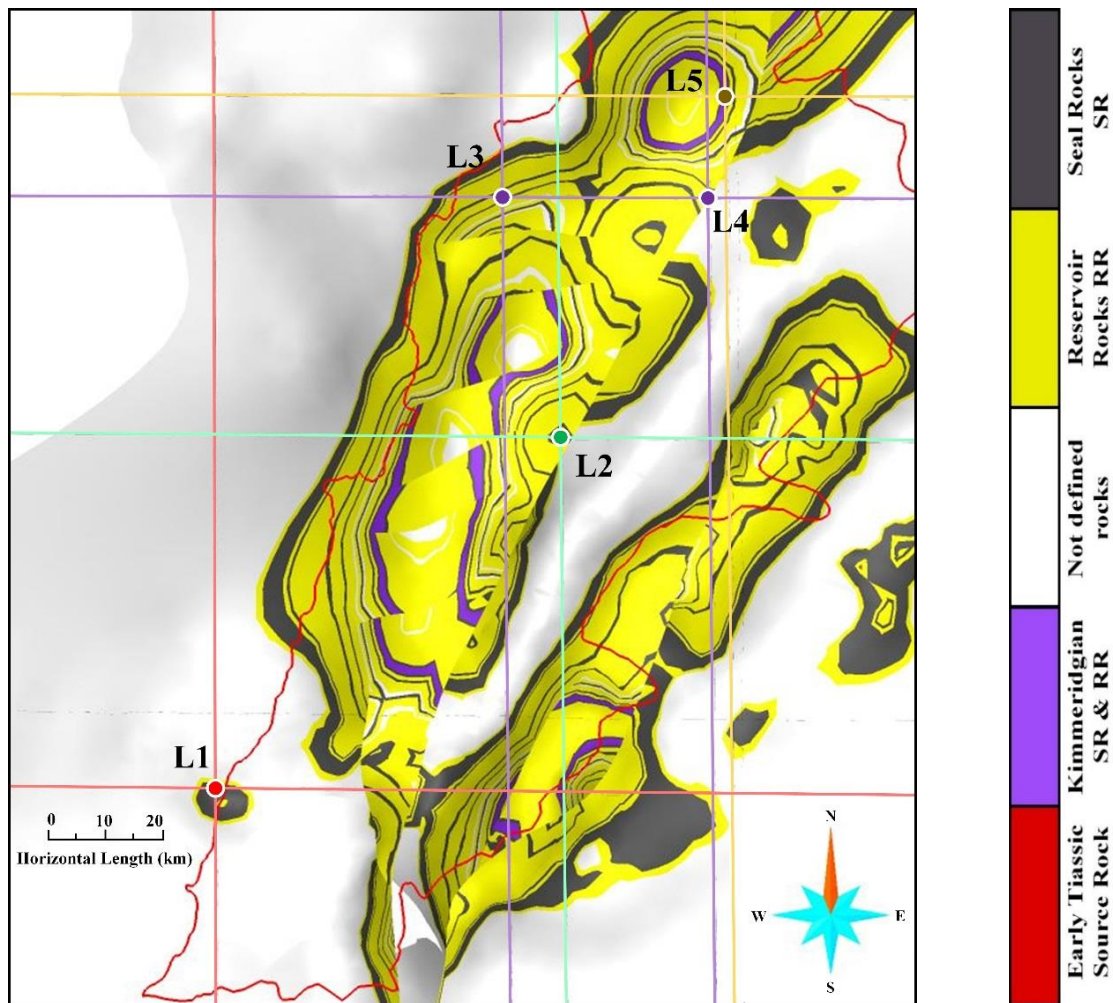


Figure 17. Petroleum system elements (source rocks, reservoirs and seals; after Ghalayini et al., 2018) incorporated in the 3D model. L1 to L5 represent five different locations of profiles used to show possible traps in onshore Lebanon.

