UBO
université de bretagne occidentale

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

Présentée par

ARAB Mohamed

Préparée aux laboratoires :

UMR6538, Domaines océaniques, IUEM, USTHB (Alger), IFPEN (Géosciences, Paris) Sonatrach (EXP.)/ Boumerdès

THÈSE COTUTELLE/ UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géosciences Marines

Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

Analyse des systèmes pétroliers de l'offshore Algérien oriental : quantification, modélisation stratigraphique et thermique

Thèse soutenue le 01 Juin 2016 devant le jury composé de :

Aziouz OUABADI, Professeur Université des Sciences et Technologie Houari Boumediene, Alger, Algérie, Président du Jury

Christian GORINI, Professeur Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, Rapporteur

Khaled LOUMI, Maître de Conférence HDR Université M'Hamed Bouguerra, Boumerdès, Algérie, Rapporteur

Rachid AIT OUALI, Professeur Université des Sciences et Technologie Houari-Boumediene, Alger, Algérie, Examinateur

François ROURE, Professeur IFPEN, Rueil-Malmaison, HDR, Examinateur

Jacques DEVERCHERE, Professeur Université de Bretagne Occidentale, Plouzané, France, Examinateur

Marina RABINEAU, Chargée de Recherche CNRS, HDR, Plouzané, France, Directrice de thèse

Djelloul BELHAI, Professeur Université des Sciences et Technologie Houari Boumediene, Alger, Algérie, Directeur de thèse

Rabah BRACENE, Expert à SONATRACH, Invité

N° d'ordre : 56/2016-C/ST

Université des Sciences et de La Technologie Houari Boumediène (USTHB)
Faculté des Sciences de la Terre, Géographie et Aménagement du Territoire (FSTGAT)

Université de Bretagne Occidentale (UBO)/ IUEM
Domaines Océaniques

THESE COTUTELLE

Pour l'obtention du Diplôme de **Doctorat**

De l'Université des Sciences et de Technologie Houari Boumediène
et de l'Université de Bretagne Occidentale

Spécialité : Pétrologie et Structure de la Lithosphère/ Géosciences Marines
Par

Mohamed ARAB

Analyse des systèmes pétroliers de l'offshore algérien oriental : quantification, modélisation stratigraphique et thermique

Thèse dirigée par : ***Djelloul BELHAI et Marina RABINEAU***
et co-encadrée par: François Roure, Jacques Déverchère, Rabah Bracène et Abbas Marok

Thèse cotutelle soutenue publiquement, le 01 Juin 2016 devant le Jury:

M. Aziouz OUABADI, Professeur Université des Sciences et Technologie Houari Boumediène, Alger, Algérie, Président du Jury
M. Djelloul BELHAI, Professeur Université des Sciences et Technologie Houari Boumediène, Alger, Algérie, Directeur de thèse
Mme Marina RABINEAU, Chargée de Recherche CNRS, HDR, Plouzané, France, Directrice de thèse
M. Jacques DEVERCHERE, Professeur Université de Bretagne Occidentale, Plouzané, France, Examinateur
M. Rachid AIT OUALI, Professeur Université des Sciences et Technologie Houari-Boumediène, Alger, Algérie, Examinateur
M. Christian GORINI, Professeur Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, Rapporteur
M. François ROURE, Professeur IFPEN, Rueil-Malmaison, HDR, Examinateur
M. Khaled LOUMI, Maître de Conférence HDR Université M'Hamed Bouguerra, Boumerdès, Algérie, Rapporteur
M. Rabah BRACENE, Expert à SONATRACH, Invité

RESUME

La marge algérienne est un domaine complexe, bordé au sud par les zones internes des Maghrébides (AlKaPeCa) qui chevauchent les zones externes telliennes vers sud. La partie offshore de ce système constitue un bassin d'arrière arc où s'est déposée une série sédimentaire mio-pliocène reposant sur un substratum de nature et d'origine variables spatialement. L'objectif de ce travail a consisté à analyser et modéliser le fonctionnement des systèmes pétroliers et à quantifier les volumes d'hydrocarbures accumulés. Avant de procéder aux différentes modélisations numériques, stratigraphiques et thermiques, un modèle géologique conceptuel a été élaboré sur la base des données de géologie de terrain et de sismiques. La continuité terre- mer du socle kabyle a permis une extrapolation stratigraphique entre des formations oligo-miocènes en affleurement et les unités acoustiques définies dans le bassin offshore. L'analyse tectonique dans les deux domaines a abouti à une évolution en trois phases : (1) syn-rift où le bassin a été ouvert en transtension à partir de l'Oligocène supérieur-Aquitanien, (2) phase post-rift durant laquelle il y a eu le développement des bassins intra-arcs, la collision AlKaPeCa- Afrique et le magmatisme et (3) phase d'inversion où la marge devient active essentiellement à partir du Quaternaire. En définissant l'ensemble des éléments des systèmes pétroliers avec des incertitudes variables, la simulation du fonctionnement de ces derniers par modélisation de bassin 2D/3D a montré des possibilités d'accumulation d'huile et de gaz majoritairement près de la marge, entre 20 et 65 km de la côte avec un maximum de portée de 70 km dans le golfe de Bejaia.

M**ots clés:** Analyse séquentielle (T/R), unités acoustiques, extrapolation onshore-offshore, modèle stratigraphique, dépôt syn-rift, inversion, flux de chaleur, surpressions, systèmes pétroliers, bassin algérien oriental.

ABSTRACT

The Algerian margin is a complex domain, limited to the south by the Maghrebian internal zones (AlKaPeCa) that overthrust the external Tellian zones southward. The offshore part of this system constitutes a back-arc basin, where a mio-pliocene sedimentary series were deposited over a substratum of laterally variable origin and nature. The goal of the present work consisted in analyzing and modelling the petroleum system at work and calculating hydrocarbon volumes. Before proceeding to different numerical basin, stratigraphic and thermal modelling, a conceptual geological model is required and was performed based on field geological studies and stratigraphic and structural interpretations of the seismic profiles. The extension of the continental crust beyond the foot of the margin, allows determining a chronostratigraphic model by extrapolation of the outcroping oligo-miocene formations onshore to the acoustic pre-messinian units defined in the offshore basin. Besides, a tectonic analysis in both onshore and offshore domains gave rise to three main steps of evolution: (1) syn-rift phase where the basin was opened by transtension since Late Oligocene- Aquitanian, (2) post-rift phase in which intra-arc basins were developed, AlKaPeCa and Africa docked and magmatism activity took place and (3) inversion phase where the margin became active mainly since Quaternary times.

After defining the different petroleum system elements taking into account variable uncertainties, the 2D/3D petroleum system model depicts possibilities of oil and gas accumulations mainly close to the margin, between 20 to 65 km from the coastline to the north with a maximum range of 70 km in the Bejaia Gulf.

Key words: Algerian margin, T/R sequences analysis, acoustic units, onshore- offshore extrapolation, stratigraphic model, syn-rift deposit, inversion, heat flow, overpressures, petroleum systems, eastern algerian basin.

TABLE DES MATIERES

RESUME I

TABLE DES MATIERES I

LISTE DES FIGURES V

LISTE DES TABLEAUX XVI

AVANT-PROPOS 1

Introduction (Problématique et objectifs) 5

CHAPITRE I - CADRE GEOLOGIQUE 9

I-1- Tectonique et géodynamique de la marge orientale algérienne (domaine offshore) 9

I-2- Structure et stratigraphie du domaine onshore (segment nord tellien) 11

I-2-1- les zones internes (domaine AlKaPeCa) 15

I-2-2 - Les zones externes des Maghrébides 38

CHAPITRE II- DONNEES ET METHODES 41

II-1- Donnees géophysiques & géologiques utilisées, stratégie de mise en œuvre de l'étude 41

II-1.1. Données 41

II-1-2- Stratégie de mise en oeuvre 43

II-2- La stratigraphie sismique et séquentielle 43

II-3 - Considérations théoriques de la modélisation de bassin 70

II-3-1- Concepts de la modélisation stratigraphique (prédiction du faciès) par Dionisos 70

II-3-2- Concepts de la modélisation des systèmes pétroliers (compaction, thermicité, régime de pression et génération des hydrocarbures) 71

CHAPITRE III- INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIE DU REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE 81

III-1- Description litho-stratigraphique des formations oligo-miocènes a partir des affleurements et interpretation des environnements de dépôts 81

III-1-1- Oligo-Miocène Kabyle (OMK) 81

III-1-2- Conglomerats de Burdigalien terminal 83

III-1-3- Langhien à Tortonien (formations post-orogéne alpin) 84

III-2-Interprétation chronostratigraphique des unités acoustiques du bassin offshore 95

III-2-1- Interpretation chronostratigraphique des unités acoustiques pré-messiniennes par extrapolation à partir des affleurements oligo-miocenes en onshore. 96

III-2-2- Les unités messiniennes 99

III-2-3- Plio-Quaternaire, corrélations litho-stratigraphiques avec le puits DSDP-371 100

CHAPITRE IV- STRUCTURE ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU BASSIN 113

IV-1- Structure profonde par interprétation de la sismique écoute longue (sismique profonde).....113

IV-2- Structure du bassin offshore (marge et bassin profond.....114

IV-3- Etapes d'évolution tectono-sédimentaire du bassin.....115

IV-3-1- Période Oligocène supérieur-Serravallien 115

IV-3-2- Période Tortonien- Messinien 118

IV-3-3- Période Plio-Quaternaire 118

IV-3-3-1- Calendrier et amplitude du soulèvement de la marge par utilisation des données des traces de fission sur apatite et des paramètres thermiques géochimiques.....121

IV-4- Synthèse sur l'évolution géodynamique du bassin Est-Algérien et typologiede la marge 123

CHAPITRE V- MODELISATION STRATIGRAPHIQUE EN OFFSHORE: PREDICTION DES FACIES.....127

V-1- Principe de la modélisation directe par Dionisos (BEICIP/IFP-EN) 127

V-2- Données nécessaires pour la modelisation stratigraphique.....128

V-2-1- Dimension et conception du modèle géologique 3D 128

V-2-2- Données d'entrée (input) 128

V-3- Résultats de la modélisation stratigraphique 3D 132

CHAPITRE VI- MODELISATION THERMIQUE, FONCTIONNEMENT DES SYSTEMES PETROLIERS ET QUANTIFICATION.....141

VI-1- Relation thermicité, géodynamique et modèle du flux de chaleur.....141

VI-2- Données utilisées pour la modélisation de bassin 3D et modèle géologique conceptuel 142

VI-3- Génération et timing d'expulsion des hydrocarbures.....144

VI-4- Résultats de la modélisation thermique 3D (distribution des valeurs du Flux de chaleur et de gradient géothermique) 147

VI-5- Résultats de la modélisation du fonctionnement des systèmes pétroliers en 3D 149

VI-5-1- Etat de maturation thermique des roches mères et pressions enregistrées dans les réservoirs.....149

VI-5-2- Charge en hydrocarbures et quantifications (saturations) avec analyse de la sensibilité et incertitudes 150

VI-5-3- Calibration du modèle, tests de sensibilité et incertitudes.....155

CHAPITRE VII- DISCUSSION GENERALE 159

CONCLUSION GENERALE.....161

PERSPECTIVES 163

BIBLIOGRAPHIE.....165

ANNEXES

ANNEXE 1 relatif aux chapitres III et IV

Article publié en Août 2016 (après la soutenance) au journal Marine and Petroleum Geology, traitant du modèle structural et chronostratigraphique (environnements de dépôt et modèle séquentiel inclus) du remplissage sédimentaire de l'ensemble de l'offshore oriental.
Référence: Arab, M., Rabineau, M., Déverchère, J., Bracène, R., Belhai, Dj., Roure, F., Marok, A., Bouyahiaoui, B., Granjeon, G., Andriessen, P., Sage, F. (2016a), Tectonostratigraphic evolution of the Eastern Algerian margin and basin from onshore-offshore correlation, . Marine and Petroleum Geology, 77, 1355-1375.

ANNEXE 2, relatif au chapitre V et VI (volet modélisation de bassin)

Article publié en Mars 2016 dans le journal Arabian Journal of Geosciences, il traite de la modélisation stratigraphique, thermique et fonctionnement des systèmes pétroliers du bassin offshore.
Référence : Arab, M., Belhai, D., Granjeon, D., Roure, F., Arbeaumont, A., Rabineau, M., Deverchere, J (2016b) Coupling stratigraphic and petroleum system modeling tools in complex tectonic domains: case study in the North Algerian Offshore. Arab. J. Geosci. **9** (4), 1–32.

ANNEXE 3

Publications complémentaires utilisées dans les interprétations des chapitres sur la tectonique et les systèmes pétroliers.

1- Thème du papier 1: Roches mères miocènes et systems pétroliers du Nord de l'Algérie (Bassin de Cehlif, Tell occidental),
Référence : **Arab M**., Bracène R., Roure F., Zazoun R.S., Mahdjoub Y., Badji R. (2015) Source rocks and related petroleum systems of the Chelif basin, (western Tellian domain, north Algeria). Marine and Petroleum Geology, **64**: 363- 385.

2- Thème du papier 2 (en co-auteur): Structure et géodynamique de la marge orientale algérienne (Offshore Annaba),
Référence: Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhoefer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnürle, p., Marok, A., Déverchère, J., **Arab, M**., Galve, A., Collot, J.Y. (2014) Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Geophys. J. Int.,* , **201**, 1912- 1938.

LISTE DES FIGURES

Figure I- 1- localisation de la zone d'etude (carre jaune) et la zone d'interet (carre rouge) et schema structural de la mediterranee occidentale montrant la disposition et la structure de la chaine alpine : maghrebides, apennins, chaine betico-rifaine, calabre et monts peloritains (faccena et al. , 2004). 12

figure I- 2- carte montrant a l'echelle regionale les affleurements geologiques du domaine tellien (carte dressee par flandrin et publiee par betier et al., 1952), legerement completee sur la base des cartes et travaux realises par durand-delga (1978), vila (1980) et fourcade et al. (2001). La structure du bassin offshore a ete interpretee sur la base de la distribution des anomalies magnetiques (reduites aux poles, donnees acquises par westerngeco pour sonatrach, 2000 et les donnees sismiques). Dans ce meme domaine, y ont ete reportees les failles decrochantes a composantes normales de direction nw-se et aussi les failles normales de direction ene- wsw ayant accompagne l'ouverture entranstension du bassin offshore (arriere-arc). Les rampes a vergence nord marquent des chevauchements d'age quaternaire. Carte montrant a l'echelle regionale les affleurements geologiques du domaine tellien (betier,…1952), legerement completee sur la base des cartes et travaux realises par durand-delga, 1978; vila (1980) et la structure du bassin offshore interpretee a travers la distribution des anomalies magnetiques (reduites aux poles, data acquis par westerngeco pour sonatrach, 2000). Dans ce meme domaine, y ont ete reportees les failles decrochantes a composantes normales de direction nw-se et aussi les failles normales de direction ene- wsw ayant accompagne l'ouverture en transtension du bassin offshore (arriere-arc). Les rampes a vergence nord marquent des chevauchements d'age quaternaire. Limite entre les zones internes (alkapeca) et les zones externes d'apres bouillin (1986) ont ete legerement modifiees suite aux nouvelles donnees geophysiques (bouyahiaoui et al., 2015) et l'analyse recente des donnees de terrain. Ainsi le massif de l'edough fait partie fort probablement du domaine des kabylides, meme si la limite du socle de grande kabylie reste mal definie en profondeur vu l'absence de sismique dans cette zone. Na : naciria, sab : massif cristallin de sidi ali bounab, aam : djebel ait aissa mimoun (in gery et al., 1981), to : tizi-ouzou, tkd : tikedjda, tx : texana, tam : tamalous, ah : agouni hemmiche, sabt : sidi ali ben toumi, am : ammal, bjm : boudjima, ekr : el-ksar, sa : sidi aich (wilaya de bejaia). 14

figure I- 3- (a) coupe synthetique des maghrebides internes au niveau de la petite kabylie, (b) reconstitution paleogeographique du bassin des flyschs et la dorsale a la fin du cretace (bouillin, 1986)......15

figure I- 4- socle kabyle et sa couverture paleozoïque (partie superieure) et mesozoïque associe a la dorsale calcaire, grande kabylie (djurdjura, gelard, 1979). 17

figure I- 5- coupe interpretative schematique du massif de chellata (voir fig. I-2), symboles de la carte au 1/50 000 (gelard, 1979)......20

figure I- 6- flysch mauretanien type guerrouch (jijel, petite kabylie, durand delga, 1971; bouillin, 1978)......20

figure I- 7- flysch mauretanien type guerrouch (jijel, petite kabylie, durand delga, 1971; bouillin, 1978)......23

figure I- 8- colonne stratigraphique synthetique du flysch massylien de tagdinnt (petite kabylie) (gelard, 1979)......25

figure I- 9- colonne stratigraphique synthetique du numidien de grande kabylie (gelard, 1979)...27

figure I- 10- coupe litho-stratigraphique de l'oligo-miocene kabyle dans la region de tizi-n'telata, route tizi-ouzou- ouadhias (grande kabylie). Cette coupe a ete realisee dans le cadre de cette these......28

figure I- 11- paleo-vallees de l'omk (oligo-miocene kabyle) en petite kabylie (kazi tani, inedit). (a) coupe typique de l'oligo-miocene kabyle de la marge orientale (bouillin, 1977). 30

Figure II 1- Carte géologique et position des profils de sismique-réflexion (campagnes sismiques 2000 et 2011), interprétés en stratigraphie sismique, de la sismique grand-angle (rouge pointillé), des coupes de terrains (étoiles bleues), localisation des points des points d'échantillonnage pour mesures d'AFTA (traces de fission sur Apatite) et géochimiques. Le levé bathymétrique montre l'héritage de l'ouverture océanique oligo-miocène mais aussi les effets de l'inversion tectonique enregistrés sur le fond marin, où la dénivelée entre le haut de marge et le bas de pente peut atteindre + 1500 m, au-dessus des rampes à vergence nord....42

Figure II 2- Modèle de sédimentation- Paramètres géologiques et climatiques contrôlant l'architecture stratigraphique d'un bassin et son évolution tectono-sédimentaire. Estelle Leroux (Inédit). *44*

Figure II 3- Limitations pratiques et u modèle de séquences T/R transgressives- régressives : quand les dépôts régressifs de bas niveau marin sont préservés, la portion marine de la surface de maximum de régression n'est pas connectée à la terminaison vers le bassin de la discordance subaérienne (trait épais). Cette coupe illustre le scénario le plus général d'une architecture de dépôts d'une régression forcée, régression normale et d'une transgression en milieu fluvial à milieu marin peu profond (figure de Schlager, 1994, 2002, 2005 ; Duval et al., 1998 ; Posamentier et Allen, 1999, dans Catuneanu, 2006). Le log GR montre une évolution

verticale vers des milieux peu profonds (et plus sableux) dans le cadre de la stratigraphie séquentielle.....45

Figure II 4- Organigramme montrant différentes appellations de séquences en stratigraphie séquentielle (Donovan, 2001, modifiée par Catuneanu, 2006). Les modèles de stratigraphie séquentielle diffèrent essentiellement dans la manière de regrouper les séries en paquets ('packages') sédimentaires et ces paquets en séquences, c'est à dire en fonction de la position où sont pointées les limites de séquences dans l'enregistrement sédimentaire. 46

Figure II 5- Charte globale des changements du niveau marin basée sur l'interprétation des onlaps côtiers sur les lignes sismiques (Vail et al., 1977, modifiée par Veeken, 2007).....47

*Figure II 6- Agencement des cortèges sédimentaires (system tracts) et des limites de séquences pour les modèles de séquence utilisés (Catuneanu, 2002, modifié par le même auteur en 2006). La portion de la discontinuité conforme de la séquence est considéré être formée durant la première phase de la chute du niveau marin (Posamentier et al., 1988). Elle a été par la suite révisée, correspondant au maximum de la chute du niveau marin (Posamentier et al., 1992). En plus de ces modèles classiques, d'autres modèles hybrides sont aussi utilisés, comme l'approche reconnaissant les quatre ''system tracts'' dans la séquence IV, mais avec la limite de séquence qui est conforme avec la séquence de dépôt II (**Veeken, 2007** et les références qui y sont citées).....48*

Figure II 7- - Modèle de stratigraphie séquentielle pour une méga-séquence (''ramp'') de faible gradient dans un bassin intracratonique (Duringer, 2003, modifié par Catuneanu, 2006). Le maximum de dépôt réside dans le HST dont le taux de sédimentation est élevé grâce aux grands apports sédimentaires et au grand espace d'accommodation. En termes d'évolution T/R les séquences régressives correspondent aux FSST, LST et HST, alors que le TST traduit une séquence transgressive.....49

Figure II 8- (a) séquences de dépôts limités par des discontinuités (discordance ou conformité) sédimentaires interprétées à partir d'une section sismique. (b) Charte chrono-stratigraphique avec une échelle temps arbitraire (Mitchum et al., 1977, in Veeken, 2007). 51

Figure II 9- Echec d'un onlap sur la pente continentale suite aux glissements de masse, empêchant ainsi l'expression chrono-stratigraphiques de la surface de contact, (Catuneanu, 2003). 53

Figure II 10- Onlaps avec faible pendage. (a) Les onlaps à faible pendage sont répandus sur les bordures des bassins. (b) Type d'onlaps survenant dans un milieu lagon/barrière durant la remontée du niveau marin (Catuneanu, 2003). 53

Figure II 11- Conditions stratigraphiques nécessaires pour développer une surface discrète à downlaps. (a, b) La vraie surface à downlaps peut avoir lieu s'il n'y a pas de sédiments à l'approche des terminaisons des clinoformes durant la progradation. (c) s'il y a présence

simultanée des sédiments à l'avant des clinoforme progradants, le résultat va être un downlap asymptotique, les clinoformes se terminant alors par des downlaps à surfaces successives de plus en plus jeunes vers le bassin. (d) Une surface apparente à downlaps peut être observée sur une sismique de basse résolution (ligne en pointées), mais elle traverse réellement des surfaces de strates et des lignes-temps. 55

Figure II 12- Interprétation des terminaisons de réflexions (flèches rouges) en toplap dans le but de définir la position des discordances (lignes vertes). La discordance représente un hiatus sédimentaire. Si elle a une signification régionale, elle est considérée comme étant une limite de séquence de dépôt. La 3eme section présente des concordances sans contact angulaire…56

Figure II 13- L'expression de certains faciès sismiques se base sur l'amplitude, la fréquence, la continuité des réflecteurs et la géométrie des réflecteurs.....57

Figure II 14- Transect sismique montrant une progradation d'une marge continentale divergente (Catuneanu, 2003). La position du bord de plateforme peut être facilement observée (grâce à l'offlap break ou point d'inflexion des clinoformes, c'est à dire le passage entre les topsets et les et les foresets) à des incréments de temps (''time slices'') consécutifs. Ces clinoformes indiquent directement les environnements de dépôt avec un haut degré de confiance. Le système fluvial à marin peu profond se localise dans la plateforme continentale (vers le continent), alors que les systèmes de dépôt profonds sont sur le talus et la plaine abyssale. La progradation des clinoformes en direction du bassin profond est indiquée par les flêches jaunes, mais à cause du diapir du sel (flêche bleu,) les terminaisons des downlaps peuvent être confondues avec les onlaps (flêches rouges). 58

Figure II 15- différents types de configurations des réflexions sismiques et leur interprétation (Mitchum et al., 1977, in Veeken, 2007).....59

Figure II 16- (a) Photo d'un affleurement d'une discordance subaérienne (flèche jaune), séparant au-dessous un dépôt marin à Swaley stratified shoreface et le dépôt de dessus, type fluviatile (formation de Bahariya, Western désert, Egypt) (Catuneanu, 2006). La discordan ce marque une vallée d'incision fluviale ou ''incised valley''. (b) Exemple de discordances subaérienne (en jaune), marquée par l'érosion des grès marins par des chenaux fluviatiles oligo-miocènes. Oued Z'hor (à l'Ouest de Collo).....61

Figure II 17- Séquences, cortèges sédimentaires (''systems tracts''), et surfaces stratigraphiques définies en relation avec les courbes du niveau marin et la transgression- régression (Catuneanu et al., 1998b, modifié). Abbreviations : SU : discordance subaérienne, cc : ''correlative conformity'' ou discontinuité corrélable; BSFR : ''basal surface of forced regression''; MRS : ''maximum regressive surface'' ; MFS : ''maximum flooding surface'' ; R : ''transgressive wave-ravinement surface'' ; IV : ''incised valley'' ; NR : ''normal

regression''; FR : ''forced regression'' ; LST : low stand system tract ; TST : transgressive system tract ; HST : high stand system tract ; FSST : falling stage system tract ; RST : regressive system tract; DS: depositional sequence; GS: genetic stratigraphic sequence; TR: transgressive- Regressive sequence. 62

Figure II 18- Série marine d'un milieu peu profond à dominance de vagues, montrant la transition d'un cortège (A) déposé d'une manière graduelle (verticale) par rapport au dépôt sous-jacent à un faciès marquant la régression forcée (B) (formation de Bl ackhawk, Ut ah). La ligne rouge en tirets représente la surface interprétée comme base de la régression forcée, la ligne rouge en continu représentant la surface régressive de l'érosion marine qui sépare les grès de shoreface supérieur (au-dessus) des alternances de grès et d'argile de la plateforme interne ou ''inner shelf'', au-dessous. La direction de progradation est de gauche à droite (Catenuanu, 2006).....63

Figure II 19- Site illustrant une régression forcée causée par la remontée eustatique après la fonte des glaciers à Holocène (île de Melville, Canada). La surface régressive d'érosion marine est montrée par la flèche blanche, séparant les dépôts fins de « shelf » (proche du milieu littoral à littoral) déposés après la régression forcée (Catuneanu, 2006). La surface de maximum de régression (Fig. II-20, flèche jaune) est aussi connue comme étant la surface de transgression (Posamentier et Vail, 1988), sommet d'une surface de bas niveau (Vail et al., 1991), et le maximum de progradation (Emery et Myers, 1996). 64

Figure II 20- Photo d'affleurement de la surface de régression maximale (flèche jaune) au contact entre la série fluviatile en régression normale (Faciès A) et la série supérieure déposée sur la plage (faciès B, part of LST) (formation de Bahariya, Egypte). Cette surface est parcourue par des figures de courant de haute énergie survenuse durant la première étape de la transgression de la ligne côtière. Le faciès de plage (B) est ce qui reste du TST (cortège transgressif) (Catuneanu, 2006). 64

Figure II 21- exemple d'affleurement montrant la surface d'inondation maximale (MFS) qui a remanié l'ancienne surface de régression maximale située juste au-dessus. Le faciès transgressif n'existe pas en cet endroit. Young Greek Member (Bear paw Formation, Maastrichtien inf.), Castor area, western Canada (bassin sédimentaire). 65

Figure II 22- Surface de ravinement par les vagues (flèche noire), séparant un faciès transgressif comportant des coquilles d'huitres d'un faciès fluviatile à charbon. Ce dernier est interprété comme étant un dépôt transgressif (Hamblin, 1997, in Catuneanu, 2006), donc cette portion de surface de ravinement se développe au sein d'un système transgressif. Elle ne constitue pas un cortège sédimentaire ou une limite de séquence. Contact entre la formation Dinosaur Park (Belly River group) et la formation Bearpaw, Sud d'Alberta (Canada). 66

Figure II 23- Within-trend flooding surface (flèche) au contact entre les dépôts transgressifs de shoreface (bad heart formation, coniacien) et les argiles transgressives de la plateforme externe ou ''outer shelf'' (Formation Puskuaskau, Santonien) (Photo d'Andrew Mumpy) (Catuneanu, 2006). Cette surface d'inondation FS correspond à l'approfondissement brusque dans un bassin marin.....66

Figure II 24- Exemple d'affleurement présentant une superposition de paraséquences (Woodside Canyon, Utah). Les paraséquences sont progradantes, séries en ''coarsening upward'' limitées par des surface d'inondation ou FS. Les limites des paraséquences (ex. FS) marqu ent une augmentation brusque de la bathymétrie (flèches). 69

Figure II 25- - Concepts de paraséquence et de surface d'inondation (FS), illustrés dans la série de shoreface/front du delta à faciès progradant. La surface d'inondation ou FS est (1) une surface transgressive de ravinement ; (2) une surface de ravinement ; (3) une surface de contact de faciès ou ''within-trend facies contacts'', ces trois surfaces étant différentes en termes d'énergie de dépôt, et correspondant à un déplacement de la ligne de côte. A, B et C sont des paraséquences en coarsening upward du milieu marin peu profond, Bearpaw (Canada, partie occidentale) (Catuneanu, 2006). 69

Figure II 26- Surpressions en 1D dans une série d'alternance argile- grès (Hantschel et Kauerauf, 2009).....74

Figure II 27- Formation de surpressions sous la couverture (1D) dans une série sédiments – sel – marne - argile. (a) pressions actuelles en fonction de la profondeur. (b) Courbes de surpressions/ profondeur au moment du dépôt de la couverture et à l'actuel. La courbe de pressions au moment du dépôt de la couverture (20 Ma) est décalée à la position actuelle, pour illustrer le fait que l'augmentation de la pression sous la couverture de 20 Ma à l'actuel est presque la même dans toutes les couches. La courbe en pointillés est la courbe de pression à 20 Ma plus (+) la charge sédimentaire après le dépôt de la couverture. La différence entre la courbe en pointillés et la courbe de surpression à l'actuel est causée par l'échange d'eau dans les couches sous la couverture (Hantschel et Kauerauf, 2009).....74

Figure II 28- Formation de surpressions le long d'une coupe 2D dans le bassin de Santos (offshore Brésil). Les vecteurs bleus indiquent l'écoulement des eaux (Hantschel et Kauerauf, 2009)..75

Figure II 29-Paramètres et courbes régissant la pression capillaire en fonction de la porosité et saturation (Pcsat et PcØ) et les courbes de saturation/ perméabilité relative à l'eau et aux hydrocarbures. 80

Figure III- 1- Carte de situation des coupes de terrain montrant les corrélations onshore-offshore, les sites des échantillons pour les analyses géochimiques et d'AFTA (traces de fission de l'Apatite) et le profil en offshore de la Grande Kabylie (au large de Tigzirt). 82

Figure III- 2- Coupes de terrain de l'Oligo-Miocène (OMK) à travers la petite kabylie. 83

Figure III- 3- Levé de coupe (n° 1 dans la figure corrélation) sédimentologique du Burdigalien-Langhien affleurant au sud de Sidi Ali Bounab (SAB, massif du socle kabyle composé de granites, gneiss, para-gneiss,...). Affleurement de 25 à 30 m environ montrant une succ ession de séquences gréseuses avec à la base un banc de congomérats évoluant vers des micro-conglomérats. Le faciès ainsi que les organismes identifiés en l'occurrence, les échinodermes (deux espèces) et lamellibranches, indiquant un milieu littoral. 86

Figure III- 4- Levé de coupe de terrain du Langhien d'Agouni Hemmiche (Section n° 3, bassin de Sebaou ou Tizi-Ouzou) présentant l'évolution séquentielle régressive et grano-décroissante, composée de marnes et grès et intercalations rythmiques de conglomérats et microconglomérats. Ces séquences régressives indiquent fort probablement des turbidites. La tendance générale est liée à une transgression vu l'approfondissement du milieu de dépôt, marqué par la prédominance des marnes vers le sommet. 87

Figure III- 5- Section n° 7, levé de coupe sédimentologique au site d'El-Ksar (Vallée de la Soummam, Petite Kabylie) montrant l'évolution verticale du milieu de dépôt, indiqué par l'évolution du faciès et les structures sédimentaires associées. 89

Figure III- 6- Section n° 12, levé de coupe de terrain dans la localité de Chetaibi (à moins 500 m du rivage), montrant la succession de séquences de dépôt du Langhien, faciès et structures sédimentaires.....91

*Figure III- 7- (a) Corrélation ou extrapolation slitho-stratigraphique onshore- offshore, entre les formations oglio-Miocènes et miocènes en affleurement le long de la marge centrale (GK : massif de Grande kabylie) et les unités sismiques interprétées sur le profil sismique sis au large de Tigzirt (situation de la coupe est sur la **Figure III-1**). (b) Corrélation litho-stratigraphique onshore- offshore entre les formations miocènes en affleurement (PK: Petite Kabylie et bassin de la Soummam) et les unités acoustiques identifiées en offshore (Voire situation de la ligne de corrélation sur la Figure III-9). 93*

Figure III- 8- Carte géologique avec position des profils sismiques utilisés dans l'interprétation structurale et stratigraphique ainsi que la position de la ligne de corrélation onshore-offshore III-7b (PK). 94

Figure III- 9- (a) modèle de vitesse grand angle au large de Jijel (Mihoubi et al., 2014), montrant l'extension de la croûte continentale jusqu'à 50 km de la côte et la croûte transitionnelle (océan-contient : TOC) s'étendant à 70 km de la côte; (b) modèle de vitesse grand angle au

*large d'Annaba (**Bouyahiaoui et al., 2015**), montrant l'extension de la croûte océanique à 27 km de la côte et (c) Carte géologique de la partie onshore et position des deux profils de sismique grand angle utilisés pour la modélisation sismique. 96*

Figure III- 10- (a) Section sismique non interprétée au large de Bejaia (Cap Carbone), (b) Coupe géo-sismique présentant la morpho-structure et la subdivion stratigraphique des ensembles : pré-messinien, messinien et plio-quaternaire, NW Bejaia, (c) Zoom de la section interprétée, zone du bassin reprise en compression lors de l'inversion quaternaire. 101

Figure III- 11- (a) Section sismique non interprétée P2 au large de Bejaia (voir situation Fig. II-1). (b) Coupe géo-sismique issue de l'interprétation de P2, montrant la morpho-structure actuelle de la marge et les unités acoustiques déterminés par les concepts de sismique stratigraphique. Noter que les rampes à vergence nord liées à des mouvements tranpressifs impliquant le socle avec la création simultanée des failles listriques dans le Plio-Quaternaire (zone transparente en sismique), enracinées à la base du sel messinien. (c) Zoom de la section interprétée montrant le découpage de la couverture sédimentaire en unités acoustiques en utilisant les configurations sismiques et le faciès sismique, ainsi que l'interprétation structurale de la marge. (d) Portion de la section P2 (80- 125 km à partir du rivage) dans le domaine océanique du bassin, illustrant le découpage du Plio-Quaternaire en unités sismiques ainsi que la limite entre ces deux étages.....103

Figure III- 12- (a) Coupe sismique non interprétée P3 (ENE-WSW), au large deBejaia-Cap Bougaroun (voire Fig. II-1 pour situation). (b) Coupe géosismique montrant l'architecture du bassin suivant la direction ENE- WSW et la subdivision en unités coustiques des séries pré-messiniennes, messiniennes et plio-quaternaire, sur la base des concepts de la stratigraphie sismique (e.g. Vail et Mitchum, 1977). (c) Zoom de la section P3 montrant les différentes discontinuités subdivisant la couverture sédimentaire en unités acoustiques.....105

Figure III- 13- (a) Profil sismique N-S (P7 sur la figure II-1) au large du massif granitique d'El-Aouana. (a) Section interprétée, montrant des blocs basculés dans l'ensemble pré-messinien, des rampes à vergence nord et des failles listriques dans le Plio-Quaternaire. C'est l'une des rares coupes montrant l'empreinte de l'ancienne distension syn-rift ayant joué surtout avant la collision fini-burdigalienne.....106

*Figure III- 14- (a) Portion de la section P1 (Fig. III-10a) montrant un faciès sismique typique de l'offshore Bejaia, (b) faciès sismique le long d'une portion de section sismique P2 au large de Jijel. Les modèles de structures sédimentaires appliqués sur ces sections sismiques sont à l'origine expliquées dans **Veeken (2007**). 107*

Figure III- 15- (a) Section sismique non interprétée au large de Jijel (P2, ref. fig. carte de position). (b) Section interprétée, montrant la morphostructure et la subdivision de la série

sédimentaire du bassin néogène et plio-quarternaire en unités acoustiques sur la la base du faciès sismique et des configurations sédimentaires relevant des techniques de la stratigraphie sismique. (c) Modèle chronostratigraphique (diagramme de Wheeler) indiquant l'évolution spatio-temporelle de la sédimentaion durant la période fini-oligocène à actuelle. (d) Agrandissementde la coupemontrant la subdivision stratigraphique en bas de marge et la structuration de la marge lors de l'inversion quaternaire. 109

Figure III- 16- Profil sismique 109- (a) section non interprétée au large d'Annaba (P4, ref. fig. carte de position). (b) Section interprétée (coupe géosismique), montrant la morphostructure et la subdivision de la série sédimentaire du bassin néogène et plio-quarternaire en unités acoustiques, basée sur les faciès sismiques et les configurations sédimentaires relevant des techniques de la stratigraphie sismique. 110

Figure III- 17- Charte reliant les unités acoustiques aux unités litho-stratigraphiques identifiées sur le terrain, la variation eustatique, l'évoluion séquentielle (T-R) et l'emplacement des évènements tectoniques et volcaniques survenus au niveau de la marge durant le moi-Pliocène et le Quaternaire.....111

Figure IV- 1- Schéma tectonique de l'ouverture du bassin arrière-arc durant la phase de rifting, Oligocène sup.- Burdigalien moyen. La carte est une isopaque temps (épaisseur en twt en s) où sont représentées les différentes failles normales, celles transtensives NW-SE, celles normales d'orientation ENE-WSW et celles qui sont parallèles à la marge et qui sont des rampes à vergence nord, contemporaines de la réactivation de la marge.....116

Figure IV- 2- (a) Zone d'accidents de type transtension orientés N135 (NW-SE) ayant été créés durant l'ouverture du bassin algérien par rifting. (b) L'OMK mêlé ici au socle gneissique kabyle est très cisaillé et déformé. (c) plan de faille décrochante dextre avec composante normale, (d) sigmoides montrant le sens du décrochement (dextre,) (e) Dans la même direction ce même accident coïcide avec une faille en offshore située sur le profil sismique P3 (parallel à la marge).Petit port de Oued Z'hor, à l'ouest de Collo (Skikda). Cette détermination stratigraphique de cette formation a été faite par analogcie suite à l'affleurement observé à Tamalous et défini par Bouillin (1977).....117

Figure IV- 3- Carte isochrone de la base du sel de l'offshore oriental (ce travail) et position des accidents définis en onshore par Vila (1980). 120

Figure IV- 4- Section sismique E-W (P5, Fig. II-1) longue écoute (WGC/SH 2000) au large de Bejaia montrant des remontées volcaniques ou rides où les séries miocènes s'amincissent et ce jusqu'au Tortonien, ce qui était déjà indiqué par Mauffret (2004) à proximité de la ride

d'Hannibal. Les séries infra-salifères s'amincissent à proximité de l'intrusion, en offshore Bougaroun.....121

Figure IV- 5- (a) Carte en isobathes du toit du socle, bassin offshore Algérien (Mauffret, 2007), (b) Carte en isochrones (twt : secondes) du toit du socle du bassin est algérien établie sur la base de l'interprétation des coupes sismiques MCS de moyenne à bonne qualité dont la moitié est une sismique écoute longue. 125

Figure IV- 6- Carte magnétique de Galdeano &Rossignol(1977) reprise par Schettino & Turco (2006). Les anomalies magnétiques positives en couleur rouge-jaune forment une patte d'oie au SW de la Sardaigne et indiquent l'ouverture radiale du bassin Est Algérien et provençal. Ces anomalies étaient actives jusqu'au Tortonien selon Mauffret et al (2004). Les cercles noirs indiquent la position des failles transformantes selon l'interprétation de Schettino et Turco(2006). Les arcs en tirets sont les directions d'expansion océanique dans le bassin provençal.....126

Figure V- 1- Evolution spatio-temporelle de la bathymétrie le long de la marge orientale, depuis l'Oligocène supérieur. 132

Figure V- 2- (a) Paléobathymétrie et paléo-rivage à l'Aquitanien, (b) modèle de distribution de faciès dans le bassin arrière-arc algérien avant la collision du bloc de Petite Kabylie avec la paléo-marge africaine. 135

Figure V- 3- (a) Subdivisions en unités sismiques (profil P2, voir Fig. I-2) en offshore (Jijel) et analyse de leur faciès sismique et essai d'extrapolation entre la base de PMSU2 et son équivalent en onshore (Langhien), de Tizi-Ouzou à Annaba. 136

Figure V- 4- Distribution du faciès langhien (base) en offshore obtenue par modélisation par Dionisos et calibré par les observations terrain et faciès sismique.....136

Figure V- 5- (a) Partie sud de la section sismique P1 (au large de Bejaia), (b) Interprétation structurale et stratigraphique ayant permis de subdiviser la couverture sédimentaire du bassin offshore en trois principaux sous-ensembles, le Miocène infra-salifère, le Messinien et le Plio-Quaternaire. Sont définis aussi, des dépôts silico-clastiques messiniens sur la pente continentale (comlex units : CU), et des cônes sous-marins pliocènes en bas de pente (turbidites). Extrait de Arab et al. (2016).....137

Figure V- 6- Modèle de faciès probable pouvant exister du Tortonien supérieur, obtenu par Dionisos et calibré par le faciès observé sur affleurement et le modèle séquenciel dynamique pré-établi (T-R sequences).....138

Figure V- 7- Prédiction de faciès par modélisation stratigraphique 3D (Soft Dionisos) au Pliocène basal. Modèle calibré par le facès sismique dont l'interprétation est basée sur des travaux publiés en Méditerranée occidentale (e.g. Do Couto et al., 2014). 139

Figure VI- 1- Evolution géodynamique du bassin offshore oriental en appliquant un facteur β différentiel entre la marge et le bassin océanique. L'évolution de la phase syn-rift (b) à post-rift (c) a été simulée par le logiciel TemisFlow en utilisant les données crustales et lithosphériques actuelles. (d) modèle de flux de chaleur obéissant au modèle de rift de Mckenzie (1978), et variations de la température à la base des sédiments.....142

Figure VI- 2- Roches mères et réservoirs potentielles pouvant exister en offshore. Coupe géo-sismique extraite du profil P3 E-W. Les faciès sont interprétés sur la base la stratigraphie séquentielle élaborée à terre (affleurements), modélisation stratigraphique et le faciès sismique. L'interprétation des cortèges sédimentaires manquent de précision vu l'absence de puits profonds en offshore et l'effet négatif de l'inversion récente sur les paléo-plateformes miocènes.....144

Figure VI- 3- (a) Histoire de l'enfouissement et de la maturation des roches mères burdigalienne et langhienne, (b) Variation de la saturation en huile (pétrole) et gaz (C1- C5) dans le réservoir Serravallien en fonction du temps, le modèle montre qu' qu'il y avait échappement (perte) d'hydrocarbures vers 6 Ma, durant la crise de salinité messinienne. 146

Figure VI- 4- Modèle d'évolution thermique de la marge orientale algérienne (offshore) et résultats de la modélisation thermique 3D. (a) Etat thermique du bassin arrière-arc avant l'extension du bassin, (b) durant la phase d'ouverture en rifting où la température 1300°C (sommet de l'asthénosphère) remonte à moins de 40 km de la surface (c) la phase post-rift où il y avait refroidissement de la lithosphère et subsidence thermique. (d) Carte du flux de chaleur actuel (e) carte de gradients géothermiques juste à la base des sédiments. Coupe en profondeur orientée NNW-SSE, montrant la variation de la température latéralement et verticalement.(f) distribution des températures actuelles le long de la coupe NNW-SSE. 148

Figure VI- 5- Taux de transformation de la matière organique des roches mères potentielles pouvant exister en offshore. (a) Burdigalien, (b) Langhien, (c) Messinien.....150

Figure VI- 6- Résultats de modélisation des systèmes pétroliers en 2D, utilisant les mêmes hypothèses et données que la modélisation 3D. (a) Variation du taux de transformation (TR) de la MO des trois roches mères hypothétiques : Burdigalien, Langhien et Messinien, (b) Charge en huile dans les réservoirs d'âge fini Oligocène (base OMK) et Serravallien sup., respectivement dans un piège structural et mixte (structural et stratigraphique) en supposant que les failles sont imperméables durant l'inversion quaternaire. (c) Distribution des

quantités (masses en kg/m²) de gaz piégées dans le réservoir d'âge Fin Oligocène (base OMK) et Serravallien sup. avec scénario à failles imperméables. Distribution de la saturation en huile dans les mêmes réservoirs en considérant les failles perméables. 153

Figure VI- 7- Résultats de modélisation de la migration et charge en hydrocarbures en 3D dans le cas d'un scénario avec failles inverses imperméables. Saturation en huile (%) du réservoir d'âge Fin Oligocène à Aquitanien, (b) masse de gaz en kg/m² dans le réservoir langhien inférieur, saturation en huile dans le réservoir serravallien (le sommet) et (d) masse de gaz en kg/m² dans le réservoir messinien (la base).....154

Figure VI- 8- Carte de distribution de COT initial (carbone organique total) de la roche mère messinienne, bassin offshore oriental. L'extension régionale de la roche mère a été obtenue par la modélisation de faciès effectuée avec le code (''soft'') Dionisos. Les zones bleues et rouges, relativement riches en matière organique, sont des marnes et argiles franches.....157

Figure VI- 9- Carte de distribution de COT initial (carbone organique total) de la roche mère Langhienne, bassin offshore oriental. 157

Figure VI- 10- Saturation en huile dans le réservoir serravallien, avec une alimentation à partir de deux roches mères burdigaliennes et langhiennes à COT de 1%. 158

LISTE DES TABLEAUX

Tableau IV-1- Mesures statistiques des traces de fission des grains d'Apatite (longueur, âge, ecart type,…) sur échantillons de grès rouge du Trias (éch. Alg118 de Tikdjda, Djurdjura) et de granite de Boumerdès (Alg120). Pour les détails sur la technique voir chapitre 2 (méthodes) et le papier de Donelick, (1993) et Ketcham et al. (1999).....122

Tableau IV-2- Résultats d'analyses (géochimie organique) des échantillons de terrain pris au niveau des affleurements miocènes (marnes gris-bleu) et flyschs crétacés, le long de la marge centrale et orientale (résultats obtenus dans le cadre de la présente thèse)……121

Tableau V- 1- Récapitulatif des paramètres estimés à partir des cartes en isopaques et du paléo-climat, la décharge sédimentaire totale à travers les temps géologiques, la décharge fluviale et les sources d'alimentation en sédiments 131

*Tableau VI- 1- charte des systemes petroliers potentiels en offshore oriental en se basee sur le modele geologique, les analogies et les resultats de la modelisation.....*152

AVANT-PROPOS

Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet SPIRAL (Sismique Profonde et Investigation Régionale de la Marges Algérienne) comme les autres études déjà réalisées par les collègues de la division Exploration/SONATRACH et ceux du CRAAG. Le projet consistait initialement en la réalisation de profils de sismique-réfraction (ou grand angle) avec des OBS et de sismique-réflexion en mer, et en une acquisition sismique à terre. Le budget n'ayant pas permis de réaliser des profils de sismique grand-angle à terre, seules des stations sismologiques ont été déployées lors des tirs en mer, ayant permis généralement l'enregistrement de signaux de faible amplitude. La meilleure imagerie a ainsi été réalisée en mer (Leg 1 et Leg 2). En parallèle, 12 profile SMT (aussi appelés Leg 1 et Leg 2) ont été acquis en offshore afin d'imager la structure de la marge. Dans le passé, deux autres campagnes sismiques avaient été lancées en offshore en l'occurrence, Maradja 1 et Maradja2/Samra. Celles-ci avaient permis l'imagerie des structures sédimentaires et des accidents chevauchants à vergence nord, en relation avec l'inversion récente, qui ont été considérés comme cause des séismes survenant au Nord de l'Algérie comme celui de Boumerdès en 2003. Ces profils par contre ne permettent pas d'imager les milieux géologiques offshore au-delà du sel messinien.

Des modélisations sismiques comme la tomographie ont été appliquées pour obtenir des modèles de vitesse, et ainsi identifier les différents types de croûtes. La sismique grand-angle (ou sismique-réfraction) a été acquise spécialement pour la détermination de la limite en profondeur entre le socle kabyle et la plaque africaine et aussi pour situer la limite entre le domaine continental et océanique. Ceci est primordial pour comprendre l'histoire géodynamique et cinématique du bassin offshore algérien, qui a eu aussi un fort impact sur le potentiel pétrolier de la région d'étude.

Le choix du sujet a été fait après discussion entre SONATRACH, l'Université de Bretagne occidentale (mon université d'accueil en France) et l'USTHB (mon université de rattachement en Algérie). SONATRACH était particulièrement intéressée par l'étude du fonctionnement des systèmes pétroliers de de la marge orientale (et le bassin offshore), zone la plus intéressante de point de vue des épaisseurs sédimentaires et de la stratigraphie. Il y avait là aussi pour l'IFP-EN l'opportunité de tester de nouveaux logiciels de modélisation de bassin sur cas réel, tant sur le plan du remplissage stratigraphique, de la thermicité et de la cinétique des transformations de kérogène et de la migration des hydrocarbures.

Il est utile de rappeler que la région d'étude (de Bejaia à la frontière tunisienne) ne contient qu'un puits IODP au large de Bejaia (DSDP-371), qui n'a atteint que le toit du Messinien. Cependant, j'ai aussi pu utiliser deux autres campagnes sismiques dont celle acquise en 2000 par Western Geco, qui est de type sismique profonde en écoute longue et une campagne MCS, acquise par BGP en 2011. De plus, une carte magnétique a été utilisée pour vérifier la morphologie du bassin en termes de sous-bassins et rides structurales.

Pour connaître le contenu sédimentaire du bassin offshore, j'ai du aussi faire des extrapolations avec les petits bassins tertiaires littoraux, ce qui m'a conduit à programmer un certain nombre de missions de terrain pour des levés de coupes litho-stratigraphiques, échantillonnage et analyse structurale.

Lors de la discussion de mes résultats, en plus de l'université de Bretagne occidentale (UBO), l'IFP-EN, SONATRACH et l'USTHB; j'ai aussi bénéficié du réseau plus vaste du projet SPIRAL, et échangé avec d'autres spécialistes de l'UMR6526 GeoAzur Nice – Sophia Antipolis, de l'IFREMER et du CRAAG. Par ailleurs, en plus des papiers publiés, j'ai assisté à un certain nombre de conférences qui m'ont permis de discuter et de profiter de l'expérience d'autres experts et professeurs, par exemple Jean-Pierre Bouillin et Abdelkader Saadallah, avec lesquels j'ai effectué une mission de terrain sur le massif de Grande Kabylie (socle, OMK et Flyschs), Dominique Frizon de Lamotte, Giannetto Manaschall (conférence sur les Maghrébides à l'UBO-Brest), Jean Mascle et Rinus Wortel (ILP Marseille 2013). Les connaissances apprises durant ces séminaires et conférences m'ont aidé à mieux comprendre la géodynamique et la formation de la marge algérienne, étape indispensable pour savoir quel modèle géothermique choisir pour mener correctement les modélisations thermiques et analyser le fonctionnement des systèmes pétroliers.