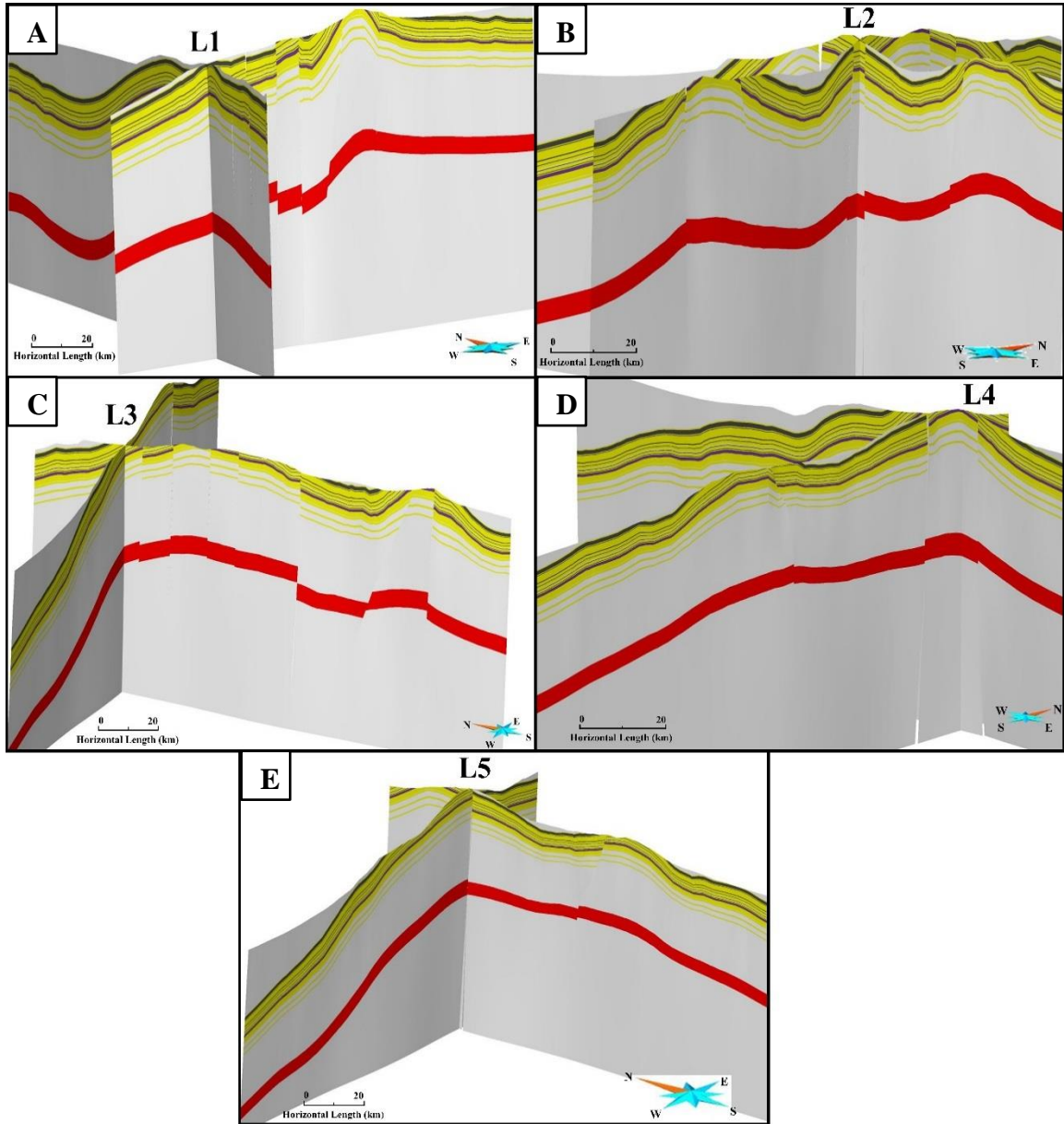
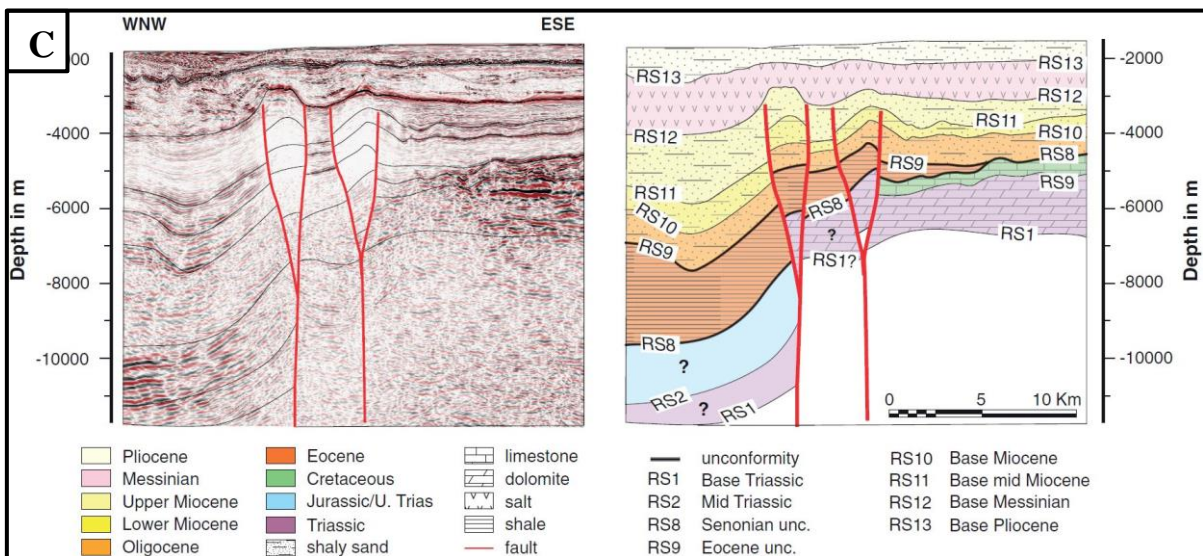
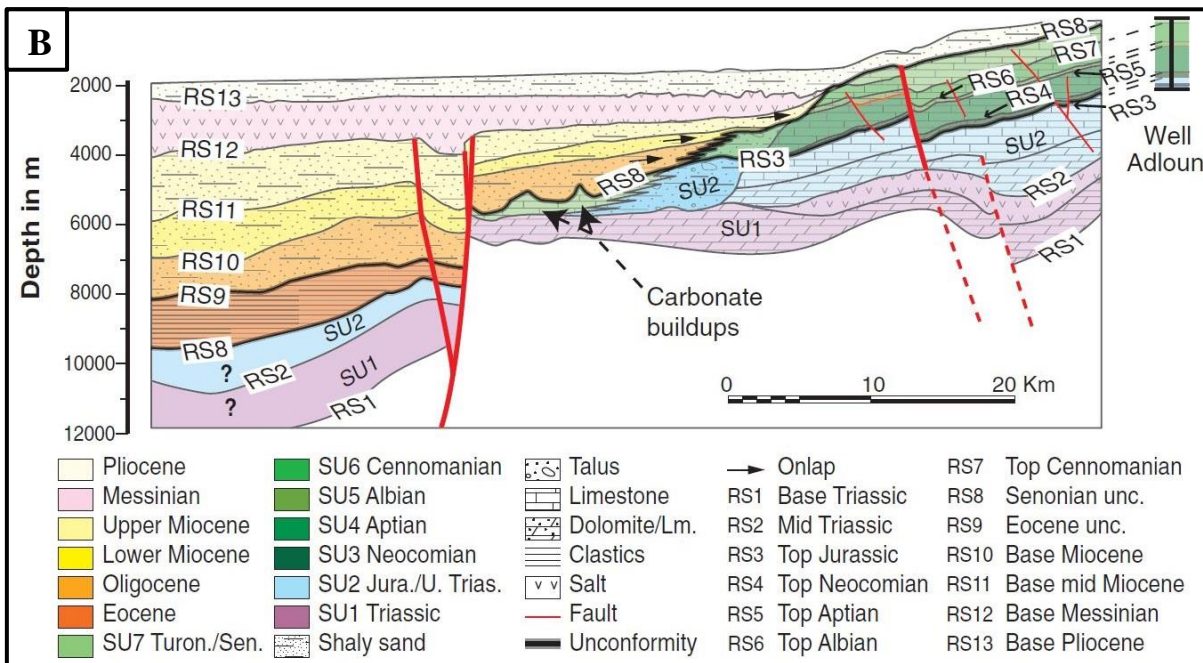
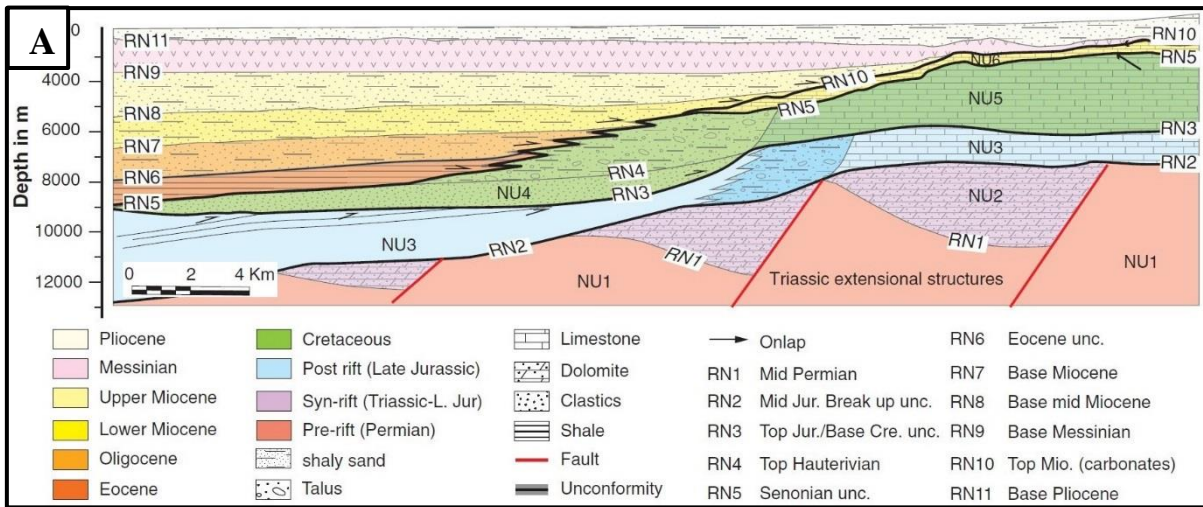
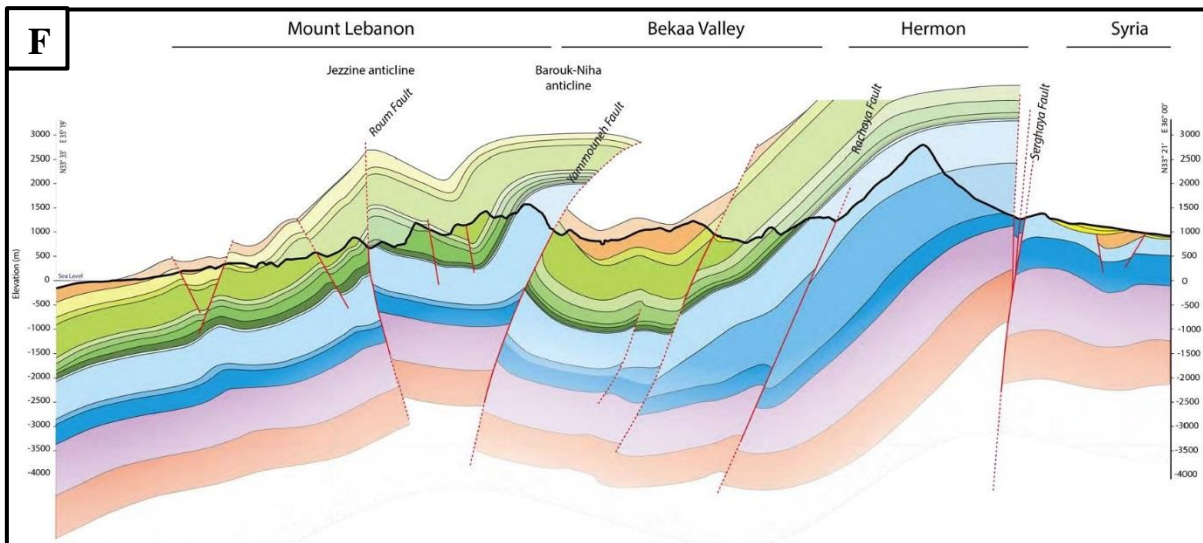