REMERCIEMENTS

Je remercie les membres du Jury d'avoir accepté de se déplacer en Algérie, faire partie de mon jury, et de juger ainsi mon parcours durant ces 3 années ainsi que mes résultats de thèse.
Je tiens à remercier Marina Rabineau, co-directrice de la thèse de l'université de Brest (CNRS) qui a accepté de diriger mes travaux durant mes séjours en France. Elle était toujours disponible et attentive à mes questions et elle m'a beaucoup soutenu et encouragé. J'ai appris avec elle l'approche scientifique des problématiques ainsi que le raisonnement. Marina je vous remercie vivement d'avoir accepté de diriger mes travaux de thèse côté français. C'est avec vous que j'ai appris la modeste pratique de la stratigraphie sismique, la rédaction et les techniques d'interprétation sismique en domaine océanique.
Je remercie Djelloul Belhai, mon co-directeur de thèse à l'université d'Alger (USTHB). J'ai beaucoup bénéficié de ses conseils et ses orientations et il m'a aidé à bien comprendre la géologie et la structure du Tell algérien, que ce soit sur terrain ou à l'université. Il a été toujours disponible malgrè ses diverses occupations.
Merci également à Monsieur Rahmani et Djamel Bekkouche ex. directeurs à la Division Exploration de la SONATRACH, pour leur appui et leurs encouragements. Ils m'ont souvent facilité mes missions que ce soit aux universités en France ou ma participation aux conférences internationales. Je remercie aussi mes responsables de la DES en l'occurrence, M.M. Rabih Lounissi et Mustapha Benseradj de m'avoir accordé et faciliter toutes les missions de terrain que j'ai effectuées sur le domaine tellien et la marge orientale (onshore).
Je voudrais aussi remercier François Roure et Rémy Eschard qui m'ont accueilli et accepté que je sois suivi à l'IFPEN pour utiliser gratuitement les logiciels de modélisation de bassin. Je les remercie aussi pour avoir enrichi et orienté mes discussions sur de la problématique du départ et le choix du sujet. Pour m'avoir poussé à chaque fois à donner le meilleur de moi-même, m'avoir soutenu et encouragé. J'ai beaucoup appris avec l'engagement, le sacrifice, la patience et la persévérance. Je vous remercie aussi d'avoir donné beaucoup de votre temps durant lequel j'ai appris les techniques d''interprétation sismique en domaine complexe et la conception d'un modèle structural. J'étais privilégié d'avoir partagé ton bureau à chaque séjour que j'effectuais à l'IFPEN. Les réunions à Paris ou à Brest avec mes encadrants de l'Université de Brest (Marina et Jacques), vos conseils et vos remarques pertinentes me poussaient à y aller de l'avant grâce à.
Un grand merci également à Jacques Deverchère, notamment pour son rôle d'encadrant et avoir facilité mon inscription en cotutelle au département Domaines Océaniques de l'IUEM (UBO). Jacques vous m'avez initié à la géologie des marges océaniques, à la dynamique des slabs et à la géophysique. Vous étiez toujours là pour régler tous mes problèmes administratifs à l'université. Je vous remercie aussi de m'avoir facilité à chaque fois mes déplacements en France.
Mes sincères remerciements à Rabah Bracène qui m'a aidé à trouver une université d'inscription et le sujet de thèse à la hauteur des attentes de SONATRACH en termes d'exploration en offshore et en même temps apporter de nouveaux résultats sur le plan scientifique, dans une telle zone frontière, mal connue géologiquement. Il m'a accompagné durant tout le parcours de thèse que ce soit sur terrain ou à la SONATRACH. J'ai appris avec lui sur le terrain la géologie du domaine complexe tellien, moi qui avais l'habitude de décrire des terrains moins compliqués comme ceux des Tassilis et de l'Atlas. Je remercie également Abbas Marok, mon correspondant scientifique. Il m'a bien accueilli à l'université de Tlemcen (Abou Bakr Belkaid) où il m'a proposé une inscription en thèse. Je le remercie par ailleurs, pour ses conseils et ses orientations scientifiques.
Toute ma gratitude à Aziouz Ouabadi pour m'avoir accueilli à l'université de Ba-Ezzouar USTHB et de m'avoir facilité l'inscription. Je lui exprime aussi toute ma gratitude pour ses

conseils et ses questions pertinentes à chaque tenue de la réunion technique sur le projet SPIRAL.
Je remercie également Madjid Badsi qui m'a tout le temps incité à faire une thèse et il m'a soutenu pour ce choix. Il m'a toujours encouragé et motivé pour arriver au terme de ces travaux de thèse. Comme j'ai beaucoup bénéficié aussi de ses conseils et explications techniques. Comme je remercie aussi M. Jean-Paul Callot et Mme Kechid d'avoir acceptés à faire partie de mon Jury de pré-soutenance (Paris, 2015).
Je n'oublierai pas de remercier vivement l'équipe de l'IFPEN qui m'a aidé durant toutes ces années dans mes travaux de sismique et de modélisations de bassin en particulier, Didier Grangeon et Caroline Sulzer. Je remercie aussi Jean-Luc Rudkiewicz, Jean Claude, Charles Naville et Bernard Carpentier. Ma reconnaissance aussi à Jean-Marie Laigle et Jérôme Ségard ainsi que l'équipe Supports de TemisFlow (Beicip Franlab) pour leur assistance logicielle.
Je remercie également mes collègues de la division exploration qui m'ont aidé de loin ou de près, tels que, Kamel Benamane, Mohamed Hassaim, Djerra Mokrane, Mourad Medaouri, Rabie Badji, Nasser Mokhtari, Arezki Lassal, Rabah Bouchek, Ahmed Gassi, Malek Ait Idir et Belkacem Bouzidi. Ils ont toujours répondu à mes questions d'ordre régional et de géophysique. Je remercie également Madjid Akkouche et Ahmed Tighilt de l'ex. CRD pour leurs explications des concepts des traces de fission (AFTA et ZFTA) et la documentation qu'ils m'ont offerte.
Je n'oublie pas de remercier Jean-Pierre Bouillin et Abdelkader Saadallah pour leurs précieux conseils et leurs enseignements sur le terrain, à la faveur d'une conférence faite sur les Maghrébides. Je remercie également Daniel Aslanian pour ses conseils judicieux, tant pour l'approche scientifique que sur la façon de répondre à une problématique donnée. Toute ma gratitude à Massinissa Benadelouahed, chercheur algérien travaillant à Ifremer (Brest), toujours disponible, et serviable que ce soit dans la cadre du travail à l'université de Brest ou à l'extérieur. Il m'a été d'un grand support moral.
Ce n'est pas tout !
Je dois aussi remercier les membres du projet Spiral, entre autres, M. Boudella (USTHB), Azeddine Boudiaf, Karim Yelles-Chaouche (CRAAG), Klingelhoefer Frauke, Philippe Schnurle et Françoise Sage (GeoAzur, université de Nice) pour les discussions et leurs critiques sur mes interprétations de certains éléments de la géologie régionale de la marge algérienne et les interprétations sismiques, points qui m'ont aidé à améliorer mes modèles tectono-sédimentaires. Je la remercie vivement aussi pour son adhésion à mes résultats et à mes idées. Je n'oublie pas de remercier aussi Christian Gorini avec lequel j'ai longuement débattu certains résultats de mes travaux, pour sa sympathie et son encouragement.
Je remercie pour finir, ma petite famille pour les sacrifices consentis et pour le fait d'avoir supporté mes absences répétitives et parfois très longues.

INTRODUCTION (PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS)

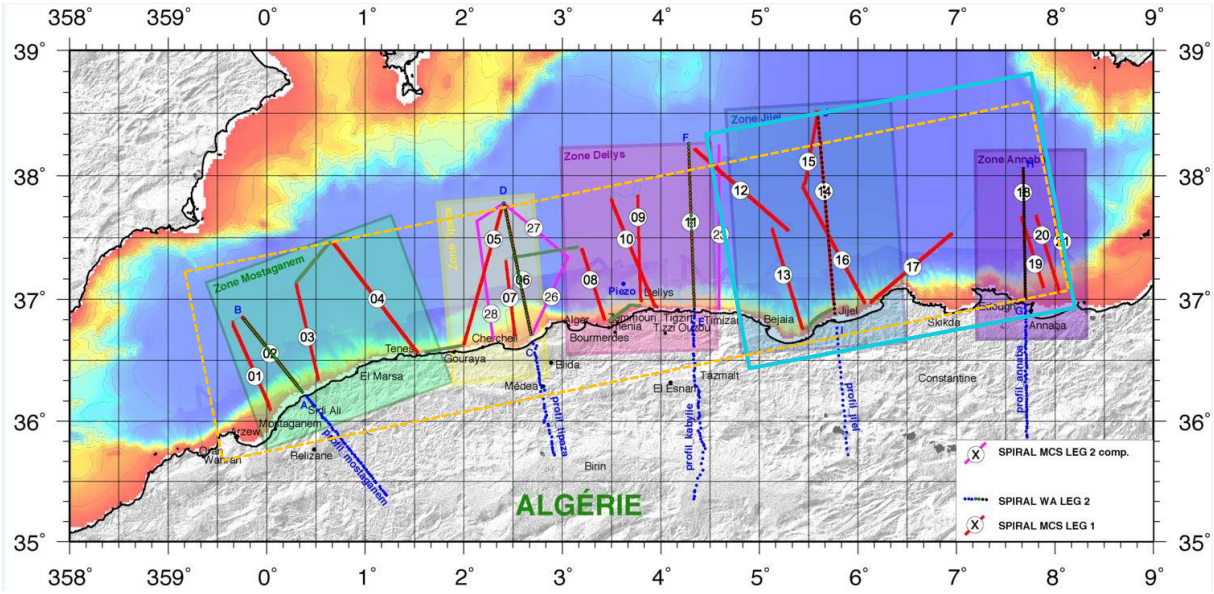
L'offshore algérien oriental est une région frontière pour l'exploration des hydrocarbures. A ce jour, un seul puits réalisé dans le cadre d'ODP (DSDP-371), au large de golfe de Bejaia qui a traversé environ 5 m des évaporites supérieures d'âge Messinien (551 m de de couverture sédimentaire comptée à partir d'une bathymétrie de 2792 m). Les premières campagnes sismiques effectuées en offshore sont celles de Total (1973 et 1976), puis celles acquises par SONATRACH durant les années 1980. Cependant, la qualité de cette imagerie sous le sel messinien est médiocre. Une autre campagne plus récente (*Maradja, 2003*, **Fig. 1**) était destinée à l'étude de la déformation causée par l'inversion récente de la marge algérienne, d'où sa résolution focalisée sur les séries plio-quaternaires. Ce n'est qu'en 2000 que SONATRACH a fait réaliser une sismique de meilleure qualité qui a permet de révéler la morphologie complète du bassin algérien sous le sel. Cette sismique écoute longue réalisée par la compagnie de géophysique Western Geco (**Fig. 1**) montre, en plus des horizons infra-messiniens, le Moho ainsi que des réflecteurs intermédiaires dans la croûte. Parallèlement, des acquisitions de bathymétrie et de gravimétrie et magnétisme ont été aussi réalisées par différentes compagnies durant les années 1970 et par SONATRACH en 2000 et 2002. Le projet franço-algérien SPIRAL a été initié dans le but d'étudier l'architecture crustale, de lier les évènements géologiques à terre et offshore, et de déterminer la nature de la croûte et l'extension des blocs kabyles vers le large. Il était question aussi d'analyser et d'étudier dans le détail la réactivation tectonique de la marge. L'association de la compagnie nationale SONATRACH à ce projet académique était motivée par les besoins d'une meilleure connaissance du domaine offshore, en particulier sur l'évolution géodynamique de la marge, son remplissage sédimentaire, son évolution thermique ainsi que sur le fonctionnement des systèmes pétroliers potentiels, afin d'avoir une meilleure idée sur les risques exploratoires et les incertitudes sur les ressources potentielles en hydrocarbures, liées au manque du calage du modèle géologique en mer. C'est par rapport à ces préoccupations exploratoires que le thème de la thèse et la région d'étude ont été choisis. Sachant qu'un forage était prévu dans cette zone, pour y chercher des hydrocarbures, il était d'abord nécessaire de développer un modèle géologique intégrant des aspects géodynamiques, tectoniques, litho-stratigraphiques et d'en contraindre ensuite l'évolution thermique (nature de la croûte et flux de chaleur). L'application des concepts de la sismo- stratigraphique et de la modélisation stratigraphique sont de fait déterminants pour prédire la distribution des faciès et les éléments constitutifs des systèmes pétroliers (réservoirs, roches mères et couvertures). La dernière étape de la thèse a porté sur l'assemblage du bloc géologique 3D (architecture crustale et sédimentaire) et sa modélisation géochimique et thermique afin d'étudier la charge en hydrocarbures des structures potentielles et d'estimer les ressources dans le bassin offshore oriental, en faisant l'hypothèse que les séries Néogènes sont de fait susceptibles de contenir de la matière organique. Cependant, le manque de données de forage et des incertitudes sur la nature de la croûte et la distribution latérale et verticale des roches mères potentielles m'ont obligé à faire deux scénarios pour la modélisation, l'un optimiste et l'autre pessimiste, tant pour la distribution des roches mères que pour la nature de la croûte. Néanmoins, l'existence d'affleurements sur la marge (Grande Kabylie) m'a permis de contraindre le modèle en termes de lithofaciès et d'âge des séries.

Bien que des travaux internes d'interprétation géophysiques et géologiques avaient été déjà entamés à SONATRACH ces dernières années (dans le but de dégager des leads et de sélectionner un point de forage dans cette région), c'est la première fois qu'une telle approche d'étude intégrée était appliquée dans la partie orientale du bassin offshore, i.e., la stratigraphie sismique, des modélisations stratigraphiques et géochimiques en 3D ainsi que l'intégration des données sismiques de grande angle, contrairement à l'offshore occidental où des évaluations géologiques et géophysiques ont été déjà réalisées par Total, Anadarko et BP, dans un but également exploratoire.

Jusqu'à ce jour, une multitude de travaux publiés a été réalisée sur l'évolution cinématique et la géodynamique de la marge (modèle d'ouverture, subduction,…), qu'ils soient anciens (**Le Pichon, 1971 ; Galdeano & Rossignol, 1977; Dewey et al., 1989...)** ou récents **(Rosenbaum et Lister, 2004 ; Carminati et al., 2012 ; Schettino & Turco, 2006 ; Déverchère et al., 2005; Roure et al., 2012**,…). Il en a résulté plusieurs catégories de modèles, et parmi ceux-ci ceux régis par la rupture et le roll back du slab vers l'est et vers l'ouest, et ceux impliquant un seul roll back du slab vers l'est. Il en est de même pour le mode d'ouverture, qui demeure encore très discuté.

Dans tous les cas de figure, il apparaît un consensus pour proposer qu'un roll back du slab vers l'est a créé le bassin est-algérien (vers 16 Ma) l'arc de Calabre, et la Mer tyrrhénienne (durant le Plio-Quaternaire) (eg. **Gueguen et al., 1998 ; Carminati, 1998**). Selon l'hypothèse d'une déchirure latérale de slab et le roll back d'un deuxième slab vers l'ouest, ce phénomène aurait induit la formation de l'arc bético-rifain, responsable de la deuxième phase d'ouverture en est-ouest du bassin d'Alboran ainsi qu'une partie du bassin est-algérien. Ces travaux sont basés essentiellement sur des données sismiques, sismologiques, de bathymétrie, d'aéromagnétisme, de gravimétrieet de tomographie sismique. Ainsi, les anciennes cartes d'aéromagnétisme et de gravimétrie (acquises à 600 m d'altitude, **Galdeano et al., 1974**) montrent bien l'ouverture du bassin algérien en est-ouest (eg. **Mauffret, 2004 ; Galdeano et al., 1974**) ou bien en mode transformant (**Schettino et Turco, 2006**). Ces cartes montrent aussi des linéaments de zones négatives (sillons) et positives (zones de socle ou intrusions de magmas). Cependant, il y manquait la description de l'architecture des bassins ainsi que des précisions supplémentaires sur leur mode d'ouverture, faute de disposer de sismique de bonne résolution permettant d'identifier les séries sous le sel Messinien. L'apport de la présente étude est fondamentale ici, notamment par l'intégration de nouvelles données géophysiques marines et géologiques à terre.

Par ailleurs, il est important de noter que dans le cadre du projet SPIRAL, d'autres thèses ont été déjà réalisées le long de toute la marge algérienne (**Fig. 1**). Elles ont traité principalement de l'architecture crustale et du mode d'ouverture des sous-bassins de l'offshore algérien. Une thèse (*M. Medaouri*) a traité plus particulièrement de la segmentation de l'ensemble la marge et de l'étude stratigraphique et structurale de la marge occidentale. Mes travaux de thèse ont donc été aussi alimentés par certains résultats de ces thèses.



Zones ayant fait objet de thèses dans le cadre du projet SPIRAL:

Zone (1) de Mostaganem, Sujet : Architecture crustale et géodynamique de la marge. — R. Badji

Zone (2) de Tipaza: Structure et architecture crustale de la marge. — A. Lepretre

Zone (3) Dellys: Sujet: Structure et architecture crustale de la marge. — C. Aidi

Zone (4) de Jijel: Architecture crustale et structure de la de la marge. — A. Mihou

Zone (5) : toute la marge algérienne. Segmentation de toute la marge algérienne et implications géodynamiques. — M. Médaouri

Zone (6) d'Annaba: Architecture crustale, structure de la marge et implications cinématiques. — A. Bouyahiaoui

(Zone 7) Marge orientale (de Bejaia à Annaba): Evolution tectono-sédimentaire et systèmes Pétroliers. — M. Arab

Figure 1- Localisation des différentes zones d'étude ayant fait l'objet de différentes thèses inscrites dans la cadre du projet franco-algérien Spiral (sismique profonde et investigation de la marge algérienne) et données sismiques et bathymétriques acquises dans ce cadre.

CHAPITRE I - CADRE GEOLOGIQUE

I-1- Tectonique et géodynamique de la marge orientale algérienne (domaine offshore)

L'évolution géodynamique de la marge est-algérienne, incluant un modèle d'ouverture de la Méditerranée occidentale en général et du bassin algérien en particulier, a été esquissée par de nombreux auteurs depuis une quarantaine d'années sur la base d'un grand nombre de travaux (voir références par exemple dans **Mauffret, 2004, 2007; Rosenbaum et al., 2002 ; Rosenbaum et Lister, 2004 ; Carminati et al., 1998 ; Schettino & Turco, 2006 ; Déverchère et al., 2005 ; Roure et al., 2012, Bouyahiaoui et al., 2015**). Outre le modèle cinématique, cette évolution intègre aussi le type de marge, la nature de la croûte, les âges de la série sédimentaire sous le sel, l'âge et la nature du magmatisme et du volcanisme miocène au sein des zones internes ou des blocs kabyles considérés parfois comme des arcs insulaires. Je résume ici les principaux traits de cette évolution.

Les Kabylides et le bloc calabrais (**Fig. I-1**), déjà déformés et métamorphisés lors de l'orogène alpine, ont ensuite migré à leurs emplacements actuels pendant l'ouverture du bassin algéro-provençal et de la Mer Tyrrhénienne (**Alvarez et al., 1974 ; Cohen, 1980 ; Dewey et al., 1989). Boccaletti et Guazzone (1974**) ont aussi proposé une migration vers le sud et vers l'est des arcs de subduction pendant la formation des sous-bassins méditerranéens occidentaux.

L'évolution de ces bassins, simultanément avec la convergence actuelle de l'Afrique par rapport à l'Europe, a été le sujet de nombreuses études (e.g. **Durand et al., 1999; Faccena et al., 2004**). Le régime d'extension tectonique dans la Méditerranée occidentale s'est produit simultanément avec l'orogenèse dans la Cordillère Bético-rifaine, les Maghrébides d'Afrique du Nord, la Sicile du nord, les Apennins, les Alpes et les Dinarides (**Fig. I-1**) (**Malinverno et Ryan, 1986 ; Crespo-Blanc et al., 1994 ; Tricart et al., 1994 ; Azañón et al., 1997 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Faccenna et al., 2001**). La formation simultanée de bassins en extension et les plissements et chevauchements alpins dans les chaînes adjacentes ont mené à plusieurs modèles tectoniques qui reconnaissent le rôle des mouvements latéraux à grande échelle liés au retrait du de la fosse de subduction (ci-après nommé subduction avec retrait progressif du slab '*'slab roll-back''*) (**Malinverno et Ryan, 1986 ; Royden, 1993; Lonergan et White, 1997**). La configuration des bassins en extension bordés par des chaînes de montagne a été généralement interprétée comme des bassins d'extension d'arrière-arc (**Boccaletti et Guazzone, 1974 ; Biju-Duval et al., 1977 ; Cohen, 1980 ; Ricou et al., 1986).** La plupart des reconstructions estiment que l'extension dans le bassin d'arrière-arc est induite par la dérive des blocs continentaux et les rotations à grande échelle (**Dewey et al. 1973, 1989, Alvarez et al., 1974, Biju-Duval et al., 1977**).

La déformation et le métamorphisme alpins ont affecté les zones internes pendant le Crétacé et le Tertiaire. Les roches dont la croûte a été enfouie à de grandes profondeurs ont subi un métamorphisme à haute pression (**De Jong, 1990**). Les zones externes se composent de roches mésozoïques à tertiaires, qui dérivent de l'ancienne marge passive de l'Afrique déformée pendant l'orogénèse alpine. La zone des flyschs (nappes) se compose de trois types de dépôts clastiques marins profonds: les flyschs massyliens d'origine africaine, les flyschs maurétaniens (**Wildi, 1983**) issus de la marge sud-européenne, et les flyschs numidiens ayant

été déposés dans le sillon maghrébin de façon synchrone avec l'Oligo-Miocène du bassin d'arrière-arc.

La plupart des roches exposées dans les Maghrébides sont des unités sédimentaires non-métamorphiques d'âge mésozoïque (e.g. **Ait Ouali, 1991**) à miocène, déposées sur la marge sud de la Téthys (**Wildi, 1983**).

La bordure méridionale des Maghrébides est constituée par un chevauchement peu penté (front Tellien) qui délimite les nappes de flyschs, les nappes telliennes et les zones internes (eg., **Wildi, 1983, Bouillin, 1986**) qui, sous l'effet de la compression, ont atteint le domaine atlasique, accommodant ainsi les contraintes compressives alpines (**Frizon-de Lamotte et al., 2006**). Les zones plus internes de l'orogène se retrouvent en Algérie et en Tunisie du nord (Grande et Petite Kabylies) mais aussi dans une ceinture submergée d'unités anté-chevauchantes entre la Sicile et la Tunisie (**Compagnoni et autres, 1989 ; Tricart et al., 1994**). Ces unités internes proviennent de l'orogène alpin et ont chevauché les Maghrébides de façon synchrone à l'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale (**Cohen, 1980**).

Les Kabylides se composent d'un socle hercynien et de sédiments mésozoïques, métamorphiques et fortement déformés pendant l'orogenèse alpine (eg. **Bouillin, 1986, Saadallah et al., 1996**). Le métamorphisme alpin a eu lieu pendant le Crétacé et le Tertiaire. C'est un métamorphisme de haute pression (HP) (**Peucat et Bossière, 1981; Monié et al., 1984, 1988, 1992; Cheilletz et al., 1999**). Les roches de haute pression associées à des ''core complexes'' sont exhumées et directement recouvertes par d'autres roches qui n'ont pas subi le métamorphisme alpin (**Caby et Hammor, 1992; Saadallah et Caby, 1996**). Leur exhumation semble être associée à une extension horizontale accommodée par des failles normales de faible pendage (**Caby et Hammor, 1992; Saadallah et Caby, 1996**). La déformation le long de ces failles est souvent associée aux foliations à alignement horizontal et aux zones de cisaillement mylonitiques avec un sens de cisaillement NW-SE (**Caby et Hammor, 1992; Saadallah et Caby, 1996**). Leur datation radiométrique indique que la déformation extensive s'est probablement produite à 25-16 Ma (**Monié et al. 1984, 1988, 1992**). Le chevauchement des zones externes des Maghrébides a commencé au Miocène inférieur à moyen et est généralement orienté vers le sud-est (**Frizon de Lamotte et al., 2000** et références citées). Depuis le Tortonien, la zone de raccourcissement a migré vers le sud, formant une chaîne de plis et chevauchements d'une largeur allant jusqu'à 400 km (**Tricart et al., 1994**).

Le volcanisme calco-alcalin montre une tendance au rajeunissement général du sud de la France vers les Apennins, l'Afrique du Nord et la mer d'Alboran, suggérant une migration des arcs volcaniques durant la subduction par retrait du slab (e.g. **Carminati et al., 1998; Schettino et Turco, 2006; Panza et al., 2007**).

Le volcanisme calco-alcalin s'est produit en Afrique du Nord entre 17 et 8 Ma : il a démarré peu après la collision des blocs Kabyles avec la paléo-marge africaine à ~18-15 Ma (**Lonergan et White, 1997 ; Abbasseene et al., 2016**).

En raison de la subduction en roll-back, l'extension au Miocène inférieur a mené à la rupture et à la dérive des fragments continentaux précédemment liés au sud de la France et au Sud de l'Ibérie. Ainsi, pendant l'ouverture de la mer Ligure et du bassin de Valence, les îles Baléares, la Corse, la Sardaigne et la Calabre ont été soumises à des rotations. L'extension dans le bassin de Valence a cessé au Burdigalian inférieur (21-20 Ma), avant la formation de la croûte océanique dans le golfe du Lion (**Bartrina et al., 1992 ; Watts et Torné, 1992**). Cependant,

la progression de la subduction par retrait du slab vers le sud a conduit au Miocène inférieur à moyen à la formation d'un nouveau système de rift entre les îles Baléares et les blocs de Grande Kabylie et Petite Kabylie, en même temps qu'aux chevauchements des zones externes ou africaines, généralement orientés vers le sud (**Frizon de Lamotte et al., 2000,** et références citées). Depuis le Tortonien, le lieu du raccourcissement crustal majeur a migré au sud, une zone large de ~400 kilomètres ayant aussi été structurée dans la chaîne plissée et charriée (**Tricart et al., 1994**).

Les anomalies de vitesse identifiées par tomographie sous la marge algérienne indiquent la position actuelle du manteau lithosphérique de l'ancien slab océanique (**Bijwaard and Spakman, 2000; Wortel and Spakman, 2000 ; in Rosenbaum & Lister, 2004**) aujourd'hui détaché et segmenté, mais encore en continuité latérale avec les systèmes encore actifs des arcs de subduction tyrrhéniens et d'Alboran (**Carminati et al., 1998 ; Fichtner et Villaseñor, 2015**).

En plus du retrait en roll-back, le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe a considérablement ralenti depuis 30 Ma, et en particulier depuis 25-20 Ma (e.g. **Jolivet et Faccenna, 2000**). Ainsi, l'extension a pu débuter dans le bloc chevauchant, permettant ainsi l'ouverture des bassins néogènes de la Méditerranée occidentale.

Les blocs Kabyles ont dérivé vers le sud en réponse à la subduction par roll-back de la zone de subduction jusqu'à ce qu'ils rentrent en collision avec la marge africaine (**Cohen, 1980 ; Tricart et al., 1994**). Cette collision s'est produite au moment où la lithosphère océanique mésozoïque, qui avait précédemment séparé les Kabylides de la marge africaine, a été totalement consommée par subduction. L'âge de cette collision pourrait être à 18 Ma et même 21 MA (**Abbassene et al., 2016**), en plus des arguments géochimiques (magmatisme) ramenés dans le papier d'**Abbassene et al., 2016**), ceci peut-être argumenté par l'arrêt de la tectonique extensive dans le bassin algérien-provençal, les *cores complexes* des Kabylides, et l'initiation du chevauchement des zones externes des Maghrébides (**Frizon de Lamotte et al., 2000**). L'accrétion des blocs Kabyles et la disparition totale de l'ancienne lithosphère océanique (téthysienne) dans cette région ont conduit à l'arrêt définitif de la subduction. Le front de chevauchement s'est propagé vers le sud après la collision et l'accrétion (*docking*) des blocs Kabyles (**Frizon de Lamotte et al., 2000**), mais ces processus de subduction étaient déjà ralentis à cause de la traction négative de la croûte continentale, trop légère pour pénétrer dans la zone de subduction. L'arrêt du processus de subduction au Miocène moyen en Afrique du Nord a eu comme conséquence la déchirure latérale du slab en profondeur et la segmentation du système de subduction de la Méditerranée occidentale, avec une subduction à plongement vers l'est dans la région d'Alboran, et une subduction à plongement vers l'ouest dans la région tyrrhénienne (**Lonergan et White, 1997**; **van Hinsbergen et al., 2014**).

I-2- Structure et stratigraphie du domaine onshore (segment nord tellien)

Cette partie de la marge de Bejaia (Cap Carbone) est située aux confins algéro-tunisiens. Elle comprend la Petite Kabylie, composée du socle Kabyle et de sa couverture paléozoïque et mésozoïque, les flyschs massyliens, les flyschs maurétaniens, les flyschs numidiens et les nappes telliennes (**Fig. I-2**) (**Vila, 1980 ; Wildi, 1983 et Bouillin, 1986**). Ces unités appartiennent respectivement à la paléo-marge africaine, à la paléo-marge sud européenne et aux flyschs maghrébins qui sont au demeurant contemporains de l'Oligo-Miocène Kabyle.

On distingue dans les Maghrébides des zones internes (d'origine européenne), caractérisées par des massifs de socle, localement revêtus d'une couverture paléozoïques souvent peu métamorphique. Les zones internes des Kabylies et des Monts Péloritains (Sicile) (**Fig. I-1**) sont très différentes de celles du Rif. Partout, cependant, les massifs de socle sont bordés, de leur côté externe, par les écailles de la dorsale maghrébine (ou chaîne/dorsale calcaire, **Fig. I-2**) qui constituait la couverture méridionale initiale des nappes de socle. Les socles internes et la dorsale calcaire ont été charriés sur plusieurs dizaines de kilomètres au-dessus des zones externes, avec des unités constituées par les nappes crétacées-paléogènes qui s'étalent vers le sud sur le domaine externe (domaine tellien africain) (**Bouillin, 1986**). Le flysch numidien (Oligocène supérieur à Burdigalien inférieur) constitue une nappe indépendante. Enfin les zones externes sont débitées en nappes dont les séries crétacées et paléogènes, surtout marno-calcaires, sont plus ou moins décollées de leur substratum Jurassique calcaire à la faveur de niveaux salifères du Trias remobilisés dès le Crétacé (anciennes canopés de sel de la marge passive : **Bouillin, 1986, Vila, 1980, Bracène et Frizon de Lamotte, 2002 ; Mesrouhi et al., 2013**).

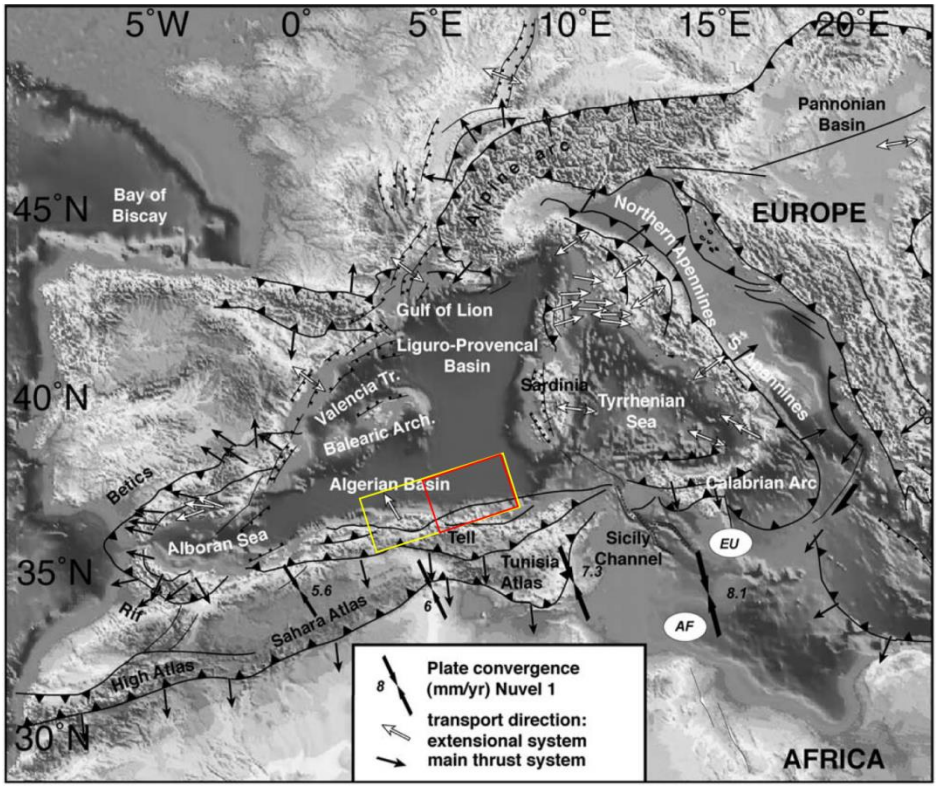


Figure I- 1- Localisation de la zone d'étude (carré jaune) et la zone d'intérêt (carré rouge) et schéma structural de la Méditerranée occidentale montrant la disposition et la structure de la chaîne alpine : Maghrébides, Apennins, Chaîne betico-rifaine, Calabre et Monts Peloritains (Faccena et al. , 2004).

A partir de l'Oligocène supérieur et jusqu'au Burdigalien, des nappes et des olistromes de flyschs, accompagnés de lambeaux de marnes provenant du domaine externe, ont glissé par gravité dans le bassin d'arrière-arc à sédimentation détritique qui a recouvert en discordance les zones internes (**Bouillin, 1986**). Ce rétro-déversement tardif est d'importance secondaire d'un point de vue tectonique (**Bouillin, 1986**). Des bassins post-nappes ou post-orogéniques

se sont développés ensuite sur les zones internes et externes à partir du Langhien. Ces phénomènes de glissement tardifs sont connus aux deux extrémités de la chaîne, dans le Pré-rif et en Sicile. Des phénomènes volcaniques et magmatiques liés soit à la subduction, soit au détachement (*''break-off''*) du *slab* se disposent en bordure Sud de la Méditerranée occidentale au Miocène moyen-supérieur, à partir de 17 Ma (**Maury et al., 2000 ; Savelli, 2002 ; Abbassene et al., 2016**).

La région d'étude se situe dans la partie orientale de la chaîne alpine des Maghrébides, qui constitue donc un édifice orogénique récent que l'on suit de façon continue de Gibraltar à la Calabre (**Fig. I-1**). Le socle cristallin y affleure largement en bordure de la Méditerranée, en Grande et Petite Kabylies, mais ce domaine est désormais considéré comme un terrain accolé tardivement à l'Afrique, lors de l'orogenèse alpine. Les secteurs d'El-Aouana (ex Cavallo), de Collo et probablement de l'Edough (**Fig. I-2**) se situent précisément dans ce domaine. La géologie des Kabylides montre, au-dessus de ce socle, un Paléozoïque parfois épimétamorphique sur lequel repose en discordance un méso-cénozoïque souvent lacunaire et qui se limite le plus souvent à quelques centaines de mètres de Permo-Trias à faciès silico-clastique surmonté de Lias carbonaté, en contact stratigraphique ou tectonique avec des calcaires à Nummulites de l'Eocène et des molasses oligo-miocènes. Ces terrains fortement écaillés frangent au sud le domaine.

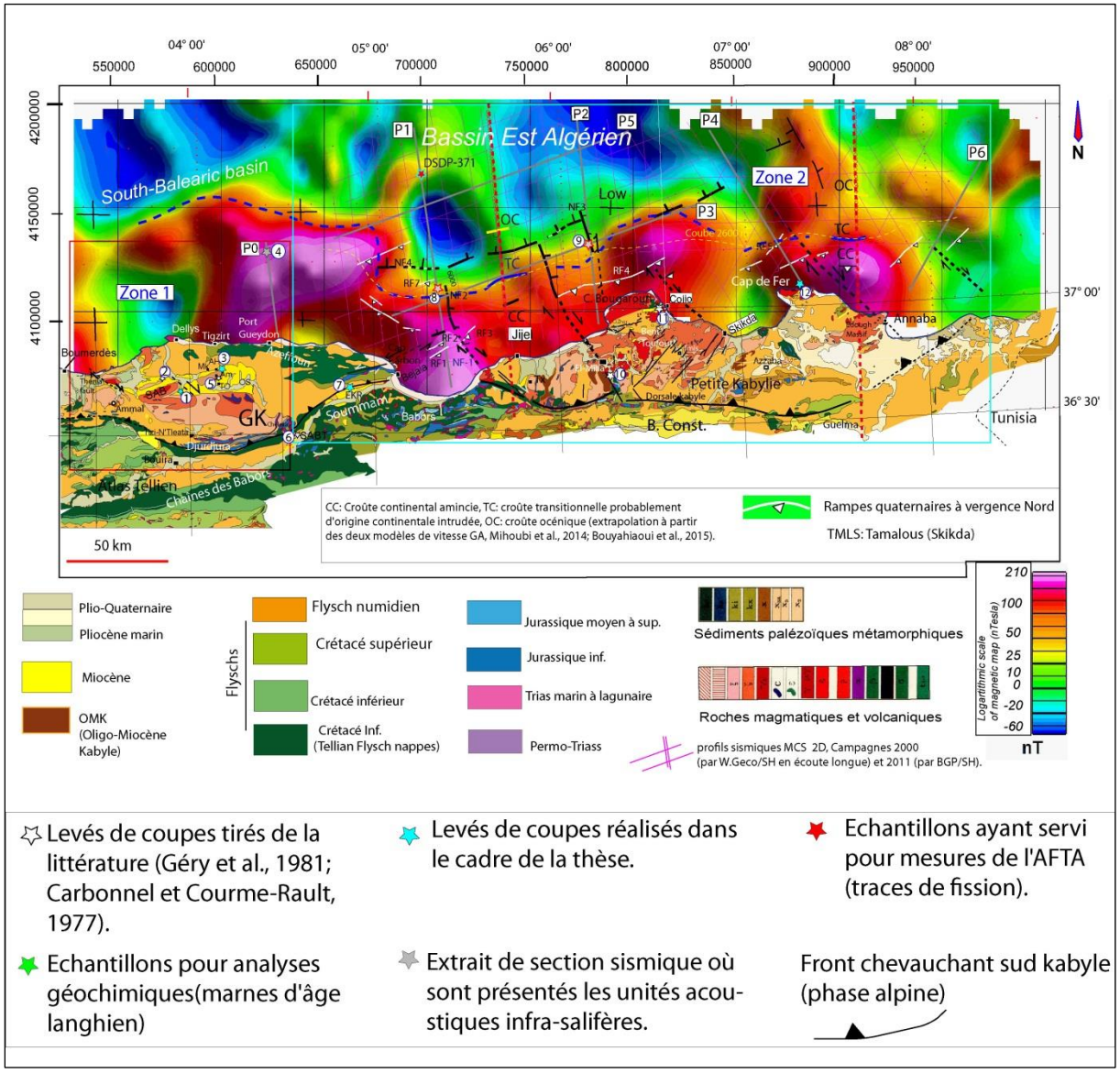


Figure I- 2- Carte montrant à l'échelle régionale les affleurements géologiques du domaine tellien (Carte dressée par Flandrin et publiée par Bétier et al., 1952), légèrement complétée sur la base des cartes et travaux réalisés par Durand-Delga (1978), Vila (1980) et Fourcade et al. (2001). La structure du bassin offshore a été interprétée sur la base de la distribution des anomalies magnétiques (réduites aux pôles, données acquises par WesternGeco pour SONATRACH, 2000 et les données sismiques). Dans ce même domaine, y ont été reportées les failles décrochantes à composantes normales de direction NW-SE et aussi les failles normales de direction ENE- WSW ayant accompagné l'ouverture entranstension du bassin offshore (arrière-arc). Les rampes à vergence nord marquent des chevauchements d'âge quaternaire. Carte montrant à l'échelle régionale les affleurements géologiques du domaine tellien (Bétier,…1952), légèrement complétée sur la base des cartes et travaux réalisés par Durand-Delga, 1978; Vila (1980) et la structure du bassin offshore interprétée à travers la distribution des anomalies magnétiques (réduites aux pôles, data acquis par WesternGeco pour SONATRACH, 2000). Dans ce même domaine, y ont été reportées les failles décrochantes à composantes normales de direction NW-SE et aussi les failles normales de direction ENE- WSW ayant accompagné l'ouverture en transtension du bassin offshore (arrière-arc). Les rampes à vergence Nord marquent des chevauchements d'âge quaternaire. Limite entre les zones internes (AlKaPeCa) et les zones externes d'après Bouillin (1986) ont été légèrement modifiées suite aux nouvelles données géophysiques (Bouyahiaoui et al., 2015) et l'analyse récente des données de terrain. Ainsi le massif de l'Edough fait partie fort probablement du domaine des Kabylides, même si la limite du socle de Grande kabylie reste mal définie en profondeur vu l'absence de sismique dans cette zone. Na : Naciria, SAB : massif cristallin de Sidi Ali Bounab, AAM : Ait Aissa Mimoun (in Géry et al., 1981),

TO : Tizi-Ouzou, Tkd : Tikedjda, Tx : Texana, Tam : Tamalous, AH : Agouni Hemmiche, SABT : Sidi Ali Ben Toumi, Am : Ammal, Bjm : Boudjima, Ekr : El-Ksar, SA : sidi Aich (Wilaya de Bejaia).

I-2-1- les zones internes (domaine AlKaPeCa)

Du Trias à l'Oligocène supérieur, les massifs internes des Maghrébides ont constitué une zone haute, souvent émergée. La dorsale calcaire formait la marge sédimentaire méridionale de cette zone et la raccordait au domaine marin profond des flyschs (**Fig. I-3**, **Bouillin, 1986**).
Les unités du domaine interne comprennent le socle cristallin kabyle et sa couverture sédimentaire: termes paléozoïques liés au socle, puis niveaux surtout carbonatés du Trias à l'Eocène, ceux-ci constituant la dorsale kabyle (chaîne calcaire), souvent désolidarisée de son substratum (**Figs. I-4 et I-5**). Le Trias détritique et carbonaté est peu épais viennent ensuite un Lias carbonaté, un ensemble pélagique du Jurassique moyen au Crétacé moyen, et des séries carbonatées et surtout détritiques du Crétacé supérieur et du Paléogène (**Wildi, 1983, Fig. I-4**).
Les unités du domaine interne affleurent en Grande Kabylie et en Petite Kabylie et dans les pointements côtiers des massifs d'Alger et du Chenoua (e.g. **Lepvrier, 1967**). En réalité ils se prolongent le long de toute la marge (**Badji et al., 2014 ; Medaouri et al., 2014**). D'après les données de sismique grand angle montrant le prolongement du massif de l'Edough en offshore, et aussi les interprétations sismiques sur la couverture sédimentaire oligo-miocène réalisées dans le présent travail, ce massif longtemps considéré africain fait partie des zones internes comme il a été déjà reporté dans la papier de **Bruguier et al.** (**2009**).

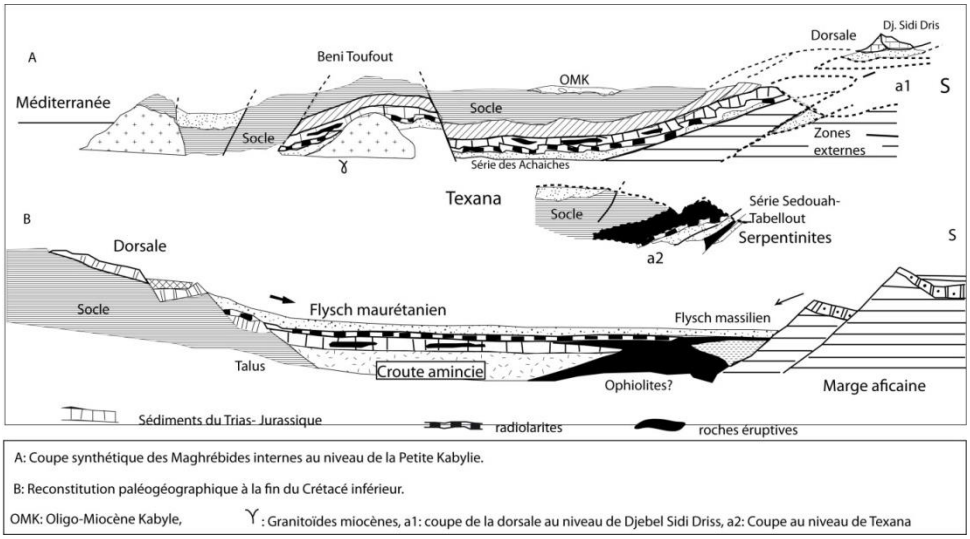


Figure I- 3- (A) Coupe synthétique des Maghrébides internes au niveau de la Petite Kabylie, (B) Reconstitution paléogéographique du bassin des flyschs et la dorsale à la fin du Crétacé (Bouillin, 1986).

I-2-1-1- Le socle kabyle

a- Le socle métamorphique de la partie ouest de la Grande Kabylie

La description du socle de la partie ouest de la Grande Kabylie, du massif d'Ait Aissa Mimoun et du Djebel Balloua, au nord de Tizi-Ouzou, a été donnée par **Bossière** (**1971, 1973, 1974 ; in Gélard, 1979**):

Les terrains métamorphiques du socle kabyle peuvent être subdivisés en trois ensembles structuraux superposés de bas en haut :

1- Un socle gneissique fortement métamorphique, composé de « noyaux », avec des gneiss fins (à biotite, plagioclase, silimanite), localement migmatitiques auxquels sont superposés des gneiss oeillés (à microcline, biotite, plagioclase, muscovite) (cf**. photo n°I-1**),

2- Une série de schistes satinés (phyllades des auteurs), faiblement métamorphique (épizone). Il s'agit de séricitoschistes et chloritoschistes au sein desquelles s'intercalent des porphyroïdes oeillés. La base de cette série est très diversifiée et comporte, de haut en bas, des marbres, des quartzites, des séricitoschistes à andalousites et biotite, des amphibolites,

3- Des schistes argileux et silteux, localement fossilifères, peu ou pas métamorphiques, dont le type est la série de Dj. Ait Aissa Mimoun contenant la célèbre faune de Stita d'âge Ordovicien moyen (Llanvernien) découverte par **Barbier** (**1948, in Gélard, 1979**).



Photo n°I-1- Socle gneissique de Sidi Ali Bounab avec traces de foliation.

En Grande Kabylie, le Carbonifère contient aussi des schistes et conglomérats rubifiés. Viennent au-dessus en discordance des conglomérats rouges du Permien et des pélites, des grès, des tuffs volcaniques et des grès conglomératiques, grès et pélites du Trias (**Fig. I-4**).

b- Socle de la Petite Kabylie

Le socle kabyle est polygénétique avec des traces de déformations calédoniennes et varisques (ex. (**Peucat et al., 1996**). En Petite Kabylie, le socle constitue un ensemble charrié sur des terrains méso-cénozoïques, sur une distance d'au moins 30 km au niveau de Béni Toufout (**Fig. I-3A**) (**Bouillin, 1971 ; Bouillin, 1986**). De nombreux travaux lui ont été consacrés (**Joleaud 1912, in Vila, 1980, e.g. Roubault, 1934, Durand Delga, 1955, Bouillin, 1977**).

Le massif de Petite Kabylie est composé de schistes paléozoïques et phyllades couvrant des roches hautement métamorphosées. L'unité métamorphique inférieure a subi un métamorphisme de haute pression et haute température, et l'unité supérieure a enregistré des conditions de basse pression (**Mahdjoub et al., 1997**). Des lambeaux tectoniques de

kinzigites sont aussi exposés au nord (**Bouillin et Kornprobst, 1974; Djellit, 1987**), ainsi que du Spinelle-Iherzolite, indiquant un contexte type océanique (**Leblanc et Temagoult, 1989, in Caby et al., 2001**). Des évènements métamorphiques considérés habituellement comme varisques ou pré-varisque en termes d'âge, ont révélé plus récemment un âge fini- varisque obtenu par la méthode U/Pb sur Zircon sur différents granites et gneiss (**Peucat et al., 1996**). Cependant, les âges Rb/Sr sur biotite obtenus par ces auteurs sur différentes roches démontrent que les roches plutoniques et métamorphiques du massif ont enregistré une empreinte sévère de l'évènement tectono-thermique Alpin. **Mahdjoub et al. (1997) et Caby et al. (2001)** ont conclu qu'il est possible que le métamorphisme jeune de haute pression de l'unité inférieure soit Eo-alpin. Les déplacements de direction sud ont eu lieu durant le Miocène inférieur (**Mahdjoub et Merle, 1990**). Des fenêtres d'unités telliennes mésozoïques et le plan de chevauchements de faible angle sont exposés au sud (**Andrieux and Djellit, 1989; Mahdjoub et al., 1997, in Caby et al., 2001**) et aux environs de Skikda (**Vila, 1978, in Caby et al, 2001**), indiquant que les roches cristallines de la Petite Kabylie forment 2-5 km de nappes cristallines alpines. Toutes les unités ainsi que les nappes de l'OMK et du Numidien sont intrudées par des granites d'âge 15- 14 Ma (**Penven et Zimmermann, 1986, in Caby et al, 2001**).

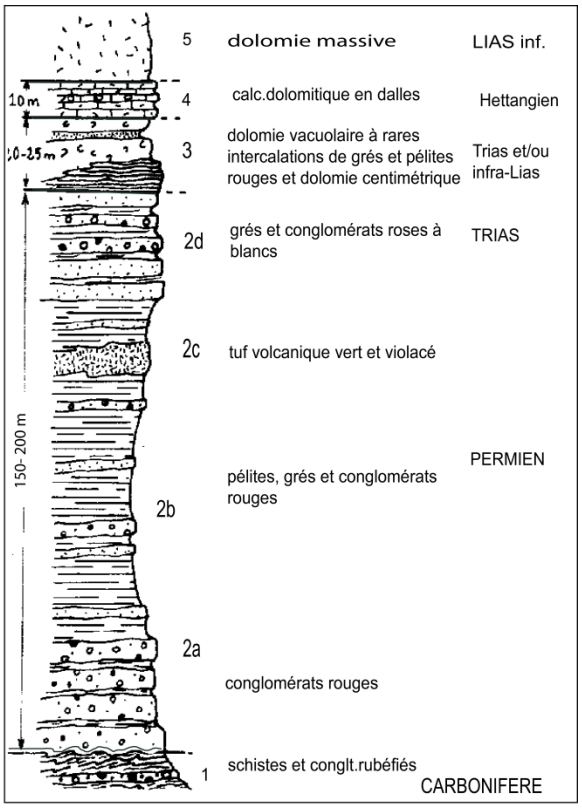


Figure I- 4- Socle kabyle et sa couverture paléozoïque (partie supérieure) et mésozoïque associé à la Dorsale calcaire, Grande Kabylie (Djurdjura, Gélard, 1979).



Photo I-2- Orgues volcaniques miocènes du Cap Bougaroun (Collo).

L'intrication socle-péridotite doit être ancienne, antérieure aux pegmatites (affectées d'une foliation identique à celle des lherzolites). Ce socle a valeur anticlinale quoique les plans de foliation des péridotites et des gneiss présentent des orientations trop dispersées pour servir de base à un modèle structural.
Ce type de socle décrit en périphérie de la Méditerranée occidentale dans le Rif et la chaîne Bétique, paraît correspondre initialement à une zone crustale très profonde dans laquelle se seraient intercalées des écailles du manteau supérieur. Cet élément lithosphérique aurait été remonté puis érodé à une époque mal définie, au Paléozoïque ancien selon **Bouillin (1977**), ou au cours du Cénozoïque selon **Kazi Tani** (**1986**).

II-2-1-2- La Dorsale Maghrébide ou Dorsale Calcaire

Il s'agit d'un ancien segment du talus continental sud-européen. Elle s'étend de la Sicile jusqu'au Rif septentrional. Au nord de l'arc de Gibraltar, elle se prolonge par la dorsale bétique.
Elle affleure en bordure méridionale du socle kabyle sauf en Petite Kabylie occidentale. Elle est composée de terrains sédimentaires d'âge paléozoïque à oligocène (**Figs. I-4, I-4 et I-5**). Son absence sur la transversale de Collo peut être imputée à des érosions anciennes (crétacées ou éocènes) ou récentes (miocènes à quaternaires), voire à une occultation par le charriage du socle kabyle. Elle réapparaît un peu plus à l'est, au Dj. Sidi Driss (**Raoult, 1966**).
La Dorsale Calcaire est caractérisée par des faciès calcaires, ses terrains d'âge liasique à éocène moyen et par un style tectonique en écailles (**Fig. I-5, photo n° I-3**). Ces écailles peuvent également impliquer des formations paléozoïques ainsi que des terrains de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène (**Bouillin, 1986**). Ces derniers sont toutefois postérieurs à une première phase tectonique. Visiblement, suivant les mêmes modalités sur toutes les transversales, les différentes écailles de la dorsale sont constituées par des formations nettement hétéropiques. Sauf exceptions (explicables par des dispositifs structuraux locaux), les faciès traduisent des conditions de sédimentation de plus en plus profondes lorsque l'on passe des écailles internes aux écailles médianes puis aux écailles externes (**Bouillin, 1986**).
Les unités internes présentent des dépôts littoraux ou épicontinentaux. Les unités médianes, lorsqu'elles existent, sont caractérisées du Crétacé à l'Eocène par des dépôts marneux et plus profonds. Les unités externes montrent souvent des radiolarites au Dogger-Malm. Au Crétacé supérieur et au Paléocène-Eocène, on y trouve des flyschs proximaux, conglomératiques, reposant souvent en discordance sur des terrains nettement plus anciens (**Bouillin, 1986**).

Compte tenu des connaissances sur les marges passives actuelles, les observations sur la sédimentation et la structure des unités de la dorsale s'accordent avec l'idée d'une zone de pente continentale bordant une plate-forme très étroite (correspondant à la dorsale interne et médiane).

Les sauts brusques de faciès d'une écaille à l'autre (**Fig. I-5**) incitent à penser que les contacts entre unités ont repris des accidents anciens synsédimentaires. Dès le Lias, de grandes failles normales auraient délimité des blocs abaissés en gradins, à la limite entre le continent situé au nord et la plaine sous-marine dans laquelle se sont déposés les flyschs (**Fig. I-3**).

Les séries marneuses de la dorsale médiane peuvent-être interprétées comme des bassins perchés, limités par des blocs effondrés. Les discordances dans la dorsale externe s'expliqueraient par la sédimentation, par des crêtes émergées et érodées de blocs basculés (plus ou moins repris en compression), ou par une dénudation tectonique liée au jeu de grandes failles normales.