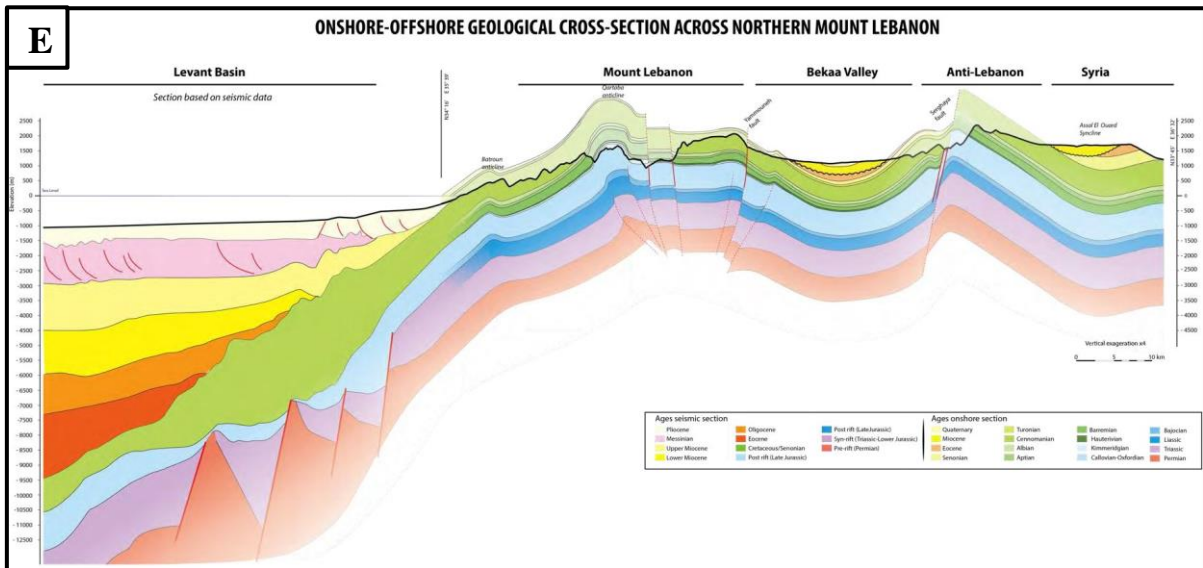
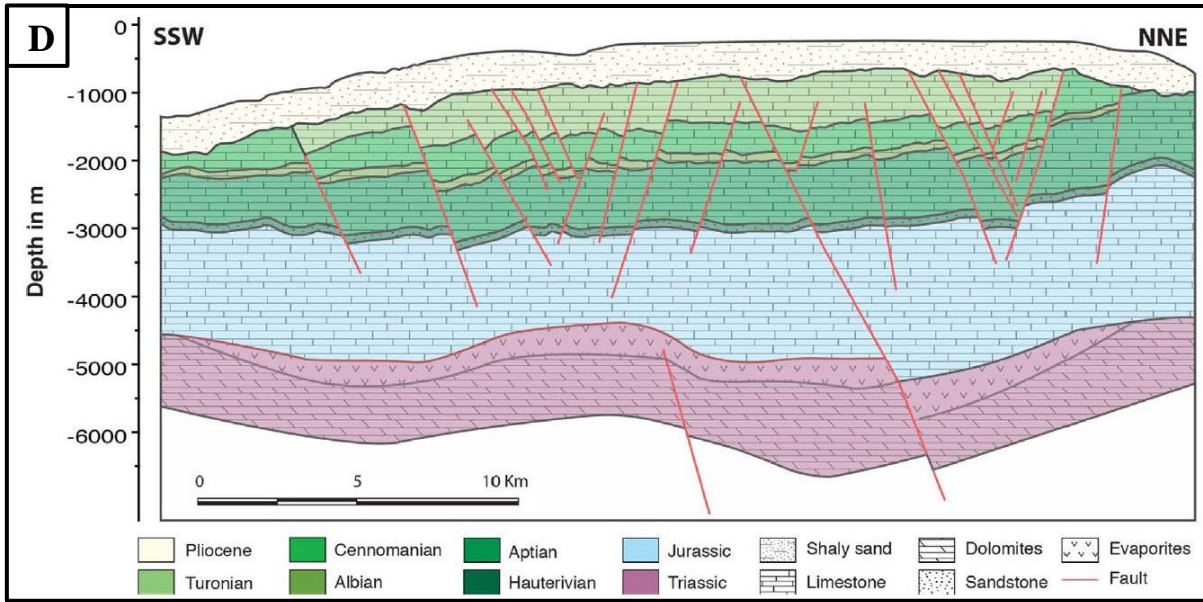
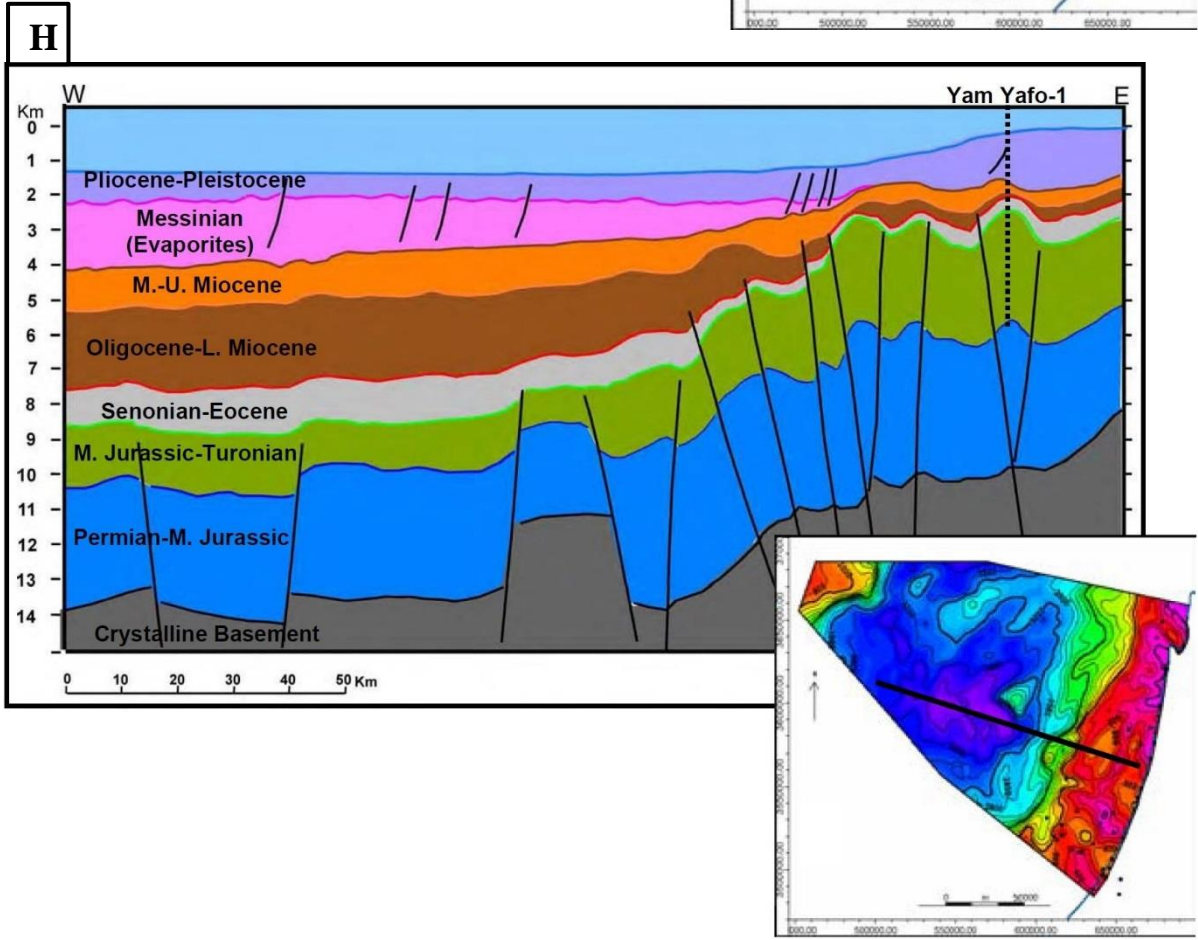
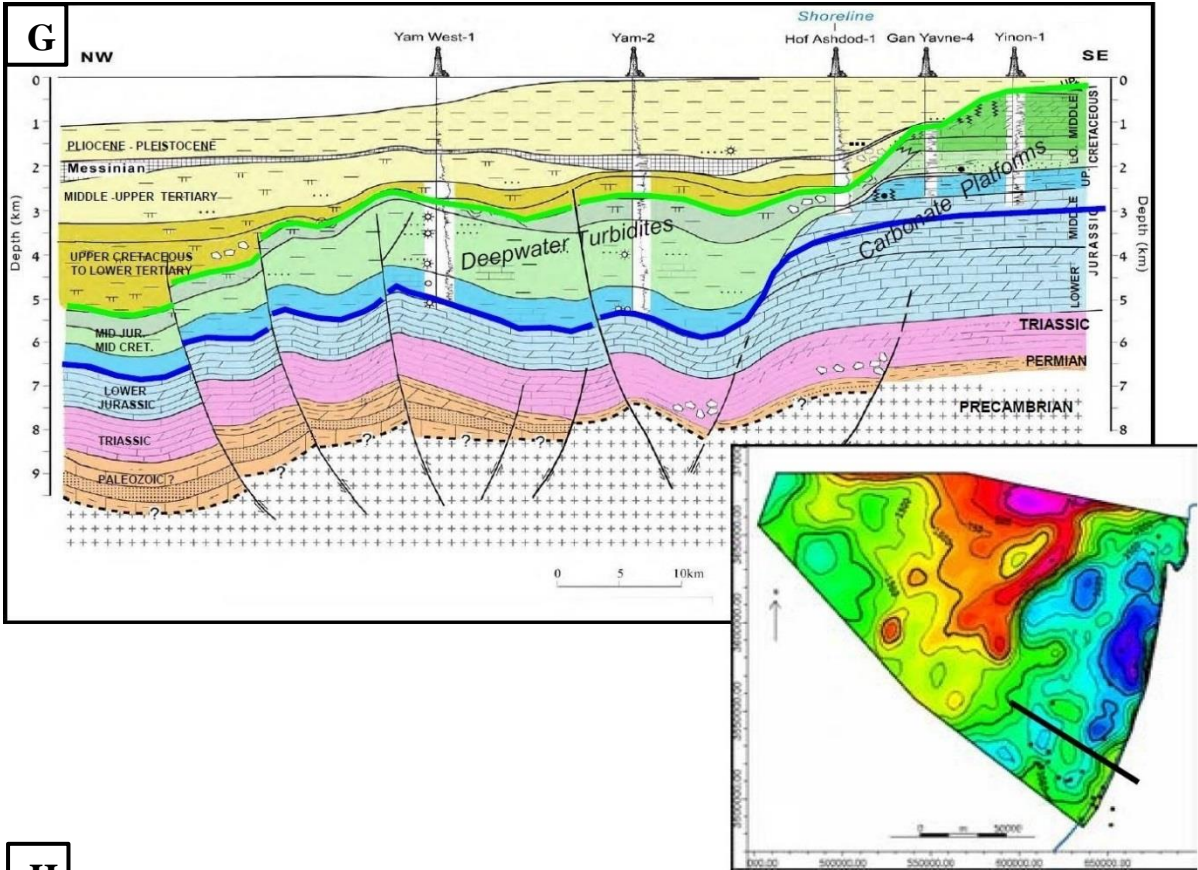


Figure 18. Different traps observed in the onshore domain of Lebanon that may be promising traps for hydrocarbon accumulation (Figure 17 for location and legend for the petroleum system code)

Annexes B







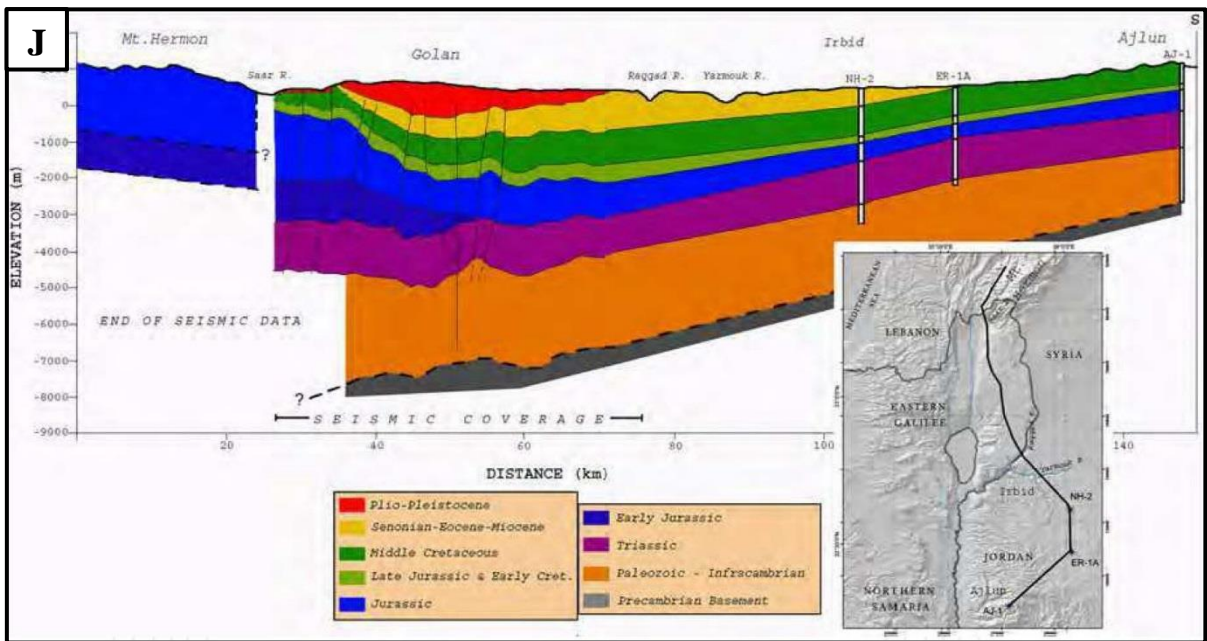
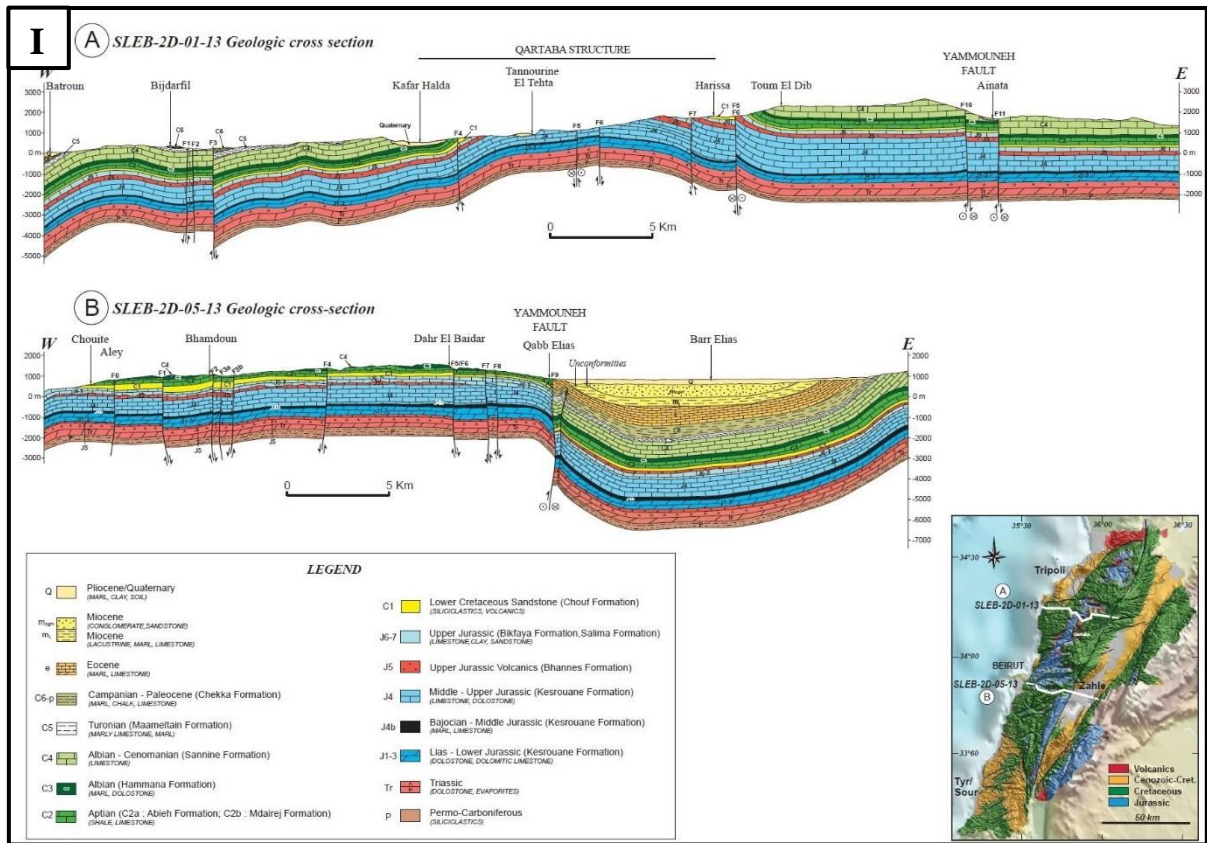


Fig. B. A (Fig.4 de Ghalayini et al., 2018) B (Fig.6 de Ghalayini et al., 2018) C (Fig.8 de Ghalayini et al., 2018) D (Fig.11 de Nader et al., 2018) E (Fig.4.20 de Ghalayini, 2015) F (Fig.4.21 de Ghalayini, 2015) G (Fig.7.3 de Gardosh et al., 2008b) H (Fig.8.1 de Gardosh et al., 2008b) I (Fig.7 de Nader et al., 2016) J (Fig.2 de Meiler et al., 2011)

Annexes C

TAB. C1. Données d'entrée utilisées dans PetroMod® concernant les différentes unités stratigraphiques (âge, lithologie, épaisseur) dans les neuf puits.