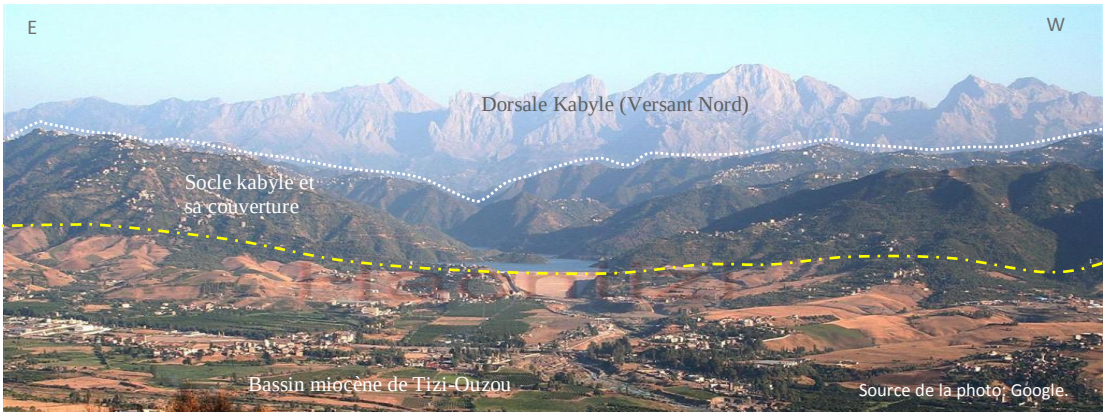


Photo n° I-3*- (a) vue vers le sud de la Dorsale Kabyle (GK : Djurdjura), le socle et le bassin miocène de Tizi-Ouzou (Magné et Raymond, 1974), (b) Dorsale externe (Lias), Djurdjura, Grande Kabylie). Vers le nord, le socle est recouvert localement par des flyschs. Les limites entre les différents domaines sont très approximatives.*

Ces interprétations sont fondées sur la connaissance des marges passives classiques (**Boillot et al. 1984 ; in Bouillin, 1986**).

De l'Eocène supérieur au Miocène inférieur, les anciennes failles limitant les gradins entre le continent et la plaine sous-marine ont été réactivées et inversées en surface de la Dorsale maghrébide lors de la mise en place des chevauchements.

Ces différents caractères permettent d'attribuer la Dorsale maghrébide à l'ancienne marge méridionale et le talus continental du bloc européen. Aucun ensemble sédimentaire plus septentrional ne peut prétendre à une telle fonction. Ce rôle apparaît progressivement à partir du Lias inférieur, avec un net approfondissement des faciès en allant des zones les plus septentrionales vers les zones méridionales. Il se maintient jusqu'à la limite entre l'Eocène et l'Oligocène (**Bouillin, 1986**).

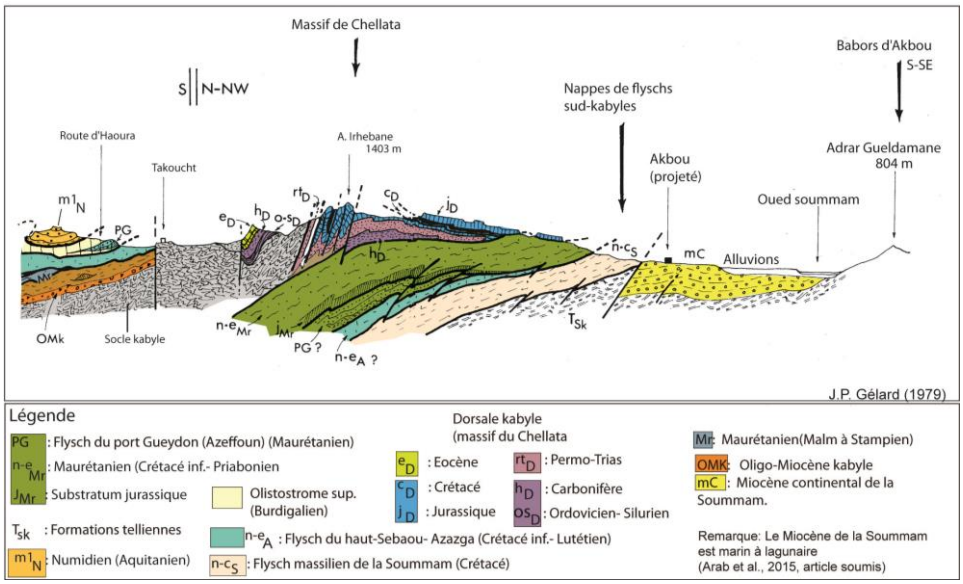


Figure I- 5- Coupe interprétative schématique du massif de Chellata (voir Fig. I-2), symboles de la carte au 1/50 000 (Gélard, 1979).

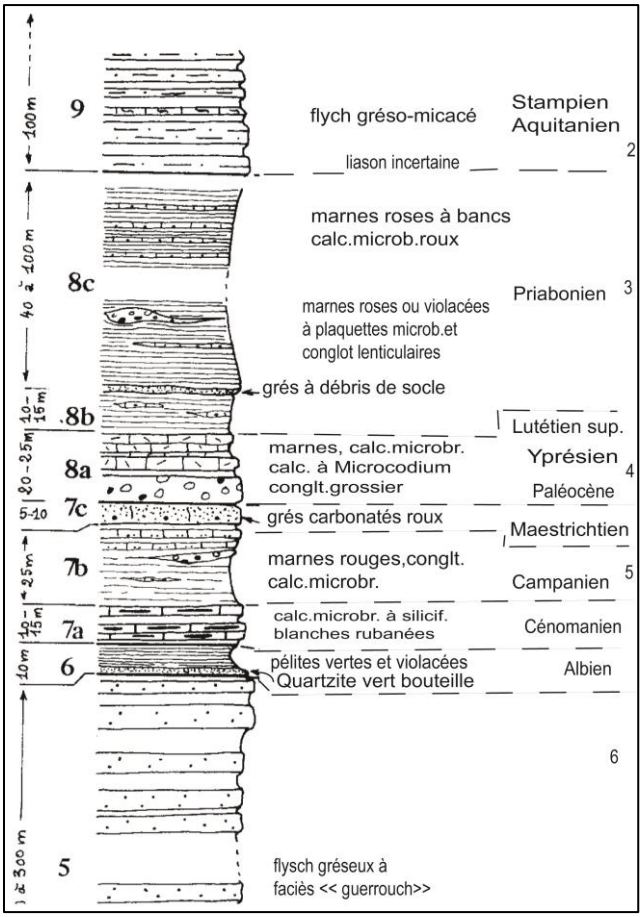


Figure I- 6- Flysch maurétanien type Guerrouch (Jijel, Petite Kabylie, Durand Delga, 1971; Bouillin, 1978).

II-2-1-3- Les flyschs maghrébides

A. L'origine et l'histoire du concept de l'allochtonie

Comme dans l'Apennin, les premiers flyschs, internes, se sont déposés à partir du Crétacé basal. Ce sont des dépôts de mer profonde, généralement mis en place sous la lysocline par des courants de turbidité. Il semble s'agir surtout de formations de plaines sous-marines (**Bouillin, 1986**). Deux grands groupes de flyschs crétacés-paléogènes, sont caractérisés chacun par leur position primitive et par leur alimentation à l'une des deux marges du sillon qu'ils occupaient. Un troisième ensemble plus récent, le flysch numidien, est contemporain de l'ouverture de la Méditerranée : il a rempli une dépression qui était l'héritière du bassin des flyschs crétacés-paléogènes mais qui avait perdu le rôle de coupure principale qu'avait ce dernier.

Après leur première datation dans le Constantinois (**Durand-Delga et Lambert, 1955**), les mises au point successives sur les flyschs d'Algérie orientale (**Durand Delga, 1969 ; Bouillin et al., 1970 ; Raoult, 1969, 1974 ; Bouillin, 1977**), ou centrale (**Gélard, 1969, 1971, 1979, Belhai, 1996**) permettent d'avoir une bonne idée (**Vila, 1980**) des séries et des variations lithologiques des flyschs kabyles, appuyée par une argumentation stratigraphique et une nomenclature homogène (que l'on y inclut ou pas les formations post-éocènes) (**Vila, 1980**). Les séries décrites et patiemment reconstituées peuvent être rassemblées en quatre groupes, avec du sud au nord et de bas en haut de l'édifice structural:

a- Les séries atypiques à micro-brèches et à phtanites, à fortes affinités telliennes. Elles posent le problème des relations avec le domaine tellien et de la limite avec ce dernier ;

b- Les séries massyliennes typiques (**Raoult, 1969**), comprenant schématiquement de bas en haut : un flysch pélito-quartzitique ou schisto-quartzitique du Crétacé inférieur, des phtanites cénomano-turoniennes et un flysch à micro-brèches sénonien ;

c- Les séries de flysch à faciès mixte ‘’massylo-maurétaniennes’’ dont l'existence même conduit à l'hypothèse d'une zone unique de dépôt de flyschs.

d- Les séries maurétaniennes typiques (**Gélard, 1969**) où se succèdent dans le temps un flysch de type Guerrouch (**Durand-Delga et Lambert, 1955**) au Crétacé inférieur, et un flysch de type Penthièvre (**Neumann et Vila, 1967**) au Crétacé moyen et à l'Eocène, une puissante série gréso-micaée affleurant dans la région de Skikda par exemple.

e- Le substratum des flyschs (au sens de **Bouillin**, in **Vila, 1980**), connu en quelques points, ce qui permet de mieux les intégrer aux séries voisines.

B. Les Flyschs maurétaniens

La nappe maurétanienne a d'abord été définie dans le massif de Challata (Grande Kabylie; **Gélard, 1969, 1979**) par l'assemblage en une seule série du flysch de Guerrouch (**Fig. I-6**) (**Durand-Delga et Lambert, 1955**) et du flysch de Ponthièvre (**Neumann et Vila, 1967**).

Ces flyschs sont relativement épais ; leur Néocomien est pélito-calcairo-gréseux et surmonté par un flysch pélito-gréseux en gros bancs se déposant jusqu'à l'Albien inférieur-moyen (**Fig. I-6**, flysch Guerrouch). Après un épisode à tendance « black shales », des turbidites calcaires à débris calcaires remaniant aussi une petite quantité de quartz détritique caractérisent les séries maurétaniennes du Vraconien au Lutétien. Des niveaux conglomératiques sont datés de Sénonien supérieur et du Paléocène (**Bouillin, 1986**).

Il existe, sur plusieurs transversales, différents types de colonnes stratigraphiques

intermédiaires entre les séries de la dorsale et celles des flyschs maurétaniens. Elles ont permis la reconstitution paléogéographique plaçant le dépôt des flyschs au pied de la dorsale maghrébide. Les débris remaniés dans les flyschs maurétaniens proviennent de la dorsale. On peut facilement envisager que le matériel quartzeux soit, lui aussi, originaire de la marge septentrionale du bassin des flyschs (**Bouillin, 1986**).

Le flysch maurétanien représente une sédimentation turbiditique, surtout gréseuse, de cônes sous-marins proximaux. Son faciès a été décrit dans la forêt de Guerrouch (**Fig. I-6**) par **Durand Delga (1955**) et par **Durand Delga et Lambert (1955**). Dans sa localité type, il est constitué de bancs de grès à interlits d'argiles versicolores comportant dans la partie inférieure, des intercalations de micrites et d'arénites calcaires (**Bouillin, 1977**). Les grès présentent toujours une couleur blanchâtre et une patine jaune ; leur granulométrie est de 0.3-0.5 mm, exceptionnellement de 1 à 2 mm à la base de certains bancs. L'épaisseur des bancs varie de quelques décimètres à 3 m, exceptionnellement 10 m vers le sommet de la série. Les surfaces inférieures des bancs comportent des remplissages de chenaux et des ''flute-casts''. Des traces de glissements synsédimentaires (''slumps'' et klippes sédimentaires) sont fréquentes dans les séquences à bancs épais. Les directions de courant mesurées sur les « flute-casts » indiquent un apport de matériel gréseux du secteur nord à NW (**Bouillin, 1977; Raoult, 1982**).

Le flysch maurétanien (**Gélard, 1969**) est composé de deux séries antérieurement définies : le flysch de Guerrouch (**Durand-Delga et Lambert 1955**) d'âge crétacé inférieur et le flysch de Penthièvre (**Neumann et Vila, 1967**) d'âge crétacé supérieur et Eocène. Le regroupement de ces deux colonnes stratigraphiques en une entité unique dite flysch maurétanien est comparée à un flysch dit massylien (**Bouillin et al. 1970**).

D'une manière synthétique le flysch maurétanien (**Fig. I-6**) peut être décomposé en :

a Crétacé inférieur avec à la base des calcaires fins à calpionelles suivie d'une épaisse série gréseuse non quartzitique en gros bancs.

b Cénomanien à microbrèches calcaires à bandes silicifiées blanches

c Turonien-Sénonien à conglomérats à microbrèches sableuses à ciment calcaire spathique.

d Paléocène à conglomérats et bancs de calcaire à débris de Microcodium interlités dans des argiles rouges,

e Yprésien-Lutétien plus ou moins conglomératiques à bancs microbrèchiques.

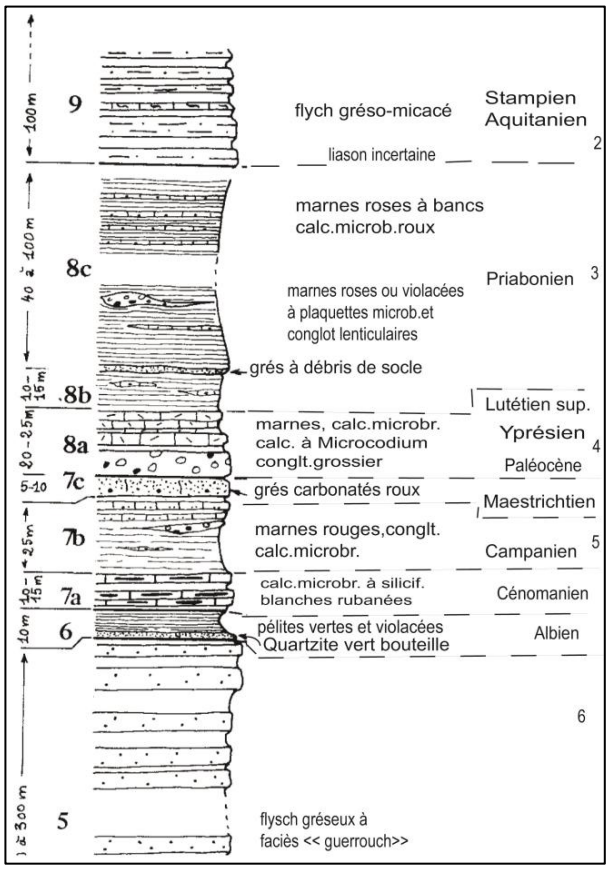


Figure I- 7- Flysch maurétanien type Guerrouch (Jijel, Petite Kabylie, Durand Delga, 1971; Bouillin, 1978).

Les flyschs massyliens

La colonne synthétique des flyschs massyliens comprend trois termes majeurs : un flysch schisto-quartzitique dit « Albo-Aptien », des phtanites cénomaniennes et enfin un flysch sénonien à microbrèches. On trouve parfois sous les phtanites des boules et des masses fusiformes de roches éruptives totalement altérées qu'il conviendrait de réétudier sur le plan de la géochimie des terres rares (peu sensibles à l'altération), afin d'évaluer l'origine et la nature de ce type de magmatisme.

Ces flyschs massyliens sont décrits en détail dans la région de Tagdinnt (Petite Kabylie) et peuvent être synthétisés comme suit (**Fig. I-7**):

- Le Thithonique Berriasien et l'Hautérivien- Barrémien ne sont signalés (avec doute) que par **Bouillin (1977**) avec d'abord des micrites polychromes à Calpionella alpina et Tintinnopsella carpathica puis des bancs de calcaires fins à nannoconus (comme dans les séries ultra-telliennes) et des intercalations finement micro-bréchiques à Cadosines,
- Le flysch ''albo-aptien'' dont le faciès correspond en fait à un Barrémo-Albien typiquement pélito-quartzitique.
- Un Albien supérieur-Vraconien marneux à petits bancs de micrites jaunâtres (teinte claire caractère ultra-tellien ?) à faciès très uniforme,
- Un Cénomanien souvent complet, micro-bréchique et plus ou moins silicifié avec des argiles, des calcaires fins et des lentilles conglomératiques,
- Un repère à phtanites blancs ou noirs du Cénomanien supérieur-Turonien franc à rares intercalations micro-bréchiques,

- Un flysch argilo-marneux à plaquettes micro-bréchiques, à mico-brèches tendres, gris-verdâtre, avec de rares bancs grossiers (à siderolites, orbitoides et orbitolines remaniés) des passées marneuses grises ou brunes, des bancs de micrites claires, azoïques ou à microfaune, notamment du Turonien élevé au Senonien inférieur,
- Des calcaires sableux et des marnes rouges complétent cette série en Grande Kabylie (**Gélard, 1979**) au Senonien et au Lutétien.
- Les seules variations importantes portent sur le remplacement des phtanites par des brèches colorées (**Raoult, 1969, 1974**), sur le nombre, l'épaisseur et la taille des éléments conglomératiques du flysch sénonien à micro-brèches (**Leikine, 1971 ; Raoult, 1972**) et sur la présence en Petite Kabylie de débris volcaniques cénomaniens de type spilitique (**Bouillin et Hernondez, 1975**; **Bouillin, 1977 ; Gélard, 1979**). Que ce soit près de Constantine (**Raoult, 1972**) ou en Grande Kabylie (**Leikine, 1971 ; Gélard, 1979**) les éléments remaniés proviennent de séries telliennes comparables à celles de type Gouraya- Arbalou et sont de même nature (faciès de plate-forme du Crétacé inférieur) que les galets présents dans ces dernières.

La série de la nappe massylienne a été définie en Petite Kabylie par **Raoult (1969 ; in Bouillin et al., 1970**), puis redéfinie par le même auteur en 1972, en ramenant la série-type aux termes allant de l'Albien au Sénonien. La colonne type présentée par **Raoult (1974**) est cependant synthétique, aussi bien que celle de **Vila** (**1980; in Wildi, 1983**).

En Grande Kabylie, dans le massif de Chelata, on peut également observer (**Gélard, 1979**) un petit affleurement de radiolarites et de roches basiques à la base d'un flysch maurétanien (**Bouillin, 1986**). En Petite Kabylie, apparaissent des affleurements du substratum initial des flyschs. Ils se situent au front des nappes de socle internes ou dans les fenêtres et demi-fenêtres qui percent ces nappes (**Bouillin, 1986**). Deux types de substratum sont ainsi visibles : des radiolarites du Dogger-Malm, qui existent aussi dans la dorsale externe, et des roches éruptives basiques, soit en débris remaniés, en sills, ou en coulées (**Fig. I-3**), indiquant ainsi la présence de zones d'émissions volcaniques sous-marines sur toute la longueur de ce bassin (**Bouillin, 1986**).

Le bassin maghrébin était donc une zone en distension au Dogger-Malm (**Fig. I-3**). Il serait important de savoir si cette distension a eu pour seul effet un volcanisme localisé, ou bien si elle s'est traduite par un amincissement crustal ou, plus encore, par une déchirure avec formation d'un plancher océanique. Cependant il est possible de considérer l'affleurement de Texana (voir situation dans la **Figure I-2, Tx**) comme un témoin de l'existence de zones d'accrétion océanique jurassique dans les Maghrébides (**Fig. I-3**). Si l'on admet la présence de telles zones d'accrétion océanique, leur mise en place pourrait correspondre à des ouvertures en « pull-apart » par extension E-W (**Dewey et al., 1973**). Ce mécanisme place l'axe du bassin maghrébin dans une zone de coulissage entre l'Europe et l'Afrique. Cette série de bassins au nord de l'Afrique peut avoir eu valeur de zone transformante entre l'Atlantique central et l'océan liguro-piémontais (**Lemoine, 1983**). Ce mécanisme a cependant dû être associé à une composante d'extension N-S pour expliquer la formation du bassin maghrébin, avec ses deux marges (**Fig. I-3**).

Les séries de flysch à faciès mixte

Ces séries montrent des intercalations de faciès distincts (**Vila, 1980**):

a- Au Crétacé inférieur, avec des proportions variables entre les faciès pélito-quartzitiques

albo-aptiens en petits bancs et les faciès en gros bancs de type Guerrouch.

b- Au Cénomano-Turonien, avec des proportions variables de phtanites et de calcaires micro-bréchiques à bandes blanches silicifiées,

c- Au Sénonien, avec la présence de faciès à mico-brèches ou de faciès micro-conglomératiques ou conglomératiques à ciment cristallin,

d- A l'Eocène, avec des faciès à calcaires bioclastiques et marnes rouges comme dans les séries massyliennes ou des calcaires à microcodium et des conglomérats toujours avec des niveaux rouges comme dans le flysch maurétanien.

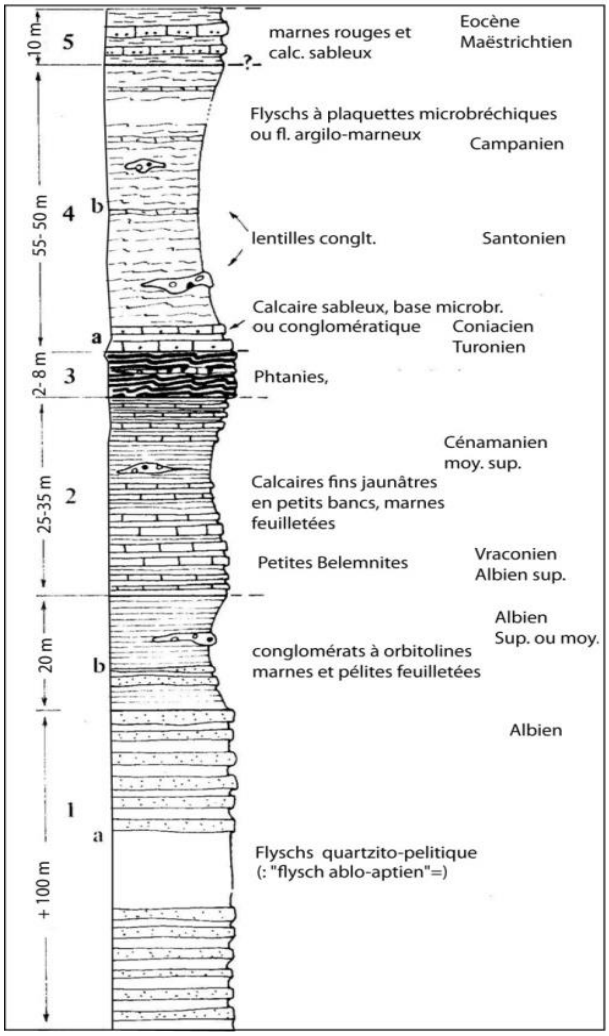


Figure I- 8- Colonne stratigraphique synthétique du flysch massylien de Tagdinnt (Petite Kabylie) (Gélard, 1979).

Flyschs numidiens

Dans tout l'orogène côtier de l'Afrique du nord, la nappe numidienne occupe la position structurale la plus élevée. Elle n'est jamais impliquée dans les contacts chevauchants majeurs antérieurs au Miocène supérieur (**Wildi, 1983**). Pour **Gélard (1979)** le style tectonique de l'unité numidienne est avant tout le reflet de sa composition lithologique : une puissante masse gréseuse reposant sur une masse plastique d'argiles sous-numidiennes (**Fig. I-8**). L'importante différence de compétence qui existe entre ces deux termes se traduit par une fréquente indépendance mécanique des grès par rapport à leur substratum. Les grès offrent ainsi souvent l'aspect de « radeaux flottants », avec des troncatures basales, des pivotements et des torsions, des écaillages plus ou moins vigoureux qui ont affecté ces unités numidiennes.

Certains d'entre elles résultent de la dilacération de la nappe en cours de progression. D'autres se seraient produites au cours de serrages tardifs (**Wildi, 1983**).

En Algérie orientale (**Vila, 1980**) ou en Tunisie (**Rouvier, 1977**), en revanche, la déformation de la nappe numidienne est plus faible. Sur les transversales de Collo et de Skikda, l'absence de replis et de troncatures basales a conduit **Bouillin et Raoult (1971**) et **Raoult (1974, 1975**) à parler d'un « néo-autochtone », en considérant la série numidienne comme couverture stratigraphique de l'olistostrome kabyle, notion qui a été abandonnée depuis, à la suite de nouvelles datations (**Bouillin, 1977, 1979**). De la Tunisie jusqu'à la transversale de Collo, la nappe numidienne est affectée par des replis souples et des failles dus aux effets de la tectonique post-nappe (**Vila, 1980 ; in Wildi, 1983**). La série numidienne est composée de trois ensembles sédimentaires qui sont : les argiles sous-numidiennes à Tubotomaculum (**Fig. I-8**), les grès numidiens, les argiles (**Fig. I-9**) et les marnes à silexites supra-numidiennes.

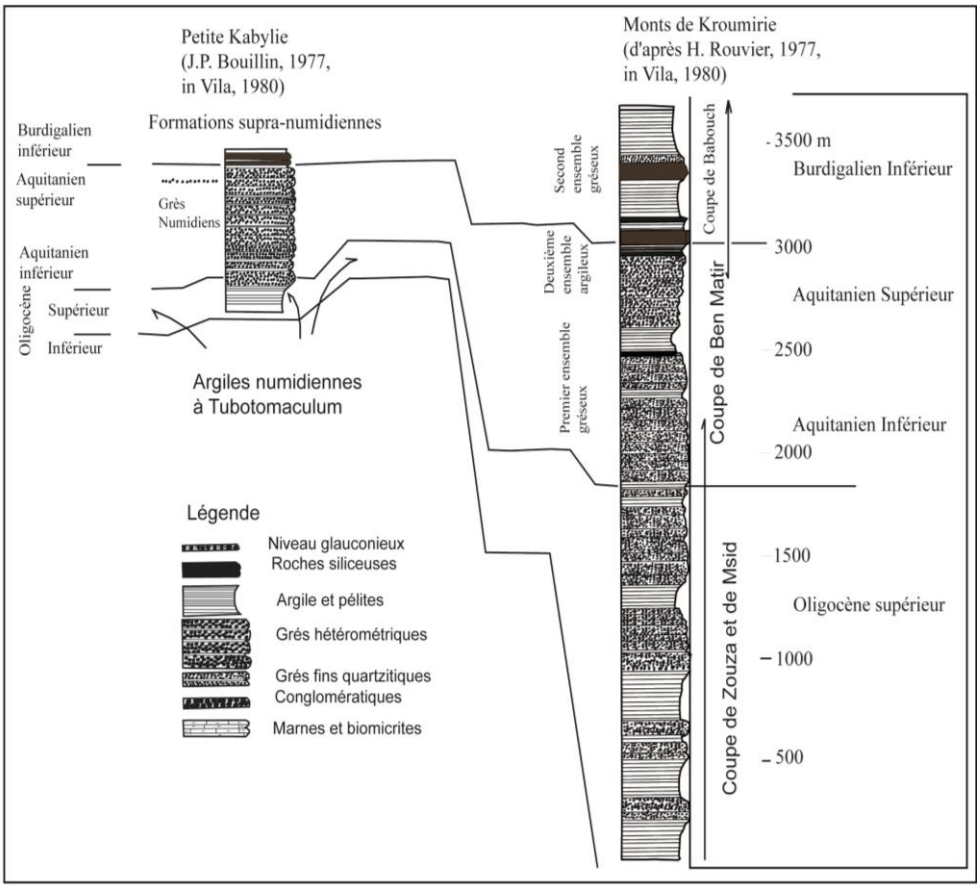


Figure I-8 - Corrélation des séries numidiennes de Petite Kabylie (Monts de Kroumirie, Gélard, 1979).

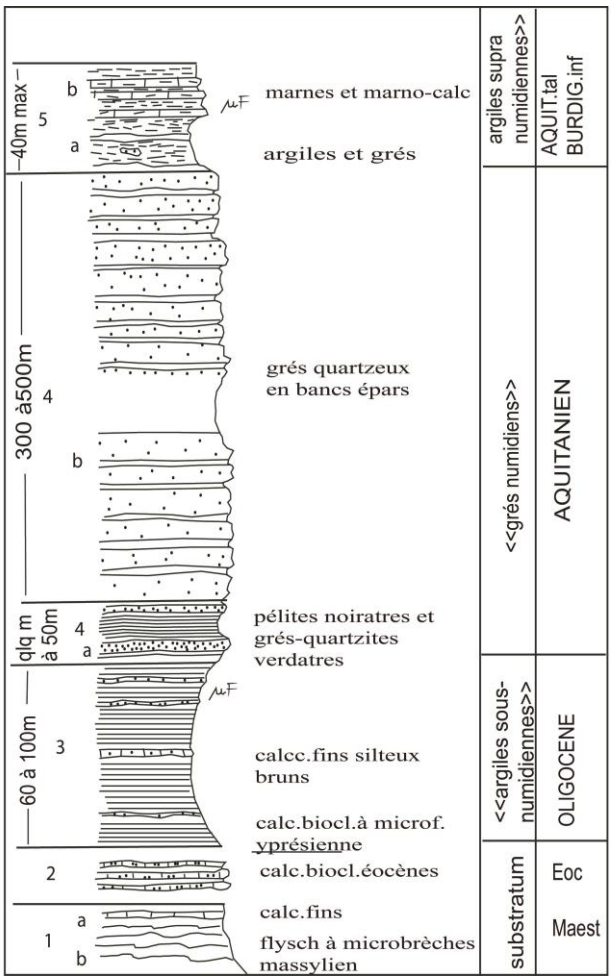


Figure I- 9- Colonne stratigraphique synthétique du Numidien de Grande Kabylie (Gélard, 1979).

II-2-1-4- L'Oligo-Miocène Kabyle (Fig. I-10)

La puissance des conglomérats est variable de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. L'épaisseur maximale est observée dans les paléovallées et au niveau de petits blocs basculés lesquels sont observés à Ammal (leur appartenance à l'OMK est hypothètique) par exemple (voir situation sur la carte de la **figure I-2**).

Le matériel est emprunté au socle ou au Paléozoïque. Les niveaux de base sont surmontés par des conglomérats relativement arrondis de taille variable, de quelques millimètres à plusieurs centimètres et sont d'origine fluviatile (**Gélard, 1979**), la série se poursuit par des lithiques micacés à débris du socle et des pélites micacées et récurrences conglomératiques. Enfin, les bancs de silexites grisâtres à sombres de quelques mètres d'épaisseur sont constitués de radiolaires, diatomées et Lagénidés. Une datation radiométrique assure pour une coupe de Grande Kabylie un âge à 19,1 Ma (**Bellon, 1976**). Cette série a été décrite aussi à Tizi N'Tlata (Oudhias), vers le versant Nord de la dorsale (**Fig. I-10**).

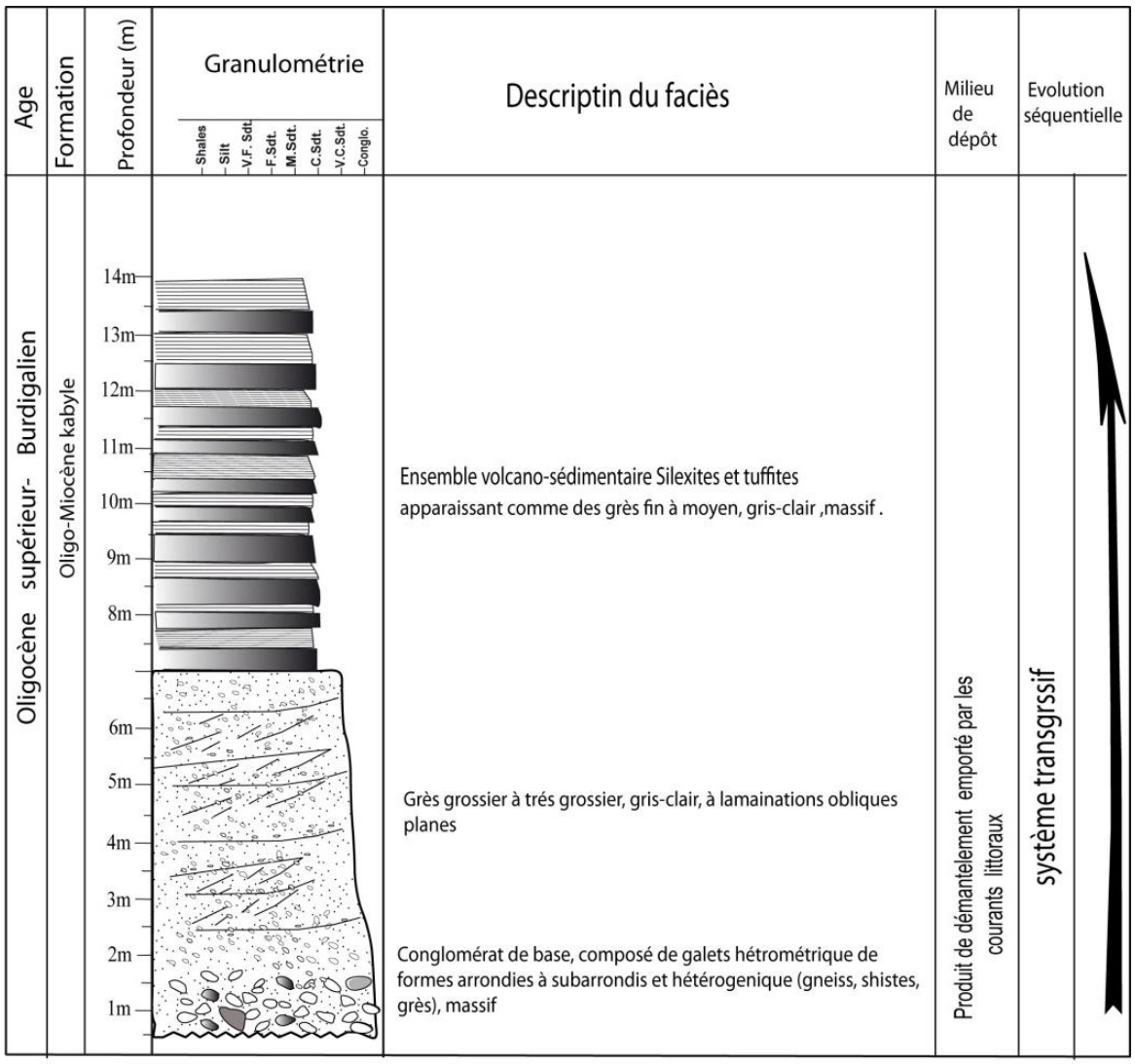


Figure I- 10- Coupe litho-stratigraphique de l'Oligo-Miocène kabyle dans la région de Tizi-n'Telata, route Tizi-ouzou- Ouadhias (Grande Kabylie). Cette coupe a été réalisée dans le cadre de cette thèse.

a- L'OMK en Petite Kabylie

Le terme Oligo-Miocène kabyle, introduit par **Caire (1965**) a été consacré par l'usage à la place de termes moins bien adaptés comme l'Oligo-Miocène transgressif'' ou l'Aquitanien transgressif. Il s'agit de la couverture transgressive et discordante du socle kabyle, constituée schématiquement de bas en haut par des conglomérats, des grès micacés (**Fig. I-11A**) et par une série pélitique à silexites bien connue en Méditerranée occidentale (**Didon et al, 1969**). Dans le Constantinois, seuls **Raoult et Bouillin** (**in Vila, 1980**) l'ont décrit. Cette série est recouverte à son tour par des olitostromes à débris de flyschs de taille et de nature variées.

En Petite Kabylie, l'Oligo-Miocène kabyle comporte généralement trois termes lithologiques : (a) des conglomérats discordants sur le socle, (b) des grès lithiques micacées, (c) des pélites et silexites (Vila, 1980, **Fig. I-10**). Il est souvent recouvert par des olistostrones à débris et lambeaux de flyschs en continuité stratigraphique. La coupure est faite arbitrairement et de façon hétérochrone, étant fixée à la première apparition des blocs allogènes. La transgression datée de l'Oligocène supérieur-terminal se réalise sur une paléotopographie accidentée et passablement altérée.

- **Les niveaux transgressifs**

Bien qu'ayant effectué des visites sur terrain (ex. Tamalous et sud de Colllo), je décrirai ici les travaux de **Durand Delga (1955), Bouillin et Raoult (1971), Mgné et Raymond (1971), Vila (1980**),… car leurs recherches étaient dédiées à la stratigraphie.

Les niveaux transgressifs reposent donc sur une surface rubéfiée (**Durand Delga, 1955**) et remanient le socle kabyle (gneiss, micaschistes, phyllades, marbres) avec localement quelques éléments paléozoïques (Oued Zhour, sud de la cuvette de Tamalous, **Fig. I-11 A**). Les seuls éléments de datation sont dus à **Durand Delga (1955**) aux Beni-Afeur grâce à la découverte de Miogypsinoides complanata.

Dans le synclinal des Ouled Askeur au SW d'El-Milia et dans la cuvette de Tamalous, des microfaunes de l'Oligocène supérieur ont été étudiées par **Magné (1955**) (dans le matériel récolté par **Durand Delga et Hilly (in Vila, 1980**). De nouvelles analyses de **Bouillin** (**in Vila, 1980**) confirment ces datations. L'épaisseur de ces conglomérats varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (**Vila, 1980**).

- **Les niveaux de grès micacés**

Les niveaux de grès micacés grossiers (**Fig. I-11A**) contiennent de fréquentes intercalations à microfaune benthique, d'abord à Lépidocyclines, *Miogypsinoides* et Pararotalia gr. Viennotti, aux Béni-Afeur. **Raoult** (**in Vila, 1980**) signale l'apparition de Miogypsina sous les niveaux siliceux sommitaux. Au voisinage de la chaîne calcaire qui peut être recouverte par cette formation, la distinction avec le flysch pose des problèmes en raison des conditions d'affleurement (**Vila, 1980**). **Bouillin** (d'après un rapport de N.E. Kazi Tani, inédit) est parvenu à caractériser deux paléo-vallées, l'une près de l'Oued Zhour, orientée SW-NE, l'autre selon l'axe de Tamalous, orienté NS avec un affluent en provenance d'Ain Kechera (**Fig. I-11B**). L'épaisseur de la série semble rarement excéder 300 m, mais atteint 500 m aux Béni-Afeur.

- **La série pélitique à silexites**

Dans le Constantinois, plusieurs intercalations à silexites se succèdent sur une dizaine de mètres au-dessus des grès micacés, avant d'alterner avec des argiles à blocs de flyschs et des brèches argileuses dont la coupe la plus facilement observable est celle du col de Bissy (**Bouillin et Raoult, 1971 ; Raoult, 1974**). Par ailleurs, la série numidienne semble synchrone de l'Oligo-Miocène kabyle (**Bouillin et Raoult, 1971**), position jamais adoptée par Vila par exemple.

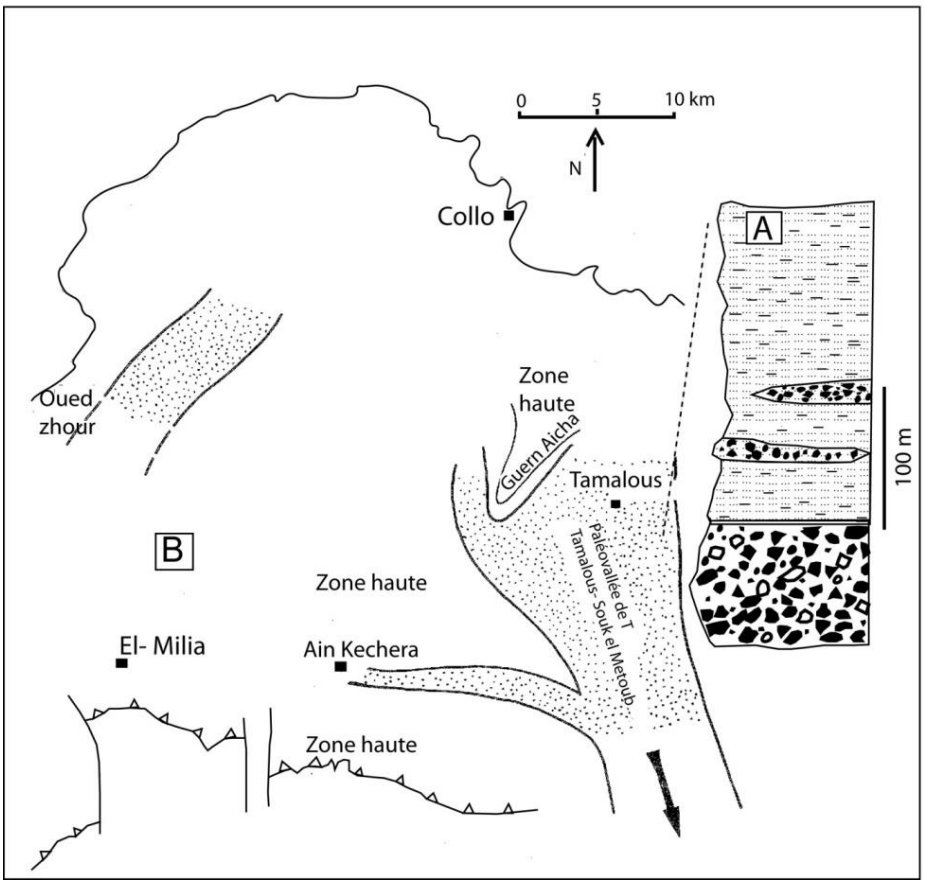


Figure I- 11- Paléo-vallées de l'OMK (Oligo-Miocène kabyle) en Petite Kabylie (Kazi Tani, inédit). (A) Coupe typique de l'Oligo-Miocène Kabyle de la marge orientale (Bouillin, 1977).

a- OMK en Grande Kabylie (**Gélard, 1979**)

Comme à l'Est (PK), l'Oligo-Miocène kabyle (**Caire, 1965 ; Bouillin et Raoult, 1971**) est une formation transgressive, conglomératique, gréseuse et marneuse vers le sommet se terminant par des silexites datés 19+-1 Ma (**Bellon, 1976 ; in Gélard, 1979**). Elle repose en discordance sur le socle métamorphique kabyle. Elle passe vers le haut à un olistostrome à blocs divers de flyschs crétacés, recouvert par les nappes de flyschs nord-kabyles (**Fig. I-13**). On retrouve un dispositif analogue au SE d'Alger (**Tefiani, 1970**), au nord et au nord-ouest de la Grande Kabylie (**Magné et Raymond, 1971 ; Raymond, 1976**), en Petite Kabylie (**Bouillin et Raoult, 1971 ; Bouillin, 1977 ; Raoult, 1974**).

Il affleure en plusieurs endroits, comme sur la route Azazga- Ain El Hammam (ex Michelet), Oued Khellili, Djemaa Mechelou et Ait Zellal (**Gélard, 1979**). Il peut être aussi observé à Ait Aissa Mimoun (**Photo I-5**) et Ammal (**Photo I-6**). Au NE de la Grande Kabylie, il est daté de l'Oligocène supérieur au Burdigalien inférieur (biozones N3 p.p. inf., N4 et N5-N6 de **Blow, 1969**).

La coupe de la route Azazga- Ain El Hammam (donnée comme exemple et orientée NW-SE, est située à environ 8 km au NE d'Ain El Hammam et affleure entre la route et l'Oued Lemkherda au nord. Elle montre de bas en haut (**Bizon et Gélard, 1975**):

25 m de conglomérats à éléments de socle,

2- 35 m de marnes et argiles écailleuses verdâtres,

3- 21 m d'un ensemble constitué par deux niveaux de silexites encadrant des argiles écailleuses verdâtres,
4- 18 m, comprenant 3 m de conglomérats à éléments de socle puis des argiles écailleuses verdâtres alternant avec des grès micacés et de petits bancs à éléments de socle.
5- 17 m des mêmes argiles et grès mais dans lesquels s'interstratifient des séquences de flyschs.
Les sédiments qui composent l'OMK proviennent pour l'essentiel du socle kabyle (**Gélard, 1979**). Comme observé sur terrain à Oulad Ouareth (anticlinorium de Draa-Ben-Khedda), les éléments du socle englobent généralement des gneiss, des schistes et des sipolins (calcaire métamorphique). Le même faciès est observé à Makouda dans la série conglomératique de base dont les éléments proviennent du socle (cf. Chap. Résultats). Ce niveau est considéré comme de Miocène post-nappe (Burdigalien supérieur) par **Raymond** (**1977**).

- **Caractères de sédimentation et paléo-environnements**

Le socle kabyle, émergé avant l'arrivée de la transgression oligo-miocène, a subi une évolution pédologique (**Gélard, 1979**). Dans certains endroits la sédimentation s'effectuait directement sur les paléosols tandis qu'ailleurs, l'Oligocène repose sur un socle ayant été soumis à érosion (i.e. frais). Dans certains secteurs, le socle se trouvait immergé et dans d'autres secteurs, le même socle continuait à servir de source d'alimentation**,** à l'Aquitanien terminal- Burdigalien inférieur, comme l'attestent les niveaux rubéfiés de l'Oued Khellili (**Gélard, 1979)** et les éléments du conglomérat de base d'Ammal **(Photo n° I-6**), remaniant le socle**.** Les brutales variations d'épaisseur de la série et les accumulations localisées de conglomérats renforcent encore l'image d'un socle très imparfaitement aplani avant l'arrivée de la mer oligocène (**Gélard, 1979**), comme nous l'avons constaté sur terrain dans la région d'Ammal (route Boumerdès Lakhdaria, ex Palistro, **photo n° I-6**) et à Ait Aissa Mimoun.
Grâce aux éléments fossilifères de la région d'Ait Zellal en Grande Kabylie, il est possible de préciser que les conditions de très faible profondeur (milieu infra-littoral) à fluviatile (comme observé à Ait Aissa Mimoun avec **Bouillin**, **photo n° I-5**), bien caractérisés à la base de la transgression (Oligocène terminal) avec des lumachelles à Lamellibranches, des algues, des foraminifères benthiques abondants, se sont poursuivies assez haut dans l'Aquitanien, comme le prouve la présence de lentilles calcaires comportant les mêmes associations. Plus haut, jusqu'au Burdigalien inférieur, les indicateurs de faible profondeur disparaissent au profit des seuls foraminifères pélagiques, traduisant un approfondissement probable de la mer oligo-miocène. D'après les observations de Géry et al. (1981) à Djebel Ait Aissa Mimoun, les grès calcaireux et marnes sableuses à passées rouges sont d'âge Oligocène, de même les premiers niveaux marins, en l'occurrence, les calcaires bioclastiques à récifaux.
A Ammal, les conglomérats de base de l'OMK (**Photo n° I-6**) se sont déposés dans un milieu plutôt continental (cônes alluviaux ?) ou suite à la re-sédimentation par glissement dans un milieu marin, expliquant ainsi l'absence d'organismes marins. Le passage latéral des conglomérats à des grès marins est localement visible (**Photo n° I-6**). Ce faciès est le même que celui observé aussi à Tizi n'Telata (**Fig. I-11**) ou à Makouda. A Makouda cependant, le ciment est constitué de grès probablement marins avec traces de paléo-courants.
Ces conglomérats de base qui expliquent le fort contraste d'impédance observé en sismique. Les chenaux observés en sismique sont probablement l'équivalent des microconglomérats et

conglomérats fluviatiles de Dj. Ait Aissa Mimoun (**Figs. I-5**).

- **La mise en place des conglomérats**

A. Conglomérats à éléments anguleux

Les conglomérats de la base de la transgression de l'Oligocène supérieur sont constitués de fragments de socle très anguleux, de dimension décimétrique (**Photo I-5**) à métrique. Certains éléments peuvent atteindre 2 m sur 0.4 m de dimension, comme les blocs de micaschiste d'Oued Khellili (**Gélard, 1979**). La mise en place de ces éléments ne peut être fluviatile. Ils seraient dans ce cas roulés de la même façon que ceux des alluvions des oueds qui traverse actuellement le socle (**Gélard, 1979**).

Leur origine résulte du glissement en masse d'un matériel préalablement dissocié et emballé dans une masse boueuse (**Gélard, 1979**). La mise en place de ces conglomérats se serait ainsi effectuée par un processus semblable à un banal phénomène de solifluxion, tel qu'observé de nos jours à la surface du socle kabyle (**Gélard, 1979**). L'arrivé en mer a dû ensuite faciliter l'étalement du matériel. Ce mode de mise en place sous forme de coulées en masse peut aussi rendre compte de la forme lenticulaire fréquente des corps conglomératiques, de leur terminaison souvent abrupte, de l'aspect général ondulé de leur surface supérieure. Cette géométrie de masses conglomératiques s'observe à l'ouest d'Ighil Igoulmimene (X= 651.3, Y= 367), où le toit des conglomérats présente des creux métriques comblés par des sédiments fins argileux et gréseux micacés (**Gélard, 1979**).



Photo n° I-5- Oligo-Miocène kabyle (Oligocène supérieur), Dj. Ait Aissa Mimoun. Visite sur terrain avec Bouillin (Conférence Wizia, Juin 2013).

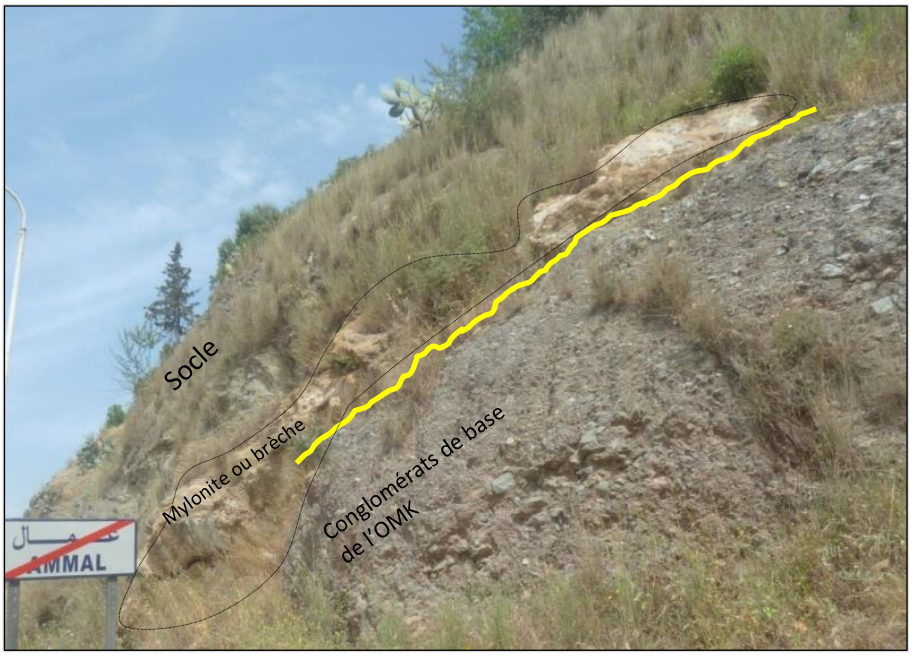


Photo n° I-6- Contact socle (schistes) conglomérats de base appartenant probablement à l'OMK, région d'Ammal (situation ***Fig. I-2****).*

La même disposition sédimentologique a été observée à Ammal où des masses de conglomérats constituées d'éléments du socle comme des schistes, micaschistes et aussi des grès beiges à violacés issus probablement du Trias passent latéralement et verticalement à des microconglomérats et à des grès marins (**Photo n° I-7**). Ces conglomérats de dimension décimétrique à métrique, en forme lenticulaire en coupe, sont probablement des cônes alluviaux formés durant le début d'ouverture du bassin en rift, à l'Oligocène supérieur. Le faciès sismique à fort contraste d'impédance de l'unité acoustique de base, avec des réflecteurs discontinus, déformés et de haute amplitude est sans doute l'équivalent de ces masses conglomératiques. Par endroits cependant, en se basant sur la coupe décrite par **Flandrin** (**1948, in Gélard 1979**) à l'Oued Khelili (Route Azazga- Ain El Hammam), l'environnement du dépôt des conglomérats peut être interprété comme étant marin. La série débute par 50 cm de conglomérats, puis évolue vers des marnes et calcaires bioclastiques comme ceux observé à Ait Aissa Mimoun et décrits par **Géry et al. (1981**) puis se terminant par 22 m de conglomérats qui ont été déposés fort probablement dans un milieu marin. Dans le cadre de la transgression marine, l'intercalation de marnes avec ces conglomérats n'indique probablement pas le retrait total de la mer durant leur dépôt.

B. Conglomérats à éléments roulés (Gélard, 1979)

Ce second type de conglomérats est visible le long de la route Azazga- Ain El-Hammam (ex Michelet), ainsi que dans l'Oued Lemkherda. Les conglomérats sont constitués de véritables galets bien arrondis dont le diamètre moyen varie de quelques centimètres à un demi-mètre. Toujours polygéniques (phyllades, granites, porphyroïdes,…) et souvent stratifiés, ils montrent parfois un granoclassement fruste. Ces conglomérats ont les caractéristiques d'un

dépôt ayant subi un transport par des courants fluviatiles torrentiels (**Gélard, 1979**) (réseau en tresse), et se seraient déposés en milieu marin très peu profond. Quel que soit le type de conglomérat, leur mise en place implique l'existence d'une pente assez forte. Ces conglomérats sont les mêmes que ceux observés, avec Bouillin à Ait Aissa Mimoun (**photo I-8**). Il les a interprété comme étant d'origine fluviatile (**Photo n° I-8**), ressemblant quelque peu aussi à ceux d'Ammal (**Photo n° I-7**). Rappelons aussi que sur sismique des recoupements de réflecteurs en V ont été interprétés comme étant des dépôts fluviatiles (cf. chapitre stratigraphie).

Les conglomérats de l'OMK enregistrent des variations brutales d'épaisseur, qui s'expliquent soit par comblement soit par ravinement. S'agissant des conglomérats de base, ceci peut traduire le développement probable de cônes alluviaux de forme coniques.



Photo n° I-7- Passage latéral des conglomérats de base de l'OMK (une attribution hypothétique) vers les microconglomérats et grès marins du même complexe. Le zoom montre le niveau micro-conglomératique à la base des grès marins.



Photo n° I-8- Conglomérats à galets relativement arrondis surmontant les conglomérats de base à éléments anguleux, Dj. Ait Aissa Mimoun (près de Thala Guehia).

- **Les silexites (Gélard, 1979)**

Les silexites sont des roches à grains très fins, le plus souvent dures, chimiques, biochimiques ou pyroclastiques, massives ou litées, déterminant des ruptures de pentes nettes, voire des falaises. Leur teinte est grisâtre, blanche, plus rarement verdâtre. Elles sont formées de petits bancs de 4 à 5 cm d'épaisseur à joints de stratification plus épais, argileux. Les silexites, siliceuses, admettent des proportions variables d'argile, beaucoup plus rarement des carbonates. En lame mince, les seuls organismes reconnus sont des radiolaires et les débris de globigérines recristallisés en calcédoine. Les lits argileux qui alternent avec les silexites sont parfois très riches en radiolaires.

Au sein des silexites, s'individualisent des roches particulièrement riches en produits pyroclastiques ou tuffites. Ces roches sont très difficiles à distinguer de silexites banales. Leur teinte verdâtre semble être cependant très fréquente.

Une partie du matériel des silexites est de nature volcanique. Elles peuvent provenir de sources d'émissions fortes éloignées du lieu de dépôt (transport éolien). Ainsi, contrairement aux autres sédiments du bassin oligo-miocène kabyle, les silexites ont dû échapper en grande partie, en raison de leur origine, à la dépendance du socle kabyle.

Ces silexites surmontent en Grande Kabylie des niveaux d'âge aquitanien terminal-burdigalien inférieur (N5- N6 de Blow). Elles sont connues au toit de l'Oligo-Miocène kabyle mais également au sommet du Numidien.

Comme spécifié ci-dessus, les tuffites intercalées dans les silexites de la route Azazga- Ain El Hammam ont été datées par radiométrie de 19.1 +/-1 Ma. Cet âge radiométrique a été obtenu par la méthode K/Ar (**Bellon, 1976**). Les mêmes dépôts existent en Calabre où sont décrites aussi des failles syn-sédimentaires (**Mutti et al., 1995, in Maffione et al., 2008**; **Roure**, communication personnelle).

- **Les olistostromes**

Signalés par **Durand Delga** (**1969**) au sud de Chenoua (Tipaza), identifiés en 1966 puis décrits par **Tefiani** (**1970**) au sud-est d'Alger puis par **Bouillin et Raoult** (**1971**) en Petite Kabylie, les olistostromes ont fait l'objet d'une note d'équipe (**Bouillin, et al., 1973). Raymond, D. (1977**) les a de son côté étudié en Grande Kabylie. Dans le Constantinois, des mises au point ont été fournies par **Raoult** (**1974**) et **Bouillin (1977**).

Les olistostromes sont des formations tectono-sédimentaires? Ou simplement gravitaires, mises en place sur le fond de la mer et constitué de débris exogènes de taille très variables. Il s'agit de masses glissées de taille importante souvent associées à un événement tectonique majeur. Ils sont largement développés dans le nord de la Kabylie occupant la même position géométrique sur l'Oligo-Miocène kabyle que les nappes de flyschs situés à la bordure méridionale du socle kabyle et les remplacent cartographiquement vers le nord, de telle sorte qu'on peut assurer qu'ils sont génétiquement liés à ces dernières » (**Bouillin, 1977**). Les olistostromes à matériel de flyschs massyliens et maurétaniens sont généralement surmontés par le Numidien. Notons néanmoins qu'en Grande Kabylie, il existe deux générations d'olistostromes séparées par la mise en place des nappes de flyschs ultratelliennes, ces dernières comportent du matériel numidien. Dans le premier olistostrome, le seul représenté à Collo en Petite Kabylie les séries les plus largement représentées sont celles du Maurétanien externe, ces dernières n'étant jamais engagées sous le chevauchement kabyle.

A. Position et faciès

Les olistostromes de Petite Kabylie sont superposés à l'Oligo-Miocène kabyle. Leur position est la même que les nappes de flyschs situées en bordure méridionale du socle kabyle. Du corps de ces nappes aux olistostromes, la transition est progressive. Les olistostromes sont uniquement constitués du matériel de flyschs maurétaniens et massyliens, soit à l'état de lambeaux, soit à l'état de flyschs dissociés avec des récurrences de grès micacés identiques à ceux de l'Oligo-Miocène kabyle.

En Grande Kabylie (**Raymond, 1976 ; Gélard, 1979**), un premier olistostrome fait suite stratigraphiquement à l'Oligo-Miocène kabyle et est surmonté anormalement (contact purement tectonique ?) par le flysch du haut de Sebaou. Un second olistostrome s'intercale entre ces flyschs et la série numidienne. Le troisième semble résulter de la réunion des deux premiers. Le Numidien ne participe qu'à la constitution du second, le reste du matériel resédimenté étant fourni par les flyschs, uniquement de type maurétanien dans l'olistostrome inférieur. Il n'est pas exclu que ces olistostromes successifs, indissociables cartographiquement, puissent appartenir à un même ensemble (**Vila, 1980**), les unités qui les séparent étant dans cette optique des olistolites de taille particulièrement grande.

B. Age de la mise en place des olistostromes

En Petite Kabylie, les olistostromes apparaissent avec les niveaux de silexites datés de la base de l'Aquitanien. Ce fait a été vérifié au col de Bissy par **Vila** (**1980**), au moment où **Raoult** signalait leur existence. En Kabylie de Collo, leur mise en place s'échelonne entre la fin de l'Oligocène et le début de Burdigalien pour **Bouillin (1977**). Il s'agit de corps re-sédimentés ne contenant pas de Numidien.

En Grande Kabylie, les olistostromes n'ont pas fourni d'éléments précis de datation. Dans ce secteur, l'olistostrome inférieur recouvre le toit de l'Oligo-Miocène kabyle. Ce dernier est daté de l'Aquitanien terminal- Burdigalien inférieur (**Gélard, 1979**). Plus à l'ouest, sa matrice a livré à **Raymond (1976**) une association de même âge que celle du toit de l'Oligo-Miocène kabyle.

Le second olistostrome a livré en de nombreux points Globigerinoides trilobus et Globigerinita dessimilis des zones N 5-6. Seuls quelques prélèvements indiquent que l'olistostrome supérieur peut monter dans la zone N7. En Grande Kabylie, les olistostromes sont donc franchement burdigaliens.

De la fin de l'Oligocène au début de Burdigalien, les massifs kabyles qui se sont comportés comme une zone haute à séries de plateforme alimentant un fort détritisme vers le sud On observe ensuite un changement radical de position géodynamique, les massifs kabyles deviennent alors le lieu d'un bassin marin récepteur d'olistostrome dont beaucoup d'indices (en particulier les flyschs dissociés) indiquent qu'ils se sont mis en place sous l'eau. La superposition et l'alimentation de ces olistostromes s'effectuent suivant un ordre bien défini. Ce sont d'abord les flyschs maurétaniens, puis les flyschs massyliens, puis le Numidien en Grande Kabylie. La pente est cette fois dirigée sans ambiguïté vers le nord.

II-2-1-5- Miocène post-orogénique dit post-nappe

Postérieur à la mise en place des nappes au nord de la Grande Kabylie, le Miocène n'est pas

tectonisé. Il s'agit d'un vaste synclinorium qui s'étend sur près de 80 km d'ouest en est (Tizi-Ouzou se place au centre du bassin). Côté oriental, il atteint le méridien d'Azazga (**Fig. I-2**). Ce Miocène est affecté par des plis d'orientation N 70 (**Gélard, 1979**). A la faveur des anticlinaux, le substratum paléozoïque réapparaît dans les massifs de Djebel Balloua, Aït Aissa Mimoun, Sidi Ali Bounab et de Naciria ainsi que dans le petit anticlinal pincé et déversé vers le S-SE du Dra Kerrouch (**Raymond, 1976**).

Le Miocène post-nappes comprend typiquement, comme dans la région de Naciria :

1- Des conglomérats (100 à 250 m),

2- Une formation molassique gréso-marneuse (250 m) à Globigérinopides sicanus, G. trilobus (base de la zone N8 de Blow),

3- Une formation marneuse (500 m max.), comportant successivement Praembulina glomerosa (N8), Orbulina suturalis et rares Préorbulines (base de N9), Orbulines seules (N9), puis Globorotalia praeminardii, G. mayeri, G. subsacculifer, Globoquadrina gr. Altispira et Orbulines N10- N13).

Le Miocène post-orogénique dit post-nappe daté du Burdigalien supérieur en Grande Kabylie (eg. **Aïte and Gélard, 1997**) ou du Langhien inférieur en Petite Kabylie (**Carbonnel et Corme- Rault, 1997**) s'est déposé pendant une période allant de Burdigalien terminal – Langhien basal au Langhien- Serravallien, correspondant ainsi à la partie inférieure du Miocène moyen. Les faciès et les épaisseurs varient beaucoup au sein du bassin, le niveau 2 dépassant 1000 m dans la région de Dellys (e.g. **Aite et Gélard, 1997**). La formation marneuse (niveau 3) est globalement transgressive sur les termes précédents et repose directement sur le socle métamorphique au nord de Djebel Belloua. Dans la région de Dellys, des coulées volcaniques de basaltes tholéiitiques s'intercalent dans la formation molassique.

Le Miocène post-nappes repose soit sur les flyschs numidiens (ex. région d'Aghribs), soit sur des flyschs crétacés (ouest d'Azazga), soit sur l'Oligo-Miocène kabyle (Djebel Ait Aissa Mimoun, **Gélard, 1979)** ou directement sur le socle (flanc nord de Djebel Balloua et sud Sidi Ali Bounab, **Gélard, 1979** et nos observations de terrain). Il est repris en compression à partir du Tortonien (eg**. Aïte et Gélard, 1997 ; Gélard, 1979**), la structuration du Pliocène étant accentuée au cours de l'inversion quaternaire (**Photo n° I-9**). La série probablement langhienne est renversée vu l'apparition vers le sud des épaisses séries des marnes bleues appartenant au Langhien terminal- Serravallien (**Aite et Gélard, 1997** et références citées), au centre actuel du bassin de Tizi-Ouzou. Cette position structurale a déjà été observée entre autre par **Gélard (1979)** à la hauteur de Taguercif, sur la route Azazga- Fréha, où le Miocène dit post-nappe plonge vers le nord et supporte les grès numidiens. Cette observation témoigne de l'importance des phases compressives postérieures à la mise en place des nappes au Burdigalien supérieur (e.g. **Gélard, 1979**).

Contrairement à la Petite Kabylie où la transgression du Miocène post-nappes ou post-orogénique est d'âge Langhien basal (**Bouillin, 1986, Carbonnel et Courme Rault, 1997**), la série est un peu plus ancienne en Grande Kabylie, i.e. Burdigalien terminal- Langhien basal (base de N8, sommet de la zone G. insueta) permettant ainsi de situer la mise en place des nappes au nord de la Grande Kabylie dans le Burdigalien (**Bizon et Gélard, 1975**) puisque l'Oligo-Micène kabyle atteint l'Aquitanien terminal- Burdigalien inférieur dans cette région (**Gélard, 1979**).

En Petite Kabylie, le bassin de la Soummam qui s'étend au sud de la chaîne calcaire comme un bassin flexural comporte presque toute la série miocène, du Langhien inférieur au

Tortonien, Ce sont des dépôts marins très peu profonds à lagunaires ou continentaux. Par ailleurs, des dépôts continentaux ont été mis en évidence par **Gélard** (**1979**) le long de la bordure du bassin, sur près de 80 km, de Bouira à Ighzar Amokrane. Au sud de la dorsale kabyle la série comprend: (1) un ensemble conglomératique de base (150 m à près de 1000 m) au sommet du quel s'intercalent des coulées volcaniques (andésites et trachytes à olivine) ; (2) un terme médian à alternances irrégulières d'argiles, grès et calcaires ; (3) un terme supérieur composé d'argiles sombres localement riches en gypse. Pour **Joleaud (1912, in Vila, 1980**), les argiles à gypse avec *Unio dubocqui et Melanopsis thomasi* appartiennent au Miocène supérieur (Tortonien) et au Pontien, ce qui a amené Raoult de proposer une corrélation avec le Messinien connu au fond de la Méditerranée. Il est possible qu'il y ait persistance de lagunes intracontinentales comme décrit ici au sud de la Soummam, ayant permis le dépôt de sédiments gypsifères.



Photo n° I-9- Série inversée vers le Sud du Miocène post-orogénique dit post-nappes (cet affleurement est probablement d'âge langhien), repris par la compression tortonienne et quaternaire, route Tizi-Ouzou- Attouche (Cne de Makouda, voir situation sur la figure I-2).

I-2-2 - Les zones externes des Maghrébides

Elles constituent un segment de la marge septentrionale de l'Afrique, et présentent d'importantes variations du Maroc à la Sicile. Leur histoire stratigraphique, structurale et métamorphique est nettement différente de celle des zones internes (ou domaine AlKaPeCa). cf. **Wildi (1983**). Le bassin des flyschs maghrébins séparait deux domaines, la dorsale calcaire et les zones externes maghrébides, qui ont évolué d'une façon différente. Les flyschs étant actuellement largement engagés sous le chevauchement des zones internes (**Bouillin, 1986**) et ayant été par ailleurs fortement érodés.

Le domaine tello-rifain (paléo-marge africaine) est défini par d'épaisses séries souvent pélitiques et gréso-pélitiques. Des évaporites et pélites sont attribuées au Trias. Le Lias et le

Dogger inférieur sont constitués par des dolomies et des calcaires, puis par des marno-calcaires à ammonites. Une variation importante de faciès s'observe au niveau du Callovien et de l'Oxfordien. Des séries détritiques de cônes sous-marins profonds sont connues dans le Rif et dans le Tell occidental, alors que la sédimentation est hémipélagique et peu épaisse dans le Tell central et oriental (**Wildi, 1983**).

En Algérie orientale et aux confins algéro-tunisiens, les séries telliennes ont été déformées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes entités, dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène. Ce sont du nord vers le sud (**Vila, 1980**) :

- Les unités ultra-tellienes, dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno-calcaires clairs;
- Les unités telliennes au sens strict, avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les intrications de faciès néritiques restent modérées du Crétacé supérieur à l'Eocène ;
- Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites, à faciès néritiques prépondérants du Crétacé supérieur à l'Eocène. Ces séries montrent de grandes affinités avec celles de leurs avant-pays méridionaux, les unités sud-sétifiennes et l'unité néritique constantinoise ;

Les unités ultra-telliennes s'intercalent entre les nappes de flyschs (ou les flyschs à affinités ultra-telliennes en Tunisie) au nord et les unités péni-telliennes. Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites n'ont été distinguées, jusqu'à présent, qu'à l'est de la terminaison orientale des Bibans.

Au sein de ces unités au sens strict, trois types de séries sédimentaires sont caractérisés par leur faciès typiques du Sénonien et/ou du Paléocène et de l'Eocène ; la nomenclature ici proposée évite l'utilisation de termes déjà employés dans un autre sens dans la littérature, tels que : nord, sud, interne externe, épi, méso, etc **(Wildi, 1983**). Bien que les noms des unités fassent appel à leur position structurale, les définitions sont basées exclusivement sur des faciès sédimentaires (**Wildi, 1983**):

- Les séries des unités haut-telliennes, à conglomérats et micro-brèches et à microfaunes planctoniques du Crétacé supérieur ;
- Les séries des unités mi-telliennes, qui sont dépourvues d'éléments néritiques (faunes, glauconie, phosphates) au Crétacé supérieur, au Paléocène et à l'Eocène. Les intercalations de micro-brèches calcaires sont absentes ou exceptionnelles. Ces formations comprennent des marno-calcaires à microfaunes planctoniques (**Wildi, 1983**) ;
- Les séries des unités bas-telliennes, avec des intercalations néritiques au Crétacé supérieur et/ou au Paléocène et à l'Eocène. Les séries bas-telliennes comportent cependant également des faunes planctoniques (**Wildi, 1983 ;**

CHAPITRE II- DONNEES ET METHODES

II-1- Donnees géophysiques & géologiques utilisées, stratégie de mise en œuvre de l'étude

II-1.1. Données

Les données utilisées pour cette étude sont des profils de sismique-réflexion (''MCS'' pour « multichannel seismics »), de sismique grand-angle, associés à des mesures d'anomalies magnétiques récemment acquises par la compagnie Western Geco pour SONATRACH, suivant le *survey* sismique de la campagne réalisée en 2000 (**Cope, 2003**). Pour connaître la morphologie de la marge actuelle, une carte bathymétrique provenant de la campagne Maradja/Samra Cruise 2005 (http://dx.doi.org/10.17600/5020080) a été aussi utilisée (**Fig. II-1**).

Pour les besoins d'interprétation et de cartographie, j'ai utilisé 30 profils de sismique profonde 2D représentant 2600 km linéaires, migrée, issus de la campagne Western Geco 2000 (permettant de voir même les réflecteurs du Moho) ainsi que 28 autres profils de la campagne 2011 de BGP (**Fig. II-1**), soit un total de 3300 km linéaires. Pour les deux campagnes, les points de tir sont espacés de 25 m (inter cdp de 12.5 m). L'échantillonnage de traitement est de 4 ms d'intervalle sur un maximum twt de 10 s. De plus, deux profils de sismique grand-angle ont été acquis en 2009 par le navire océnographique Atalante d'Ifremer. Les résultats ont été utilisés pour déterminer les modèles de vitesse grand angle et réaliser une migration pré-stack en profondeur PSDM (**Mihoubi et al.,2014; Bouyahiaoui et al., 2015**). Ces profils donnent des informations sur, respectivement, la nature et l'extension latérale des différentes croûtes (continentale, océanique et transitionnelle) et la morpho-structure de la marge et du bassin profond. En outre, les mesures d'anomalies magnétiques ont été acquises en 2001, par le système ou appareil ELSEC Type 7706 Proton magnetometer. Les points de mesures sont distants de 25 m et les lignes de 15 à 30 km.

En plus des données géophysiques, j'ai collecté des données de terrain, permettant de fournir ici des descriptions lithologiques, pétrographiques et sédimentologiques reportées sur les coupes ayant servi à dater par extrapolation les unités acoustiques déterminées sur les profils offshores par interprétation de stratigraphie sismique. Malgré l'absence de datations récentes, des données bio-stratigraphiques de la littérature ont été utilisées tant pour les formations qui affleurent en Grande Kabylie (bassin de Tizi-Ouzou) que pour celles de Petite Kabylie (Soummam, Collo et Annaba, **Bouillin, 1986, Carbonnel & Courme-Rault, 1997**).

J'ai aussi acquis des données de géochimie organique concernant la richesse en matière organique et le degré de maturation (stade de maturation à huile ou à gaz de la matière organique in situ) exprimé par l'Indice d'Altération Thermique (IAT), utilisé aussi pour estimer le soulèvement de la marge. Pour des fins similaires, des données d'AFTA (Traces de Fission sur Apatite, cf. Chap. IV) ont été utilisées, les échantillons provenant des granites de Thenia (GK) et des grès rouges du Trias de la chaîne du Djurdjura (GK).

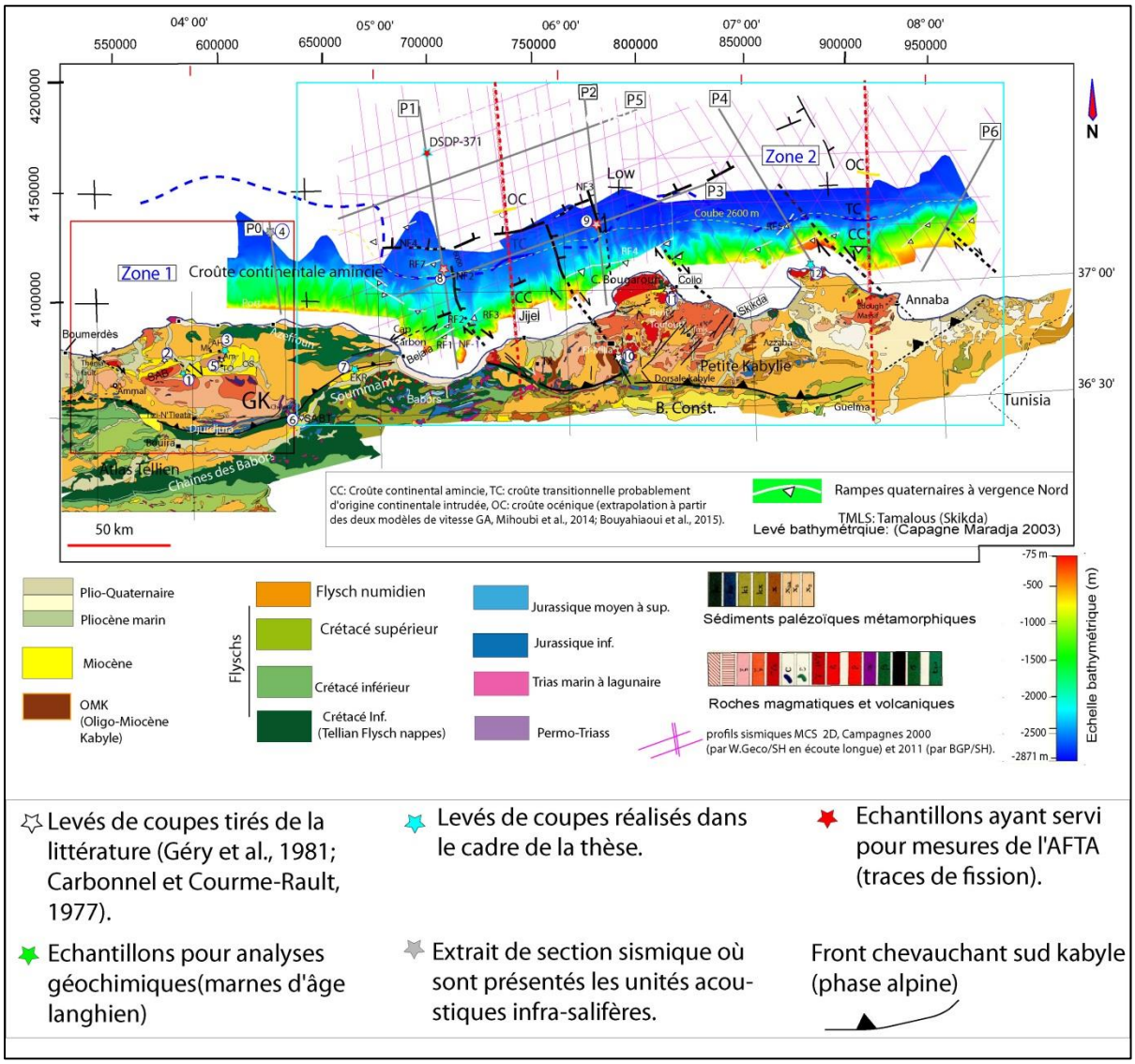


Figure II 1- Carte géologique (dressée par J. Flandrin et publiée par le service de la carte géologique de l'Algérie, Bétier et al., 1952, légèrement modifiée) et position des profils de sismique-réflexion (campagnes sismiques 2000 et 2011), interprétés en stratigraphie sismique, de la sismique grand-angle (rouge pointillé), des coupes de terrains (étoiles bleues), localisation des points des points d'échantillonnage pour mesures d'AFTA (traces de fission sur Apatite) et géochimiques. Le levé bathymétrique montre l'héritage de l'ouverture océanique oligo-miocène mais aussi les effets de l'inversion tectonique enregistrés sur le fond marin, où la dénivelée entre le haut de marge et le bas de pente peut atteindre + 1500 m, au-dessus des rampes à vergence nord.

II-1-2- Stratégie de mise en oeuvre

II-2- La stratigraphie sismique et séquentielle

L'enregistrement stratigraphique dans un bassin résulte d'une interaction entre un nombre important de facteurs tels que la subsidence et/ou le soulèvement (''uplift'' régional), les apports sédimentaires, l'eustatisme et les changements climatiques (**Fig. II-2**). L'activité tectonique est un facteur important contrôlant la stratigraphie dans la majorité des bassins sédimentaires (**Williams & Dobb, 1993**). La tectonique (au sens large : plis, failles mais aussi réajustement isostatique local et régional) génère à l'ordre 1 l'espace d'accommodation dans un bassin via la subsidence, mais elle fait varier aussi le niveau eustatique de base (tectono-eustatisme) et elle contrôle aussi l'altitude des paléo-rivages et les sources et les quantités d'apports sédimentaires. Quand il y a formation de montagnes, la topographie induite par la tectonique peut aussi influencer le climat local (**Williams & Dobb, 1993**).

II-2-1- Facteurs contrôlant la stratigraphie du bassin

Fluctuation du niveau marin

Les changements eustatiques du niveau marin résultent du changement dans le volume de l'eau de mer en relation avec l'alternance des périodes de glaciations et de déglaciations (c'est ce que l'on appelle le glacio-eustatisme), ou par changement de la configuration des bassins océaniques suite au processus tectoniques à l'échelle de la plaque (c'est ce que l'on appelle le tectono-eustatisme), ou par combinaison des deux mécanismes. La combinaison de la subsidence avec les taux de changement eustatiques génère l'espace d'accommodation qui pourra (ou non) être rempli avec des sédiments en fonction de l'intensité des apports sédimentaires (**Williams & Dobb, 1993**) (**Fig. II-2**). Les cycles régionaux déterminés sur différentes marges continentales ont montré des évolutions synchrones et des magnitudes de changements du niveau marin relatif similaires (**Vail et al., 1977a,b**), ce qui a conduit ces auteurs à proposer des chartes globales. Ces chartes de variations globales du niveau marin de **Vail et al**. (**1977b**) montrent des cycles de magnitudes variables et imbriqués selon trois ordres (**Williams & Dobb, 1993**).

Subsidence (enfoncement)/soulèvement (''uplift'')

La subsidence (enfoncement) ou le soulèvement de la surface terrestre à l'échelle régionale sont contrôlés (**Williams & Dobb, 1993**) par :

- L'augmentation de l'épaisseur de la croûte et/ou de la lithosphère,
- L'augmentation ou la diminution de la charge sédimentaire ou crustale sur la lithosphère, i.e. l'isostasie,
- La perturbation de la structure thermique de la lithosphère.

Les bassins sont formés par des processus tectoniques (**Fig. II-2**). Ils peuvent être classés en trois vastes types : de type flexural (convergence), de type rift (divergence) et de type

transtensif, en fonction du mode de la tectonique dominante. Chaque type de bassin développe sa propre architecture stratigraphique.

Apports sédimentaires (**Williams & Dobb, 1993**)

L'augmentation du niveau marin combiné à la subsidence génère un espace d'accommodation dans un bassin. Le degré de remplissage de cet espace dépend du taux d'apport sédimentaire (**Fig. II-2**). Les apports sédimentaires dépendent du climat et de la tectonique, ce sont les deux paramètres qui régulent le taux d'érosion et le transport vers les milieux de sédimentation (**Fig. II-2**). Le taux de sédimentation, l'eustatisme et la subsidence régissent la variation de la tranche d'eau, donc l'énergie du milieu qui joue sur le faciès (**Fig. II-2**). L'épaisseur sédimentaire dans un bassin n'indique pas directement la subsidence ni l'augmentation du niveau marin puisqu'il existe de longues périodes pendant lesquelles le bassin enregistre de faibles apports. Ceci survient dans le cas où la source d'apport n'est pas active ou n'existe pas.

Dans les bassins de type rift, l'espace d'accommodation généré est très important, en particulier dans le contexte d'ouverture d'un bassin océanique (exemple : le graben de Viking (**Sclater, & Christie, 1980 ; Ziegler, 1990, in Williams and Dobbs, 1993**).

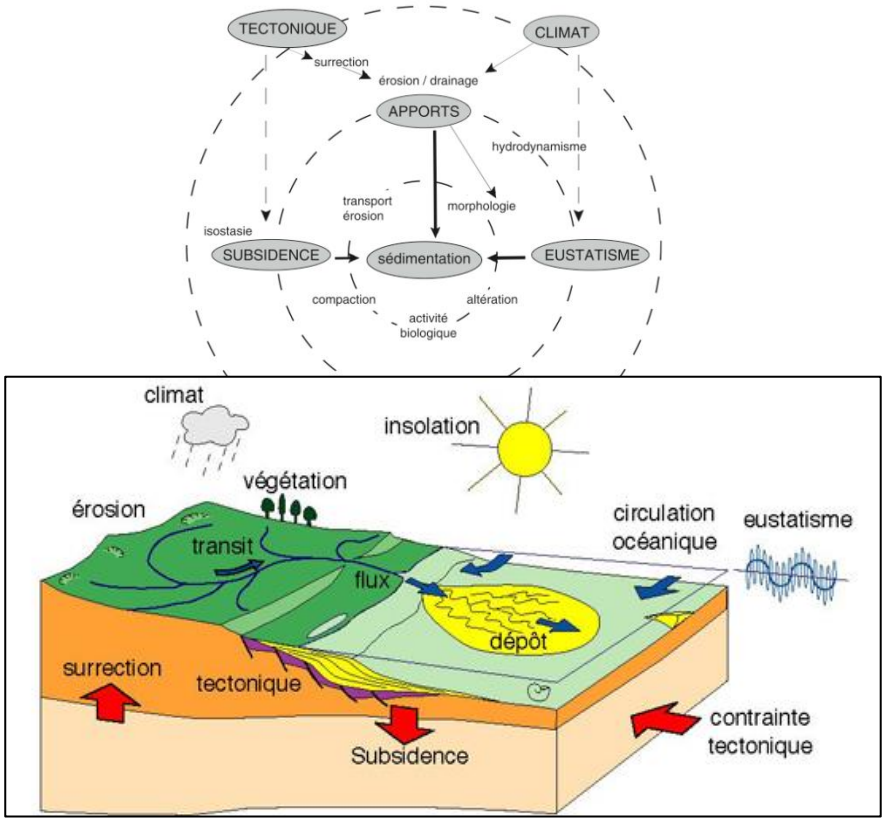


Figure II 2- Modèle de sédimentation- Paramètres géologiques et climatiques contrôlant l'architecture stratigraphique d'un bassin et son évolution tectono-sédimentaire. Estelle Leroux (Inédit).

II-2-2- Les concepts de la stratigraphie séquentielle

Le premier travail sur la stratigraphie sismique et séquentielle publié dans le mémoire 26 d'AAPG (**Payton, 1977, in Catuneanu, 2006**) et SEPM Special publication 42 (**Wilgus et**

al., 1988, in Catuneanu, 2006) a permis de définir une séquence de dépôt (''*depositional sequence''*) comme l'unité primaire du modèle de stratigraphie séquentielle. Cette séquence est subdivisée en plusieurs cortèges sédimentaires : le cortège de bas niveau marin (lowstand ou LST), le cortège transgressif (TST) et le cortège de haut niveau (HST), sur la base des surfaces internes correspondantes aux changements de direction de déplacement du rivage vers le large pour la régression et vers le continent pour la transgression (**Posamentier et Vail, 1988**) **(Fig. II-3**).

Sloss (**1950**) a défini une séquence comme une unité limitée par des discontinuités ou discordances. Ceci a mené à la reconnaissance de six séquences sur le craton nord-américain, variant en âge du Cambrien à l'Holocène (**Sloss, 1963**). **Mitchum et al. (1977**) ont fourni la définition actuelle de la séquence comme une unité stratigraphique composée d'une succession de strates génétiquement liées et relativement conformes, bordée à sa base et à son sommet par des discordances évoluant latéralement à des limites conformes corrélables (''correlative conformities'') (**Williams & Dobb, 1993**). La séquence de **Mitchum et al. (1977**) incorpore un intervalle de temps plus réduit que celui de **Sloss** (**1963**). Les séquences de Sloss ont été renommées ''super-séquences''. **Vail et al (1977a,b**) proposent que l'eustatisme soit le mécanisme prédominant pour la génération des séquences (**Williams & Dobb, 1993**). Plusieurs versions du modèle de séquence de dépôt (''depositional sequence'') ont été publiées (**Fig. II-4**).

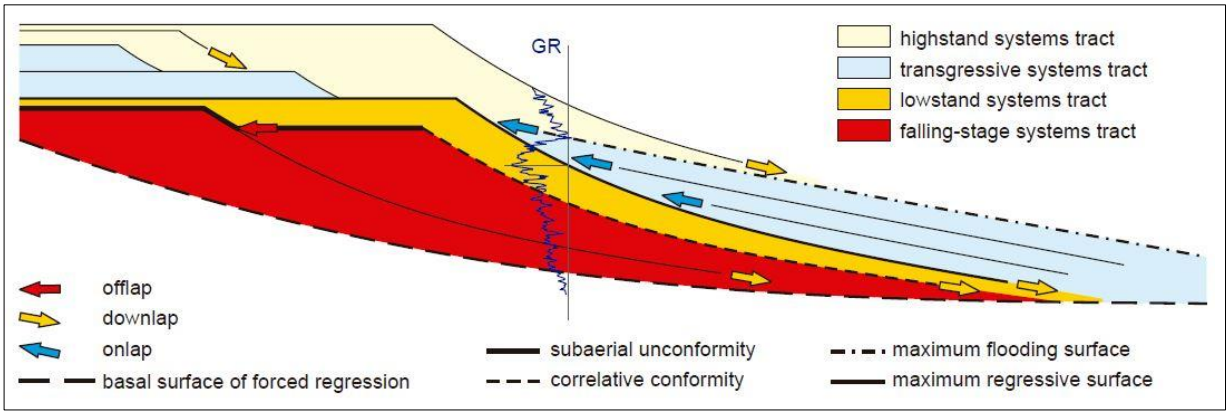


Figure II 3- Limitations pratiques et u modèle de séquences T/R transgressives- régressives : quand les dépôts régressifs de bas niveau marin sont préservés, la portion marine de la surface de maximum de régression n'est pas connectée à la terminaison vers le bassin de la discordance subaérienne (trait épais). Cette coupe illustre le scénario le plus général d'une architecture de dépôts d'une régression forcée, régression normale et d'une transgression en milieu fluvial à milieu marin peu profond (figure de Schlager, 1994, 2002, 2005 ; Duval et al., 1998 ; Posamentier et Allen, 1999, dans Catuneanu, 2006). Le log GR montre une évolution verticale vers des milieux peu profonds (et plus sableux) dans le cadre de la stratigraphie séquentielle.

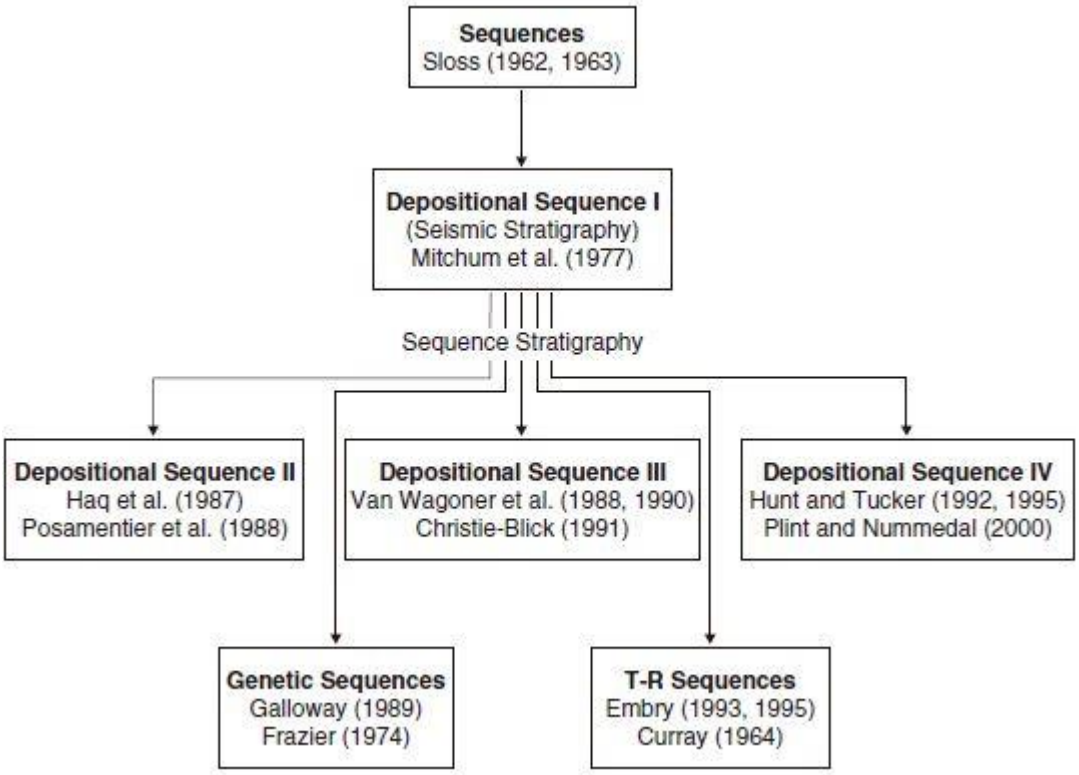


Figure II 4- Organigramme montrant différentes appellations de séquences en stratigraphie séquentielle (Donovan, 2001, modifiée par Catuneanu, 2006). Les modèles de stratigraphie séquentielle diffèrent essentiellement dans la manière de regrouper les séries en paquets ('packages') sédimentaires et ces paquets en séquences, c'est à dire en fonction de la position où sont pointées les limites de séquences dans l'enregistrement sédimentaire.

L'analyse de la séquence sismique introduite par le mémoire AAPG 26 (**Payton, 1977**) a été plus tard reprise par **Jervey (1988**) et **Posamentier et al**. (**1988**). L'élément clé d'une telle analyse est la reconnaissance de séquences distinguées sismiquement, bordées par des surfaces chrono-stratigraphiques d'érosion, de non-dépôt ou leur surfaces corrélatives (voir détail au paragraphe II-3). Les travaux de recherche du groupe Exxon durant les années 1970 et 1980 ont abouti à la publication de la charte de cycle d'Exxon (**Vail et al., 1977b; Haq et al., 1987, 1988**) qui enregistre les fluctuations du niveau de la mer durant l'ère phanérozoïque à l'échelle globale. **Vail et al.** (**1977**, modifiée par **Veeken, 2007**) ont établi aussi la charte eustatique de l'ère Tertiaire (**Fig. II-5**).

Le rôle de la tectonique *versus* l'eustatisme dans la formation de limites de séquences ou discontinuités est largement débattue (e.g. **Bally, 1982 ; Thorne et Watts, 1984 ; Cloetingh, 1986, Hubbard, 1988, Sloss, 1988**). Comme dans les bassins de Santos, Grand Banks and Beaufort, des limites de méga-séquences peuvent être liées au plissement et aux failles des formations à différents stades d'évolution (**Hubbard, 1988**).

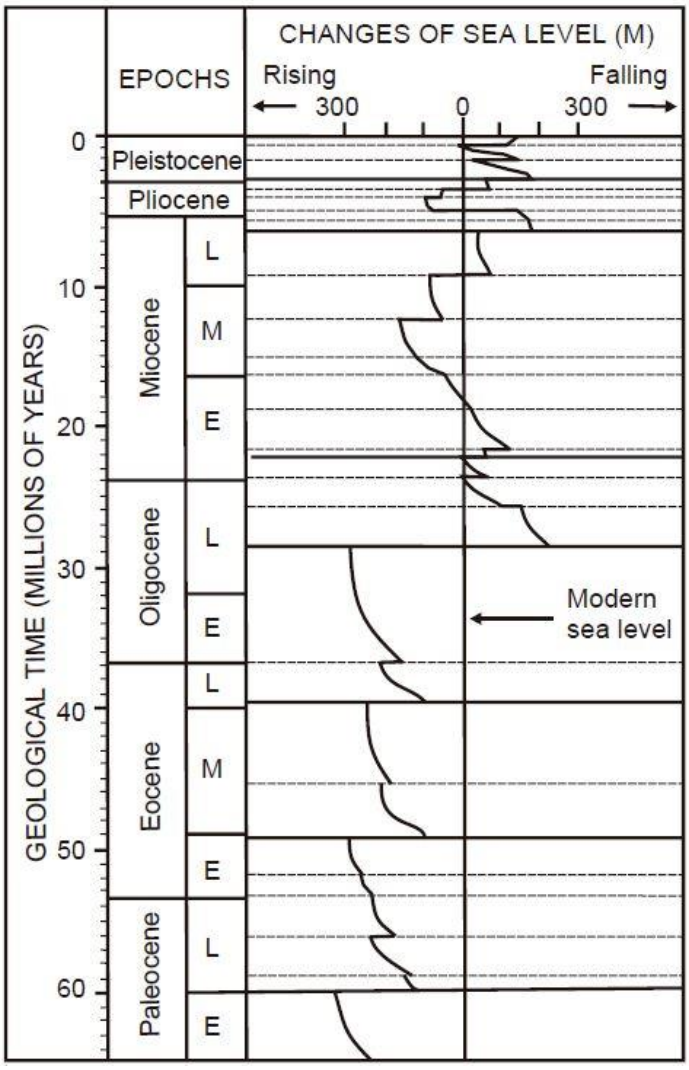


Figure II 5- Charte globale des changements du niveau marin basée sur l'interprétation des onlaps côtiers sur les lignes sismiques (Vail et al., 1977, modifiée par Veeken, 2007).

Des variations temporelles des contraintes tectoniques de quelques centaines de bars dans la lithosphère peuvent expliquer les changements stratigraphiques dans les marges passives et les bassins cratoniques (**Cloetingh, 1986**). Ainsi, un changement de contrainte de 1 kbar aurait produit un changement apparent du niveau marin de + 50 m, et ce phénomène pourrait se produire épisodiquement sur quelques millions d'années (**Williams & Dobb, 1993**).

La **figure II-6** montre différents types de séquences qui ne diffèrent pas vraiment en termes de concepts mais beaucoup plus en termes de terminologie. Ce qui diffère ici est essentiellement la position des limites de séquences, spécialement la partie conforme des discontinuités sédimentaires (''conformable limit''). Au-delà de ces différences, tous les modèles se rapprochent par le fait que la subdivision en séquences est liée à la même courbe de référence des changements eustatiques, et sont donc équivalents conceptuellement. Il existe des détails concernant la définition des cortèges sédimentaires en fonction de la variation du niveau marin de base, comme par exemple le cas du cortège de bas niveau marin ou LST. Il est divisé parfois en deux séquences, LST et FSST (falling stage system tract). L'équivalent de ''FSST'' est appelé dans le modèle de séquence III ''Late HST'' ou cortège sédimentaire de haut niveau marin tardif. En termes d'évolution séquentielle en T/R (transgression/ régression), le niveau régressif indique à la fois le cortège de haut niveau et celui de bas

niveau, alors que la séquence transgressive est l'équivalent du cortège transgressif (TST) uniquement.

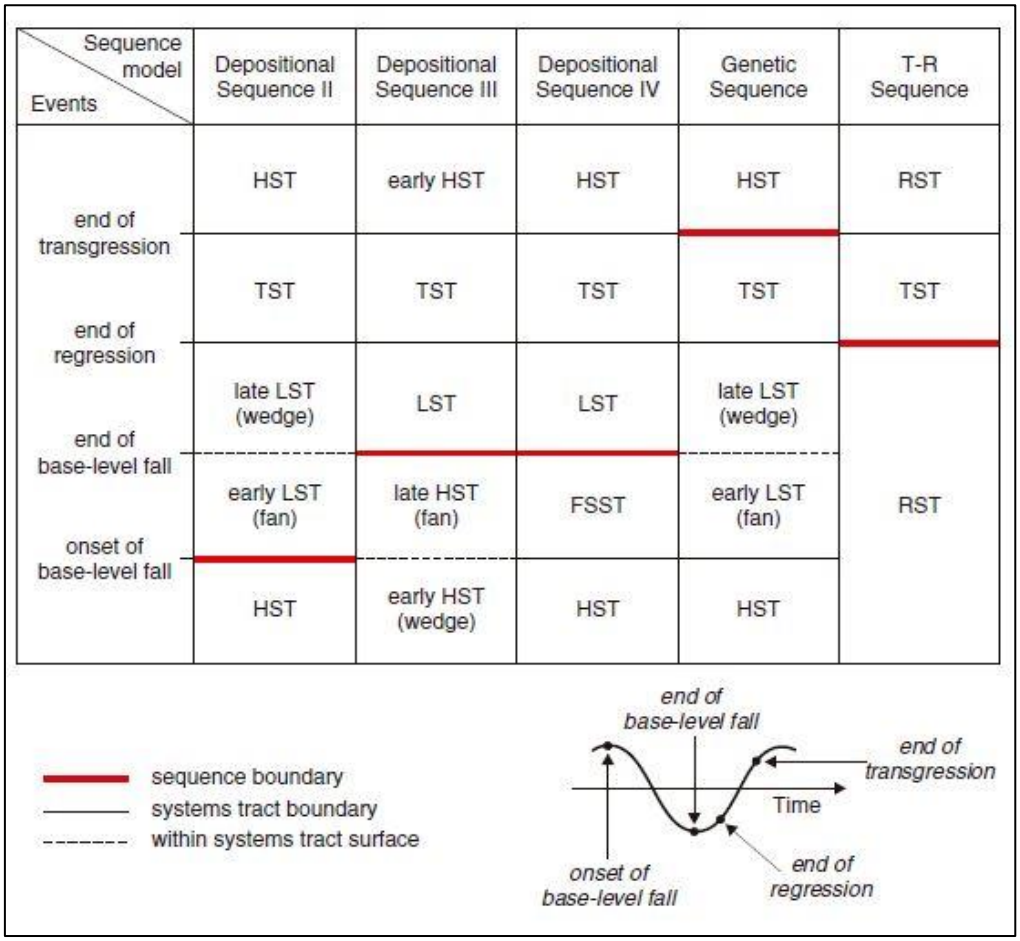


*Figure II 6- Agencement des cortèges sédimentaires (system tracts) et des limites de séquences pour les modèles de séquence utilisés (Catuneanu, 2002, modifié par le même auteur en 2006). La portion de la discontinuité conforme de la séquence est considéré être formée durant la première phase de la chute du niveau marin (Posamentier et al., 1988). Elle a été par la suite révisée, correspondant au maximum de la chute du niveau marin (Posamentier et al., 1992). En plus de ces modèles classiques, d'autres modèles hybrides sont aussi utilisés, comme l'approche reconnaissant les quatre ''system tracts'' dans la séquence IV, mais avec la limite de séquence qui est conforme avec la séquence de dépôt II (**Veeken, 2007** et les références qui y sont citées).*

Les cortèges de bas niveau marin (LST), les cortèges formés durant la régression forcée (''falling stage system tract'' ou FSST) ainsi que le cortège de haut niveau marin (HST) correspondent à l'ensemble des séquences régressives, tandis que le niveau transgressif (TST) correspond aux séquences transgressives (**Fig. II-7**).

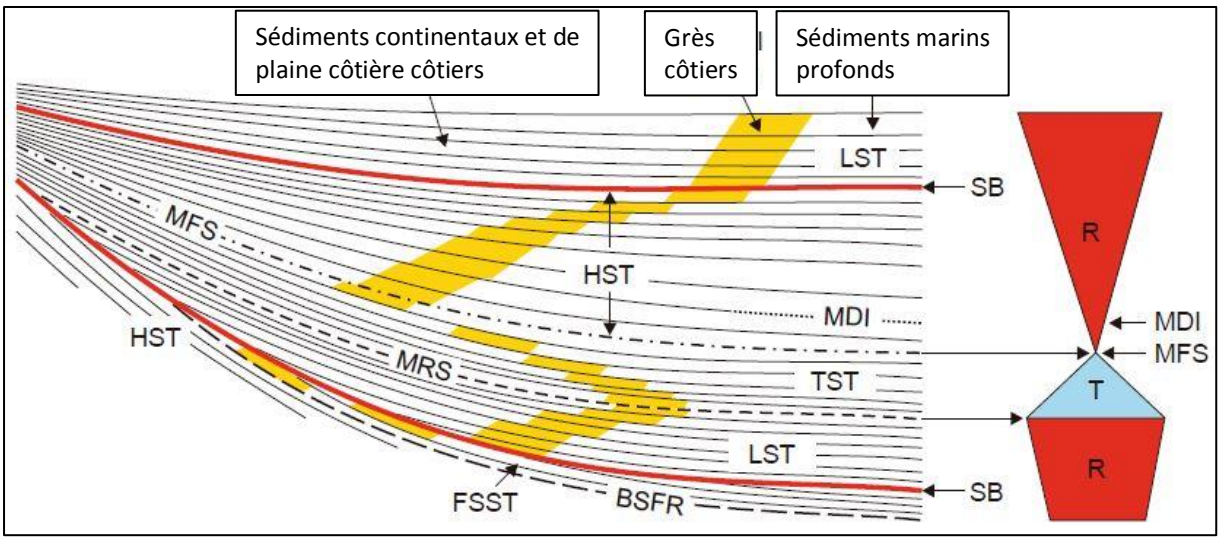


Figure II 7- - Modèle de stratigraphie séquentielle pour une méga-séquence (''ramp'') de faible gradient dans un bassin intracratonique (Duringer, 2003, modifié par Catuneanu, 2006). Le maximum de dépôt réside dans le HST dont le taux de sédimentation est élevé grâce aux grands apports sédimentaires et au grand espace d'accommodation. En termes d'évolution T/R les séquences régressives correspondent aux FSST, LST et HST, alors que le TST traduit une séquence transgressive.

II-2-3- Stratigraphie sismique

La première phase dans une étude de stratigraphie sismique d'un bassin est de délimiter des unités génétiquement liées, appelées séquences de dépôt (**Mitchum et al., 1977**). Les séquences sismiques, séparées par des lignes-temps après avoir été identifiées sur sections sismiques, sont présentées sous forme de coupe-temps (twt) où l'on peut observer les évènements sédimentaires et d'érosion dans l'espace (**Fig. II-8a**). Cette architecture stratigraphique peut être représentée en termes d'évolution spatio-temporelle sur une charte chrono-stratigraphique (**Fig. II-8b**).

Ces séquences sont d'une importance régionale et sont par la suite subdivisées en « system tracts » ou cortèges sédimentaires (**Van Wagoner et al., 1987**). Ces derniers sont identifiés en se basant sur l'existence de discordances ou de discontinuités et leurs limites conformes latérales équivalentes (**Armentrout et Perkins, 1991**). Une séquence de dépôt est composée d'une succession de cortèges sédimentaires (**Veeken, 2007**).

En termes d'observation sismique, il existe quatre groupes majeurs de réflecteurs sur les sections sismiques, en l'occurrence les réflecteurs sédimentaires représentant des surfaces de bancs, les discontinuités ou discordances, les artéfacts comme les diffractions, multiples, etc. et les réflecteurs non-sédimentaires, comme les failles et les contacts de fluides (**Veeken, 2007**).

a- La résolution sismique

Les limitations géophysiques des données sismiques doivent être considérées avant toute interprétation. Les coupes sismiques représentent la réponse de la Terre aux ondes sismiques. Comme la plupart des réflexions ont une composante d'interférence entre structures

physiques, il n'y a pas de correspondance directe entre les évènements sismiques et les interfaces dans la Terre (**Sheriff, 1977, in Williams & Dobb, 1993**). La signification stratigraphique des données sismiques n'est évidente que lorsqu'elles sont calées aux données de puits (**Williams & Dobb, 1993**).

La résolution sismique est le facteur qui limite la précision des informations de type stratigraphique et structural qui peuvent être extraites des coupes sismiques. La limite de résolution verticale dans les données sismiques est équivalente à un quart de la longueur d'onde dominante. Un réflecteur avec une vitesse V et une ondelette avec une fréquence dominante f déterminent ainsi une résolution verticale égale à V/4f. Par ailleurs, la résolution sismique diminue avec la profondeur en raison de l'atténuation des hautes fréquences. De plus, la distinction entre réflecteurs dans des séquences condensées nécessite une haute résolution afin de permettre une interprétation en termes de stratigraphie (**Williams & Dobb, 1993**).

On distingue en général plusieurs types de résolution :

- Sismique conventionnelle (type pétrolière) (à l'échelle de la marge)
- Sismique Haute Résolution (type pétrolière récente) (à l'échelle de l'affleurement)
- Sismique Très Haute Résolution (à l'échelle d'un corps sédimentaire)

b- Limites de séquences (Cartwright et al., 1993)

Les limites de séquence sont définis par Exxon comme des surfaces discrètes corrélables sur de grandes surfaces et qui représentent, sur une partie de la surface du bassin, des surfaces de discontinuité (**Mitchum et al., 1977 ; Posamentier & Vail, 1988**). Pour différencier entre la discontinuité locale et la vraie limite de séquence (régionale), **Mitchum et al. (1977)** recommandent que la vraie surface de discontinuité d'une strate soit corrélée à travers une grille sismique dans le but d'établir une extension régionale de cette surface. A grande échelle (des dizaines de kilomètres voire plus), une corrélation régionale de la discontinuité est le seul moyen objectif de séparer les véritables limites de séquences des limites de discontinuités secondaires et locales.

c- Discordances

Les discordances sont les surfaces d'érosion et/ou de non-dépôt qui constituent des hiatus de temps dans le processus géologique (**Dunbar et Rodgers, 1957**). Les discordances ou discontinuités génèrent des réflexions car elles séparent des couches à propriétés pétrophysiques et lithologiques différentes, ayant donc différentes caractéristiques en termes de contraste d'impédance (**Veeken, 2007**). Par conséquent, la strate limitée par deux discordances forme l'unité chrono-stratigraphique. Les réflexions générées par des discordances représentent les hiatus dans la géologie sédimentaire et sont normalement diachrones. Souvent, la réflectivité d'une discontinuité ou discordance varie latéralement à cause des changements de faciès (**Veeken, 2007**). Cependant, certaines discordances ne sont pas réflectives.