Well	Age	Name_top/well	Depth (m)	Thickness (m)	Event type	Name_layer/event	Lithology
Terbol-1	0.00	Actual	-389	65	Deposition	Neogene & actual erosion	Siltstone (organic lean)
	23.04	Top Paleogene	-324	543	Deposition	Paleogene	Limestone (organic rich - typical)
	66.01	Top Cretaceous	219	1015	Deposition	Cretaceous Sup	Limestone (shaly)
	84	Coniacian	-	0	Hiatus		
	100.51	Top Albian	1234	330	Deposition	Cretaceous Inf.	Limestone (shaly)
	133	Hautervian	-	0	Hiatus		
	145.01	Top Jurassic	1564	2084	Deposition	Jurassic	Limestone (organic rich - typical)
	201.31	Top Trias	3648	1948	Deposition	Triassic	Dolomite (typical)
	252.16	Base Trias	5596				
	0.00	Actuel	-1662	221	Deposition	Neogene & actual erosion	Siltstone (organic lean)
Pt 1	23.04	Top Paleogene	-1441	149	Deposition	Paleogene	Limestone (organic rich - typical)
	66.01	Top Cretaceous	-1292	1300	Deposition	Cretaceous Sup	Limestone (shaly)
	84	Coniacian	-	0	Hiatus		
	100.51	Top Albian	8	314	Deposition	Cretaceous Inf.	Limestone (shaly)
	125.01	Top Barr	322	288	Deposition	Chouf Sandstone	Sandstone (typical)
	133	Hautervian	-	0	Hiatus		
	145.01	Top Jurassic	610	1006	Deposition	Jurassic Sup	Limestone (organic rich - typical)
	174.10	Top Lias	1616	398	Deposition	Jurassic Inf.	Dolomite (typical)
	201.31	Top Trias	2014	1049	Deposition	Triassic	Dolomite (typical)
	252.16	Base Trias	3063				
Pt 2	0.00	Actuel	-1085	355	Deposition	Neogene & actual erosion	Siltstone (organic lean)
	23.04	Top Paleogene	-730	236	Deposition	Paleogene	Limestone (organic rich - typical)
	66.01	Top Cretaceous	-494	668	Deposition	Cretaceous Sup	Limestone (shaly)
	84	Coniacian	-	0	Hiatus		
	100.51	Top Albian	174	184	Deposition	Cretaceous Inf.	Limestone (shaly)
	125.01	Top Barr	358	155	Deposition	Chouf Sandstone	Sandstone (typical)
	133	Hautervian	-	0	Hiatus		
	145.01	Top Jurassic	513	892	Deposition	Jurassic Sup	Limestone (organic rich - typical)
	174.10	Top Lias	1405	387	Deposition	Jurassic Inf.	Dolomite (typical)
	201.31	Top Trias	1792	877	Deposition	Triassic	Dolomite (typical)
252.16	Base Trias	2669					

Well	Age	Name top/ well pick	Depth (m)	Thickness	Event	Name layer/event	Lithology
Pt 3	0.00	Actual	966	4290	Deposition	Neogene & actual erosion	Sandstone (clay poor)
	23.04	Top Paleogene	5256	1973	Deposition	Paleogene	Limestone (organic rich - typical)
	66.01	Top Cretaceous	7229	1199	Deposition	Cretaceous	Limestone (shaly)
	84	Coniacian	-	0	Hiatus		
	133	Hautervian	-	0	Hiatus		
	145.01	Top Jurassic	8428	662	Deposition	Jura Sup	Limestone (organic rich - typical)
	174.10	Top Liassic	9090	1964	Deposition	Triassic + Jurassic Inf.	Dolomite (typical)
	252.16	Base Triassic	11054				
	0.00	Actual	-1076	143	Deposition	Neogene & actual erosion	Siltstone (organic lean)
	23.04	Top Paleogene	-933	289	Deposition	Paleogene	Limestone (organic rich - typical)
Pt 4	84	Coniacian	-	0	Hiatus		
	100.51	Cretaceous	-644	0	Deposition	Cretaceous	Limestone (shaly)
	133	Hautervian	-	0	Hiatus		
	145.01	Top Jurassic	-644	271	Deposition	Jurassic Sup	Limestone (organic rich - typical)
	174.10	Top Lias	-373	641	Deposition	Jurassic Inf.	Dolomite (typical)
	201.31	Top Trias	268	1121	Deposition	Triassic	Dolomite (typical)
	252.16	Base Trias	1389				
	0.00	Actual	-812	307	Deposition	Paleogene (Neogene _rod_)	Limestone (organic rich - typical)
	66.01	Top Cretaceous	-505	883	Deposition	Cretaceous Sup	Limestone (shaly)
	84	Coniacian	-	0	Hiatus		
Pt 5	100.51	Top Alban	378	502	Deposition	Cretaceous Inf.	Limestone (shaly)
	125.01	Top Barr	880	168	Deposition	Chouf Sandstone	Sandstone (typical)
	133	Hautervian	-	0	Hiatus		
	145.01	Top Jurassic	1048	934	Deposition	Jurassic Sup	Limestone (organic rich - typical)
	174.10	Top Lias	1982	341	Deposition	Jurassic Inf.	Dolomite (typical)
	201.31	Top Trias	2323	883	Deposition	Triassic	Dolomite (typical)
	252.16	Base Trias	3206				

Well	Age	Name top/ well pick	Depth (m)	Thickness (m)	Event	Name layer/event	Lithology
Pt 6	0.00	Actual	39	195	Deposition	Paleogene (Neogene _rod_)	Limestone (organic rich - typical)
	66.01	Top Cretaceous	234	991	Deposition	Cretaceous_Sup	Limestone (shaly)
	84	Coniacian	-	0	Hiatus		
	100.51	Top Albian	1225	229	Deposition	Cretaceous Inf.	Limestone (shaly)
	125.01	Top Barr	1454	253	Deposition	Chouf Sandstone	Sandstone (typical)
	133	Hautervian	-	0	Hiatus		
	145.01	Top Jurassic	1707	930	Deposition	Jurassic Sup	Limestone (organic rich - typical)
	174.10	Top Lias	2637	384	Deposition	Jurassic Inf.	Dolomite (typical)
	201.31	Top Trias	3021	1012	Deposition	Triassic	Dolomite (typical)
	252.16	Base Trias	4033				
Pt 7	0.00	Actual	1000	381	Deposition	Pliocene (Neogene)	Sandstone (clay poor)
	66.01	Top Cretaceous	1381	857	Deposition	Cretaceous Sup	Limestone (organic rich - typical)
	84	Coniacian	-	0	Hiatus		
	100.51	Top Albian	2238	714	Deposition	Cretaceous Inf.	Limestone (organic rich - typical)
	125.01	Top Barr	2952	381	Deposition	Chouf Sandstone	Sandstone (typical)
	133	Hautervian	-	0	Hiatus		
	145.01	Top Jurassic	3333	1143	Deposition	Jurassic	Limestone (organic rich - typical)
	201.31	Top Trias	4476	1238	Deposition	Triassic	Dolomite (typical)
	252.16	Base Trias	5714				
	0.00	Actual	236	554	Deposition	Pliocene (Neogene)	Siltstone (organic lean)
Pt 8	66.01	Top Cretaceous	790	1079	Deposition	Cretaceous Sup	Limestone (organic rich - typical)
	84	Coniacian	-	0	Hiatus		
	100.51	Top Albian	1869	1062	Deposition	Cretaceous Inf.	Limestone (organic rich - typical)
	125.01	Top Barr	2931	113	Deposition	Chouf Sandstone	Sandstone (typical)
	133	Hautervian	-	0	Hiatus		
	145.01	Top Jurassic	3044	1933	Deposition	Jurassic	Limestone (organic rich - typical)
	201.31	Top Trias	4977	1457	Deposition	Triassic	Dolomite (typical)
	252.16	Bottom Trias	6434				

TAB. C2. Profondeurs des dépôts estimées pour chaque unité stratigraphique les différents puits.

Age (Ma)	Terbol-1	Puit 1	Puit 2	Puit 3	Puit 4	Puit 5	Puit 6	Puit 7	Puit 8
252	50	50	50	300	50	50	50	50	50
201	50	50	50	300	50	50	50	50	50
174	50	50	50	300	50	50	50	50	50
145	50	50	50	250	50	50	50	50	50
125	0	0	0	200	0	0	0	0	0
105	-50	-50	-50	200	-50	-50	-50	-50	-50
100	100	50	50	250	50	50	100	100	100
84	100	50	50	250	50	50	125	125	125
66	100	50	75	300	75	75	125	125	125
34	75	-20	0	300	-50	-50	100	200	150
23	50	-20	0	200	-50	-50	100	175	150
14	10	-100	-30	250	-50	-50	100	150	150
9	-100	-150	-150	500	-150	-100	50	250	150
6	-100	-150	-150	500	-150	-100	50	350	150
3	-200	-200	-200	500	-200	-200	0	500	200
0	-390	-1660	-1085	1000	-1000	-800	0	1000	236

TAB. C3. Variations du niveau marin absolu (eustatisme) utilisées pour le calcul de la subsidence (d'après Hardenbol et al., 1999).