Les discordances se présentent sous forme de troncature d'érosion (discordance angulaire, **Fig. II-8a**), en *toplaps* dans le cas d'une érosion d'un cortège sédimentaire de progradation en milieu de plateforme (**Fig. II-8b**). Ces discontinuités évoluent dans le bassin profond vers des concordances (**Fig. II-8c**), représentant parfois des hiatus sédimentaires.

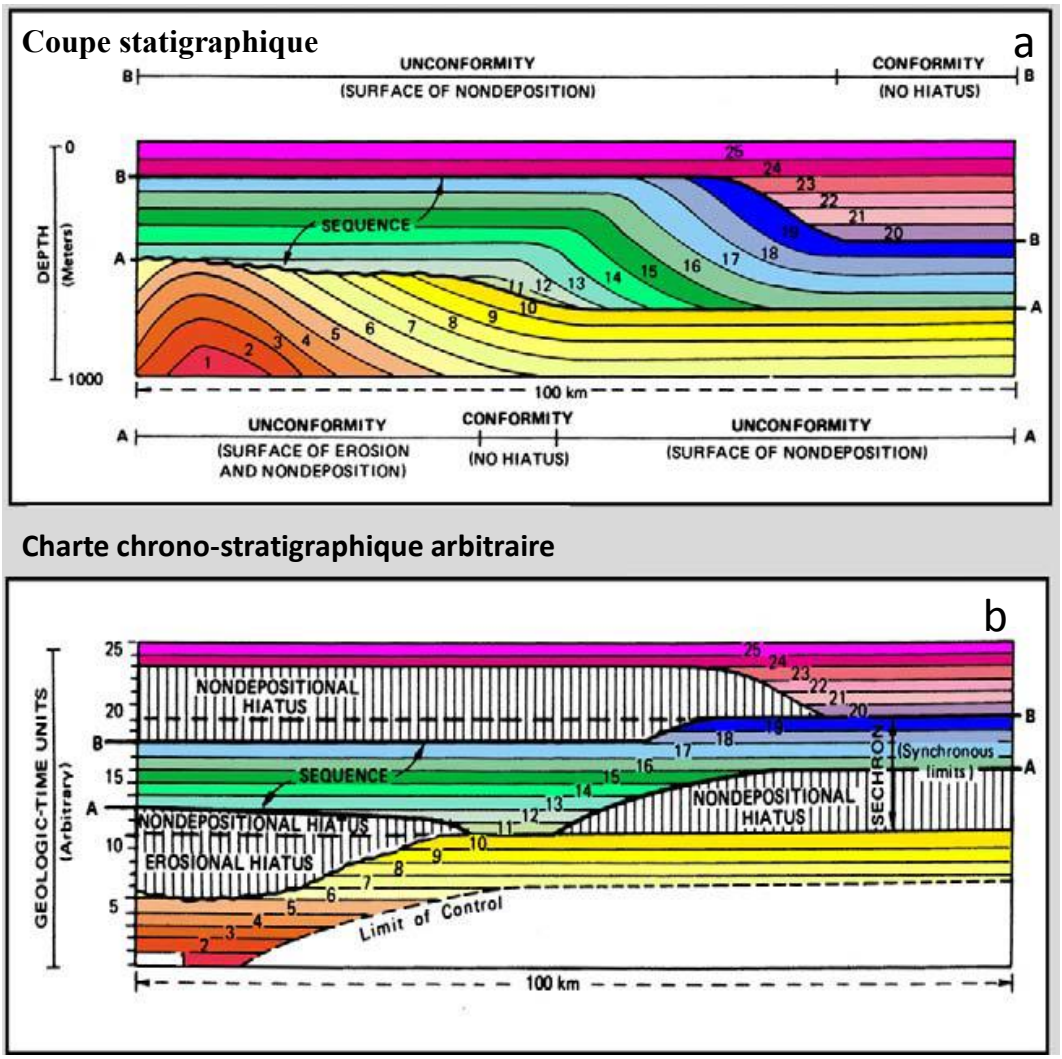


Figure II 8- (a) séquences de dépôts limités par des discontinuités (discordance ou conformité) sédimentaires interprétées à partir d'une section sismique. (b) Charte chrono-stratigraphique avec une échelle temps arbitraire (Mitchum et al., 1977, in Veeken, 2007).

Les séquences sont supposées s'être déposées durant un cycle complet de changement du niveau eustatique, et les limites de séquence (type 1 et 2) sont considérées comme étant formées durant les temps spécifiques d'une chute accélérée du niveau marin absolu. Ces limites de séquences sont considérées comme régionales, soit à l'échelle du bassin. Les propriétés géométriques et la signification chrono-stratigraphique des limites de séquence sont établies à partir des observations sismiques. Ces observations sont, cependant, dépendantes des limitations liées à la résolution sismique verticale des données sismiques. Comme la stratigraphie sismique évolue progressivement vers un modèle de stratigraphie séquentielle, la limite de séquence a évolué d'une observation sismique à un concept stratigraphique plus général, appliqué largement dans les études de terrain et les puits (**Weimer, 1984 ; Van Wagoner et al., 1990,** in **Williams & Dobb, 1993**) (voir s/chapitre II-4).

Le passage du domaine sismique au domaine de terrain (aérien) est une translation d'un milieu qui permet une imagerie 2D de l'architecture stratigraphique dans l'espace mais sans informations lithologiques (absence de puits) (**Biddle et al., 1992**) à un milieu où le détail est immédiatement observable et qualifiable en terme de lithologie (souvent à haute résolution)

mais avec des restrictions en termes de continuité des affleurements ou corrélation des puits, d'où la nécessité de combiner les deux approches. De ce fait, ce passage est souvent relativement difficile à établir et nécessite des allers et retours fréquents tout en comportant des limitations et en supposant une certaine prise de risque dans l'interprétation.

d - Configurations sismiques

Les réflecteurs à caractère sédimentaire

L'un des concepts de base en stratigraphie sismique est que les réflecteurs sédimentaires peuvent être considérés comme des lignes-temps (**Veeken, 2007**). Ce concept de ligne-temps signifie que les réflecteurs sismiques tendent à traverser latéralement différents environnements de dépôt et peuvent donc incorporer plusieurs lithofaciès. Ainsi, un clinoforme traduit une évolution d'un milieu de plateforme interne à prédominance sableuse (proche de la source d'apport), au talus continental à prédominance argileuse (loin de la source d'apport donc riche en fractions fines) et se terminant par un milieu distal (environnement très profond) avec dépôt d'argiles franches (très loin de la source d'apport) (**Veeken, 2007**) (**Fig. II-9**).

Le milieu de plateforme est caractérisé par une bathymétrie pouvant atteindre 200 m. La plateforme interne comprend la zone côtière et la transition vers le milieu marin franc, alors que la plateforme externe est purement marine avec une bathymétrie allant de 50 à 200 m. Au-delà de 200 m, c'est un milieu bathyal, constituant le domaine de la pente continentale et la plaine abyssale (**Veeken, 2007**).

Onlaps sur surfaces discrètes

L'existence d'un *onlap* est liée à la présence d'une pente sur laquelle les couches ultérieures vont se biseauter. Une pente raide peut être formée d'un compartiment de failles de socle ou bien les bords érodés de bancs de carbonates. La dureté du matériel formant la pente raide assure la continuité de cette pente, permettant ainsi un *onlapping* continu. Sur les pentes instables comme dans le cas de *slumps* ou de masses glissées, les *onlaps* peuvent alterner avec des pentes discontinues liées à ce contexte d'instabilité (**Fig. II-9**) (**Carwright et al., 1993**). Dans le cas d'une pente très douce, des *onlaps* de faible degré sont attendus, par exemple en milieu de lagon lors d'une élévation du niveau marin (**Fig. II-10a**) (**Carwright et al., 1993**). Les gradients dans les plaines alluviales, les plaines côtières et la plateforme de beaucoup de marges continentales sont typiquement inférieures à 1°.

Les *onlaps* sur une surface inclinée régionalement se caractérisent par des biseautages à l'approche de point de rupture de pente continentale. Les biseaux peuvent d'être d'origine sédimentaire comme dans le cas de cônes sous-marins (turbidites : basin floor fan) ou peuvent être d'origine tectono-sédimentaire, comme dans le cas d'un dépôt pélagique sur une pente trop raide ne permettant pas de retenir le drapping pélagique, causant donc une sorte de slumpings et une forme d'*onlap* sur la surface de la pente (**Williams & Dobb, 1993**) (**Figure II-9**). La condition critique pour avoir des *onlaps* est de ne pas avoir un dépôt contemporain en haut de pente. Un autre point à noter est que tous les onlaps ne permettent pas d'identifier directement des transgressions. Il faut détenir des indications sur les environnements de dépôt

ou l'architecture générale de la marge (position de la côte en particulier : c'est pour cela que l'on parle en stratigraphie séquentielle d'*onlaps* côtiers).

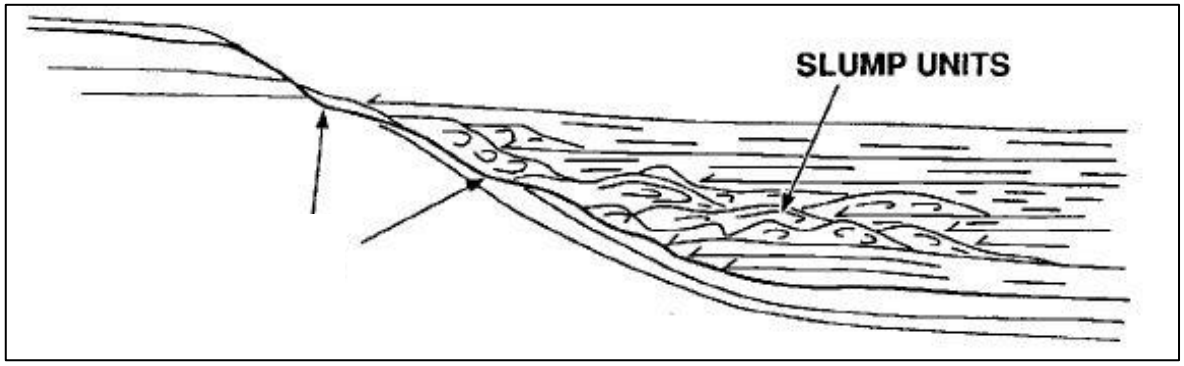


Figure II 9- Echec d'un onlap sur la pente continentale suite aux glissements de masse, empêchant ainsi l'expression chrono-stratigraphiques de la surface de contact, (Catuneanu, 2003).

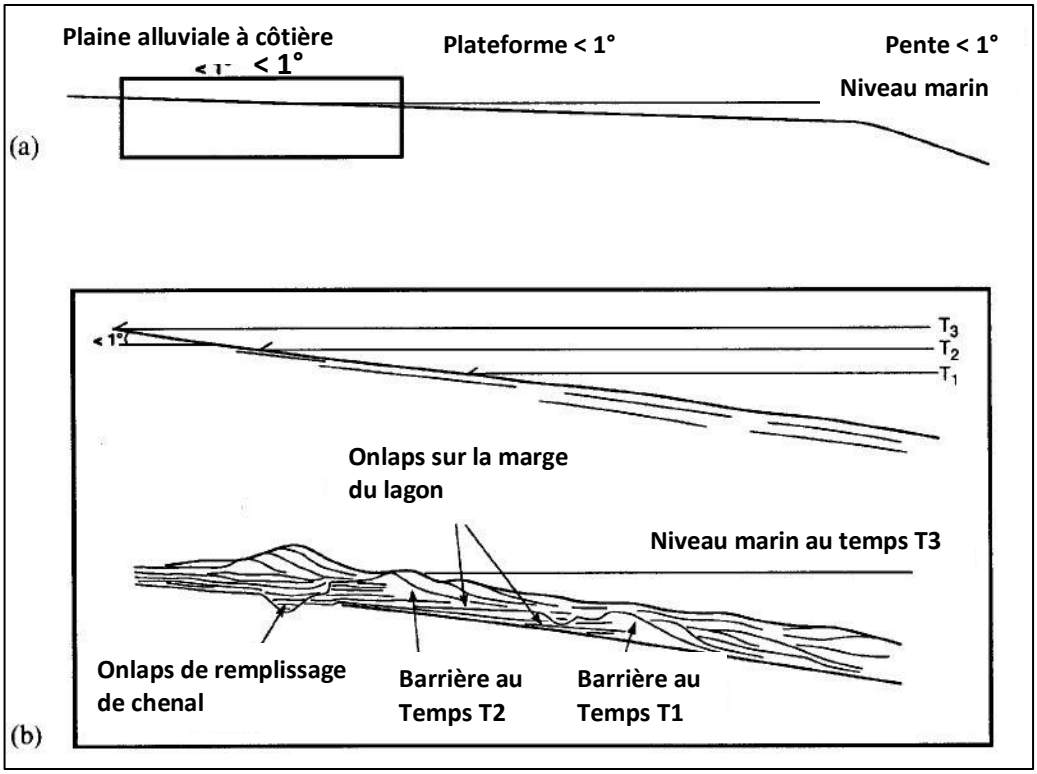


Figure II 10- Onlaps avec faible pendage. (a) Les onlaps à faible pendage sont répandus sur les bordures des bassins. (b) Type d'onlaps survenant dans un milieu lagon/barrière durant la remontée du niveau marin (Catuneanu, 2003).

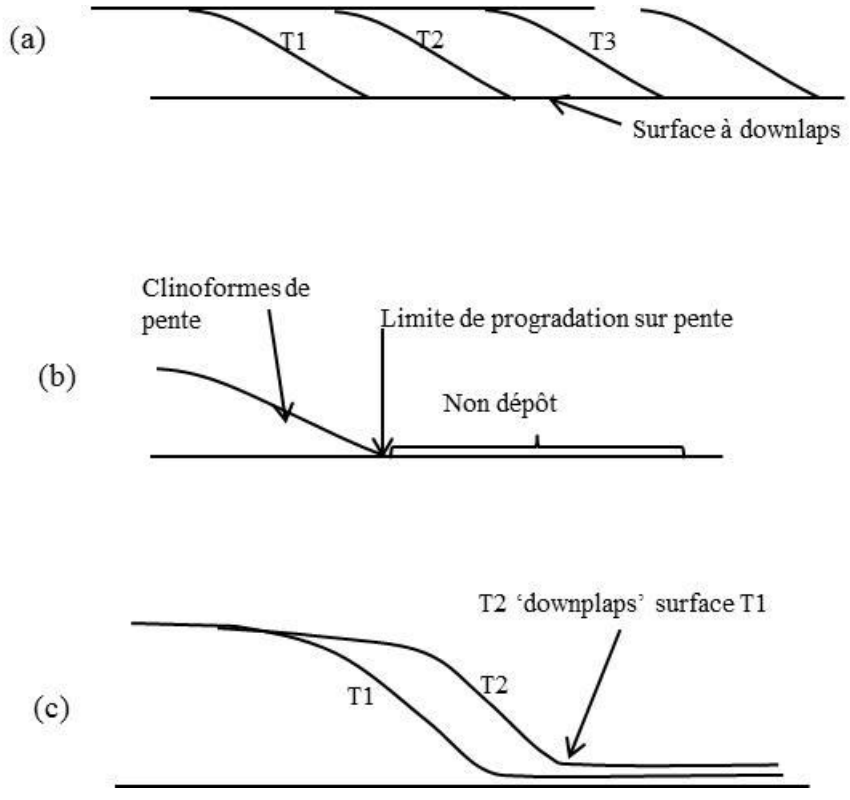
Downlaps

Les surfaces à *downlap* (**Fig. II-11a**) sont les discontinuités les plus faciles à identifier en sismique. Elles font généralement l'objet d'une corrélation et d'une cartographie à l'échelle régionale. Dans le cas d'une pente faible, il est difficile ou même impossible de reconnaître les configurations de progradation et les surfaces à downlaps (ex. progradation de deltas en

milieu de plateforme avec une pente à gradient de 1 : 100) (**Williams & Dobb, 1993**). Les systèmes progradants à grande échelle sont plus faciles à reconnaître. La progradation s'effectue alors vers le milieu profond où les pentes sont raides. Le gradient moyen de la pente continentale sur les marges passives, par exemple, est de l'ordre de 1 : 40 (**Shepard, 1973, in Williams and Dobbs, 1993**).

Pour avoir une vraie surface de progradation en *downlap*, il ne faut pas qu'il y ait de sédiments se déposant simultanément en bout des terminaisons des clinoformes vers le fond du bassin (**Fig. II-11b**), sinon les lignes-temps vont traverser des sédiments contemporains, et non pas un substratum ou surface de dépôt. Dans le cas d'une sédimentation simultanée sous les terminaisons des clinoformes (**Fig. II-11c**), en aval du bassin, sur sismique, la surface des *downlaps* va être juste apparente (**Fig. II-11d**), car la résolution sismique ne permet pas de le faire apparaître pour de faibles épaisseurs de sédiment (**Williams & Dobb, 1993**).

Les *downlaps* sismiques n'indiquent pas toujours une vraie limite de séquence pouvant faire l'objet d'un évènement stratigraphique. En sismique à moyenne résolution, ils se présentent en réalité sous forme d'une superposition de mini-couches au lieu d'une seule surface discrète. Les surfaces de downlap sismique forment rarement une surface chronostratigraphique (**Williams & Dobb, 1993**). La reconnaissance d'un *downlap* sismique doit être considérée avec précaution durant la construction des modèles servant à compléter les corrélations de logs (puits). Cependant, la base des premiers *downlaps* correspond à la surface de Maximum Flooding (MFS) qui est, elle, synchrone.



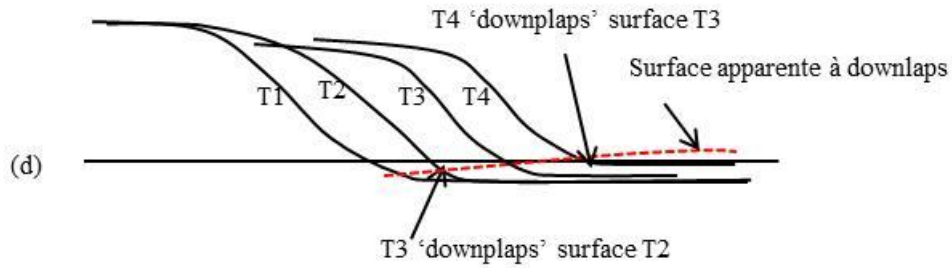


Figure II 11- Conditions stratigraphiques nécessaires pour développer une surface discrète à downlaps. (a, b) La vraie surface à downlaps peut avoir lieu s'il n'y a pas de sédiments à l'approche des terminaisons des clinoformes durant la progradation. (c) s'il y a présence simultanée des sédiments à l'avant des clinoforme progradants, le résultat va être un downlap asymptotique, les clinoformes se terminant alors par des downlaps à surfaces successives de plus en plus jeunes vers le bassin. (d) Une surface apparente à downlaps peut être observée sur une sismique de basse résolution (ligne en pointées), mais elle traverse réellement des surfaces de strates et des lignes-temps.

Top laps

Le top lap est la configuration géométrique définie par **Mitchum et al. (1977**) comme une terminaison au sommet d'une séquence de dépôt (**Fig. II-12 a, b**). Le terme est couramment utilisé dans le contexte de stratigraphie sismique, particulièrement dans les surfaces supérieures des strates et au toit des prismes de progradation, mais la définition n'est pas uniquement attribuée aux observations sismiques. Ces terminaisons peuvent parfois devenir asymptotiques vers le toit de la strate ou de la séquence (**Mitchum et al., 1977**). Sur les sections sismiques à basse ou moyenne résolution ces réflecteurs se terminent en vrais top laps à fort angle contre le toit de la séquence, ce qui n'est pas réel, car il peut y avoir une séquence aggradante intermédiaire entre ces terminaisons et le toit apparent. Comme dans le cas des downplaps, cette configuration montre l'existence d'une discontinuité chrono-stratigraphique (**Williams & Dobb, 1993**).

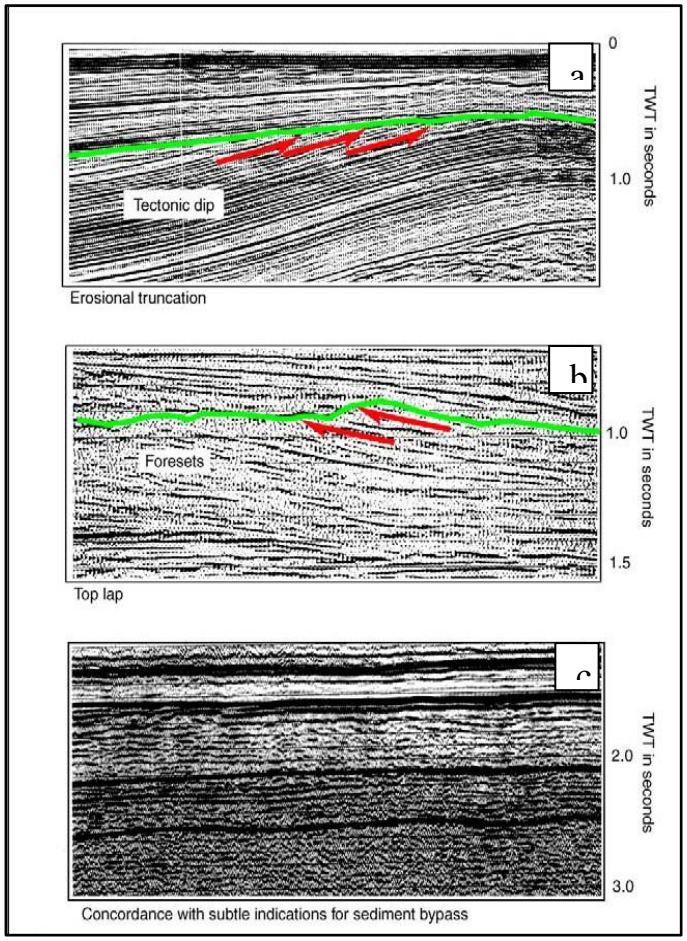


Figure II 12- Interprétation des terminaisons de réflexions (flèches rouges) en toplap dans le but de définir la position des discordances (lignes vertes). La discordance représente un hiatus sédimentaire. Si elle a une signification régionale, elle est considérée comme étant une limite de séquence de dépôt. La 3eme section présente des concordances sans contact angulaire.

e- Faciès sismique

L'identification des unités sismiques par faciès sismique est basée sur (**Fig. II-14**):

- La configuration des réflexions,
- La continuité,
- L'amplitude
- La fréquence.

L'un des objectifs d'une étude de stratigraphie sismique est d'interpréter les unités à faciès sismique en termes d'environnement de dépôt et de prédire la distribution du litho-faciès (**Veeken, 2007**).

Les caractéristiques suivantes sont importantes:

- L'organisation interne des réflecteurs,
- La relation avec la limite de séquence,
- La géométrie externe,
- La relation avec la variation latérale de faciès.

La configuration interne des réflecteurs (Veeken, 2007)

Plusieurs configurations de réflecteurs peuvent être reconnues. Chacune d'elle est interprétée en termes d'environnement de dépôt et de distribution de litho-faciès. Les géométries suivantes sont distinguées (**Fig. II-14**):

- **Configuration parallèle à subparallèle**, **ou ondulée** ('wavy') : indique une sédimentation uniforme, la géométrie parallèle se développe à la fois dans un milieu profond et peu profond. Elle est utilisée pour décrire les rides de courant, une stratification entrecroisée, les barres progradantes et dunes, les complexes deltaïques et les corps progradants sur la plateforme et le talus.
- **Divergente** : cette géométrie traduit une variation d'épaisseur rapide, traduisant une variation dans la subsidence et/ou le taux de sédimentation. Par exemple, dans un sédiment syn-rift.
- **Clinoformes (Fig. II-15 et photo n° II-1)**: ils existent dans un cortège de progradation en environnement de plate-forme-pente continentale (ex. front du delta, **photo n° II-1**),

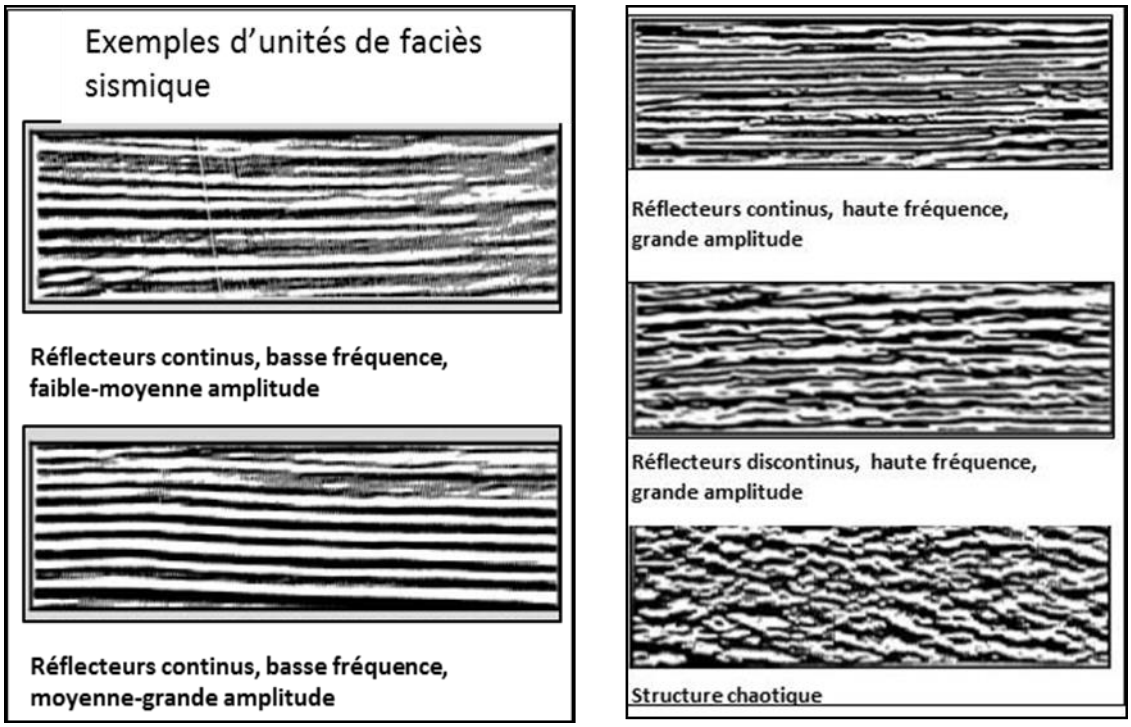


Figure II 13- L'expression de certains faciès sismiques se base sur l'amplitude, la fréquence, la continuité des réflecteurs et la géométrie des réflecteurs.

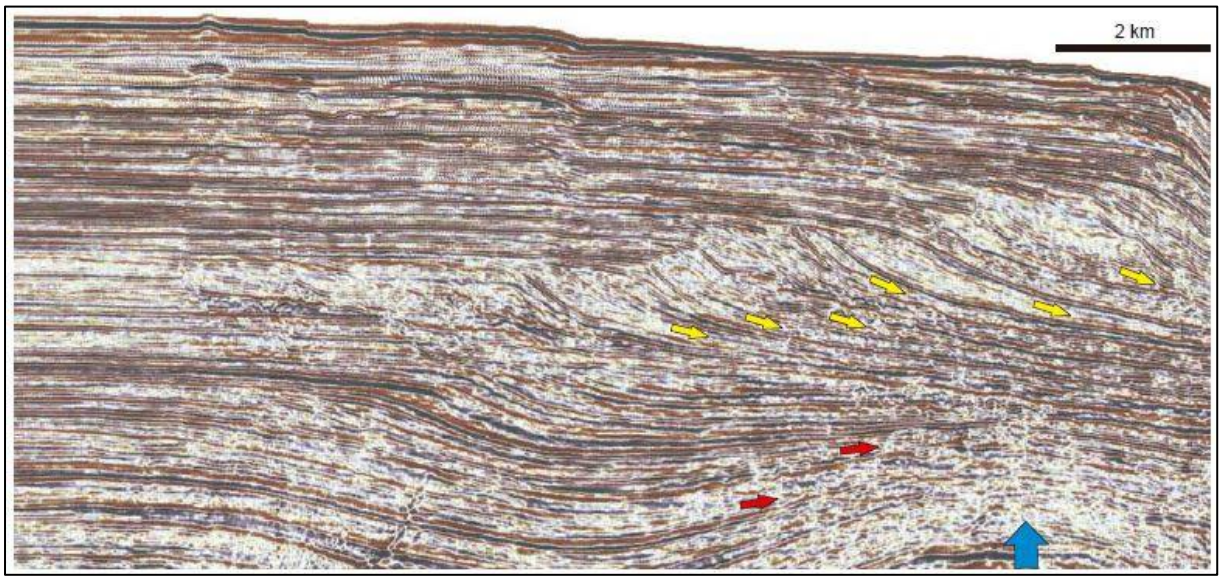


Figure II 14- Transect sismique montrant une progradation d'une marge continentale divergente (Catuneanu, 2003). La position du bord de plateforme peut être facilement observée (grâce à l'offlap break ou point d'inflexion des clinoformes, c'est à dire le passage entre les topsets et les et les foresets) à des incréments de temps (''time slices'') consécutifs. Ces clinoformes indiquent directement les environnements de dépôt avec un haut degré de confiance. Le système fluvial à marin peu profond se localise dans la plateforme continentale (vers le continent), alors que les systèmes de dépôt profonds sont sur le talus et la plaine abyssale. La progradation des clinoformes en direction du bassin profond est indiquée par les flêches jaunes, mais à cause du diapir du sel (flêche bleu,) les terminaisons des downlaps peuvent être confondues avec les onlaps (flêches rouges).

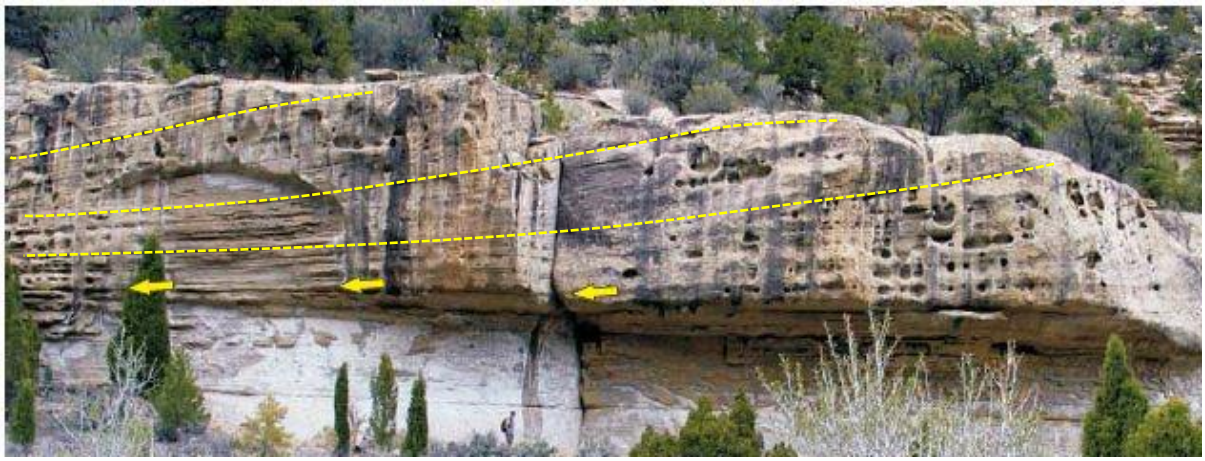


*Photo n° II-1- Front d'un delta de type Gilbert progradant vers la gauche (''Panther Tongue'', Utah). Les downlaps des clinoformes du front de delta se mettent en place sur un paléo-fond marin (**Catuneanu, 2006**).*

- ''**Shingled**'' ou bien stratification oblique de faible angle dont les réflecteurs n'atteignent pas les limites du banc. Ce faciès est interprété soit comme une progradation dans un environnement marin peu profond à haute énergie, soit comme étant une progradation en milieu marin profond. En milieu marin profond, ce type de structure peut indiquer des glissements en masse. Il peut indiquer aussi une accrétion dans des cônes sous-marins ou des

contourites (‘’contour current mounds’’). Il n’a pas de signification claire en termes de bathymétrie. Le mécanisme de dépôt est le glissement de masses sédimentaires, la traction et la suspension.

- ‘’**Hummocky**’’, configuration apparaissant comme une organisation à rides de courant. Ce sont des réflexions discontinues avec des amplitudes variables. Cette configuration indique la présence d’une géométrie de creusement et de remplissage (chenaux ?) et/ou une stratification déformée à ondulée. La déformation des stratifications est dûe à l’échappement des fluides durant l’enfouissement et la compaction précoces. La plupart du temps, la forme en creusement/ remplissage est interprétée comme étant des dépôts de chenaux.
- **‘’Chaotic ‘’** : les configurations de réflexions chaotiques sont composées de réflecteurs discordants discontinus d’amplitudes et fréquences variables. Le caractère discontinu signifie une organisation interne désordonnée du dépôt. Ceci peut indiquer :
  - Un remplissage de chenaux dans un cône sous-marin proximal,
  - Des dépôts de slumps sur le talus,
  - Des olistostromes,
  - Des argiles en surpression,
  - Des roches volcaniques ou plutoniques relativement homogènes,
  - Un dépôt mobile du sel.

- **Réflexion libre ou transparente** : coïncide avec les zones où le contraste d’impédance est faible ou inexistant. Ceci implique une lithologie homogène, qui peut-être une épaisse série d’argile, calcaires, grès, construction récifale, et même des corps volcaniques. Des dépôts tectonisés ou diapirs peuvent montrer aussi un tel faciès.

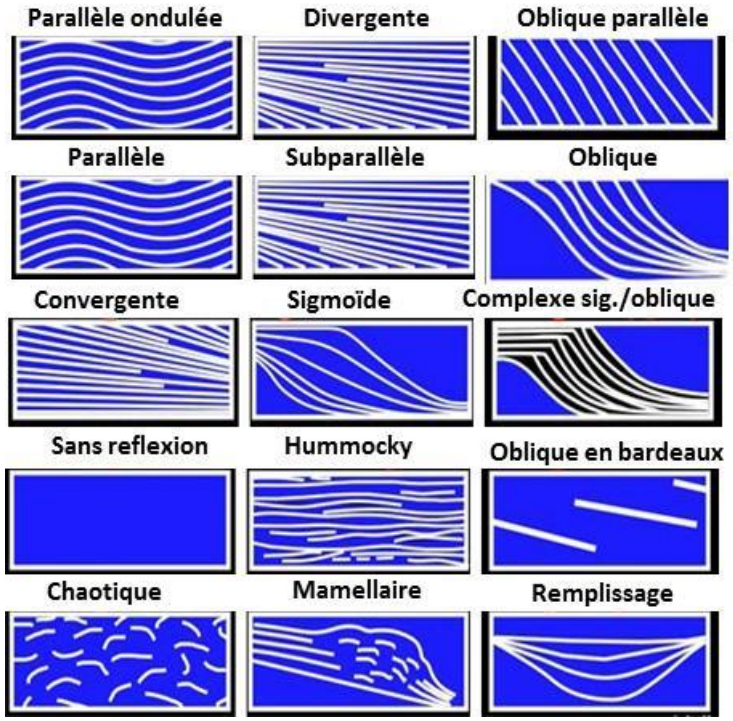


Figure II 15- différents types de configurations des réflexions sismiques et leur interprétation (Mitchum et al., 1977, in Veeken, 2007).

II-2-4- Stratigraphie séquentielle sur affleurements et puits

La valeur de la stratigraphie séquentielle est dans son utilisation pratique dans la subdivision, classification et les termes doivent avoir une signification pratique. D'où, n'importe quelle définition et termes doivent avoir une application pratique (rapport d'IWGSS).
Il existe deux environnements où des difficultés peuvent surgir quant à l'application de la stratigraphie sismique en termes de définition de type de séquence ou de limite de séquence, l'environnement continental (alluvial et fluviatile) et marin profond. Dans le premier cas, les différents types de limites de séquence (regressive, transgressive,…) peuvent se confondre par érosion successive et dans le second cas la fluctuation du niveau marin peut ne pas avoir d'effet et ça donne plutô des surfaces de conformité qui n'explique pas vraiment la dynamique sédimentaire permettant la classification en cortèges sédimentaires (séquence de 3^{eme} ordre). Le même type de surfaces, régressive ou transgressive par exemple peuvent être liées à des évènements sédimentaires différents tels que la régression forcée ou la régression aboutissant à un cortège de plus bas-niveau marin (explication documentée à partir du rapport de IWGSS). Bien que les premiers concepts de la stratigraphie séquentielle classent les dicontinuités ou ''sequence boundaries'' en type I et type II, actuellement la classification en type de séquence ou de type de surface de séquence dépend des écoles et le plus important est de lier chaque type de discontinuité (''sequence boundary'') à un évènement sédimentaire en relation avec la fluctuation eustatique, la variation tectonique et l'intensité des apports sédimentaires. Les définitions utilisées ci-dessous sont décrites à partir de **Catuneanu** (**2006**).

a- Type de surfaces ou discordances

a1. Discordance sub-aérienne

Une discordance subaérienne est une surface d'érosion ou de non-dépôt créée généralement durant la chute du niveau marin par des processus d'érosion tels que les incisions de fleuves, l'érosion par le vent, le non-dépôt ou la pédogénèse. Elle s'étend graduellement vers le bassin durant la régression forcée de la ligne de côte qui atteint son extension maximale à la fin de la régression (**Helland-Hansen et Martinsen, 1996, in Catuneanu 2006**). Elle correspond au plus grand hiatus enregistré dans la roche sédimentaire et sépare des strates génétiquement différentes marquant un déplacement abrupt vers le bassin de la ligne de côte et de faciès (**Fig. II-16**). Une chute importante du niveau marin au-delà de la ligne de plate-forme ou ''shelf break''par exemple, résulte en la formation d'incisions de vallées et d'érosion fluviatile (e.g. **Posamentier, 2001 ; in Catuneanu 2006**). La discordance sub-aérienne peut être placée au toit d'un système de dépôt quelconque (fluviatile, côtier ou marin), mais elle est toujours surmontée par des dépôts non-marins (**Figs. II-16 et II-17**). Les dépôts sous-jacents à la discordance peuvent être soit en régression normale soit en régression forcée.
Les sédiments fluviatiles déposés au-dessus peuvent être liés à une régression normale ou à une transgression. Les discordances subaériennes peuvent être masquées ou confondues et effacées avec des discordances plus jeunes, telles que les surfaces de ravinement de transgression **(Catuneanu 2006**), sur lesquelles se déposent des dépôts transgressifs marins.

a2. Discontinuité corrélative (‘’corrélative conformité’’)

Elle se forme dans l’environnement marin à la fin de la chute du niveau marin sur la ligne de côte (‘’shoreline’’) (**Hunt et Tucker, 1992**; **Fig. II-17**). Elle fait suite à la discordance subarienne à partir de la ligne de côte relative à la plus grande chute du niveau marin. Elle sépare les dépôts de régression forcée au-dessous des dépôts de bas niveau associés à la régression normale, au-dessus. Si elle est associée à un clinoforme, elle se termine en *downlap* sur la série sous-jacente (**Fig. II-17**).

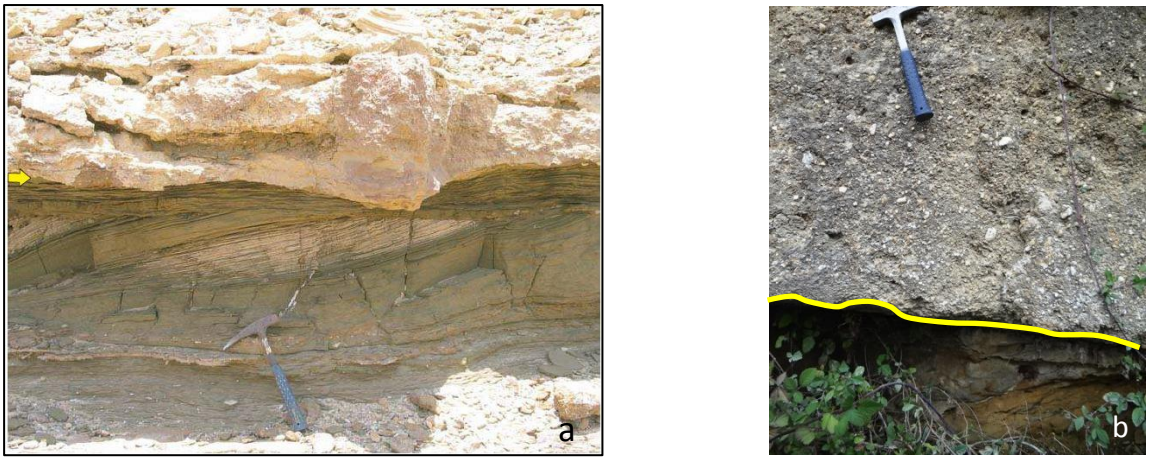


Figure II 16- (a) Photo d’un affleurement d’une discordance subaérienne (flèche jaune), séparant au-dessous un dépôt marin à Swaley stratified shoreface et le dépôt de dessus, type fluviatile (formation de Bahariya, Western désert, Egypt) (Catuneanu, 2006). La discordan ce marque une vallée d’incision fluviale ou ‘’incised valley’’. (b) Exemple de discordances subaérienne (en jaune), marquée par l’érosion des grès marins par des chenaux fluviatiles oligo-miocènes. Oued Z’hor (à l’Ouest de Collo).

La discontinuité corrélable ou ‘’correlative conformity’’ a été définie par **Posamentier** (**1988**) et redéfinie par **Posamentier et Allen** (**1999**) comme étant le paléo-fond marin au maximum de la régression forcée. Le fond marin dans les conditions de chute de plus bas niveau, est sujet à des érosions, que ce soit en milieu marin côtier ou profond, dues à la force des vagues sur le talus (ou ‘’shelf’’), à l’instabilité de la rupture de pente et aux écoulements gravitaires dans l’environnement marin profond (**Catuneanu, 2006**). Ces phénomènes rendent la préservation de cette discontinuité très difficile.

Surface de base de la régression forcée (Hunt and Tucker, 1992)

Elle marque la base des sédiments déposés durant la régression. Elle correspond à la ‘’correlative conformity’’ de **Posamentier** (**1988**). Là où elle est préservée, elle est incluse dans la série de dépôts franchement marins, séparant le cortège de régression normale (HST), au-dessous, des strates de régression forcée reposant au-dessus (**Fig. II-18**). Les deux cortèges enregistrent des tendances de progradation, et au sein de ces séries à grano-classement inverse (‘’coarsening upward’’), la surface correspondant au plus bas niveau marin est un clinoforme

qui est en downlap sur la formation préexistante. Cette surface est à son tour surmontée par le clinoforme plus récent du cortège associé à la régression forcée (**Fig. II-17).**

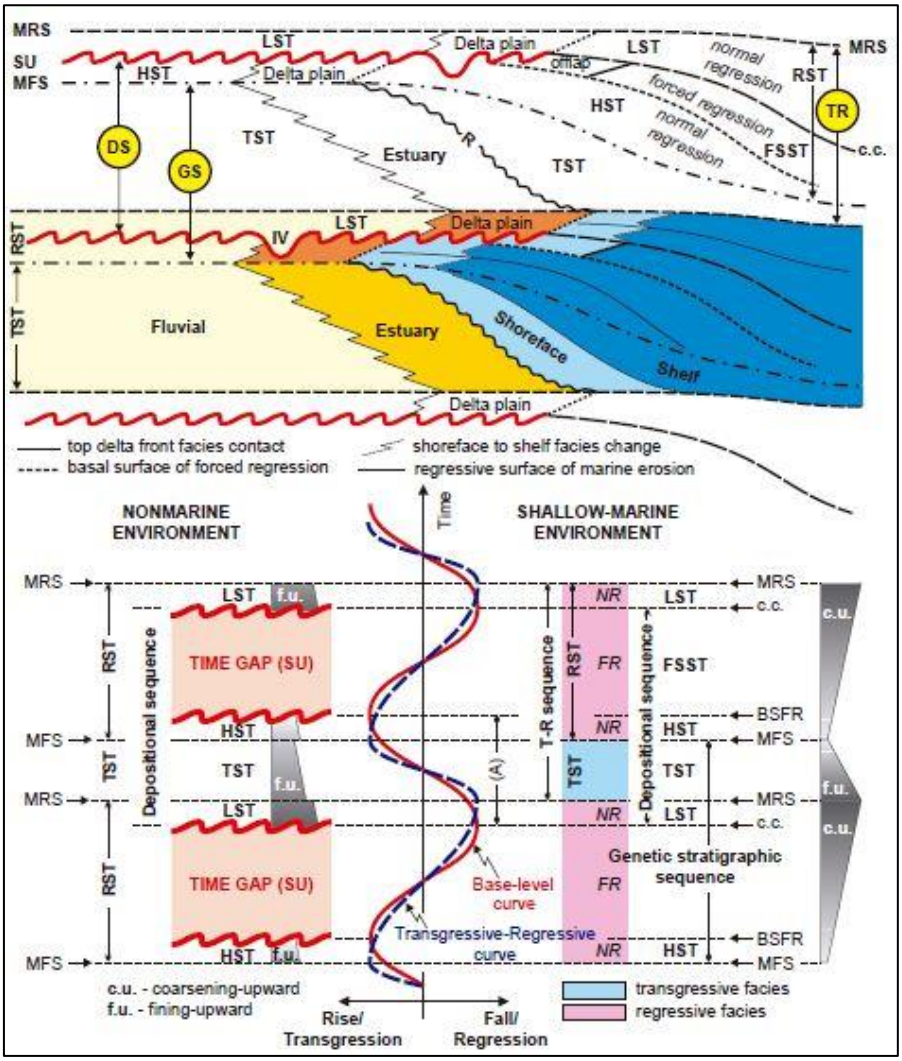


Figure II 17- Séquences, cortèges sédimentaires (''systems tracts''), et surfaces stratigraphiques définies en relation avec les courbes du niveau marin et la transgression- régression (Catuneanu et al., 1998b, modifié). Abbreviations : SU : discordance subaérienne, cc : ''correlative conformity'' ou discontinuité corrélable; BSFR : ''basal surface of forced regression''; MRS : ''maximum regressive surface'' ; MFS : ''maximum flooding surface'' ; R : ''transgressive wave-ravinement surface'' ; IV : ''incised valley'' ; NR : ''normal regression''; FR : ''forced regression'' ; LST : low stand system tract ; TST : transgressive system tract ; HST : high stand system tract ; FSST : falling stage system tract ; RST : regressive system tract; DS: depositional sequence; GS: genetic stratigraphic sequence; TR: transgressive- Regressive sequence.

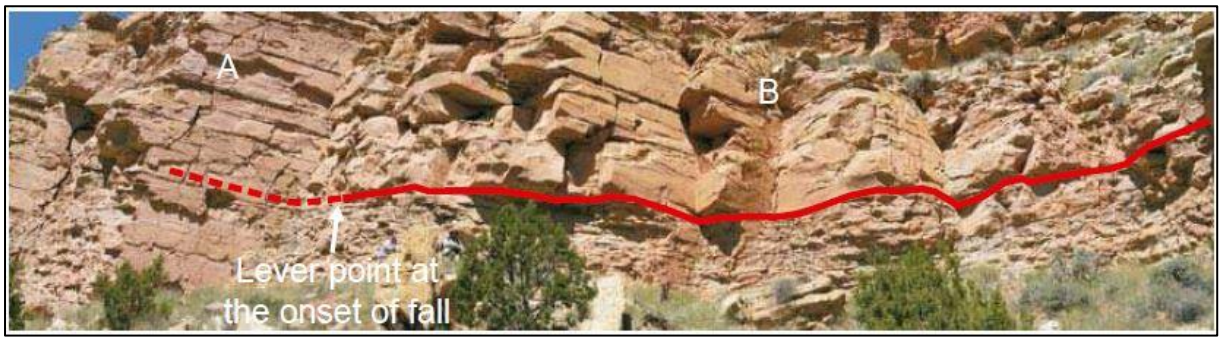


Figure II 18- Série marine d'un milieu peu profond à dominance de vagues, montrant la transition d'un cortège (A) déposé d'une manière graduelle (verticale) par rapport au dépôt sous-jacent à un faciès marquant la régression forcée (B) (formation de Bl ackhawk, Ut ah). La ligne rouge en tirets représente la surface interprétée comme base de la régression forcée, la ligne rouge en continu représentant la surface régressive de l'érosion marine qui sépare les grès de shoreface supérieur (au-dessus) des alternances de grès et d'argile de la plateforme interne ou ''inner shelf'', au-dessous. La direction de progradation est de gauche à droite (Catenuanu, 2006).

Surface régressive d'érosion marine

La surface régressive d'érosion marine (comme la surface régressive de ravinement par les vagues) (**Fig. II-19**) se forme durant la régression forcée en environnement de plate-forme ou plateau à dominance de vagues, là où la pente du fond marin est faible et en équilibre avec l'énergie des vagues. Cette surface de ravinement est l'érosion sous-marine causée par ces vagues en ''lower shoreface '' durant la chute du niveau marin sur la ligne de côte, ce milieu tend à préserver le profil concave créé par l'érosion des vagues (**Catuneanu, 2006**).

Surface de régression maximale

La surface de régression maximale (e.g. **Catuneanu, 1996**) est définie par rapport à la courbe de transgression- régression, marquant le changement de la régression de la ligne de côte jusqu'à la phase de transgression (**Fig. II-17**). Par conséquent, cette surface sépare le cortège progradant au-dessous de celui rétrogradant qui le surmonte. Cette surface est généralement conforme, i.e. elle ne montre pas de discordance angulaire. Elle peut exister dans la zone de transition entre le littoral et le domaine fluviatile, et se développer comme un contact stratigraphique discret à travers des bassins sédimentaires, séparant un milieu marin à côtier d'un milieu fluviatile. Elle peut être préservée dans le milieu marin profond ou peu profond où elle est couverte par des couches sédimentaires transgressives en position à onlap.



Figure II 19- Site illustrant une régression forcée causée par la remontée eustatique après la fonte des glaciers à Holocène (île de Melville, Canada). La surface régressive d'érosion marine est montrée par la flèche blanche, séparant les dépôts fins de « shelf » (proche du milieu littoral à littoral) déposés après la régression forcée (Catuneanu, 2006). La surface de maximum de régression (Fig. II-20, flèche jaune) est aussi connue comme étant la surface de transgression (Posamentier et Vail, 1988), sommet d'une surface de bas niveau (Vail et al., 1991), et le maximum de progradation (Emery et Myers, 1996).

Surface de maximum d'inondation ou ''Maximum Flooding Surface'' (MFS)

La MFS (e.g. **Van Waboner et al., 1988; Galloway, 1989**) est aussi définie par rapport à la courbe transgressive-régressive, la fin de la transgression de la ligne côtière. Cette surface sépare les couches rétrogradantes de celles progradantes situées au-dessus (''high stand normal regressive'') (**Figs. II-17 et II-21**). La présence du cortège progradant au-dessus identifie la surface d'inondation maximale (MFS) comme étant une surface marquée par des *downlaps* sur une coupe sismique. Il s'agit généralement d'une surface de conformité, excepté en milieu marin profond (''outer shelf'') où le fond océanique est soumis à une érosion.



Figure II 20- Photo d'affleurement de la surface de régression maximale (flèche jaune) au contact entre la série fluviatile en régression normale (Faciès A) et la série supérieure déposée sur la plage (faciès B, part of LST) (formation de Bahariya, Egypte). Cette surface est parcourue par des figures

de courant de haute énergie survenuse durant la première étape de la transgression de la ligne côtière. Le faciès de plage (B) est ce qui reste du TST (cortège transgressif) (Catuneanu, 2006).

La MFS est le marqueur le plus facile à utiliser pour la subdivision stratigraphique des séries sédimentaires, surtout en milieu marin côtier (**Catuneanu, 2006** et références citées). Ce type de niveau condensé est relativement facile à détecter et corrélable à tout type de données. Il consiste en des dépôts hémipélagiques à pélagiques accumulés durant la période où les sédiments terrigènes sont bloqués près du continent. Cette surface montre un faciès transparent en sismique et un GR (Gamma Ray) élevé lié son association à un faciès très riche en matière organique (**Catuneanu, 2006** et références citées).