Age (Ma)	Période	Δ SL (m)
252	Base Trias	-21
201	Base Jurassique Inferieur	7.2
174	Base Jurassique Moyen	114.5
145	Base Jurassique Supérieur	144
125	Base Aptien	211.8
105	Albien Moyen	239.6
100	Base Crétacé Supérieur	285.1
84	Santonien	258.89
66	Base Paléogène	235
34	Base Oligocène	231
23	Base Miocène	149
14	Miocène Moyen	161
9	Tortonien	126.54
6	Messinien	112.5
3	Pliocène	88.29
0	Actuelle (present day)	73.79

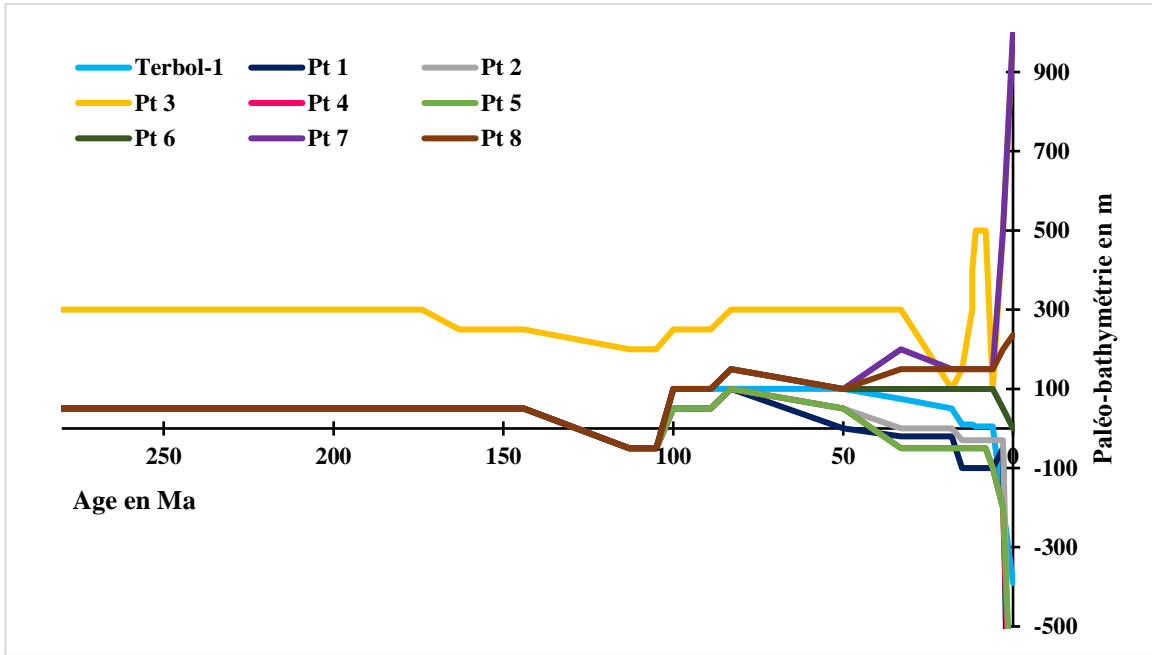
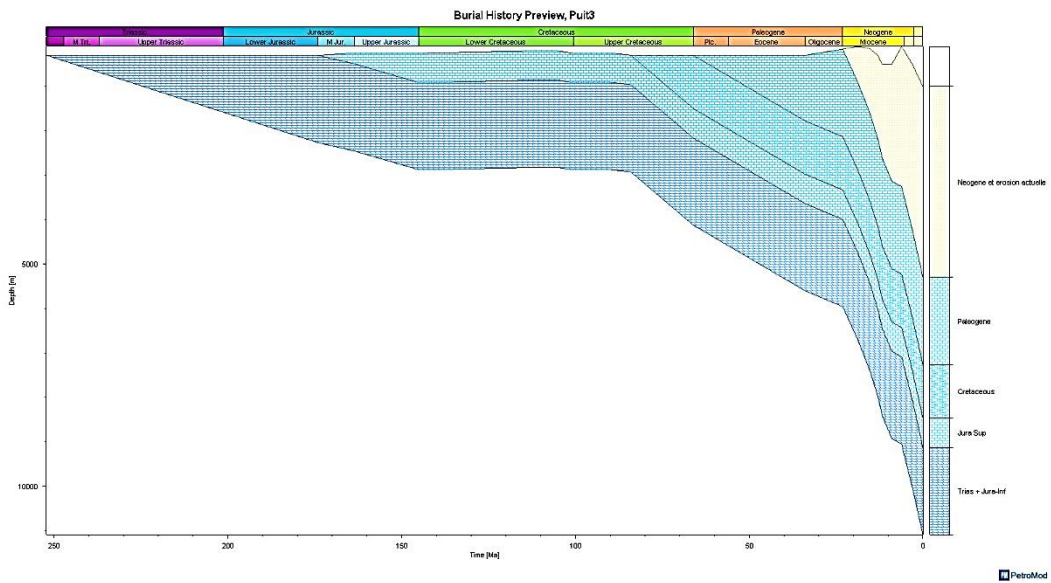
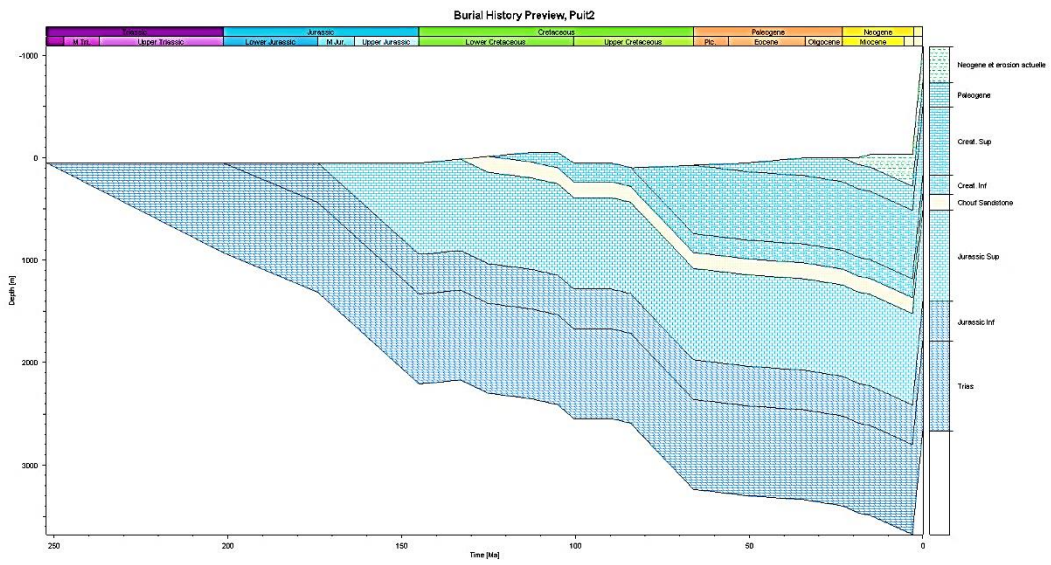
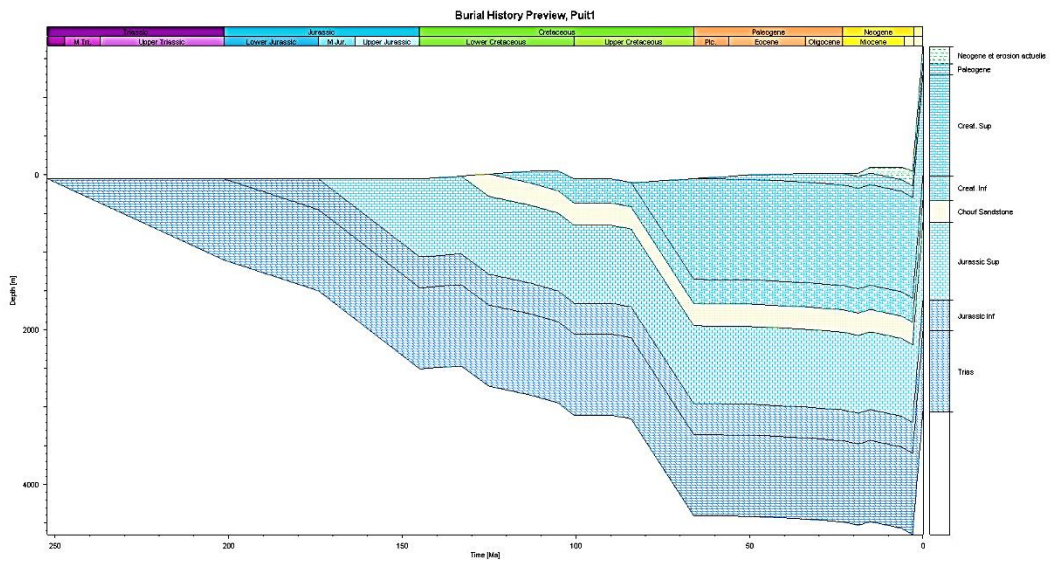
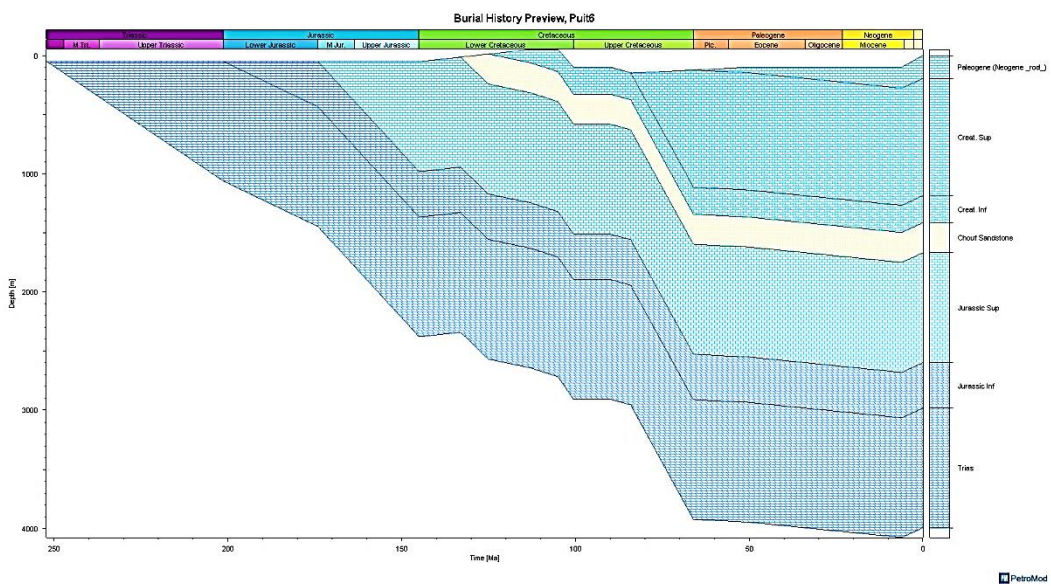
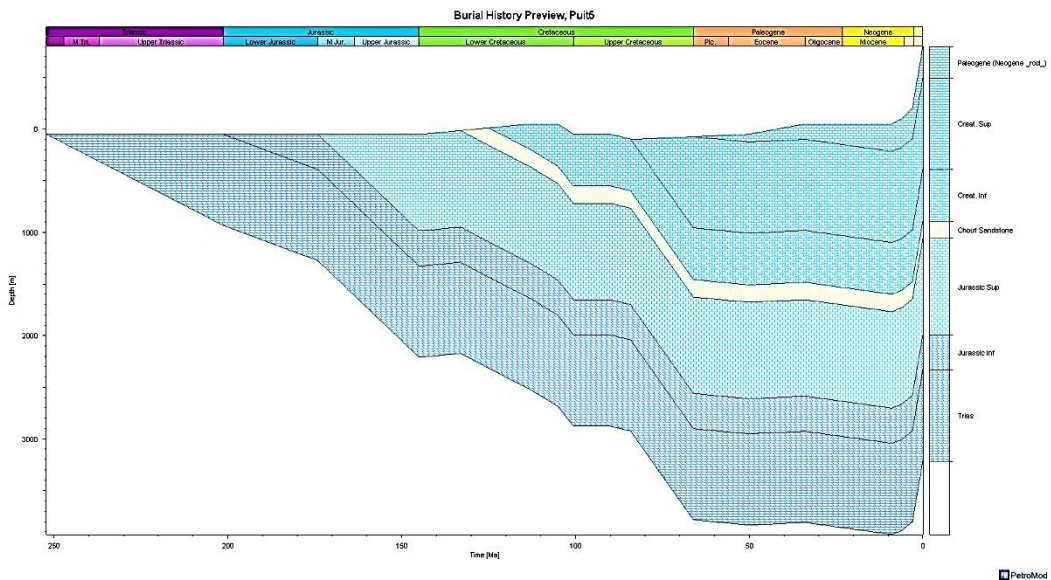
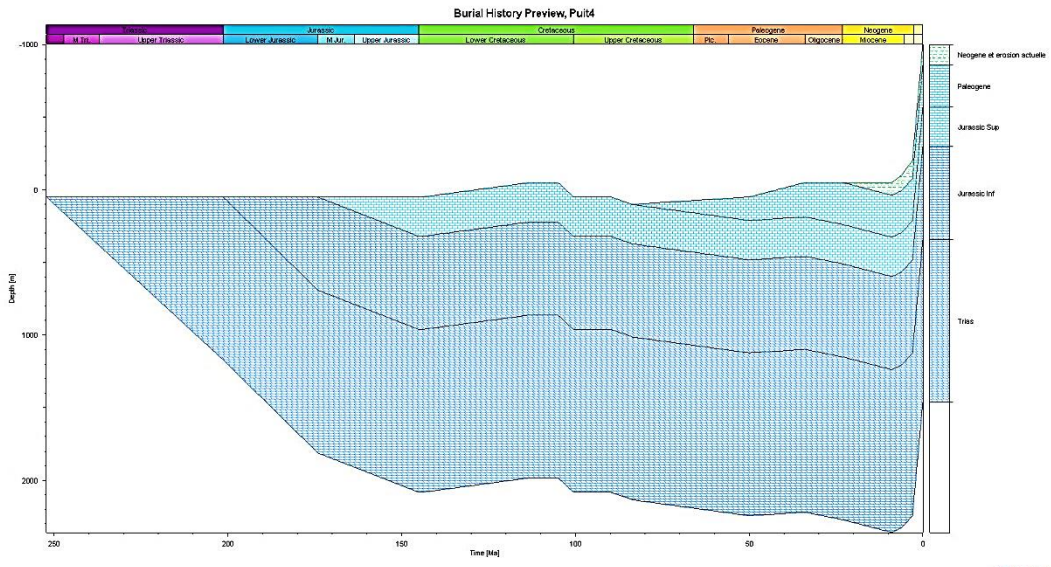