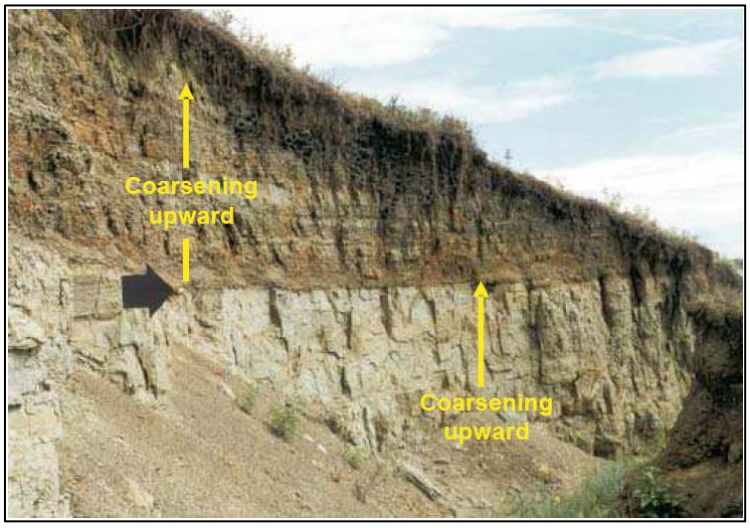


Figure II 21- exemple d'affleurement montrant la surface d'inondation maximale (MFS) qui a remanié l'ancienne surface de régression maximale située juste au-dessus. Le faciès transgressif n'existe pas en cet endroit. Young Greek Member (Bear paw Formation, Maastrichtien inf.), Castor area, western Canada (bassin sédimentaire).

Surface de ravinement transgressive ou ''Transgressive Ravinement Surface''

Cette surface (**Fig. II-17**) est créée par des ravinements dus aux marées et/ou aux vagues durant la progression vers le continent de la ligne de côte. Dans la majorité des cas, ces deux types de surface de ravinement sont superposées et surmontées en *onlap* par les dépôts transgressifs de ''*shoreface*''. Elles séparent les dépôts de plage transgressifs en-dessous des couches transgressives de shoreface. Le ravinement peut atteindre le cortège régressif (dépôt de bas niveau ou même haut niveau marin). Pour cette raison, le faciès qui peut-être rencontré en-dessous de cette surface transgressive est variable, allant du fluviatile au côtier ou marin peu profond, par contre le faciès de dessus est toujours de type marin peu profond.

Surfaces d'inondation ou ''Within-trend Flooding Surface''

La surface d'inondation est définie comme étant une surface séparant des couches récentes de celles anciennes avec une évidence d'une augmentation abrupte de la bathymétrie. Cet approfondissement est accompagné d'une érosion sous-marine mineure ou d'un épisode de non-dépôt (**Van Wagoner, 1995**). Même si elle est très utilisée en stratigraphie séquentielle, la définition de cette surface reste controversée, Cette surface pouvant se former suite à la

remontée brusque du niveau marin en milieu marin ou lacustre, ou suite à l'inondation d'un continent précédemment émergé (**Posamentier et Allen, 1999**).

Il est par contre clair qu'elle sépare un faciès gréseux d'un faciès argileux où le contact est abrupt, appartenant à un milieu marin peu profond, durant la période de transgression rapide. Compte tenu du fait que le terme inondation est réservé à l'inondation d'un continent émergé, **Posamentier et Allen (1999**) suggèrent de remplacer ce terme de *surface d'inondation* comme définie par **Van Wagoner** (**1995**) par *''drowning surface''* pour indiquer un contact stratigraphique à travers lequel un approfondissement brusque est enregistré (**Catuneanu, 2006**).



Figure II 22- Surface de ravinement par les vagues (flèche noire), séparant un faciès transgressif comportant des coquilles d'huitres d'un faciès fluviatile à charbon. Ce dernier est interprété comme étant un dépôt transgressif (Hamblin, 1997, in Catuneanu, 2006), donc cette portion de surface de ravinement se développe au sein d'un système transgressif. Elle ne constitue pas un cortège sédimentaire ou une limite de séquence. Contact entre la formation Dinosaur Park (Belly River group) et la formation Bearpaw, Sud d'Alberta (Canada).



Figure II 23- Within-trend flooding surface (flèche) au contact entre les dépôts transgressifs de shoreface (bad heart formation, coniacien) et les argiles transgressives de la plateforme externe ou ''outer shelf'' (Formation Puskuaskau, Santonien) (Photo d'Andrew Mumpy) (Catuneanu, 2006). Cette surface d'inondation FS correspond à l'approfondissement brusque dans un bassin marin.

b- Séquences Transgressives- Régressives (T-R)

Les séquences T-R (**Embry and Johannessen, 1992**) sont limitées par des surfaces composites qui incluent des discordances subaériennes sur les bordures du bassin et la partie marine de surfaces de régression maximale plus loin vers la mer. Ce modèle permet de subdiviser les strates en séquences. Dans ce contexte, la discordance subaérienne est considérée comme une limite de séquence. La discontinuité conforme corrélative *(''correlative conformity'')* du modèle de séquences T-R est représenté par la portion marine de la surface de régression maximale. Cette surface stratigraphique a l'avantage d'être reconnue dans les milieux marins peu profonds, tant sur les données terrain et de subsurface. Elle pose par contre un problème de reconnaissance quand il s'agit d'un milieu profond (**Catuneanu, 2006**). L'utilisation de ce type de surface pose un problème de diachronisme car le temps de sa formation dépend du taux de sédimentation.

Pour la partie non marine du bassin, la discordance subaérienne est utilisée comme limite de séquence parce qu'elle correspond au plus important épisode de non-dépôt. Les surfaces de maximum d'inondation (MFS) sont utilisées pour subdiviser les séquences T-R en cortèges sédimentaires transgressifs et régressifs (**Fig. II-17**).

La fusion de dépôts génétiquement différents (HST en régression normale, FSST régression forcée et LST en régression normale) en une seule unité, i.e. le cortège régressif, fournit un chemin facile pour une subdivision des séries en cortèges sédimentaires ou ''systems tracts''. Il s'agit de la seule option possible dans certains cas d'étude (e.g., quand le cycle stratigraphique s'est développé durant la remontée continue du niveau marin, résultant d'un transfert d'équilibre entre les taux de subsidence et de sédimentation), ou dans le cas où le manque de données ne permet pas de faire une subdivision en différentes unités du cortège régressif, ce qui est le cas du présent travail. Cependant cette approche n'est pas très pratique du point de vue des perspectives en exploration parce que les apports sédimentaires et la distribution des réservoirs changent significativement d'un cortège sédimentaire à un autre, au sein d'un même épisode régressif. L'identification en sismique de la configuration sédimentaire *''offlap''* d'un clinoforme est très important en exploration dans le domaine offshore profond, car le plus jeune clinoforme associé à l'''offlap'' (i.e. discontinuité conforme ou corrélative conformité) est indicateur de la présence des grès les plus grossiers (**Catuneanu, 2006**).

La controverse pour le modèle ''T-R sequence'' porte sur le fait que les portions non-marine et marine du système correspondant respectivement à la discordance subaérienne et la à surface de régression maximale sont temporairement séparées par la durée du cortège de bas niveau marin (LST), en régression normale (**Catuneanu, 2006**). La connexion physique entre ces deux surfaces peut être faite par la surface transgressive de ravinement, en supposant que les vagues dans la zone ''upper shoreface'' (milieu côtier) durant la transgression érodent la totalité du LST, ce dernier s'étant déposé au voisinage de la ligne de côte. Ceci peut arriver si l'épaisseur de ce cortège ne dépasse pas 20 m, valeur correspondante à l'épaisseur érodée maximale attribuée au ravinement par les vagues (**Demarest et Kraft, 1987, in Catuneanu, 2006**). Dans le cas contraire où la surface de régression maximale peut être cartée en domaine terrestre et marin, cette dernière est séparée de la discordance subaérienne par la portion fluviatile du LST. De ce fait, les deux surfaces ne sont pas confondues comme exigée par la définition du modèle ''T-R sequence'' (**Fig. II-6**).

Le cortège de bas niveau est caractéristique d'une progradation et d'une aggradation suivant la fin de la chute du niveau marin et précédent la période de la remontée maximale du niveau marin (**Catuneanu, 2006**). Il est associé aux trends ''coarsening upward'' des séries silico-clastiques d'un milieu de faible profondeur. Les environnements sédimentaires incluent le milieu fluviatile, marin côtier à faible profondeur, et marin profond (turbidites) (**Catuneanu, 2006** et références citées).
La séparation entre le LST et le TST (séquences de 3ème ordre) est importante à établir non seulement pour permettre l'applicabilité du modèle ''T-R sequence'', mais surtout pour l'identification correcte des différents types de limites stratigraphiques de séquences (ex. surface de régression maximale vs. les discontinuités conformes).

c- Paraséquences

La paraséquence est une unité stratigraphique définie comme une succession conforme de couches génétiquement liées limitée par une surface d'inondation ou ''flooding surface'' (FS) (**Van Wagoner, 1995**) (**Fig. II-24**). Les paraséquences sont souvent détectées dans les lobes progradants en ''coarsening upward'' dans le milieu côtier à marin peu profond (**Fig. II-25**). Le dépôt de chaque lobe progradant se termine par un évènement d'augmentation brusque de la bathymétrie, conduisant à la formation d'une surface d'inondation (FS). Une série de paraséquences de haute fréquence est associée aux trends de progradation côtière ou rétrogradation. Ils peuvent donc constituer une partie de cortèges sédimentaires de grande échelle.
Le problème principal de l'utilisation du concept des paraséquences réside dans ses limites, i.e. la surface d'inondation ou FS. C'est une surface mal définie, qui peut correspondre à n'importe quel type de surface, que ce soit une surface transgressive de ravinement, une surface de régression maximale,… Selon le type de surface d'inondation, les paraséquences pourront correspondre à différentes séquence du modèle ''T-R sequence'', là où il y a une coupure abrupte de l'alimentation en sédiments, par exemple lors du maximum de transgression, la FS constituant la surface de régression maximale.
Dans le cas où la FS correspond au maximum de régression ou au maximum d'inondation (MFS), les paraséquences correspondent aux cycles complets de changements de *trends* de dépôt (respectivement, T-R et séquences stratigraphiques génétiques). Là où la FS est de type ravinement et transgressive, les paraséquences peuvent être soit incomplètes soit d'une durée trop longue (**Catuneanu, 2006**).
Le concept de paraséquence tel que défini par **Van Wagoner** (**1995**) est dépourvu de connotation d'échelle. La définition d'origine a été modifiée, à des fins de publication, l'usage du terme séquence étant restreint à la petite échelle. Par exemple dans le schéma de la stratigraphie séquentielle de **Krapez (1996, in Catuneanu, 2006**), le terme de paraséquence équivaut à la séquence de 4ème ordre formée durant 90 000 - 40 000 ans. Cette approche a été critiquée par **Posamentier et Allen (1999**), qui ont proposé à leur tour un concept de paraséquence dit « libre échelle ». L'une des raisons d'introduire ce concept est son utilisation à des fins de corrélation régionale, en association probable avec les changements du niveau marin (**Van Wagoner et al., 1990; Catuneanu, 2006**).
Il est recommandé d'utiliser le concept de paraséquence dans les séries progradantes en milieu côtier à marin peu profond, où la mise en évidence d'un changement brusque de la

bathymétrie (FS) est possible (**Fig. II-24**). Ces séries peuvent être aussi dépourvues de connotations liées à l'échelle et à l'implication du niveau marin (**Catuneanu, 2006**).



Figure II 24- Exemple d'affleurement présentant une superposition de paraséquences (Woodside Canyon, Utah). Les paraséquences sont progradantes, séries en ''coarsening upward'' limitées par des surface d'inondation ou FS. Les limites des paraséquences (ex. FS) marqu ent une augmentation brusque de la bathymétrie (flèches).

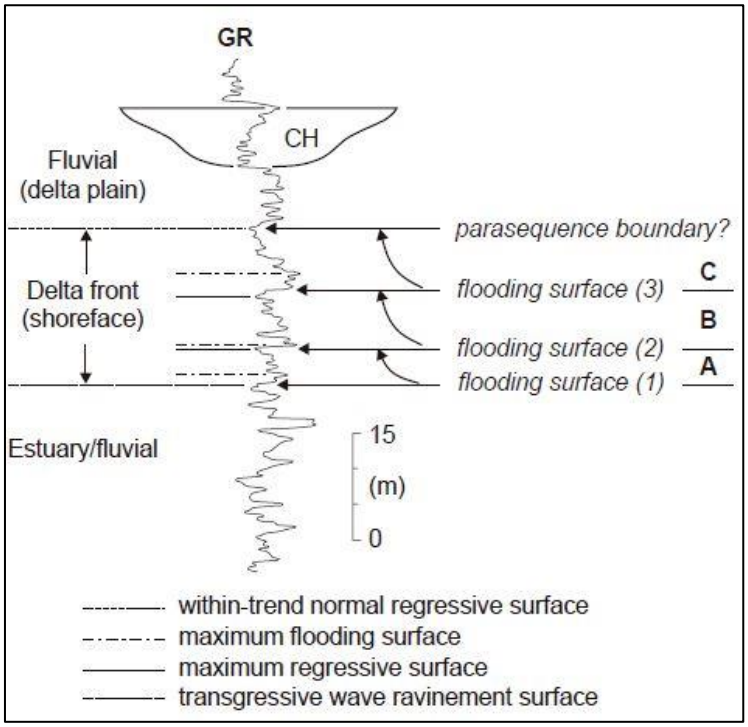


Figure II 25- - Concepts de paraséquence et de surface d'inondation (FS), illustrés dans la série de shoreface/front du delta à faciès progradant. La surface d'inondation ou FS est (1) une surface transgressive de ravinement ; (2) une surface de ravinement ; (3) une surface de contact de faciès ou ''within-trend facies contacts'', ces trois surfaces étant différentes en termes d'énergie de dépôt, et correspondant à un déplacement de la ligne de côte. A, B et C sont des paraséquences en coarsening upward du milieu marin peu profond, Bearpaw (Canada, partie occidentale) (Catuneanu, 2006).

II-3 - Considérations théoriques de la modélisation de bassin

II-3-1- Concepts de la modélisation stratigraphique (prédiction du faciès) par Dionisos

Le logiciel Dionisos est un modèle stratigraphique servant à simuler la géométrie et le faciès des formations sédimentaires à l'échelle régionale (**Granjeon, 1996 ; Granjeon et Joseph, 1999 ; Granjeon, 2009**).

Il existe deux types principaux de modèles stratigraphiques: les modèles stochastiques qui utilisent des lois de probabilité, incluant donc une part de hasard dans le processus, et les modèles déterministes, qui considèrent que l'ensemble des évènements ont une cause et que les phénomènes sédimentaires peuvent se reproduire.

Les modèles déterministes sont basés sur les équations physiques. Le modèle utilisé ici est Dionisos, développé par l'Institut Français du Pétrole (IFP-EN). C'est un modèle dynamique dans lequel les équations sont simplifiées et traduisent les différents processus sédimentaires. Le modèle de pente dynamique utilise une diffusion générale (le transport des particules sédimentaires s'effectue dans toutes les directions mais demeure proportionnel à la pente) et l'équation d'advection (transport dans une seule direction). L'équation lie le flux sédimentaire à chaque point dans le bassin aux paramètres principaux constitués par la pente locale et le flux d'eau. La pente représente une quantité d'énergie potentielle capable de déplacer un fluide (eau + sédiments). Le flux d'eau représente la capacité du transport et permet de définir des zones avec un transport élevé. La pente et le flux d'eau sont liés par le coefficient de diffusion qui caractérise l'efficacité moyenne du transport pour un environnement donné et change en fonction de la dynamique sédimentaire (le processus dominant pouvant être le transport fluviatile, les marées ou les vagues) (équation 1) (**Granjeon, 1997; Granjeon and Joseph, 1999**).

$$Q = -K(\varphi water).\frac{\partial h}{\partial x}$$

φ_{water}: capacité du transport, $\frac{\partial h}{\partial x}$: Energie

Avec:

Q: flux sédimentaire (in m2/s), K: coefficient de diffusion (in m^2/s), h: élévation du sol (en m). Des équations complémentaires reconstituant les processus sédimentaires sont donnés dans **Rabineau et al., 2005**). La modélisation stratigraphique est conçue dans le but de reproduire les géométries, tester différentes hypothèses sur la formation de strates et le cadre chrono-stratigraphique. L'architecture stratigraphique d'un bassin sédimentaire est contrôlée par le transport des sédiments, l'espace d'accommodation et l'alimentation en sédiments.

L'espace d'accommodation est déterminé par le mouvement du socle ou substratum (subsidence/soulèvement ou uplift) et la variation du niveau marin. La modélisation directe (''forward'') fournit la possibilité de calculer une série de scénarios des histoires possibles du bassin, donnant à l'utilisateur un certain nombre de résultats (*outputs*) représentatifs permettant d'analyser et de tester les différentes contraintes géologiques. Dans mon cas, le meilleur scénario est celui contraint par les données et les observations provenant du terrain et de la sismique (interprétation des faciès sismiques). De plus, certains faciès utilisés pour la

calibration du modèle numérique ont été utilisés par analogie avec d'autres secteurs bien calés de la Méditerranée.

II-3-2- Concepts de la modélisation des systèmes pétroliers (compaction, thermicité, régime de pression et génération des hydrocarbures)

II-3-2-1- Modèle géologique conceptuel et données nécessaires pour la modélisation

La modélisation du basin intègre les propriétés géologiques (structure, histoire géodynamique, faciès, les mesures physiques,…), géophysiques (faciès sismiques, structure du bassin, ..) et géochimiques (caractéristiques des roches mères en termes de potentiel, épaisseurs, nature, COT et état de maturation du kérogène). Par le biais de ces propriétés, l'évolution des températures, pressions, génération et migration des hydrocarbures peuvent être calculés ou simulés (**Welte et Yukler, 1981; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; in Gusterhuber et al., 2014**).

Pour reconstituer l'évolution d'un basin avec un code (''soft'') de simulation, la série sédimentaire doit être subdivisée en un certain nombre de séquences ininterrompues, appelées évènements (**Wygrala, 1988**). Un évènement représente une période de temps durant laquelle les processus géologiques (dépôt, érosion, hiatus) surviennent (**Bueker, 1996**).

Différents processus géologiques surviennent en différents endroits du bassin en même temps (**Gusterhuber et al., 2014**). Dans le code Temis Flow, un paléo-intervalle de temps (''paleotime step'') peut combiner plusieurs évènements géologiques, chaque unité sédimentaire ou couche étant déposée durant un seul évènement et pouvant être érodée durant un évènement d'érosion ultérieur (**Wygrala, 1988**). En se basant sur les données de puits logs et cuttings/carottes, des faciès sont attribués à chaque couche en utilisant des mélanges de lithologies synthétiques données par le logiciel. Ces lithologies sont matérialisées par des caractéristiques physiques, telles que la porosité, la perméabilité, la surface spécifique, la pression capillaire, le maximum de saturation en cas de charge en hydrocarbures et l'ensemble des caractéristiques chimiques et thermiques.

L'état de compaction final d'une roche mère ou d'un réservoir pétrolier après enfouissement dépend de la lithologie de départ et de l'épaisseur de la charge sédimentaire au-dessus, incluant l'épaisseur érodée. Cette dernière doit être estimée avec un minimum d'incertitude en utilisant le graphe Ro (mesure de la réflectance de la Vitrinite)/profondeur ou Ø (porosité) Sonic des argiles/profondeur de part et d'autre des discordances. Les porosités calculées sont primordiales car elles influencent la température et la pression. Le premier paramètre est influencé par la conductivité liée au type et à la quantité de fluide contenu dans les pores de la roche, le deuxième influence la pression des fluides au niveau des pores, en réaction avec la colonne d'eau (pression hydrostatique) ou de roche (pression lithostatique). Pour reconstituer l'histoire d'enfouissement, il y a lieu de faire un *backstripping* ou une décompaction des séries actuelles en jouant sur la relation porosité/contrainte effective (loi de **Terzagui**).

Les données géologiques nécessaires à la modélisation de bassin sont essentiellement les âges, les profondeurs, les lithologies des formations remplissant le bassin ainsi que les épaisseurs érodées. Les données thermiques sont le flux actuel déduit du gradient géothermique (calculé

par les températures aux puits), le modèle de flux de chaleur déduit de l'histoire géodynamique du bassin, les épaisseurs de la croûte et de la lithosphère ainsi que le facteur d'amincissementβ.

D'autres paramètres thermiques sont aussi nécessaires pour la calibration du modèle thermique final. Ce sont la Tmax (température maximale de pyrolyse), les IAT (indice d'altération thermique), et enfin le PRV (pouvoir réflecteur de la vitrinite). La mesure de l'indice de réflexion lumineux s'applique aussi sur les scholécodentes, graptolites et chétinozoaires quand il s'agit des roches mères pré-dévoniennes. Les traces de fission sur Apatite (AFTA) sont utilisées pour reconstituer l'histoire thermique du bassin. Les températures mesurées aux puits servent à calibrer le flux de chaleur actuel tandis que les autres indicateurs thermiques servent à calibrer l'histoire de maturation thermique du kérogène des roches mères.

Pour procéder à la simulation de la génération et de la migration des hydrocarbures, il y a lieu d'intégrer les roches mères et leurs caractéristiques ainsi que roches servant de drainage pour les hydrocarbures. Il y a lieu aussi d'inclure les mesures pétrophysiques (porosité et perméabilité ou Ø/ k des réservoirs pétroliers) nécessaires à la calibration de la compaction et des écoulements de fluides.

La maturation est le processus de craquage de la matière organique en pétrole par l'effet de la température, paramètre dépendant de l'histoire d'enfouissement et du contexte géothermique du bassin.

II-3-2-2- Reconstitution de la maturation des roches mères et génération des hydrocarbures

Pour reconstituer l'évolution d'un basin avec un code (''soft'') de simulation, la série sédimentaire doit être subdivisée en un certain nombre de séquences ininterrompues, appelées évènements (**Wygrala, 1988**). Un évènement représente une période de temps durant laquelle les processus géologiques (dépôt, érosion, hiatus) surviennent (**Bueker, 1996**).

Différents processus géologiques surviennent en différents endroits du bassin en même temps (**Gusterhuber et al., 2014**). Dans le code Temis Flow, un paléo-intervalle de temps (''paleotime step'') peut combiner plusieurs évènements géologiques, chaque unité sédimentaire ou couche étant déposée durant un seul évènement et pouvant être érodée durant un évènement d'érosion ultérieur (**Wygrala, 1988**). En se basant sur les données de puits logs et cuttings/carottes, des faciès sont attribués à chaque couche en utilisant des mélanges de lithologies synthétiques données par le logiciel. Ces lithologies sont matérialisées par des caractéristiques physiques, telles que la porosité, la perméabilité, la surface spécifique, la pression capillaire, le maximum de saturation en cas de charge en hydrocarbures et l'ensemble des caractéristiques chimiques et thermiques.

L'état de compaction final d'une roche mère ou d'un réservoir pétrolier après enfouissement dépend de la lithologie de départ et de l'épaisseur de la charge sédimentaire au-dessus, incluant l'épaisseur érodée. Cette dernière doit être estimée avec un minimum d'incertitude en utilisant le graphe Ro (mesure de la réflectance de la Vitrinite)/profondeur ou Ø (porosité) Sonic (qui s'obtient à partir des temps de parcours μs/feet mesuré dans le puits et traduit à partir d'un abaque, voir livre d'interprétation des diagraphies d'**Oberto Sera** ou de *Schlumberger*) des argiles/profondeur de part et d'autre des discordances. Les porosités

calculées sont primordiales car elles influencent la température et la pression. Le premier paramètre est influencé par la conductivité liée au type et à la quantité de fluide contenu dans les pores de la roche, le deuxième influence la pression des fluides au niveau des pores, en réaction avec la colonne d'eau (pression hydrostatique) ou de roche (pression lithostatique). Pour reconstituer l'histoire d'enfouissement, il y a lieu de faire un ''*backstripping''* ou une décompaction des séries actuelles en jouant sur la relation porosité/contrainte effective (loi de **Terzagui**).

Les données géologiques nécessaires à la modélisation de bassin sont essentiellement les âges, les profondeurs, les lithologies des formations remplissant le bassin ainsi que les épaisseurs érodées. Les données thermiques sont le flux actuel déduit du gradient géothermique (calculé par les températures aux puits), le modèle de flux de chaleur déduit de l'histoire géodynamique du bassin, les épaisseurs de la croûte et de la lithosphère ainsi que le facteur d'amincissementβ.

D'autres paramètres thermiques sont aussi nécessaires pour la calibration du modèle thermique final. Ce sont la Tmax (température maximale de pyrolyse), les IAT (indice d'altération thermique), et enfin le PRV (pouvoir réflecteur de la vitrinite). La mesure de l'indice de réflexion lumineux s'applique aussi sur les scholécodentes, graptolites et chétinozoaires quand il s'agit des roches mères pré-dévoniennes. Les traces de fission sur Apatite (AFTA) sont utilisées pour reconstituer l'histoire thermique du bassin. Les températures mesurées aux puits servent à calibrer le flux de chaleur actuel tandis que les autres indicateurs thermiques servent à calibrer l'histoire de maturation thermique du kérogène des roches mères.

Pour procéder à la simulation de la génération et de la migration des hydrocarbures, il y a lieu d'intégrer les roches mères et leurs caractéristiques ainsi que roches servant de drainage pour les hydrocarbures. Il y a lieu aussi d'inclure les mesures pétrophysiques (porosité et perméabilité ou Ø/ k des réservoirs pétroliers) nécessaires à la calibration de la compaction et des écoulements de fluides.

La maturation est le processus de craquage de la matière organique en pétrole par l'effet de la température, paramètre dépendant de l'histoire d'enfouissement et du contexte géothermique du bassin.

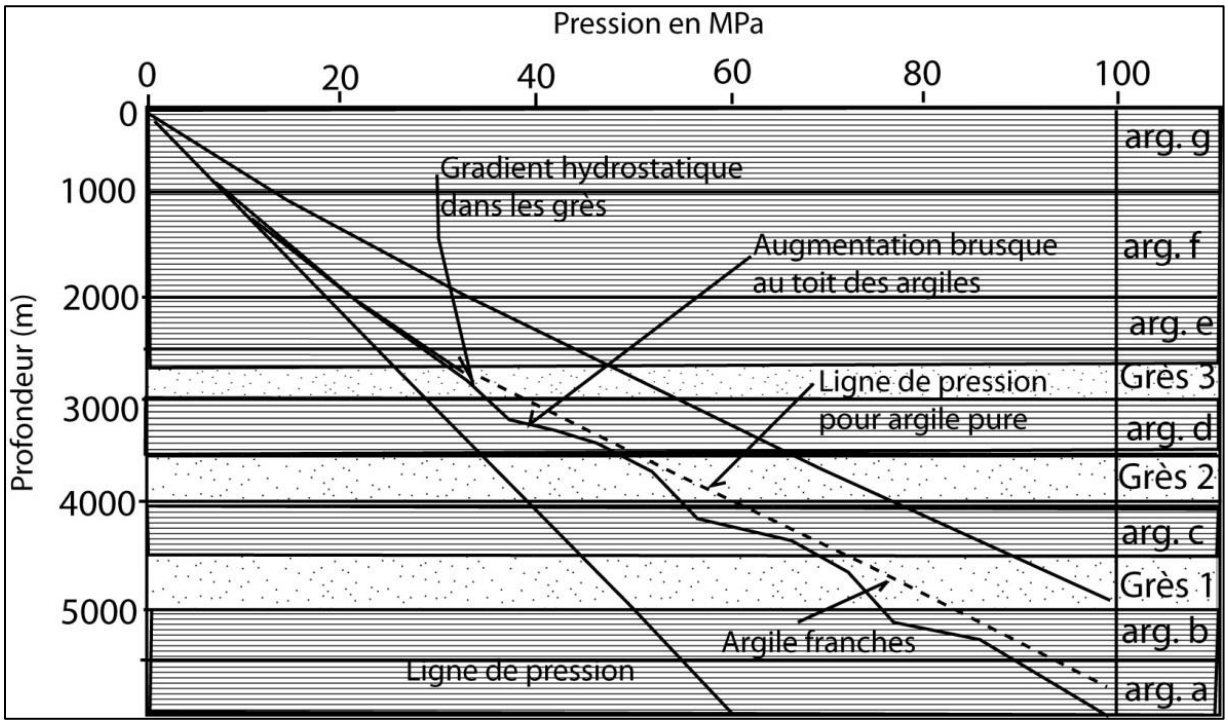


Figure II 26- Surpressions en 1D dans une série d'alternance argile- grès (Hantschel et Kauerauf, 2009).

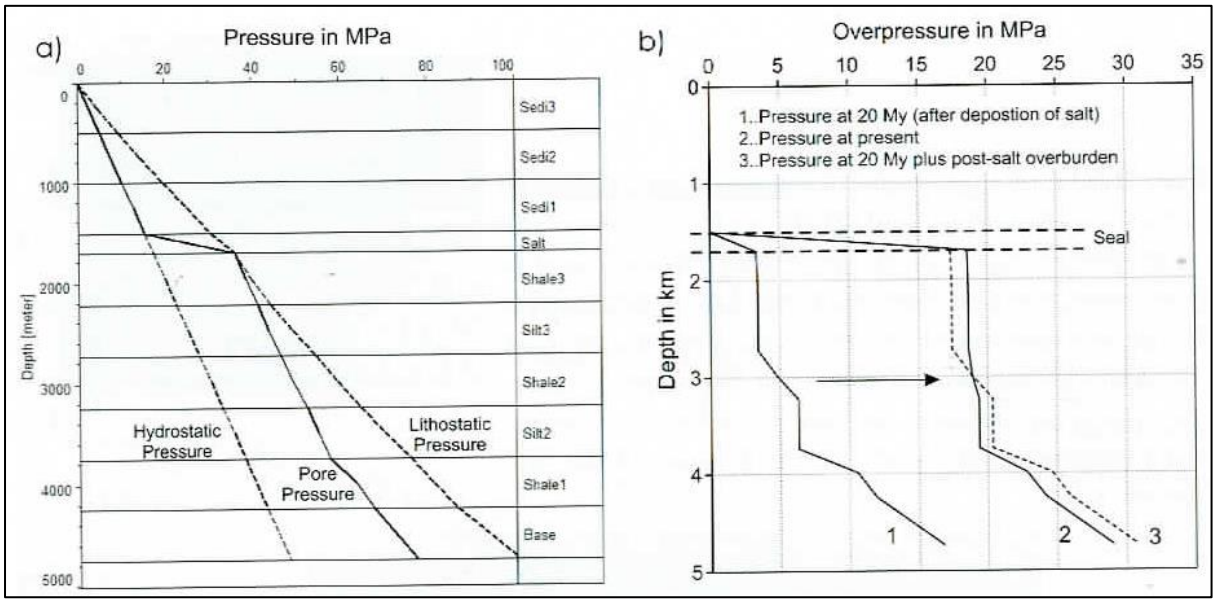


Figure II 27- Formation de surpressions sous la couverture (1D) dans une série sédiments – sel – marne - argile. (a) pressions actuelles en fonction de la profondeur. (b) Courbes de surpressions/ profondeur au moment du dépôt de la couverture et à l'actuel. La courbe de pressions au moment du dépôt de la couverture (20 Ma) est décalée à la position actuelle, pour illustrer le fait que l'augmentation de la pression sous la couverture de 20 Ma à l'actuel est presque la même dans toutes les couches. La courbe en pointillés est la courbe de pression à 20 Ma plus (+) la charge sédimentaire après le dépôt de la couverture. La différence entre la courbe en pointillés et la courbe de surpression à l'actuel est causée par l'échange d'eau dans les couches sous la couverture (Hantschel et Kauerauf, 2009).

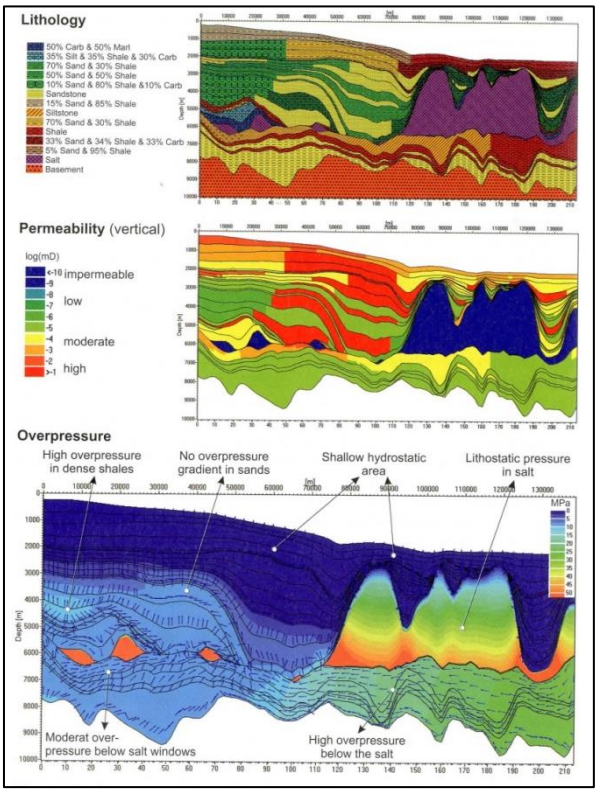


Figure II 28- Formation de surpressions le long d'une coupe 2D dans le bassin de Santos (offshore Brésil). Les vecteurs bleus indiquent l'écoulement des eaux (Hantschel et Kauerauf, 2009).

Les processus de migration des hydrocarbures restent un sujet de débat et ne sont pas encore parfaitement compris. La modélisation des écoulements de fluides en ingénierie de réservoir et en production, basée sur la loi de Darcy qui sépare la phase écoulement de la conservation de masse, est appliquée avec succès du moins pour les réservoirs (e.g. **Dake, 2001, in Hantschel et Kauerauf, 2009**). Il y a un transfert de méthodologie de réservoir au système pétrolier et l'échelle du temps en années aux millions d'années (**Hantschel et Kauerauf, 2009**). La loi de Darcy a été déjà appliquée avec succès pour modéliser l'écoulement des eaux et la compaction dans un bassin sédimentaire à l'échelle des temps géologiques (Hantschel et Kauerauf, 2009). Pour simuler la migration de fluides en deux phases (hydrocarbures et eau), la formule appliquée à une phase a été étendue à une formule d'équations différentielles de Darcy à deux phases ou multi-phases.

Il est à noter qu'en modélisation de bassin, la migration est considérée comme étant un flux ou mouvement d'hydrocarbures dans l'espace poreux libre. Elle n'est pas distinguée comme migration primaire à l'intérieur ou migration secondaire ou tertiaire à l'extérieur de la roche mère.

II-3-2-4- Ecoulement des fluides (drainage et migration des hydrocarbures)

L'écoulement des fluides (eau et hydrocarbures) est le résultat de différences de pressions entre un point initial et le point atteint à un instant t suivant la loi de Darcy. Pour assurer un écoulement de pétrole ou de gaz, la loi de Darcy multi-phase est appliquée. Pour qu'il y ait un

écoulement, il faut que la force générée par les différences de densité entre l'eau et l'hydrocarbure ou poussée d'Archimède (''buoyancy force'') soit supérieure à la pression capillaire. Ci-dessous sont détaillés les différents types de pression et mode de migration des hydrocarbures.

La loi de Darcy multi-phase

Un écoulement en phases séparées est souvent supposé être le mécanisme de transport prédominant pour la migration des hydrocarbures. Les forces contrôlant la dynamique de flux de fluides est la différence de potentiel de pressions. Le potentiel de pression d'un fluide est la réduction de pression par la pression d'une colonne de fluide statique avec le gradient de pression verticale, qui est nécessaire pour équilibrer le poids de la colonne elle-même. L'excès de pression cause un écoulement de fluides. Le potentiel pour n'importe quelle phase est défini comme suit :

$$Up= p- \rho gz \qquad (3)$$

Avec ρ la densité de phase de fluide p, g l'accélération de la gravité, et z la profondeur.
La loi de Darcy stipule que la différence de potentiel cause un écoulement suivant la formule suivante :

$$vp = \mu_p \Delta u_p/\Delta L \qquad (4)$$

Vp est la vitesse d'écoulement de la phase p et u_p est sa mobilité. La mobilité est la capacité d'un matériel à transmettre des fluides. Elle inclue la perméabilité k et la viscosité de fluide ν ;

$$\mu = k/ \nu.$$

Le symbole Δu_p indique la différence de potentiel le long de la distance ΔL. La direction de l'écoulement est dirigée du haut vers le bas selon le potentiel de pression. La durée de l'écoulement de fluide est incluse et quantifiée via l'introduction des vitesses de fluides.
La mobilité dans un système de fluide multi-phase est souvent subdivisée en trois facteurs selon la formule : $\mu_p= kkrp/vp \qquad (5)$

La perméabilité relative krp est introduite en plus pour permettre une comparaison avec les formules à une seule phase. kk_{rp} est la perméabilité effective et k est la perméabilité absolue ou intrinsèque.
La perméabilité effective et la viscosité varient drastiquement en fonction de la température, pression, de la saturation et de la porosité. L'écoulement et la vitesse de migration peuvent ainsi montrer des variations de plusieurs ordres de magnitude.

Pressions capillaires

La tension interstitielle (''interfaciale'') survient à la surface entre deux phases immiscibles adjacentes. Elle s'élève à cause de la différence d'intensité des forces d'attraction des molécules dans une phase, et l'interface avec les molécules de l'autre phase. L'effet correspondant dans le domaine poreux est dénommé pression capillaire, qui indique une pression de fluide additionnelle liée à la géométrie et aux forces de contact. Elle est

généralement décrite par le terme p_{co} pour le système huile/eau et p_{cg} pour le système huile/gaz et peut-être calculée pour un tube idéal de rayon r comme suit :

$$p_c = 2\Upsilon/r \cos \Theta \qquad (6)$$

Υ est la tension interstitielle ou interfaciale et Θ l'angle de contact entre deux fluides. Dans un espace poreux, la pression capillaire dépend du rayon des tubulures des pores (Caractéristique pure de la roche), de la tension interstitielle ou interfaciale (propriété pure de fluide), et des angles de contact pour une combinaison spécifique des deux.
La pression capillaire est mesurée dans le système air-mercure en laboratoire. Elle peut être transformée en un système huile- eau :

$$p_{cpet} = p_{cHg} * \Upsilon_{pet} \cos \Theta_{pet} / \Upsilon Hg \cos \Theta_{Hg} \qquad (7)$$

En se référant à (6), la tension interfaciale du mercure est de 471mN/m et l'angle de contact pour le système mercure/air est Θ_{Hg}= 140°.
La pression capillaire est dépendante de la saturation pour un échantillon de roche macroscopique, car la roche contient une multitude de pores de différentes dimensions, qui peut être chargée avec différentes pressions. Généralement, une pression capillaire minimale p_{int} doit être dépassée pour obtenir une saturation en pétrole. Des hautes pressions sont nécessaires pour augmenter la saturation en pétrole. La pression d'entrée p_{ce} doit être dépassée pour saturer la roche jusqu'à la saturation résiduelle, qui correspond au premier chemin (ou réseau de saturation connecté en pétrole) à travers l'échantillon.
En raison du manque de données, uniquement de simples fonctions p_c (Sw) sont utilisées dans la pratique de la modélisation. La fonction la plus simple est :

$$p_c(Sw) = p_{ce} + p_o(1- Sw) \qquad (8)$$

Avec p_o = 1 MPa. Cependant, un modèle simple n'est pas réaliste pour une haute saturation en pétrole. La pression capillaire augmente drastiquement quand l'eau est drainée de la roche et la saturation en eau interstitielle d'origine S_{wc} de la roche est approchée.
Selon les logiciels, différentes formes de migration des hydrocarbures sont utilisées : TemisFlow (BeicipFranlab/Ifpen) utilise la loi Darcy multi-phase pour l'ensemble des lithologies, que ce soit les roches à granulométrie fine (ex. argiles) ou grossière (ex. grès). PetroMod utilise un système de migration hybride, i.e. le logiciel ne considère que la loi de Darcy pour les réservoirs et une migration instantanée pour les roches à granulométrie plus fine comme les argiles. Ceci permet un temps de calcul de la migration et saturation en hydrocarbures moins important. Cependant, les résultats calculés avec ce système peuvent engendrer des erreurs surtout dans le timing de migration et les quantités accumulées (saturations dans les réservoirs).

II-3-2-5- Calibration du modèle dynamique de système pétrolier

Calibration thermique

Les modèles de flux de chaleur peuvent être calibrés avec les données de températures mesurées aux puits et les paramètres thermiques de maturité comme la Tmax (température maximale de pyrolyse) ou le PRV (Pouvoir de réflectance de la vitrinite), les biomarqueurs et les traces de fission sur Apatite ou sur Zircon (AFTA/ZFTA). Les paramètres thermiques de maturité dépendent du temps et de la température. Ils retracent l'histoire thermique de la roche. Les températures des inclusions de fluides sont les seules à enregistrer l'histoire thermique totale de la roche (**Hantschel et Kauerauf, 2009**).

Le paramètre de maturité le plus utilisé dans les calibrations est le PRV (Ro) car il couvre des franges de maturité assez larges (huile et gaz) et sa mesure n'est pas chère et facile à entreprendre avec un microscope à réflexion. Les paramètres les plus incertains utilisés comme données d'entrée (input) pour la calibration sont la conductivité thermique et le flux de chaleur (fossile et actuel) à la base de la croûte. Cependant, la connaissance du type de bassin et de l'histoire géodynamique rend la calibration plus contrôlée, par exemple dans le cas d'un rift qui est censé se former selon certains modèles d'étirement, comme classiquement celui de de **McKenzie** (**1978**). Le flux à la base de la croûte est calibré en premier, selon un choix approprié de paramètres (taux d'extension de la croûte ou de la lithosphère), comme dans le cas du présent travail.

Les paramètres thermiques de calibration servent à réduire l'écart type de l'intervalle des flux possibles. Il faut rappeler que le flux actuel est aussi calibré par les températures mesurées aux puits, tandis que les variations spatio-temporelles de flux sont plutôt calibrées par les paramètres de maturité comme le PRV ou la Tmax, à condition de pouvoir bien estimer les épaisseurs érodées.

Calibration de la migration des hydrocarbures (écoulements)

Le modèle d'écoulement de Darcy est le plus performant et physiquement le plus cohérent pour répondre au problème de la migration de phases séparées en considérant les forces de gravité (''buoyancy'') créées par la poussée d'Archimède, les surpressions, les pressions capillaires, et les forces liées à la viscosité des fluides (**Hantschel et Kauerauf, 2009**). Elle incorpore aussi l'écoulement des eaux et la compaction au sein de la formulation la plus compréhensive. L'idée de base est fondée sur la somme et l'équilibre de toutes les forces agissant sur les fluides (**Hantschel et Kauerauf, 2009**). Cependant, les modèles d'écoulement de Darcy multi-phase sont complexes et pas toujours assez efficaces pour la modélisation de bassin. C'est pourquoi d'autres méthodes sont proposées comme celle de l'invasion ou percolation (**Hantschel et Kauerauf, 2009**). Cette méthode offre une alternative aux méthodes de ''flow path'' et hybrides (écoulement de Darcy dans les réservoirs et migration instantanée dans les roches peu perméables comme les argiles). Le problème pour ces deux méthodes est qu'elles sont difficilement applicables pour des géométries complexes comme les chenaux verticaux de grès ou des failles perméables, mettant en contact plusieurs réservoirs. Ces méthodes sont en fait efficaces dans le cas de bassins peu structurés.

La méthode d'invasion-percolation est appliquée avec l'hypothèse qu'à l'échelle des temps géologiques, le pétrole migre instantanément à travers le bassin guidé par la gravité (''bouyancy force'') et les pressions capillaires. Le calendrier géologique (timing) est négligé

et le volume du pétrole est subdivisé en plusieurs petites quantités finies. Elle est plus efficace dans le cas d'un seul fluide (**Hantschel et Kauerauf, 2009**). Par contre cette méthode manque de précision sur l'âge de la migration des hydrocarbures.

La calibration des écoulements de fluides est régie par les réajustements des différents paramètres de la roche tels que la pression capillaire, la surface spécifique, les perméabilités et leur mode de variation verticale, les perméabilités relatives, les porosités,… Les données propres à la roche, comme la lithologie et le faciès et les mesures pétrophysiques et de pressions aux puits sont essentielles pour bien calibrer les écoulements.

La méthode dite en ''flow path'' ou écoulement gravitaire sans application de la loi de Darcy est généralement utilisée pour estimer les ressources possibles d'hydrocarbures dans les prospects ou structures avec migration gravitaire au toit d'un réservoir. Cependant, la méthode de « Darcy flow diffusion » génère moins d'incertitudes quant à l'estimation de calendrier géologique (timing) de la migration ou des ressources d'hydrocarbures piégées dans un bassin.

Les écoulements sont régis par la loi de Darcy multi-phase (4) et sont soumis aux forces de gravité (''buoyancy force'') et la pression capillaire. La saturation en hydrocarbures dans un réservoir dépend essentiellement de ce dernier paramètre, mais aussi de la porosité et de la perméabilité. Pour arriver à la calibration finale des saturations (accumulations en HC), des mesures au puits des pressions et des paramètres pétrophysiques (Ø, k) ainsi que les résultats pétroliers des anciens puits sont utilisés comme points de contrôle.

En modélisation de bassin (cas de Temis Flow), la relation entre la pression capillaire et la porosité/ saturation est régie par la formule suivante (9):

$$Pc = Pc_{Ø} + Pc\ sat \qquad (9)$$

$$Pc_{Ø} = Pc_M + (Pc_m - Pc_M) \times (Ø_M - Ø)^{CØ} / (Ø_M - Øm) \qquad (10)$$

$Pc_{Ø}$: composante de la pression capillaire liée à la porosité de la roche,

Ø : porosité du sédiment,

$Ø_M$ **:** porosité maximale d'une lithologie dans la courbe du graphe porosité/ profondeur **(Fig. II-29**),

Øm**:** porosité minimale d'une lithologie dans la courbe du graphe porosité/profondeur,

Pc_M **:** pression capillaire au maximum de porosité,

Pc_m **:** pression capillaire au minimum de porosité.

$$Pc\ sat = \Delta\ Pc\ (Sat/Satir)^{Csat} \qquad (11)$$

Composante de la pression capillaire dépendant de la saturation,

Δ Pc : c'est la fraction de pression capillaire quand la saturation en hydrocarbures (sat) est égale à Satir (saturation maximale d'hydrocarbures) ; Sat est la saturation effective (actuelle) dans la roche ; C_{sat} est le paramètre de courbure (''curve exponent'') de courbe Pcsat, la valeur recommandé pour un réservoir est de 2.

Ces différents paramètres sont représentés dans la **figure II.29** sur Temis flow. Ils sont ajustés selon les caractéristiques physiques de la roche.

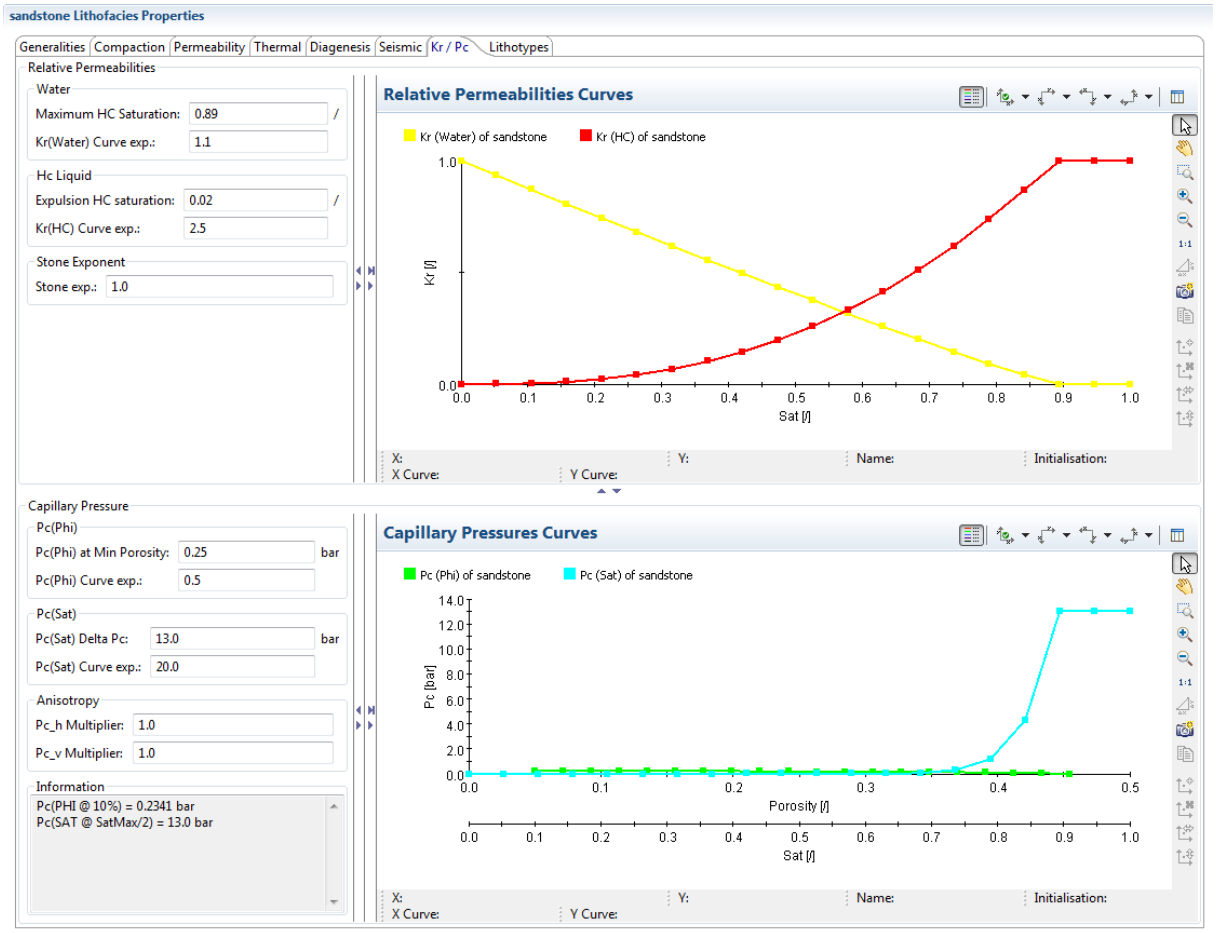


Figure II 29-Paramètres et courbes régissant la pression capillaire en fonction de la porosité et saturation (Pcsat et PcØ) et les courbes de saturation/ perméabilité relative à l'eau et aux hydrocarbures.

CHAPITRE III- INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIE DU REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE

III-1- Description litho-stratigraphique des formations oligo-miocènes a partir des affleurements et interpretation des environnements de dépôts

III-1-1- Oligo-Miocène Kabyle (OMK)

L'Oligo-Miocène kabyle (OMK), décrit par **Géry et al. (1981**) à Djebel Ait Aissa Mimoun (GK) (**Fig. III-1**) comprend à la base des conglomérats de cône alluvial datant de l'Oligocène supérieur (ex. **Raoult, 1974**), passant à des microconglomérats issus d'un milieu fluviatile (*Bouillin*, communication personnelle) à marin peu profond, après glissement de l'arrière-pays le plus proche (**Gélard, 1979**). A l'échelle des Maghrébides, i.e. en Calabre et en Kabylides, la partie basale de l'OMK est composée d'éléments décimétriques à rarement métriques faits de Schiste (**Raoult, 1975; Cohen, 1980**), Gneiss, cipolins remaniés, granites,…..

A Ait Aissa Mimoun, cet ensemble sédimentaire silico-clastique (OMK) passe vers le sommet à des dépôts marins profonds, i.e. des marnes parfois sableuses à globigérines (**Géry et al., 1981**) appartenant au Burdigalien inférieur à moyen. En Petite Kabylie, l'OMK est composé de grès micacés alternant avec des lentilles de conglomérats d'origine continentale ayant probablement été transportés par gravité en milieu marin (**Gélard, 1979**). J'ai observé cette série de l'OMK en Petite Kabylie, plus exactement dans les régions de Chakfa à Jijel, de Tamalous et Oued Z'hor (Collo, **Fig. II-1**). Il présente à la base des brèches appartenant généralement au socle, ils sont observés dans la localité de Laazib à Chekfa (W. de Jijel). Dans la région de Tamalous des chenaux fluvialtiles à éléments conglomératiques arrondis de taille centimétrique comme ceux observés à Ait Aissa Mimoun en GK en présence de J.P. Bouillin, sur des grès rougeâtres à stratification obliques de faible angle passant à des rides vers le sommet. Ces mêmes conglomérats (à éléments de socle) se retrouvent aussi au niveau du port de Oued Z'hor (sur la plage) où ils sont directement en contact avec le socle gneissique et recoupant toujours les mêmes grès observés dans la cuvette de Tamalous. La série fluvialtile montre une grano-décroissance des grains des conglomérats aux grès moyens massifs ou à stratifications horizontales (**Fig. III-2**).

Au sommet de cette séquence silico-clastique se dépose un facies siliceux (radiolarites et diatomites) constituée de silexites blanches alternant parfois avec des marnes. Je les ai observées à quelques kilomètres à l'est d'Ait Aissa Mimoun et aussi sur la route entre Tizi-Ouzou et Ouadhias (**Figs. I-2** et **I-10**). Elles sont très répandues en Méditerranée occidentale (e.g. **Didon et al., 1969**). Comme en Calabre le sommet de l'OMK est constitué d'olistostromes et durant le prisme d'accrétion à l'avant de l'arc Kabyle, à la fin de ce complexe, se déposaient des olistostromes qui sont des dépôts tectono-sédimentaires ayant remaniant les flyschs du Crétacé à l'Eocène de l'Atlas tellien. Ce complexe a été bien décrit dans le chapitre I.