Fig. C1. Variation de la bathymétrie (m) des différents puits en fonction de l'âge géologique (Ma) (les valeurs positives correspondent à l'épaisseur de colonne d'eau)

Annexes D





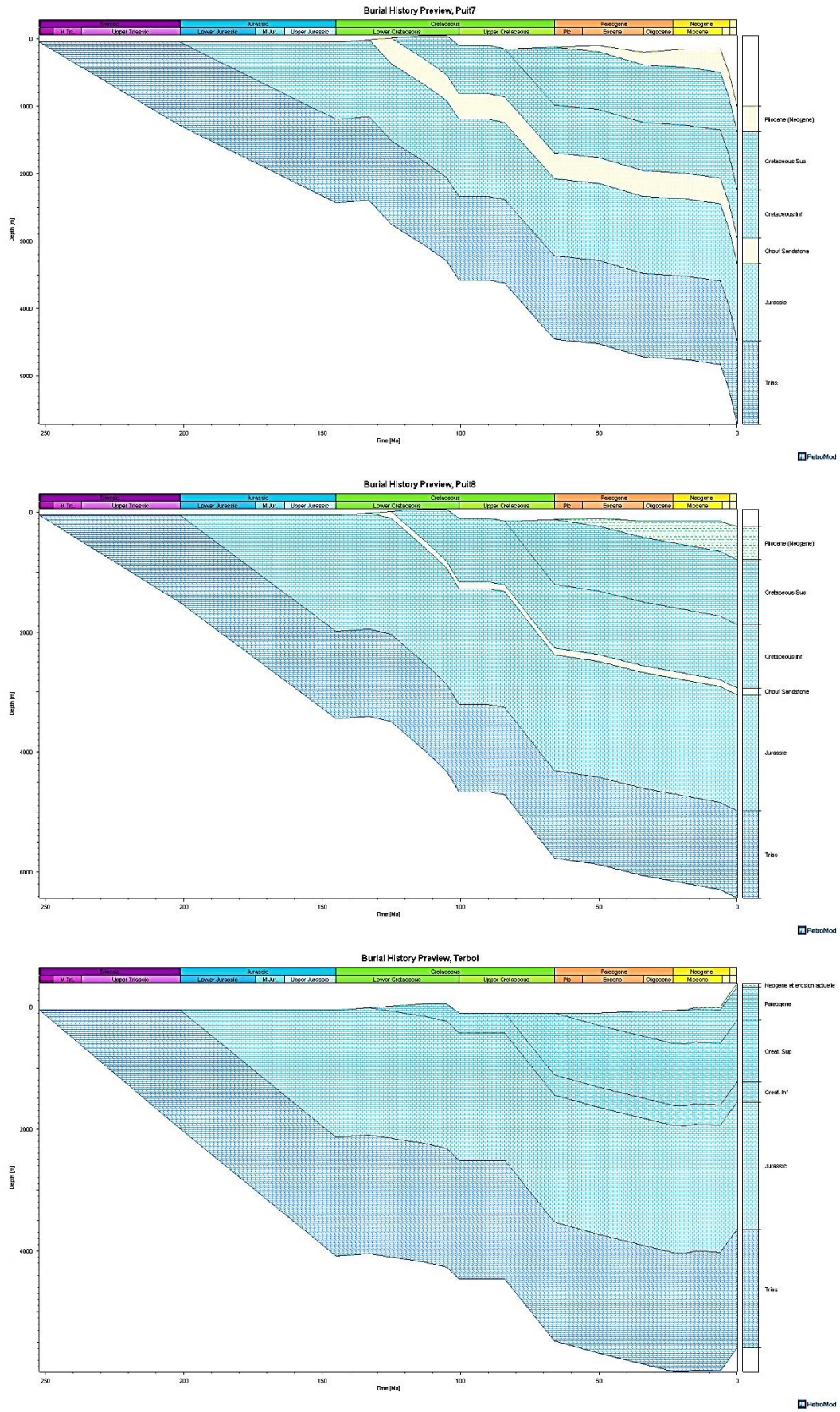


Fig. D1. Les courbes de subsidence totale obtenues par PetroMod® pour les différents puits.