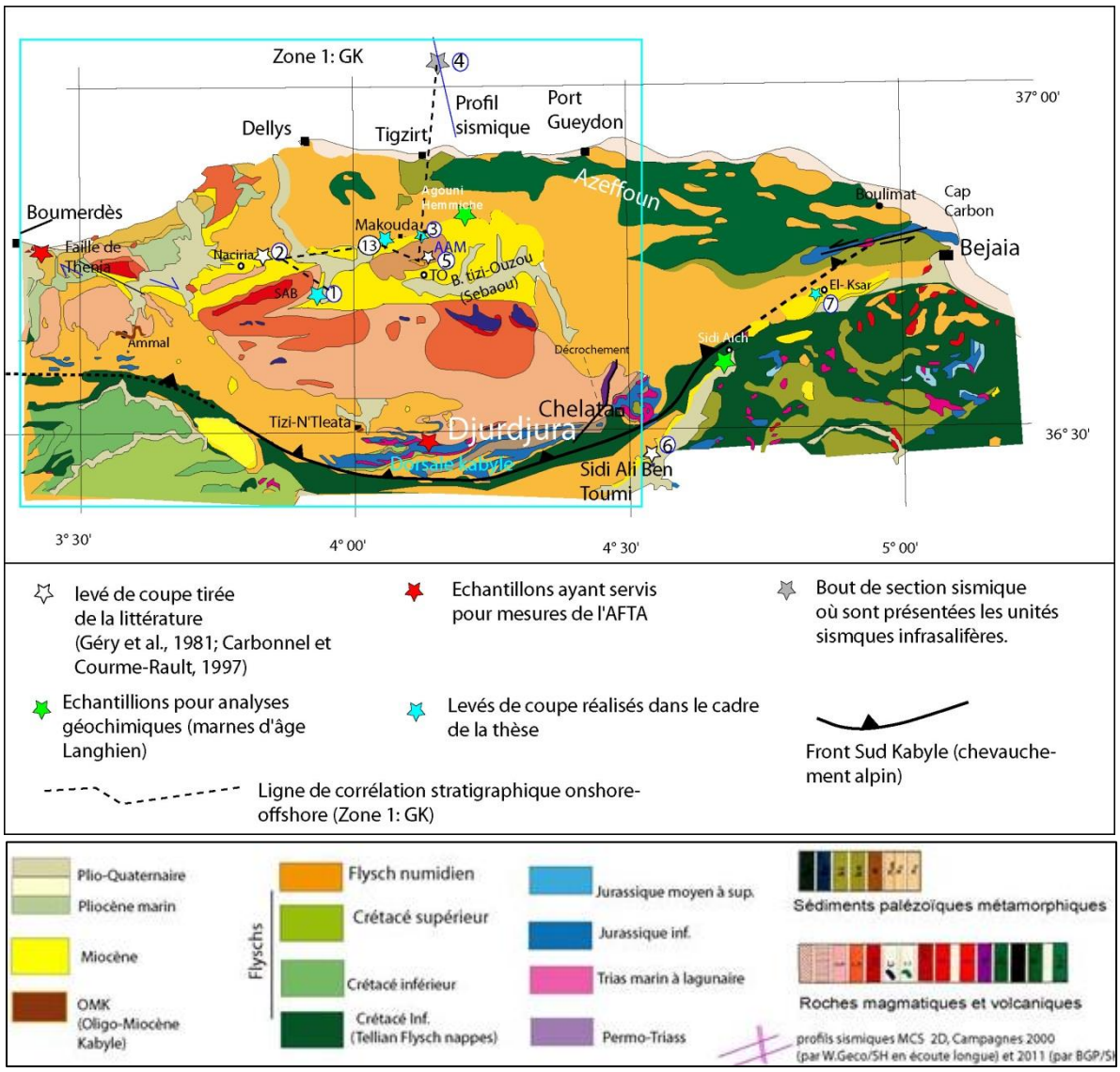


Figure III- 1- Carte géologique (J. Flandrin, publiée par Bétier et al., 1952) avec situation des coupes de terrain montrant les corrélations onshore- offshore, les sites des échantillons pour les analyses géochimiques et d'AFTA (traces de fission de l'Apatite) et le profil en offshore de la Grande Kabylie (au large de Tigzirt).La carte géologique est une partie de la carte présentée dans la figure I-2, établie par Bétier et al. (1952).

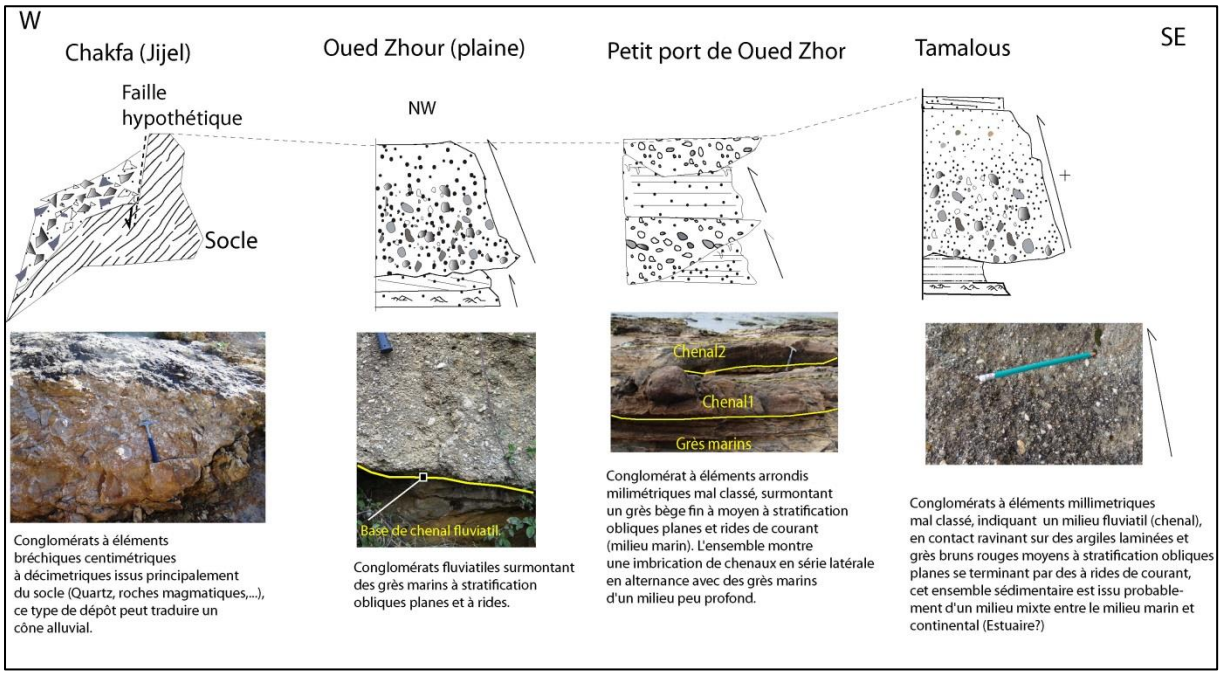


Figure III- 2- Coupes de terrain de l'Oligo-Miocène (OMK) à travers la petite kabylie.

III-1-2- Conglomerats de Burdigalien terminal

Un épandage de conglomérats situé à la base de la formation miocène dit post-nappe, affleure le long d'un massif montagneux, d'Oulad Ouareth à Makouda, en juxtaposition avec les nappes de flyschs d'âge crétacé supérieur à Eocène (unité tellienne de Dellys, **Raymond, 1977; Raymond, 1972**, carte géologique Dellys- Tizi-Ouzou, feuille n° 8/23). Comme l'OMK, Ils sont composés d'éléments anguleux (n'ayant pas subi un long transport) appartenant au socle kabyle, tels que, le Quartz, Granite, de schiste et cypolins (**Photo III-1**). Cependant, il est moins consolidé que le premier. Il est probablement le produit de démantèllement rapide de l'orogène jeune maghrébin formé suite à la collision miocène entre les kabylides et l'Afrique.

Bien qu'il soit interprété par **Raymond** (**1977**) comme Burdigalien (dépôt post-nappe), il serait utile de procéder à des datations biostratigraphiques (sur les niveaux argileux intercalés) afin de lever l'ambiguïté sur l'âge de ce complexe conglomératique, car, il rappelle certaines caractéristiques de l'OMK par sa patine et la nature des éléments conglomératiques. Par ailleurs, il existe des conglomérats un peu similaires aux premiers constitués d'éléments plutôt bien roulés appartenant également au socle et sont moyennement consolidés. Ils sont situés juste à la base de la série miocène (Burdigalien terminal à Langhien) affleurant au sud de Sidi Ali Bounab (le long de la route nationale n°25) et au bord du barrage de Taksabt.



Photo III-1- Conglomérats d'origine continentale, constitués d'éléments du socle (schistes, gneiss, marbre, cipolins) semblable à ceux d'Ammal et de Makouda. Ces sédiments sont interprétés comme la partie basale de l'OMK (Oglio-Miocène kabyle), compte tenu de l'histoire sédimentaire de ce dernier (photo prise au niveau d'Oulad Ouareth, Sidi Naamane Flanc Nord du bassin de Sebaou ou Tizi-ouzou).

III-1-3- Langhien à Tortonien (formations post-orogéne alpin)

La sédimentation en haut de la marge et du continent s'est effectuée soit directement sur le socle cristallin, soit sur les nappes de charriage ou bien sur les unités telliennes (bassin de la Soummam). En Petite Kabylie seulement, les dépôts langhiens ont résisté à l'érosion.
En Grande Kabylie, l'âge du Miocène post-nappe ou post-orogénique varie généralement de la fin de Burdigalien-Langhien au Tortonien (**Magné et Raymond, 1974; Aïte et Gélard, 1997)** ou Tortonien **(Carbonell et Courme-Rault, 1997**).
Hormis le bassin de la Soummam, situé dans les zones externes, les affleurements miocènes observés dans les bassins marginaux onshore représentent probablement l'extension du bassin arrière-arc vers le sud, depuis la fin de Burdigalien au Langhien. Cette tranche d'âge correspondrait au bassin sag formé suite à l'effondrement (« collapse ») des blocs kabyles après la collision de ces blocs avec l'Afrique vers 18-15 Ma (**Vergès and Sabàt, 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Rocca et al., 2004; Benaouali et al., 2006; Frizon de Lamotte, 2009**).
En plus des levés de coupe effectués par **Carbonnel et Courme-Rault (1997**) en Grande et Petite Kabylie, j'ai effectué des missions de terrain pour faire le levé de coupes au niveau des affleurements miocènes de ces régions pour des fins de description du faciès et interprétation des environnements de dépôt. De plus, ces descriptions ont donné lieu à la succession verticale et latérale de ces séries ainsi que l'évolution séquentielle du sud vers le nord du Miocène, dans le bassin de Tizi-Ouzou, au nord du bassin de la Soummam, à Collo et à Annaba. Par ailleurs, **Courme-Rault** (**1985**) a daté aussi cette série au niveau de Makouda, la limite Langhien- Searravallien se situant approximativement au commencement des marnes franches bleues dont le maximum d'épaisseur doit se situer au centre du bassin de Tizi-Ouzou.
Au sud de Sidi Ali Bounab, cette série comporte à sa base des conglomérats (2 à 3 m d'épaisseur) à éléments du socle (gneiss, schistes et quartz). Elle repose sur un socle à gneiss et para-gneiss très tectonisé. Le sédiment de base passe verticalement à des microconglomérats (environ 2 m d'épaisseur) et se termine par une centaine de mètres de grès ocres moyens à grossiers à stratifications obliques peu inclinée, formant une superposition de faisceaux sédimentaires en grano-décroissance (fining up ward) dont la base est marquée par

des galets de quartz bien ronds de quelques millimètres à un centimètre de diamètre avec des échinodermes (Parascutella en photo n° 1 et Emiastères en photo n°3, **Fig. III-3**) et bioclastes de Lamellibranches. Ce type de faciès peut être interprété comme étant un sédiment d'un milieu marin peu profond, relativement de haute énergie (**Miksa, 2009**), probablement des chenaux marins proximaux de la zone intertidal ou ''Upper shoreface''.

A Agouni Hemmiche (partie nord du bassin de Tizi-Ouzou ou Sebaou, Cne de Makouda), la série miocène consiste en une alternance de séquences régressives de quelques mètres d'épaisseur, comportant des niveaux de marnes bleues avec des bancs de grès de 20 à 50 cm d'épaisseur, les marnes s'aminciront vers le sommet, au contraire les grès s'épaississent plutôt vers le haut (Section 3, voire situation dans la **figure III-1**). Ces niveaux sont souvent associés à des lentilles de conglomérats. Ces mêmes bancs contiennent parfois à leur base une couche de microconglomérats à éléments bien roulés passant à des grès fins à moyens vers le haut (*fining upward*) où les séquences A, B et même parfois C (grès très fins à rides) y ont été identifiés (**Fig. III-4**). Des figures de charge à la base des bancs (dues à la déformation des argiles par le poids des grès sus-jacents) et des bioturbations verticales et horizontales, y ont été observées au sud du bassin surtout dans les niveaux gréseux. Le développement de ces séquences régressives avec une granodécroissance à l'échelle de banc, est probablement dû à des courants turbiditiques qui ont emmené des éléments grossiers provenant de l'orogène alpin nouvellement édifié, vers le milieu relativement profond (**Fig. III-4**).

La même série (**Fig. III-5**) affleure le long de la route menant vers Makouda et a été décrite par **Courme-Rault** (**1985**). Là, elle surmonte la barre conglomératique (dépassant 50 m) à éléments conglomératique du socle de taille décimétrique qu'on peut facilement confondre avec l'OMK et il est daté Burdigalien supérieur par **Raymond** (**1977**) comme spécifié ci-dessus. Cette barre surplombe la vallée de Sebaou.

Le Langhien correspondant donc à une phase de transgression. L'inondation maximale au cours du Langhien entraîne un approfondissement croissant vers le nord du milieu de dépôt, ce qui délimite généralement les dépôts détritiques près de la côte.

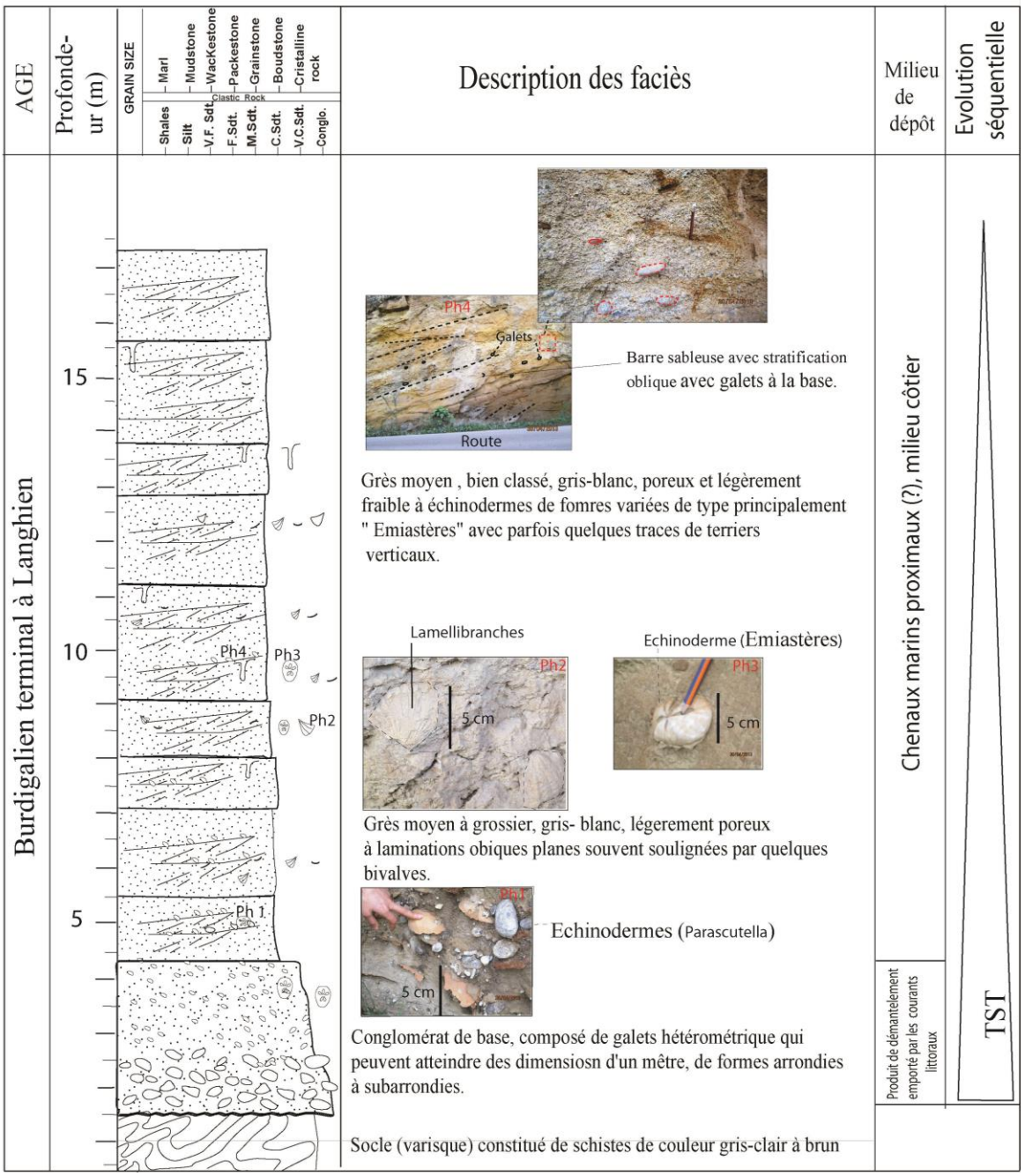


Figure III- 3- Levé de coupe (n° 1 dans la figure corrélation) sédimentologique du Burdigalien-Langhien affleurant au sud de Sidi Ali Bounab (SAB, massif du socle kabyle composé de granites, gneiss, para-gneiss,…). Affleurement de 25 à 30 m environ montrant une succ ession de séquences gréseuses avec à la base un banc de congomérats évoluant vers des micro-conglomérats. Le faciès ainsi que les organismes identifiés en l'occurrence, les échinodermes (deux espèces) et lamellibranches, indiquant un milieu littoral.

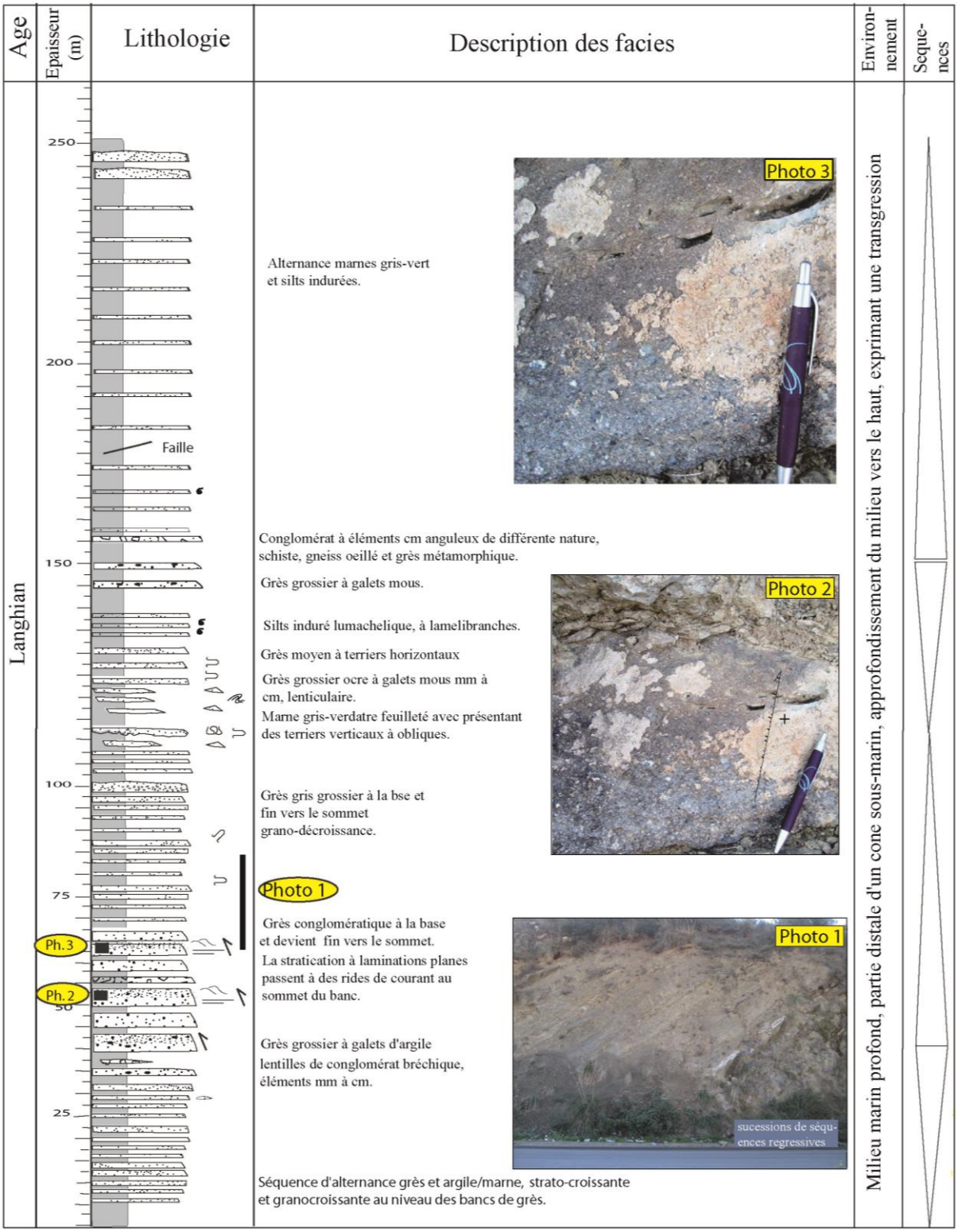


Figure III- 4- Levé de coupe de terrain du Langhien d'Agouni Hemmiche (Section n° 3, bassin de Sebaou ou Tizi-Ouzou) présentant l'évolution séquentielle régressive et grano-décroissante, composée de marnes et grès et intercalations rythmiques de conglomérats et microconglomérats. Ces séquences régressives indiquent fort probablement des turbidites. La tendance générale est liée à une transgression vu l'approfondissement du milieu de dépôt, marqué par la prédominance des marnes vers le sommet.

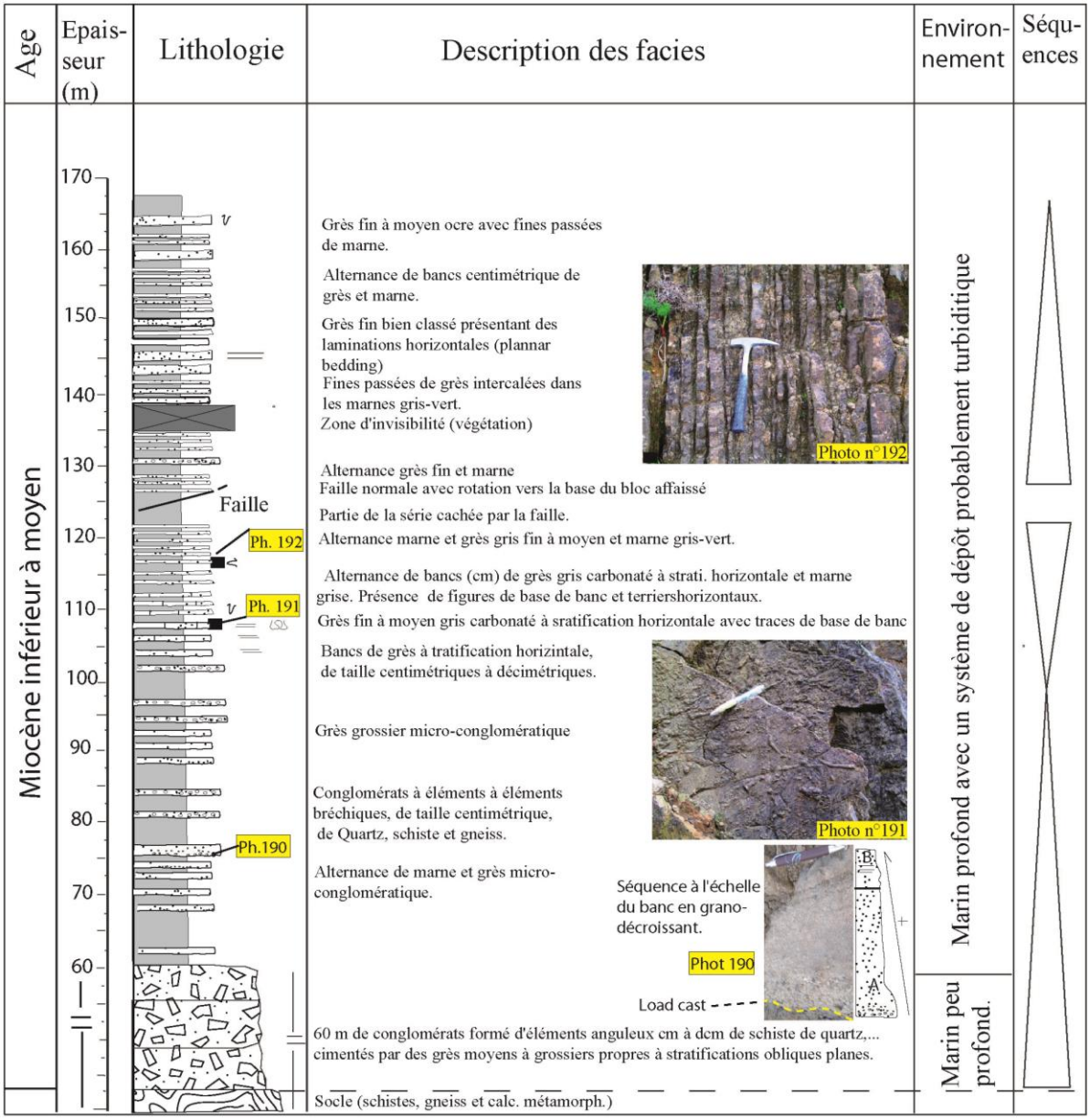


Figure III- 5- Levé de coupe de la formation daté du Burdigalien supérieur d'après la carte géologique de Raymond et Bossière (1972). Cette série est surmontée par le Langhien- Serravallien d'après la même carte géologique et les datations de Courme-Rault (1985). Le site de la coupe est situé à la bordure nord du bassin de Tizi-Ouzou sur la route Makouda Tizi-Ouzou (Section 13, cf. Fig. III-1). Il est probable que la faille inverse notéee sur la coupe constituait un contact anormal entre ces deux formations tout à fait dstinctes du point de vue faciès. En bas à gauche de la figure, est représenté la séquence de Bouma avec la paraséquence A (figures de charge à la base du banc avec une grano-décroissance vers le sommet) et B (grès moyens à fins avec laminations horizontales).

A El-Ksar, la série langhienne (**Bouillin, 1986 ; Carbonnel & Courme Rault, 1997**) débute par des niveaux conglomératiques centimétriques à galets de quartz bien ronds, intercalés avec des grès bruns peu consolidés faisant environ 4 à 5 m, suivis par environ 8 m de grès à stratifications obliques planes avec quelques bioturbations. Ces grès sont surmontés par des séquences d'alternances de grès- marnes bleus. L'épaisseur des marnes augmente vers le sommet de la série (Section 7, **Fig. III-6**), qui se termine par une masse de 200 m d'épaisseur environ à Sidi-Aich, à quelques kilomètres du site de la coupe, i.e. El-Ksar. L'évolution du

faciès conglomératique au faciès gréseux à granulométrie fine puis à une prédominance de marnes indique une transgression. La séquence de base, composée du banc conglomératique allant jusqu'au premier niveau de marne, peut être interprété comme un cortège transgressif. Après approfondissement du milieu, un cortège de haut niveau marin s'est déposé montrant même un début de progradation vers le sommet (**Fig. III-6**).

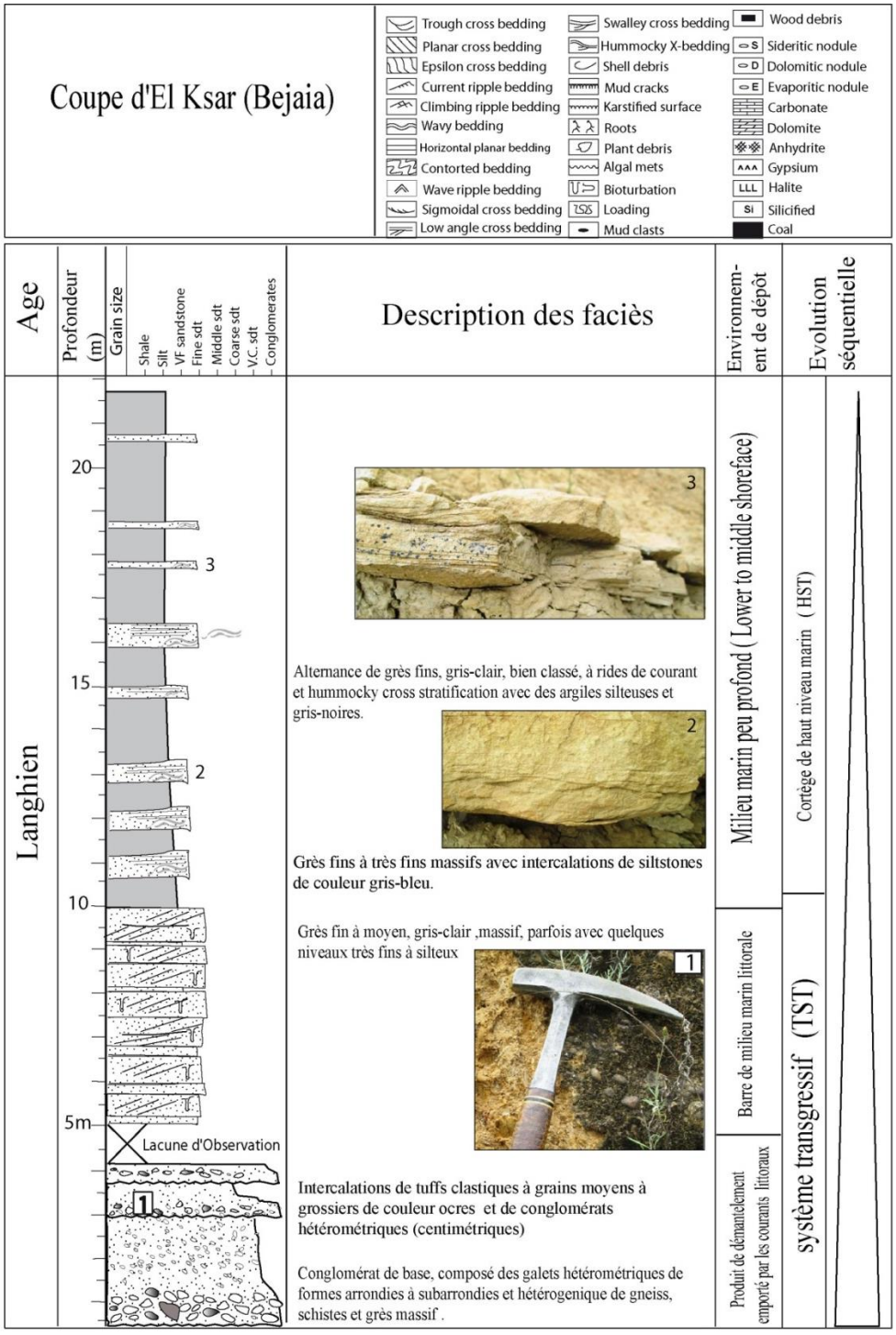


Figure III- 5- Section n° 7, levé de coupe sédimentologique au site d'El-Ksar (Vallée de la Soummam, Petite Kabylie) montrant l'évolution verticale du milieu de dépôt, indiqué par l'évolution du faciès et les structures sédimentaires associées.

A moins de 500 m ou un kilomètre de la mer, à Chetaibi (ouest de la ville d'Annaba), une autre coupe (*n° 12*, **Fig. I-2**) a été levée, montrant une alternance de grès et marne, son épaisseur apparente était voisine de 220 m. Comme dans le cas du bassin de Tizi-Ouzou, elle comporte une alternance de séquences régressives. A sa base, affleure une dizaine de mètres de marnes bleus avec de rares niveaux centimétriques de silts ou grès fins, passant verticalement à des grès (au bord de la route) moyens à grossiers de couleur ocre, métamorphisées localement au contact des intrusions volcaniques, ce qui leur donne une couleur noire (**Photo n° III-8**). Ces grès sont associés à des sédiments de nature probablement volcano-sédimentaire, de granulométrie grossière, et des lentilles de microconglomérats de quelques centimètres d'épaisseur. Les bancs de grès présentent des structures sédimentaires généralement horizontales avec des rides de courant vers le sommet. Cette rythmicité de faciès grossiers et de marnes inscrits dans une phase de transgression montre que ce dépôt est turbiditique (Section 12, **Fig. III-7**) comme dans la partie nord du bassin de Tizi-Ouzou.



Photo III- 8- Affleurement miocène (Langhien) au niveau de Chetaibi, non loin du cap de Fer (Annaba). La couleur noire résulte d'un métamorphisme de contact (entouré en rouge) survenu lors des intrusions volcaniques miocènes survenant vers 15 Ma (e.g. Maury et al., 2000 ou post 17 Ma (Abbassene et al., 2016).

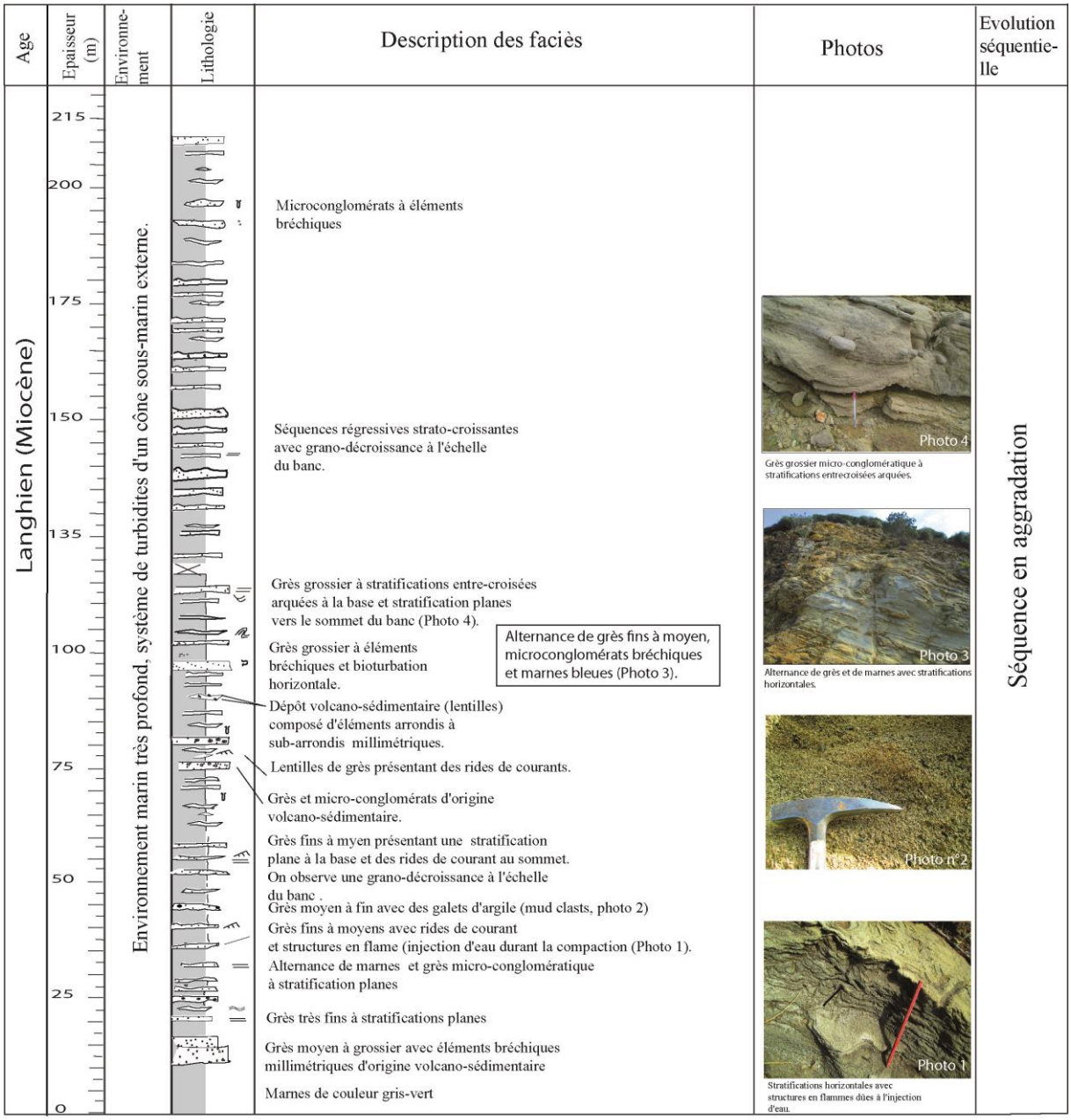


Figure III- 6- Section n° 12, levé de coupe de terrain dans la localité de Chetaibi (à moins 500 m du rivage), montrant la succession de séquences de dépôt du Langhien, faciès et structures sédimentaires.

Au sud du bassin de la Soummam, le Serravallien est caractérisé par des marnes à échinodermes et bivalves, surmontées par des conglomérats et grès argileux. Ceci peut être une indication d'une évolution d'un milieu littoral vers un milieu continental. Le Tortonien, dans la même région, contient des argiles grises sableuses avec gypse et huîtres intercalées avec des argiles de couleur gris-bleu qui passent vers le sommet à des conglomérats et grès rougeâtres continentaux (**Carbonnel & Courme-Rault, 1997**). L'environnement passe d'un milieu restreint évaporitique à un milieu continental, traduisant une régression marine et une émersion. Il y avait déjà une régression à la fin du Serravallien, suivie d'une légère transgression ayant permis l'installation d'un milieu lagunaire au Tortonien (Section 6, **Fig. III-8**).

III-1-4- Corrélation des formations miocènes à travers l'ensemble des sections onshore

Dans la figure ci-dessous (**Fig. III-8**), je propose une corrélation des formations miocènes sur l'ensemble des sections étudiées sur le terrain, basée sur les âges disponibles et l'évolution des séquences identifiées.
Les deux trajets de corrélations (a) et (b) sont localisées sur les **Figures II-1 et III-1 (GK) et III-9** (PK).
En Grande Kabylie, le Langhien est transgressif. En bordure sud du bassin de Tizi-Ouzou, au sud de Sidi Ali Bounab et à Thala Kezal (Naciria), des conglomérats de taille généralement décimétrique sont bien roulés et évoluent vers des grès grossiers micro-conglomératiques par endroit, lesquels sont surmontés par des grès littoraux (Sud Sidi Ali Bounab, **Fig. III-3**, Section 1) et une alternance de grès littoraux et d'argiles au nord du même massif (à Thala Kezal) (**Fig. III-8**). Que ce soit à Makouda ou à Agouni Hemmiche, l'environnement du dépôt passe latéralement d'un milieu littoral à un milieu marin profond où dominent les turbidites. Ces dernières s'étaient déposées suite aux glissements importants de sédiments accumulés au préalable au pied des îlots (socle kabyle) vers le continent (domaine émergé à l'actuel) et l'érosion intense dûe à la formation d'un nouvel orogène suite à la collision alpine. D'autre part, la paléo-topographie sous-marine abrupte de l'époque a probablement favorisé une certaine instabilité du substratum. On note un approfondissement de milieu de sédimentation du sud vers le nord (offshore actuel), d'une part, et un approfondissement vertical suite à la transgression marine, d'autre part (**Fig. III-8**).
En Petite Kabylie, la même formation (Langhien) enregistre un approfondissement de l'environnement de dépôt, d'un milieu littoral au sud du petit bassin de la Soummam, à un milieu marin relativement profond (lower shorface à offshore) vers le nord, à El-Ksar (Bejaia) et à Annaba (**Fig. III-8**, Section 12). Par ailleurs, le milieu littoral attribué au grès langhien affleurant à Collo par **Carbonnel et Courme Rault** (**1997**), sur la base d'argiles contenant des globigérines (organismes d'un milieu marin profond) intercalés à ces grès, indique un milieu marin profond à turbidites comme à Annaba. De même, l'évolution séquentielle des coupes du bassin de la Soummam montre bien qu'il y a approfondissement du milieu du dépôt suite à la transgression (**Fig. III-8**, Section 7). A Collo ou à Annaba, les seules formations affleurant et ayant subsisté de l'effet de l'érosion, indiquent respectivement, un milieu marin littoral à relativement profond profond (grès passant à des marnes gris-bleu) et un milieu plutôt profond vu le caractère turbiditique des grès observés (**Figs. III-8**). A l'échelle des Kabylides, le Serravallienet et le Tortonien se terminent par des régressions marines favorisant les dépôts silico-clastiques de granulométrie relativement grossière pouvant renfermer des réservoirs pétroliers en domaine offshore. Cependant, latéralement en onshore, ces formations se trouvent souvent érodées (**Fig. III-8**).
Vu l'éloignement des sources d'apports du bassin offshore profond, il est fort probable qu'il y ait prédominance de dépôts plus fins et localement des turbidites dans les unités miocènes.

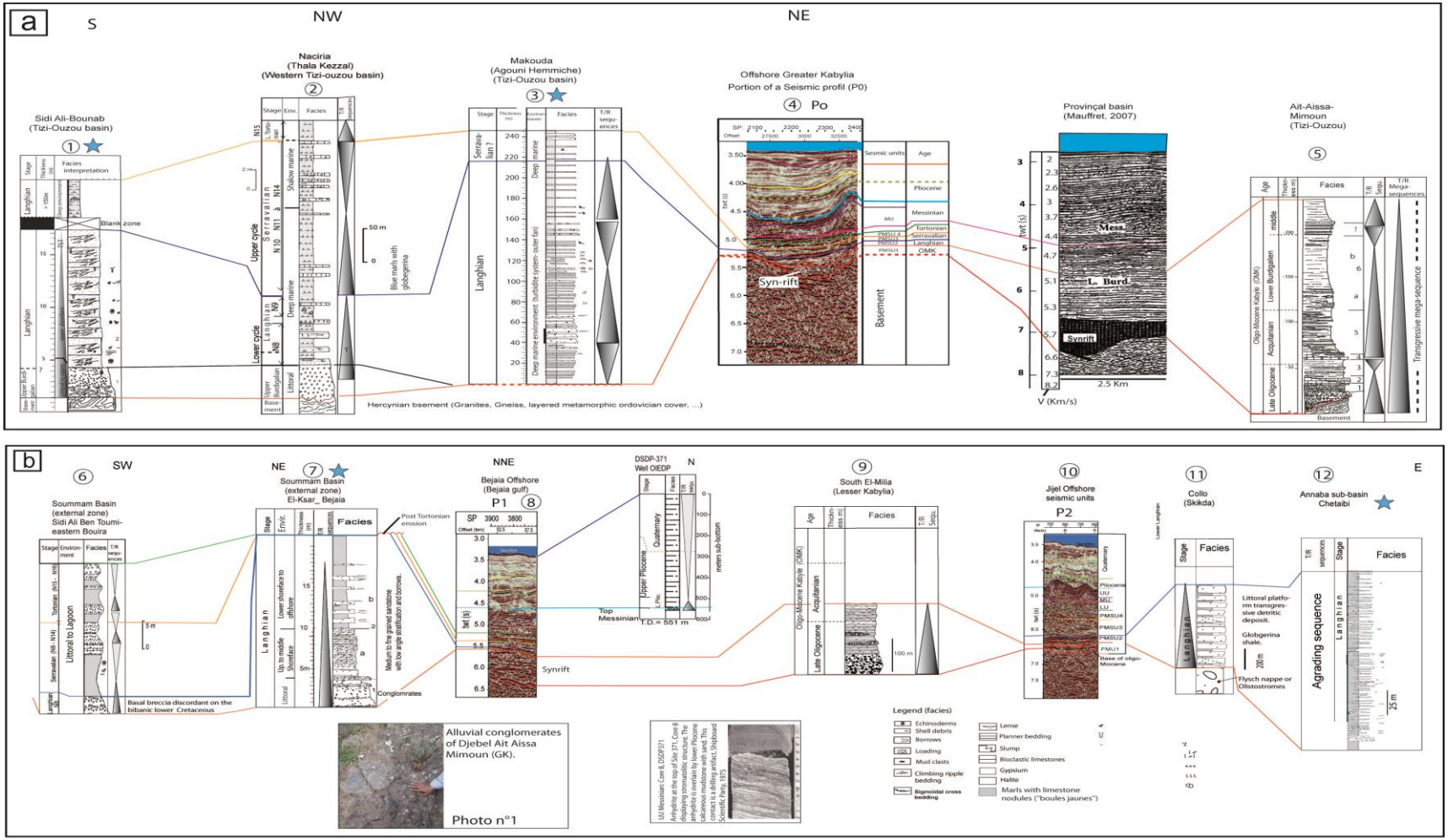


Figure III- 7- (a) Corrélation ou extrapolation slitho-stratigraphique onshore- offshore, entre les formations oglio-Miocènes et miocènes en affleurement le long de la marge centrale (GK : massif de Grande kabylie) et les unités sismiques interprétées sur le profil sismique sis au large de Tigzirt (situation de la coupe est sur la ***Figure III-1****). (b) Corrélation litho-stratigraphique onshore- offshore entre les formations miocènes en affleurement (PK: Petite Kabylie et bassin de la Soummam) et les unités acoustiques identifiées en offshore (Voire situation de la ligne de corrélation sur la Figure III-9).*

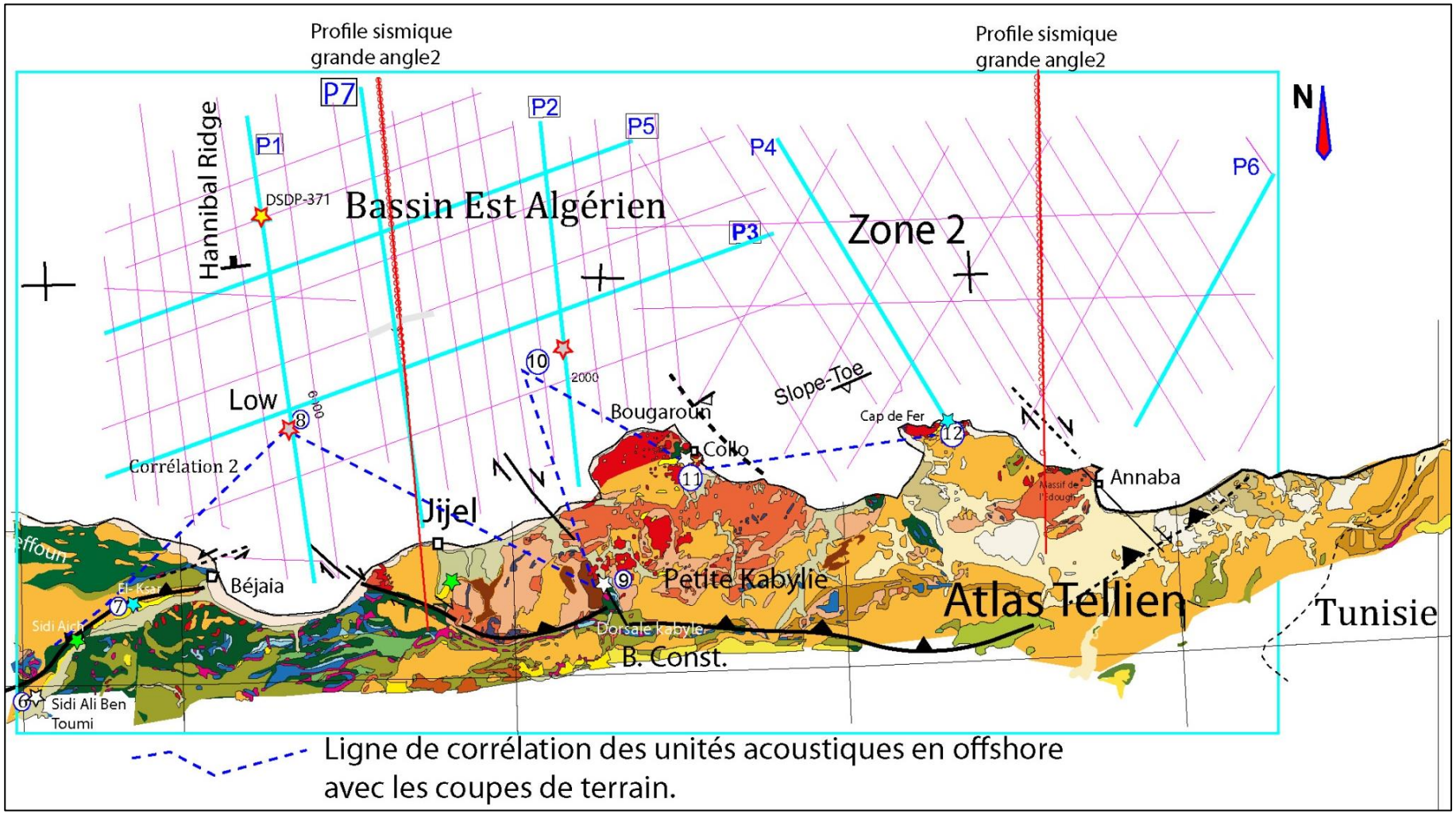


Figure III- 8- Carte géologique avec position des profils sismiques utilisés dans l'interprétation structurale et stratigraphique ainsi que la position de la ligne de corrélation onshore- offshore III-7b (PK).Carte géologique dressée par Flandrin et publiée par Bétier et al., 1952 (légèrement modifiée sur la base d'autres cartes publiées, ex. Faurcade).

III-2-Interprétation chronostratigraphique des unités acoustiques du bassin offshore

Il est nécessaire d'extrapoler en offshore les limites stratigraphiques déterminées en onshore par bio-stratigraphie afin d'apporter des contraintes sur les unités acoustiques pré-messiniennes sous-marines qui restent méconnues à ce jour. Cette approche m'a conduit à mener des missions de terrain, que ce soit sur le plan structural, stratigraphique ou sédimentologique, le long de la marge centrale et orientale, du bassin de Tizi-ouzou ou de Sebaou à Annaba en passant par Bejaia, Jijel, Skikda, Collo et Tamalous (voir chapitre III-1). Le bassin de Tizi-Ouzou est un petit bassin intra-arc, formé suite à la relaxation tectonique ou lié au« collapse » des blocs kabyles après le maximum de compression alpine et la mise en place des nappes vers le sud. Cette phase de post-rift a permis le développement d'une subsidence gravitaire et thermique ayant mené au dépôt d'au moins 1500 m de sédiments dont l'âge varie du Burdigalien supérieur au Serravallien (**Aïte & Gélard, 1997 et les références qui y ont été citées ; Carbonnel & Courme-Rault, 1997**). Cette série a pour substratum les nappes de flysch et parfois directement le socle kabyle (schistes, granites,…). Par ailleurs, le bassin semble s'être initié en même temps que le bassin offshore (**Raymond, 1977 ; Aïte & Gélard, 1997 ; Saadallah et al., 1996**), dès la fin de l'Oligocène, bien avant la collision qui date de la fin de Burdigalien. Ceci peut être argumenté par l'existence de dépôts oligo-miocènes sur le socle de Petite et Grande Kabylie, similaires à ceux existants à l'est des Baléares où la transgression a commencé à l'Aquitanien (**Géry et al., 1981**). Il ne peut y avoir de dépôts marins sur le socle kabyle au sud du bassin offshore actuel sans qu'il y ait eu aussi des dépôts au nord de la Grande Kabylie (offshore actuel). D'après les coupes schématiques d'**Aïté et Gélard (1997**) et la carte du Miocène post-nappe (daté de la fin du Burdigalien au début du Langhien, **Aïté et Gélard, 1997; Raymond, 1977**), le Miocène du bassin de Tizi-Ouzou est en continuité vers la Méditerranée grâce aux bras de mer fossilisés par les dépôts actuels des bassins de Tizi-Ouzou et de Thenia. Le Miocène de Dellys affleure à terre et se prolonge en mer (ref. carte géologique, feuille n° 8/23, B2, 3/ C19, **Raymond, 1984**). Il est intrudé de roches volcaniques. Une coupe de terrain a été réalisée par **Géry** (**1981**) au massif d'Ait Aissa Mimoun (au nord de Tizi-Ouzou), comprenant de bas en haut: l'Oligo-Miocène kabyle (OMK) constitué par des dépôts silico-clastiques, conglomératiques à la base avec quelques passées gréseuses (lenticulaires) et calcaires, daté de la fin de l'Oligocène-Burdigalien moyen (datation par foraminifères et micro-foraminifères), et des nappes de flysch. Ce Miocène repose sur les nappes, son âge variant du Langhien au Serravallien. Les faciès sont gréseux à la base et marneux vers le sommet. Cette série est datée par des échinodermes et des foraminifères (eg. **Géry, 1981 ; Aïte et Gélard, 1997**).