TAB. D1. Taux de subsidence (ou soulèvement) dans tous les puits par rapport aux différentes phases tectoniques (valeurs en m/Ma).

Période	Terbol-1	Puit 1	Puit 2	Puit 3	Puit 4	Puit 5	Puit 6	Puit 7	Puit 8
Période 1	18,24	9,45	7,77	11,75	10,24	7,81	9,02	11,31	13,48
Période 2a	12,64	1,54	1,37	6,77	5,86	0,54	1,56	4,31	11,27
Période 2b	16,86	15,72	13,78	7,14	3,15	14,48	14,21	8,57	15,64
Période 3a	-6,90	-1,92	-5,09	-8,26	-9,06	-4,77	-2,64	0,56	-6,25
Période 3b	-0,42	0,87	-1,63	-2,26	-5,50	4,79	-0,82	9,06	15,93
Période 4a	10,43	8,29	7,65	3,41	6,90	9,16	11,47	13,31	15,05
Période 4b	29,95	36,34	21,07	37,74	5,10	26,93	29,85	26,49	32,50
Période 5a	5,22	-1,35	-0,58	22,83	-3,33	-3,34	0,48	6,48	5,44
Période 5b	13,99	12,77	13,64	18,45	13,23	13,23	12,50	10,02	15,01
Période 6a	-7,29	-10,29	0,83	100,58	1,35	0,32	-0,48	-2,76	2,37
Période 6b	-4,41	7,54	1,23	124,09	-4,33	1,63	4,07	38,38	13,31
Période 6c	-51,36	7,94	2,82	165,58	-17,00	-33,93	-11,25	117,07	39,56
Période 6d	-94,19	-741,25	-454,90	351,43	-387,91	-289,85	0,04	259,73	28,73

TAB. D2. Taux de subsidence (ou soulèvement) dans tous les puits dans de différents intervalles d'âge (valeurs en m/Ma).

Intervalle d'âge (Ma)	Terbol-1	Puit 1	Puit 2	Puit 3	Puit 4	Puit 5	Puit 6	Puit 7	Puit 8
252 – 201	18,24	9,45	7,77	11,75	10,24	7,81	9,02	11,31	13,48
201 – 174	12,64	1,54	1,37	6,77	5,86	0,54	1,56	4,31	11,27
174 – 145	16,86	15,72	13,78	7,14	3,15	14,48	14,21	8,57	15,64
145 – 125	-6,90	-1,92	-5,09	-8,26	-9,06	-4,77	-2,64	0,56	-6,25
125 – 105	-0,42	0,87	-1,63	-2,26	-5,50	4,79	-0,82	9,06	15,93
105 - 84	10,43	8,29	7,65	3,41	6,90	9,16	11,47	13,31	15,05
84 – 66	29,95	36,34	21,07	37,74	5,10	26,93	29,85	26,49	32,50
66 – 34	5,22	-1,35	-0,58	22,83	-3,33	-3,34	0,48	6,48	5,44
34 – 23	13,99	12,77	13,64	18,45	13,23	13,23	12,50	10,02	15,01
23 – 14	-7,29	-10,29	0,83	100,58	1,35	0,32	-0,48	-2,76	2,37
14 – 9	-11,44	4,89	-6,52	178,00	-6,99	2,17	1,46	33,76	14,24
9 – 6	7,95	12,20	14,85	29,37	0,34	0,69	8,66	46,50	11,67
6 – 3	-51,36	7,94	2,82	165,58	-17,00	-33,93	-11,25	117,07	39,56
3 – 0	-94,19	-741,25	-454,90	351,43	-387,91	-289,85	0,04	259,73	28,73

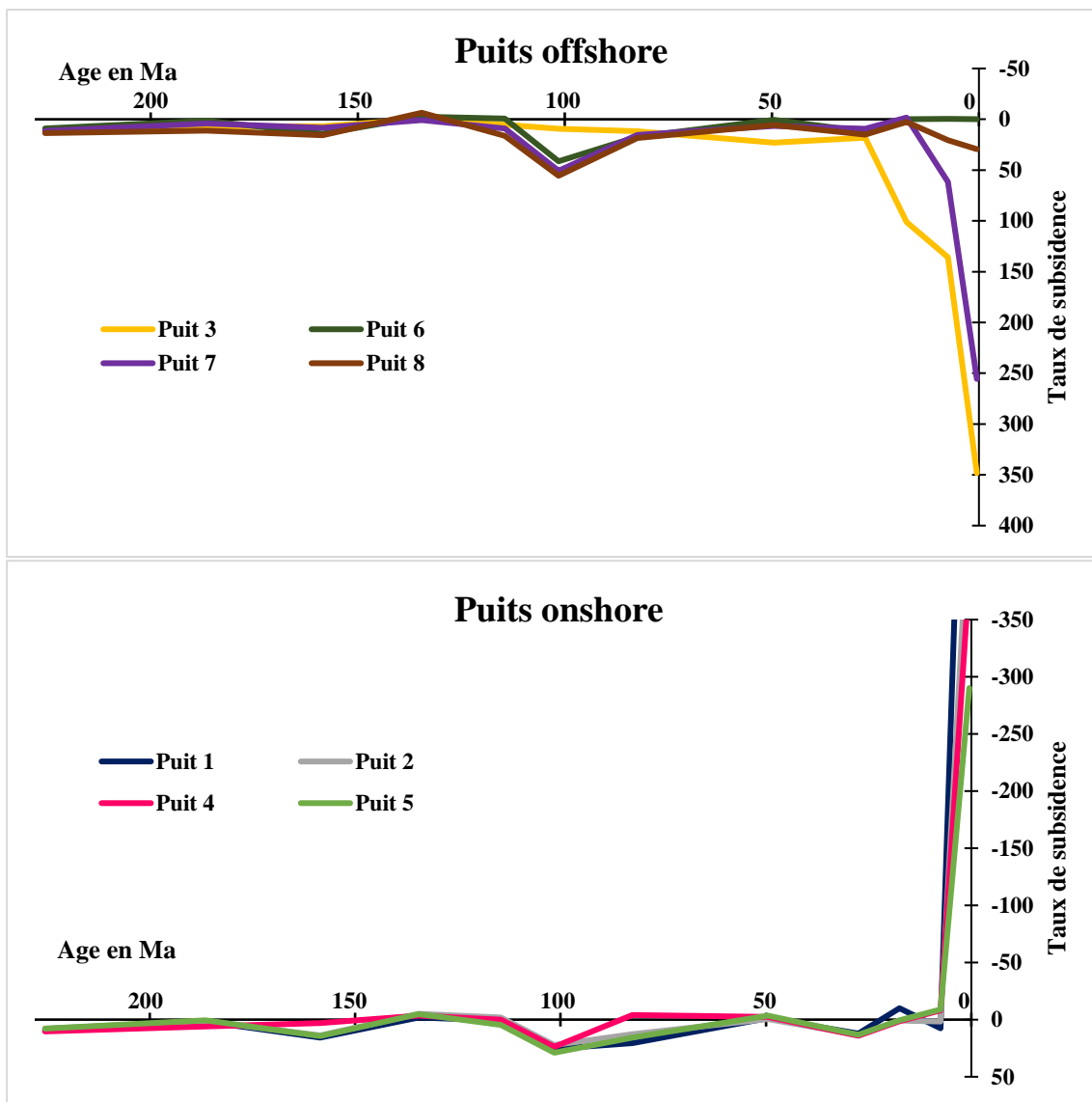


Fig. D2. Représentation des taux de subsidence (ou soulèvement) dans tous les puits onshore et offshore par rapport aux différentes phases tectoniques (valeurs en m/Ma ; les valeurs positives signifient une subsidence et les valeurs négatives signifient un soulèvement).