L'interprétation stratigraphique des coupes sismiques de l'offshore a permis de subdiviser la série sédimentaire en trois grands ensembles : la série infra-salifère (infra-messinien), le Messinien et le Plio-Quaternaire (**Fig. III-10**), séparés par des discontinuités régionales. Le Plio-Quaternaire est facilement reconnaissable par son apparence transparente en sismique, de même le Messinien, reconnaissable par ses trois unités (unité inférieure, unité mobile ou sel et unité supérieure ou évaporites supérieures), reconnues ailleurs en Méditerranée et aussi sur la marge algérienne centrale (**Lofi et al., 2011**). Cependant, la subdivision de l'ensemble infra-

salifère ainsi que l'identification de ces différentes unités acoustiques n'avaient pas été faites à ce jour. De plus, la limite entre le Pliocène et le Quaternaire n'était toujours pas reconnue. Elle a donc été définie dans le cadre de la présente thèse.

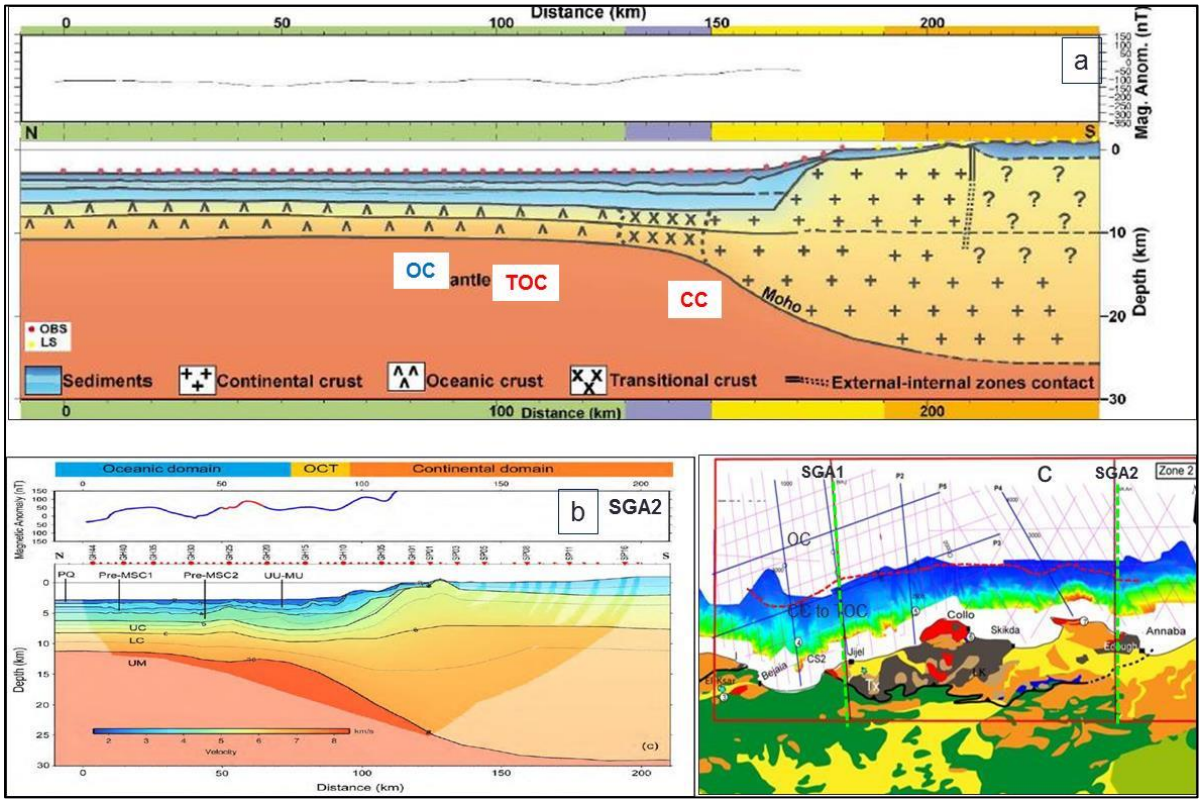


*Figure III- 9- (a) modèle de vitesse grand angle au large de Jijel (Mihoubi et al., 2014), montrant l'extension de la croûte continentale jusqu'à 50 km de la côte et la croûte transitionnelle (océan-contient : TOC) s'étendant à 70 km de la côte; (b) modèle de vitesse grand angle au large d'Annaba (**Bouyahiaoui et al., 2015**), montrant l'extension de la croûte océanique à 27 km de la côte et (c) Carte géologique de la partie onshore et position des deux profils de sismique grand angle utilisés pour la modélisation sismique.*

III-2-1- Interpretation chronostratigraphique des unités acoustiques pré-messiniennes par extrapolation à partir des affleurements oligo-miocenes en onshore.

Depuis la base du bassin, les unités suivantes ont été identifiées :

- L'unité acoustique **PMSU1** ou ''Pre-Messinian Seismic Unit 1'' est caractérisée par un fort contraste d'impédance sur la sismique et repose directement sur le socle acoustique (**Fig. III-11a, b**). Cette unité est interprétée comme un dépôt syn-rift car elle s'est déposée durant la distension marquée par des failles normales et formant des blocs basculés, assez visibles le long de la direction globalement E-W (**Figs. III-12**) mais rarement visibles le long de la direction N-S. La section P7 est l'une des rares sections qui montrant cette architecture structurale (**Fig. III- 13**).

Par ailleurs, l'Oglio-Miocène Kabyle est un complexe silico-clastique conglomératique à la base, dont le milieu de dépôt est interprété comme continental (cône alluvial associé à un

réseau fluviatile) à la base, évoluant vers des grès d'origine marine (**Photos I-5 et I-6**). Il est plus compact et plus consolidé que les formations miocènes sus-jacentes. Contrairement aux formations post-orogéniques (Burdigalien supérieur à Tortonien), celui-ci est tectonisé comme le socle kabyle (**Raymond, 1977**), car ils ont subi les effets de la collision alpine, contrairement aux unités dites post-nappes qui ont été structurées récemment **(Raymond, 1977; Géry et al., 1981**). En sismique, l'unité PMSU1 apparaît tectonisée (**Fig. III-11a,c**) et le faciès sismique (structures sédimentaires de type ''hummocky'', **Figs. III-11c, III-14 a, b**) donne aussi l'indication d'un milieu fluviatile caractérisé par un réseau de chenaux. Ceci suggère fortement que les deux unités à terre (OMK) et en mer (PMSU1) sont les mêmes. Au large de Bejaia, 18-23 km au large (**Fig. III-11**), la base de PMSU1 montre un faciès cahotique qui peut être interprété comme des olistostromes, comme indiqué par **Mihoubi et al.** (**2014**) au large de Jijel.

Toujours dans la série pré-messinienne, trois autres unités acoustiques PMSU2, PMSU3 et PMSU4 ont été identifiées sur la base de la stratigraphie sismique. Elles reposent en *onlap*sur l'unité de base. Leurs réflecteurs sont peu déformés et de moindre amplitude par rapport à l'unité de base (**Figs. III-7 et III-11c**). Néanmoins, les configurations en *onlap* en pied de marge n'indiquent pas forcément une fluctuation du niveau marin ou une quelconque progradation ou rétrogradation durant la sédimentation car la paléo-plate-forme a été déformée durant l'inversion tectonique quaternaire (**Figs. III-12 et III-15**) et que le paléo-rivage n'apparaît pas en sismique. Il y a donc une rupture d'origine tectonique entre la paléo-plateforme et le bassin profond (offshore) qui empêche de reconstituer les cortèges sédimentaires de l'intertidal au talus continental. En revanche, les observations de terrain ont montré que le Langhien était transgressif à la base et régressif vers le sommet (progradation avec développement des turbidites dans les zones profondes) jusqu'à l'approfondissement total indiqué par l'épaisse série marneuse dont l'épaisseur actuelle en surface dépasse > 200 m **(Arab et al., 2016a)**. Latéralement et durant le maximum de transgression, il existait un approfondissement du milieu de dépôt, passant d'un environnement littoral vers le sud à un milieu profond vers le nord où se développent des turbidites, que ce soit en Grande ou en Petite Kabylie (**Fig. III-7**).

Au large de Bejaia, l'**unité PMSU2** présente un changement latéral de faciès sismique. La configuration sismique *hummocky* indique soit un système turbiditique comme décrit sur le terrain ou un effet d'échappement de fluides liée à des taux de sédimentation rapides. Des onlaps opposés sur un lobe de longueur de 5 km environ, entre 22 et 27 km (**Fig. III-14a**), pourrait indiquer un cône sous-marin ou ''Deep Sea Fan'' (DSF).

Au large de Jijel, la configuration des réflecteurs est équivalente à une stratification subparallèle à ondulée, indiquant des conditions de sédimentation uniformes d'un remplissage de séquence lors de la subsidence du substratum. Vu la position en bas de marge de cette zone d'étude, il est fort probable que ce type de structures sédimentaires témoigne d'un milieu profond au-delà de la rupture de pente (**Veeken, 2007**). L'amplitude élevée des réflecteurs indique une alternance de lithologies de différentes impédances acoustiques comme le complexe grès/argile. La basse fréquence des réflecteurs révèle des épaisseurs relativement importantes de sédiments (**Fig. II-14b**).

Par ailleurs, la configuration en onlap vers le continent montrée à la base de la même unité (PMSU2), entre 18 et 38 km (**Fig III-11b**), coïncide avec la transgression observée sur le terrain. Toujours dans la même unité et au pied de marge (au large deBejaia), le faciès

chaotique observé en sismique (**Fig III-11b**) peut aussi être interprété comme des turbidites déposées suite au démantèlement de l'orogène alpin nouvellement formé après la collision. En onshore, ce faciès a été observé au nord du bassin de Tizi-Ouzou et près du rivage à Annaba (**Figs.III-4 et III-6**).

En offshore, en termes de faciès sismique, l'**unité PMSU3** à Bejaia (P1 section) indique soit une accrétion en dépôt de cône sous-marin ou bien des contourites (**Fig. III-14a**). A Jijel, le faciès chaotique apparaissant au toit de la même unité pourrait indiquer des argiles en surpression en se basant sur les modèles de **Veeken (2007**) (**Fig. III-14b**). Sur le terrain, la base du Serravallien, équivalent probable de l'unité PMSU3 selon le découpage chronostratigraphique proposé, est composée de marnes bleues. Par extrapolation *onshore-offshore*, la base de l'unité PMSU3 serait à dominance marneuse en termes de faciès. Par contre vers le sommet, la sédimentation deviendrait gréseuse à cause de la régression (**Fig. III-7**).

L'**unité PMSU4** montre un faciès *shingled*à *hummocky* au large de Bejaia et chaotique à *hummocky* au large de Jijel (**Fig. III-14**). Le premier pourrait indiquer un dépôt lié au glissement de masses sédimentaires comme les turbidites.Le deuxième faciès serait peut-être lié à des échappements de fluides et réseaux de chenaux, dus à l'érosion sous-marine (**Fig. III-14b**). Par ailleurs, le faciès chaotique peut traduire un sédiment grossier (**Figs. III-11, III-15 et III-14**). Si l'on admet que la partie sud du bassin de la Soummam était en connexion avec le bassin offshore actuel durant le Miocène, il existerait un approfondissement latéral des milieux de dépôt du nord vers le sud suivant une paléo-pente continentale. Au Tortonien, le milieu de dépôt varie d'un environnement continental à lagunaire au Sud (Soummam, Section 6, **Fig. III-7**)à un environnement offshore où les sédiments sont de granulométrie fine au nord de la région d'étude (**Fig. III-7**). Si l'on se fie au modèle stratigraphique, caractérisé par le même nombre de discontinuités en mer et à terre, les unités acoustiques en mer doivent se corréler avec les formations en affleurement : ainsi, l'unité PMSU4 correspondrait au Tortonien (**Fig. III-17**). A cause de l'érosion induite par le soulèvement tectonique survenant essentiellement au Quaternaire (inversion), le Tortonien n'est préservé à terre que dans la partie sud de la Soummam (Sidi Ali Ben Toumi, **Carbonnel et Courme-Roault, 1997**). Sachant que la compression a débuté dès la fin de Tortonien, le Messinien est soit totalement érodé ou ne s'est jamais déposé. Sur les profils sismiques en offshore l'unité PMSU4 montre une variation de faciès et localement des ravinements (**Fig. III-10**). A l'affleurement (onshore), l'équivalent de cette unité (Tortonien) montre des dépôts pélagiques à la base (marnes bleues avec des globigérines et autres organismes pélagiques) dans la région de Naciria (section 2, **Fig. III-7**). Au sud du petit bassin de la Soummam, la même formation montre une séquence globalement régressive, avec un milieu marin profond à la base, passait à un milieu continental au sommet. La séquence de base indique une transgression marquée par une évolution de grès grossier à intercalations de fines passées de marnes à des marnes ou argiles franches d'un milieu marin profond. De nouveau, la 2eme séquence annonce une régression marquée par une évolution de marnes vers une alternance marne/grès et conglomérats vers les conglomérats continentaux et gypse d'un milieu lagunaire à continental (**Carbonnel et Courme-Rault, 1997**) (**Section 6 de la figure III-7**).En offshore, la qualité sismique ne permet d'avancer une interprétation sur le faciès sismique et le paléo-environnement pour l'unité PMSU4.

En se basant sur le découpage par stratigraphie sismique en unités acoustiques de la série infra-salifère et sur l'analyse des faciès sismiques, il semblerait que le nombre des limites stratigraphiques miocènes à l'affleurement correspond bien au nombre de discontinuités (discordances et conformités) identifiées en sismique (**Fig. III-7a et b**). De plus, le faciès sismique observé sur l'unité acoustique basale correspond aussi au faciès conglomératique et fluviatile de l'OMK en onshore (**Fig. III- 7c**). En outre, les onlaps orientés vers le continent et observés dans le bassin offshore ainsi que le faciès à turbidites dans le même domaine sont une indication de la transgression langhienne identifiée sur le terrain. Toutes ces similitudes litho-stratigraphiques me font conclure qu'il y a bien une corrélation stratigraphique onshore-offshore appuyée par la présence du même substratum dans les mêmes domaines et même dans le domaine océanique.

III-2-2- Les unités messiniennes

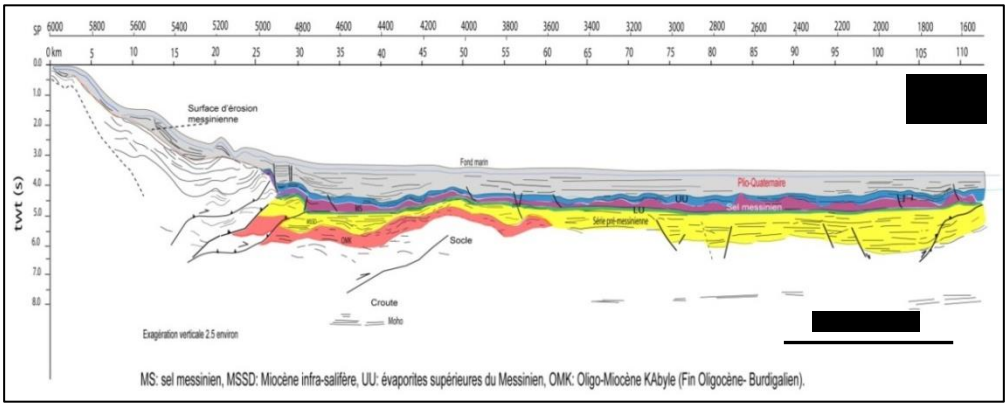
Au large de Bejaiaet Skikda, l'unité basale du Messinien appelée ''Lower Unit'' ou LU (**Lofi et al., 2011**) montre un changement latéral de faciès, passant d'un faciès chaotique à un assemblage de réflecteurs parallèles de haute fréquence et de forte amplitude (**Figs. III-9 et III-10**). Ceci peut traduire une évolution de milieu de haute à plus faible énergie où prédominerait un faciès marneux ou argileux. L'unité à faciès chaotique identifiée sur la pente continentale et qui est l'équivalent latéral de LU pourrait être celle identifiée selon **Lofi et al. (2011**) en marge centrale algérienne. Cette unité est appelée ''Complex Unit'' (CU) par ces auteurs. Le faciès silico-clastique proximal appartient à un dépôt de pente suite à l'érosion messienne (**Lofi et al., 2011**). Sur la pente du Golfe du Lion, la même unité a été interprétée comme un dépôt détritique de bas niveau marin (**Bache et al., 2009**), récemment renommé MLM (Messinian Lower Megasequence) par **Gorini et al.**(**2015)**. De tels cônes sous-marins ont aussi été décrits par **Déverchère et al. (2005**) sur la marge centrale (au large de Boumerdès) d'Algérie. Dans la région d'étude, le Messinien est généralement marqué à la base par une discontinuité érosive sur la pente continentale (**Figs. III-11 et III-15**). Le faciès sismique à réflecteurs parallèles à haute amplitude de LU pourrait indiquer soit des argiles, carbonates ou évaporites. Le sel ou MU à faciès transparent à chaotique forme les diapirs induits par la migration du sel vers le large et sa remontée à travers les petites failles au cours du dépôt sédimentaire. La trace laissée par le sel constitue ce qu'on appelle un "salt weld'' (empreinte plate ou « cicatrice » laissée par la migration du sel), visible surtout au large de Bejaia (**Fig. III-11**). L'unité supérieure (ou évaporites supérieures, ''Upper Unit'' : UU) se présente sous forme de réflecteurs parallèles de haute fréquence et de haut contraste d'impédance où apparaît une discontinuité séparant des faciès légèrement différents. Les unités LU et MU représentent un cortège de bas niveau marin (e.g. **Sage et al., 2005**) s'inscrivant dans le cadre du début de la crise messinienne (5.97- 5.6 Ma,**Garcia-Castellanos et al., 2009; Do Couto et al., 2014,** et références citées). Ces deux unités (LU et MU) sont ainsi supposées correspondre respectivement à un « early lowstand » et un « late lowstand » chez certains auteurs (**Gorini et al., 2015**), ou bien à des dépôts par transport puis par précipitation suite à un premier abaissement de faible amplitude (e.g. **Ryan, 2008**). Le dépôt de plus de 1600 m de sel est supposé résulter soit de plusieurs phases de dessication et de remplissage de la Méditerranée en eau depuis l'Atlantique avec diachronisme (**Rouchy et**

Caruso., 2006), soit d'une précipitation en masse au début de la crise de salinité (**Ryan, 2008**). Ce phénomène a été accompagné par le dépôt de niveaux très riches en matière organique (diatomites et sapropèle) (**Garcia-Castellano et al., 2009**).Le dépôt des dolomies de l'unité inférieure (LU) en milieu relativement profond par rapport à celui des évaporites supérieures peut-être accompagné du développement de niveaux de roches mères vu l'environnement réducteur (manque de sulfates consommées par les bactéries anaérobiques) (**De Lange et Krijgsman, 2010**).

III-2-3- Plio-Quaternaire, corrélations litho-stratigraphiques avec le puits DSDP-371

Sur les coupes sismiques, le Plio-Quaternaire apparaît comme un faciès transparent comparativement au Messinien dont l'UU ou évaporites supérieures ont un fort contraste d'impédance. Des configurations en forme de lobes en bas de marge sont interprétées comme étant des cônes sous-marins sédimentés suite au remplissage rapide (déluge, **Do Couto et al, 2014**) de la Méditerranée après la crise messinienne et l'ouverture du détroit de Gibraltar durant la transgression zancléenne (5.33 Ma) (e.g. **Garcia-Castellano et al., 2009**). Cette inondation généralisée s'est accompagnée d'une sédimentation d'une magnitude de 3 fois supérieure à celle de l'Amazone, la décharge sédimentaire moyenne étant de l'ordre de 10^8 m^3 s^{-1} (e.g. **Garcia-Castellano et al., 2009**). Ces cônes sous-marins sont les produits résultant du transfert par les courants marins des sédiments piégés en amont, soit sous forme de <<Gilbert deltas>>, soit sous forme de grands systèmes marins/continentaux de fan deltas (systèmes régressifs/transgressifs), et dans ce cas, il ne s'agit pas uniquement de sédiments hémipélagiques. Ils ont déjà été identifiés en de multiples endroits en Méditerranée, notamment en bordure des Bétiques et de la mer d'Alboran (**Do Couto et all, 2014** et **C.Gorini**, communication personnelle). Au large de Bejaia, ce cône de bas de pente est d'une forme allongée, visible sur la section P1 (**Fig. III-11**), entre 25 et 40 km à partir de la ligne de côte. Il passe latéralement à un faciès à réflecteurs continus et subparallèles de forte amplitude traduisant des sédiments fins comme mis en évidence au niveau du puits DSDP-371 (**Shipboard Scientific Party, 1978**) où ce sédiment est composé d'argiles carbonatées avec inclusion de fines passées de grès silteux (**Fig. III-7**). Par ailleurs, toujours au large de Bejaia, entre 23 et 35 km de la côte, l'unité Qu1 est relativement épaisse et fait partie aussi de cet édifice turbiditique. En pied de marge, les unités Qu2 et Qu3 montrent des structures ondulées avec des amplitudes variables pouvant indiquer des contourites avec de forts courants (**Fig. III-11**). De plus, les structures en incision/remplissage (''cut and fill'') avec des réflecteurs discontinus indiquent probablement un réseau de chenaux sous-marins. Les prismes successifs existants sur la plateforme interne constituent des cortèges de progradation constitués d'un ensemble de clinoformes (**Figs. III-11 et III-12**). Comme il n'existe qu'un seul forage dans la zone d'intérêt, la limite entre le Pliocène et le Quaternaire a été définie par extrapolation des épaisseurs sédimentaires à partir de la marge centrale. Le taux de sédimentation du Quaternaire au niveau du puits DSDP-371 est de 110 m/Ma (**Shipboard Scientific Party, 1978**), et 500 m/Ma au pied de la marge centrale algérienne (**Giresse et al., 2013; Kherroubi et al., 2009**). Prenant en considération les trois unités Qu1, Qu2 et Qu3 ensemble, leur épaisseur totale en pied de marge est de 1.4 s twt (**Figs. III-11 et III-12**), i.e. une épaisseur de 1300 m en utilisant une vitesse de 1800 m/s (déduite des vitesses rms des profils Western Geco/SH utilisés). La même épaisseur en temps (1.5s twt) a été obtenue entre Alger et Tipaza

en pied de marge par **Leprêtre et al.** (**2013**). En considérant un taux de sédimentation moyen en bas de marge de 500 m/Ma, la durée de sédimentation quaternaire correspondant à ces trois unités (Qu1, 2, 3) peut-être estimée à 2.6 Ma et peut-être placée approximativement (l'hypothèse intrinsèque étant que le taux moyen de sédimentation a été constant au cours du Plio-Quaternaire). La limite estimée entre le Pliocène et le Quaternaire se situerait donc entre les unités PlU et Qu1 (**Fig. III-11**). Vu l'éloignement de la source d'apports et les faibles taux de subsidence enregistrés au niveau du domaine océanique, le taux de 110 m/Ma du puits DSDP-371 n'est par contre pas représentatif du pied de marge là où le taux de sédimentation était probablement amplifié par un plus grand espace d'accommodation et de plus grands apports sédimentaires .



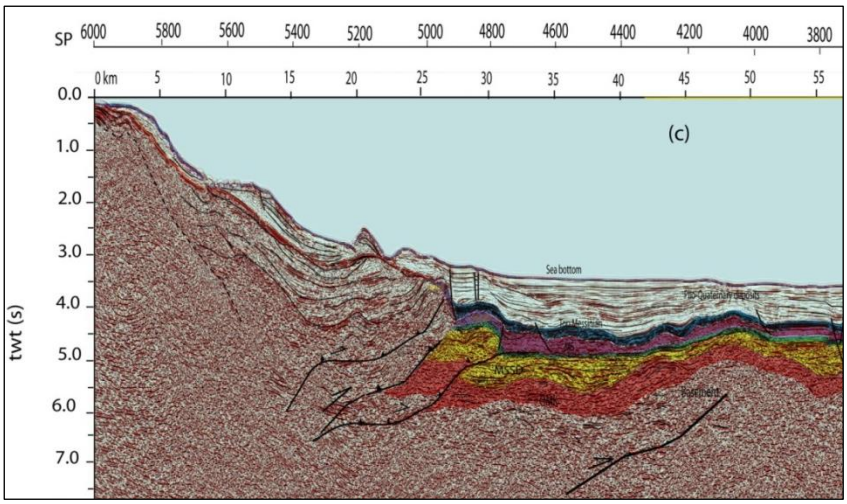
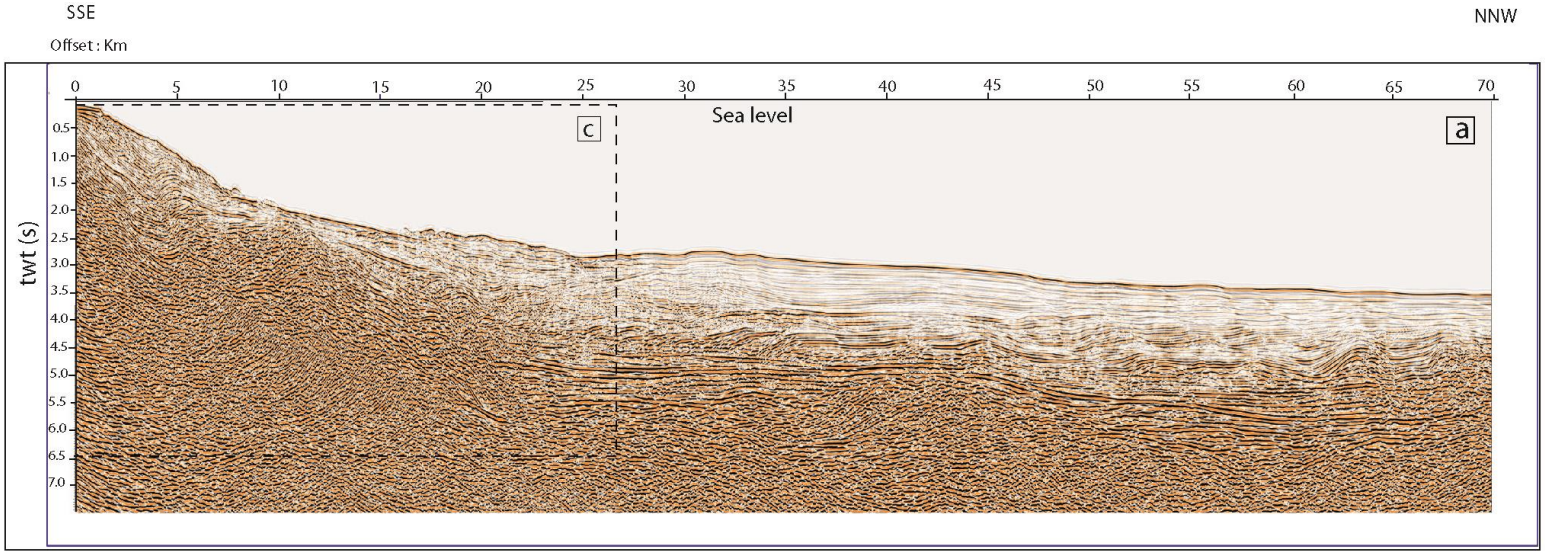
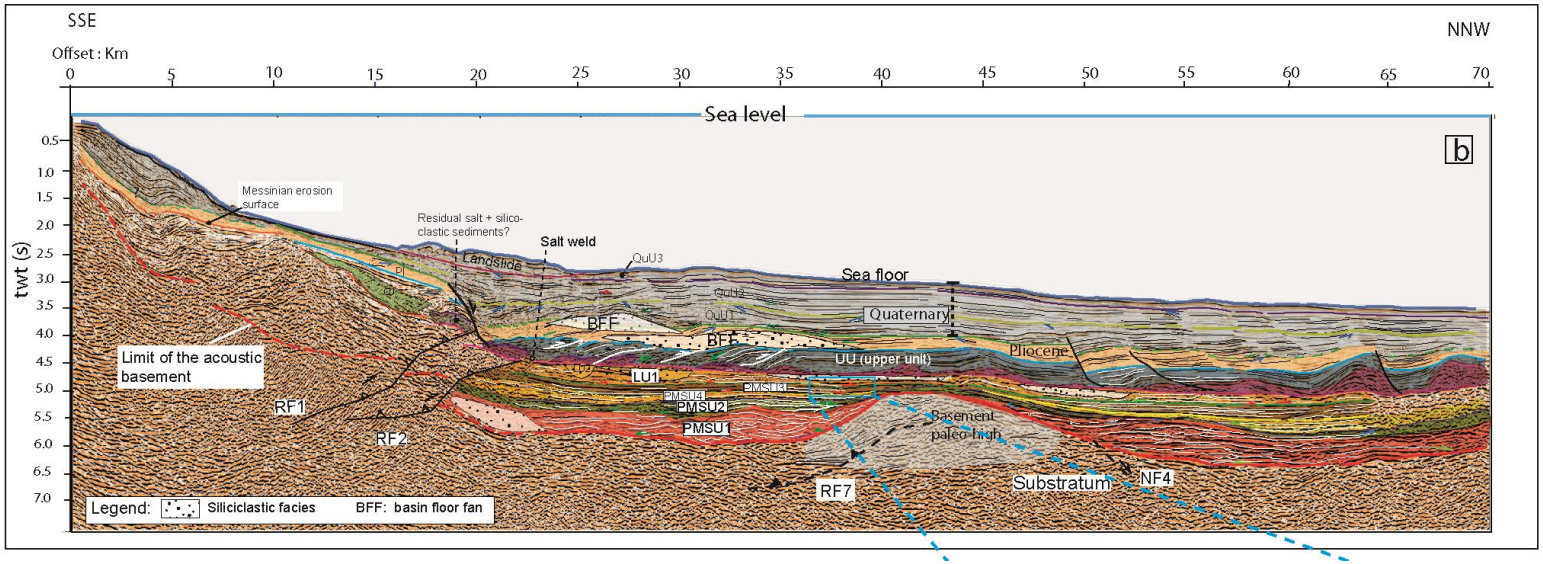


Figure III- 10- (a) Section sismique non interprétée au large de Bejaia (Cap Carbone), (b) Coupe géo-sismique présentant la morpho-structure et la subdivion stratigraphique des ensembles : pré-messinien, messinien et plio-quaternaire, NW Bejaia, (c) Zoom de la section interprétée, zone du bassin reprise en compression lors de l'inversion quaternaire.


SSE
NNW
Offset : Km
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70
Sea level
c
a
twt (s)
0.5 1.0 1.5 2.0 2.5 3.0 3.5 4.0 4.5 5.0 5.5 6.0 6.5 7.0


SSE
NNW
Offset : Km
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70
Sea level
b
twt (s)
0.5 1.0 1.5 2.0 2.5 3.0 3.5 4.0 4.5 5.0 5.5 6.0 6.5 7.0
Messinian erosion surface
Residual salt + silico-clastic sediments?
Salt weld
Landslide
QuU3
QuU2
QuU1
Sea floor
Quaternary
Pliocene
BFF
BFF
UU (upper unit)
LU1
PMSU4
PMSU3
PMSU2
PMSU1
Basement paleo-high
Limit of the acoustic basement
RF1
RF2
RF7
Substratum
NF4
Legend: Siliciclastic facies BFF: basin floor fan

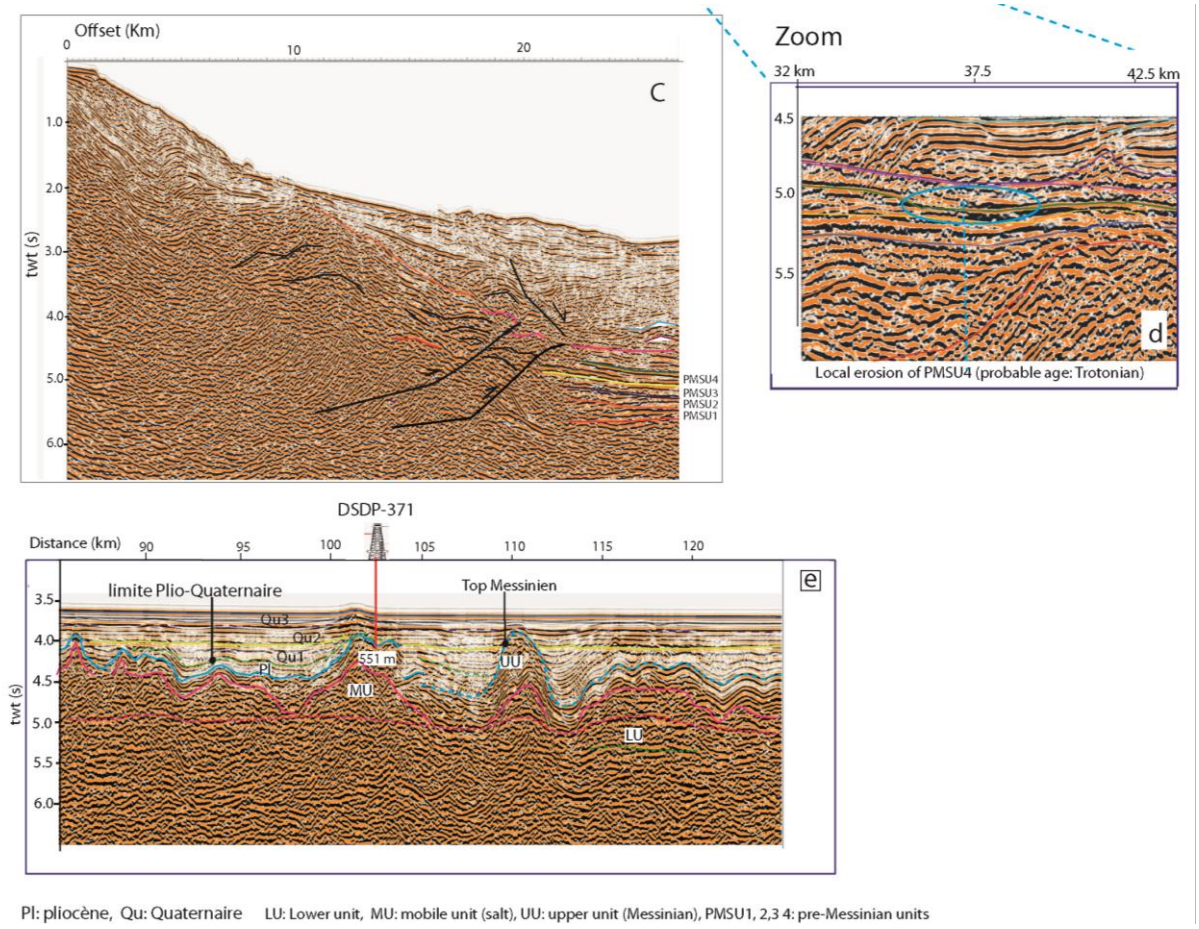
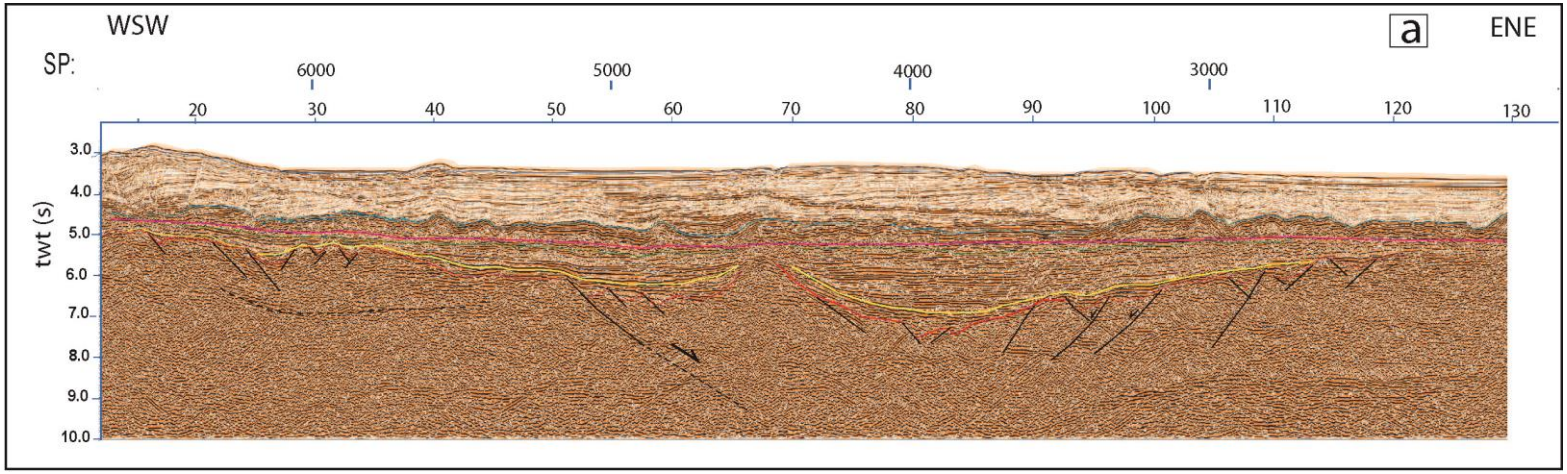
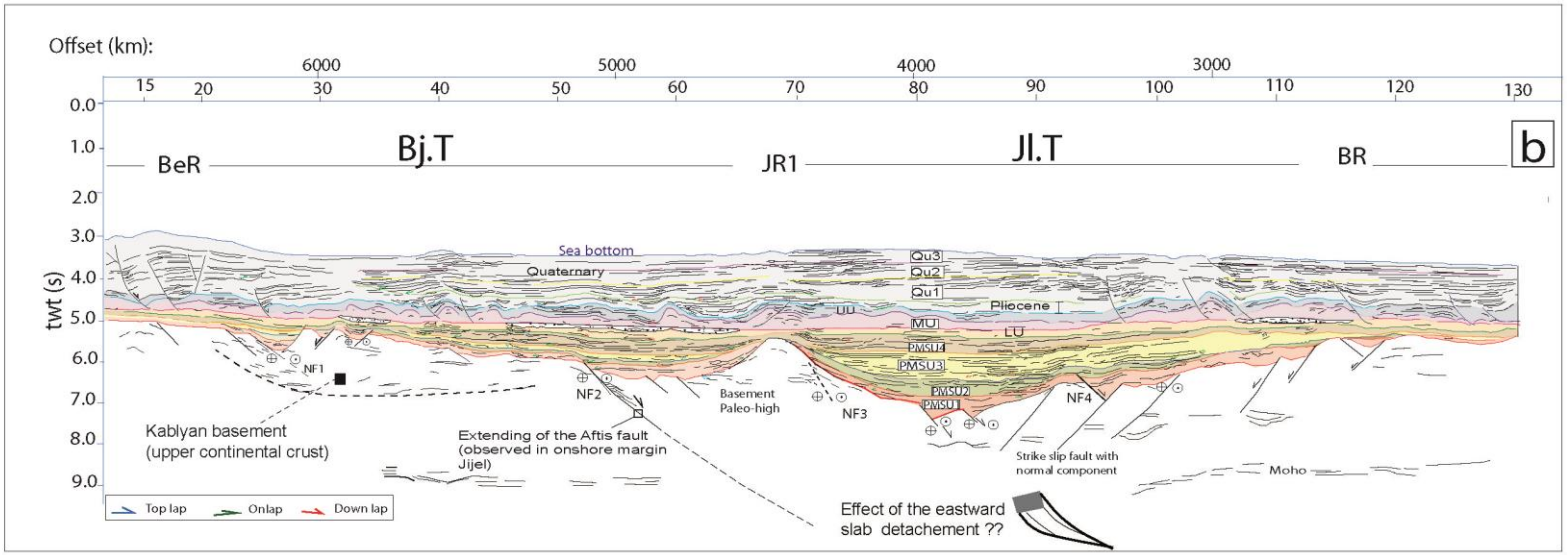


Figure III- 11- (a) Section sismique non interprétée P2 au large de Bejaia (voir situation Fig. II-1). (b) Coupe géo-sismique issue de l'interprétation de P2, montrant la morpho-structure actuelle de la marge et les unités acoustiques déterminés par les concepts de sismique stratigraphique. Noter que les rampes à vergence nord liées à des mouvements tranpressifs impliquant le socle avec la création simultanée des failles listriques dans le Plio-Quaternaire (zone transparente en sismique), enracinées à la base du sel messinien. (c) Zoom de la section interprétée montrant le découpage de la couverture sédimentaire en unités acoustiques en utilisant les configurations sismiques et le faciès sismique, ainsi que l'interprétation structurale de la marge. (d) Portion de la section P2 (80- 125 km à partir du rivage) dans le domaine océanique du bassin, illustrant le découpage du Plio-Quaternaire en unités sismiques ainsi que la limite entre ces deux étages. Arab et al. (2016a).


WSW
a
ENE
SP:
6000
5000
4000
3000
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
120
130
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
twt (s)


Offset (km):
6000
5000
4000
3000
15
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
120
130
0.0
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
twt (s)
BeR
Bj.T
JR1
Jl.T
BR
b
Sea bottom
Quaternary
Qu3
Qu2
Qu1
Pliocene
UU
MU
LU
PMSU4
PMSU3
PMSU2
PMSU1
NF1
NF2
NF3
NF4
Basement
Paleo-high
Kablyan basement
(upper continental crust)
Extending of the Aftis fault
(observed in onshore margin
Jijel)
Strike slip fault with
normal component
Moho
Effect of the eastward
slab detachement ??
Top lap
Onlap
Down lap

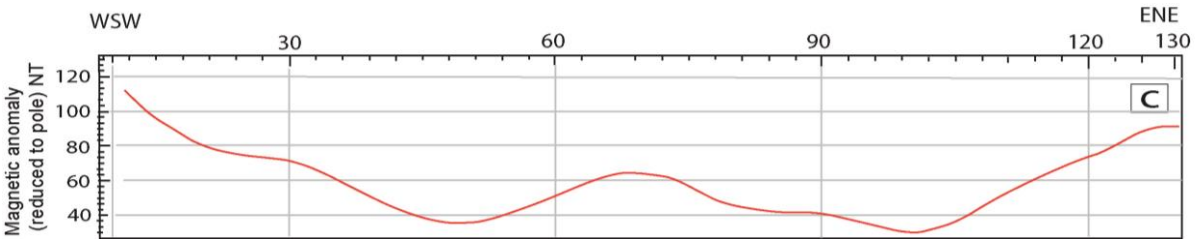


Figure III- 12- (a) Coupe sismique non interprétée P3 (ENE-WSW), au large deBejaia-Cap Bougaroun (voire Fig. II-1 pour situation). (b) Coupe géosismique montrant l'architecture du bassin suivant la direction ENE- WSW et la subdivision en unités coustiques des séries pré-messiniennes, messiniennes et plio-quaternaire, sur la base des concepts de la stratigraphie sismique (e.g. Vail et Mitchum, 1977). (c) profil magnétique réduit aux pôles, ayant servi à caler l'interprétation sismique et le tracé du toit du socle le long de la section P3, (d) Zoom de la section P3 montrant les différentes discontinuités subdivisant la couverture sédimentaire en unités acoustiques.Arab et al. (2016a).

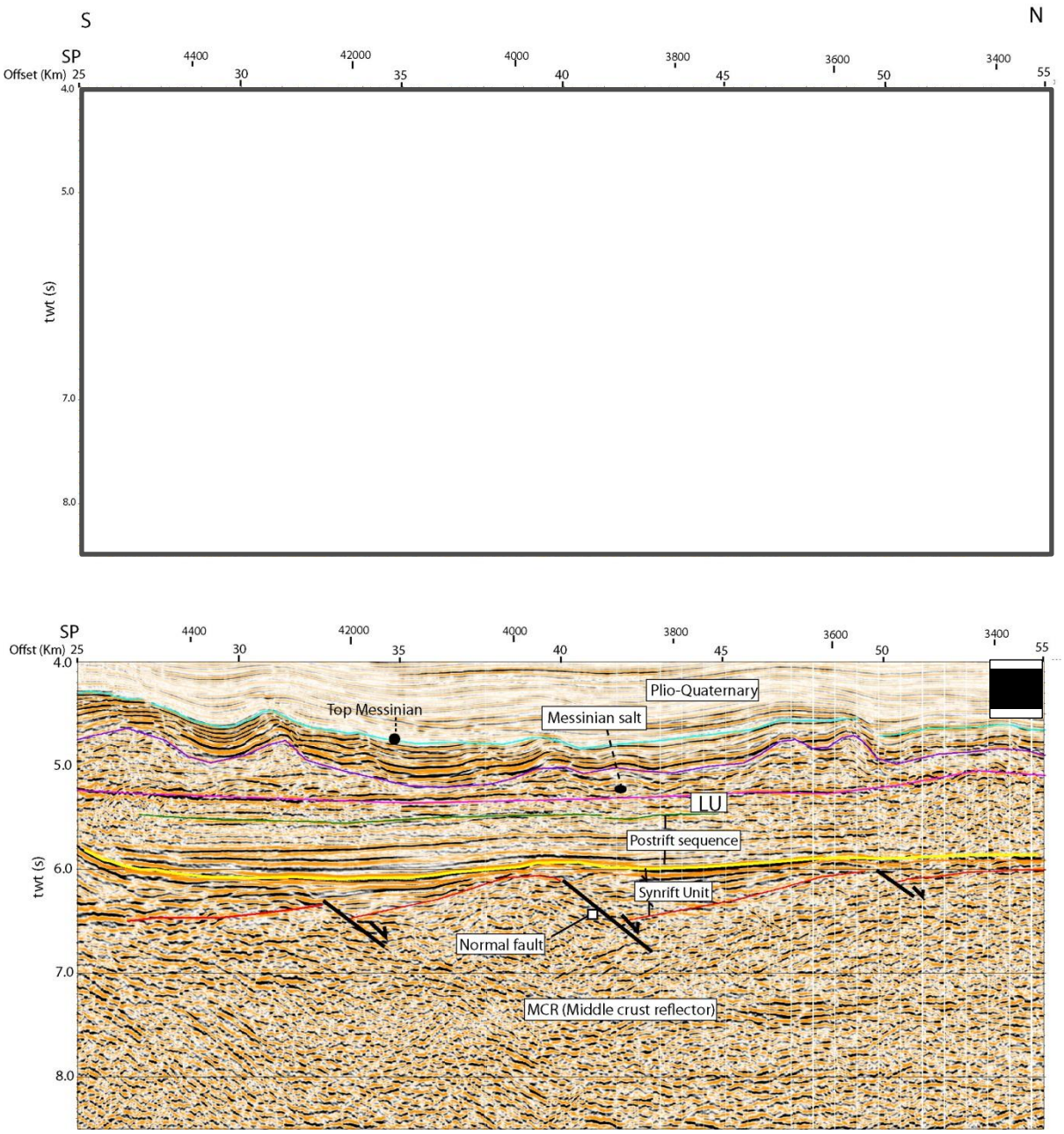


Figure III- 13- (a) Profil sismique N-S (P7 sur la figure II-1) au large du massif granitique d'El-Aouana. (b) Section interprétée, montrant des blocs basculés dans l'ensemble pré-messinien, des rampes à vergence nord et des failles listriques dans le Plio-Quaternaire. C'est l'une des rares coupes montrant l'empreinte de l'ancienne distension syn-rift ayant joué surtout avant la collision fini-burdigalienne. Arab et al. (2016a).

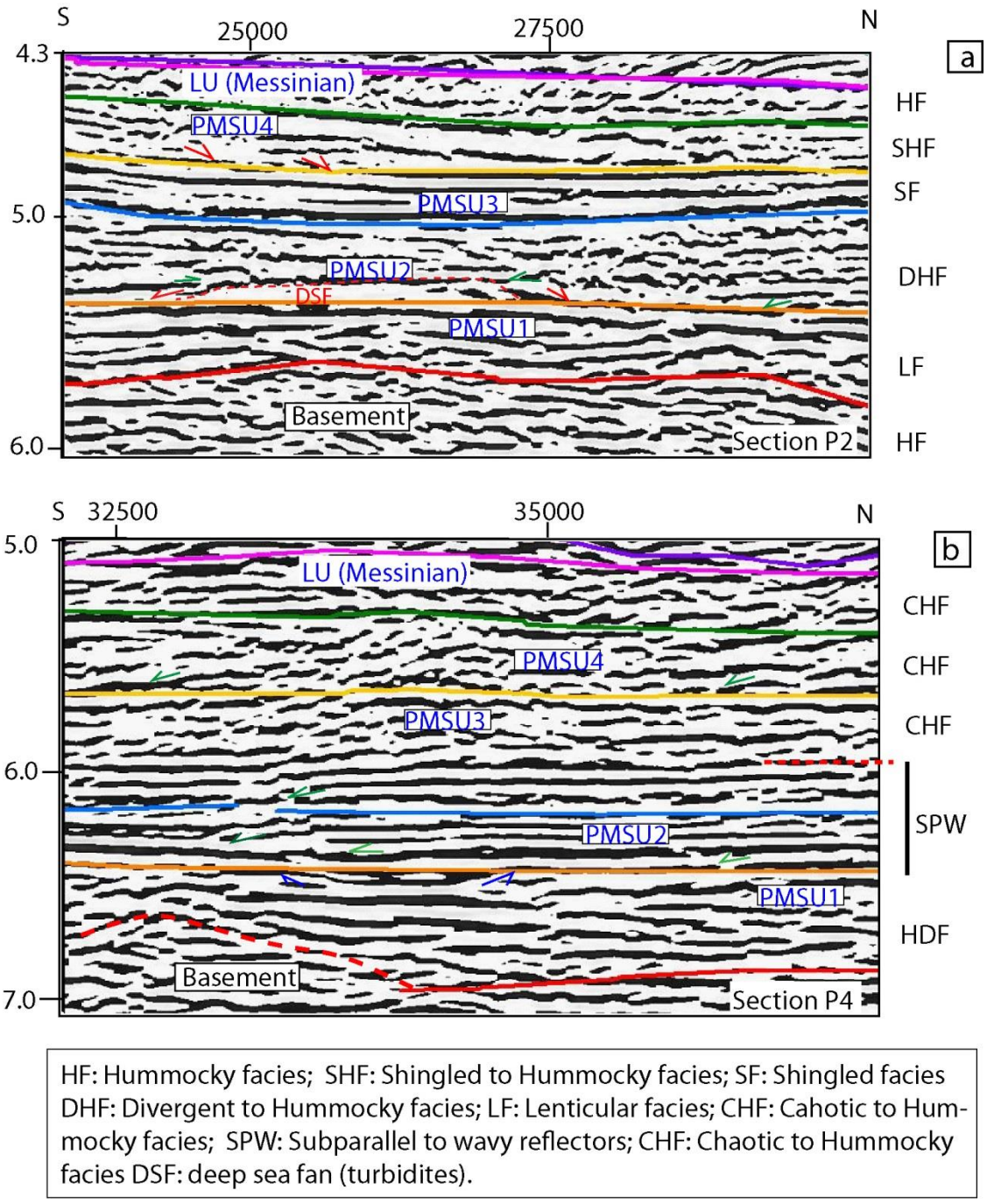
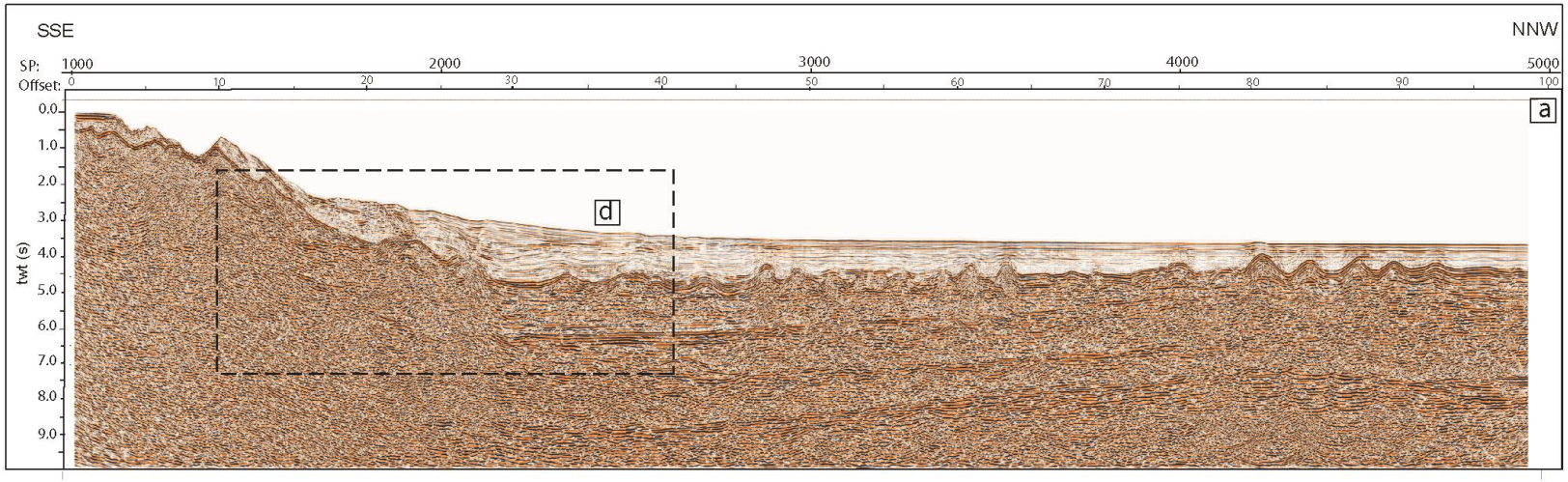
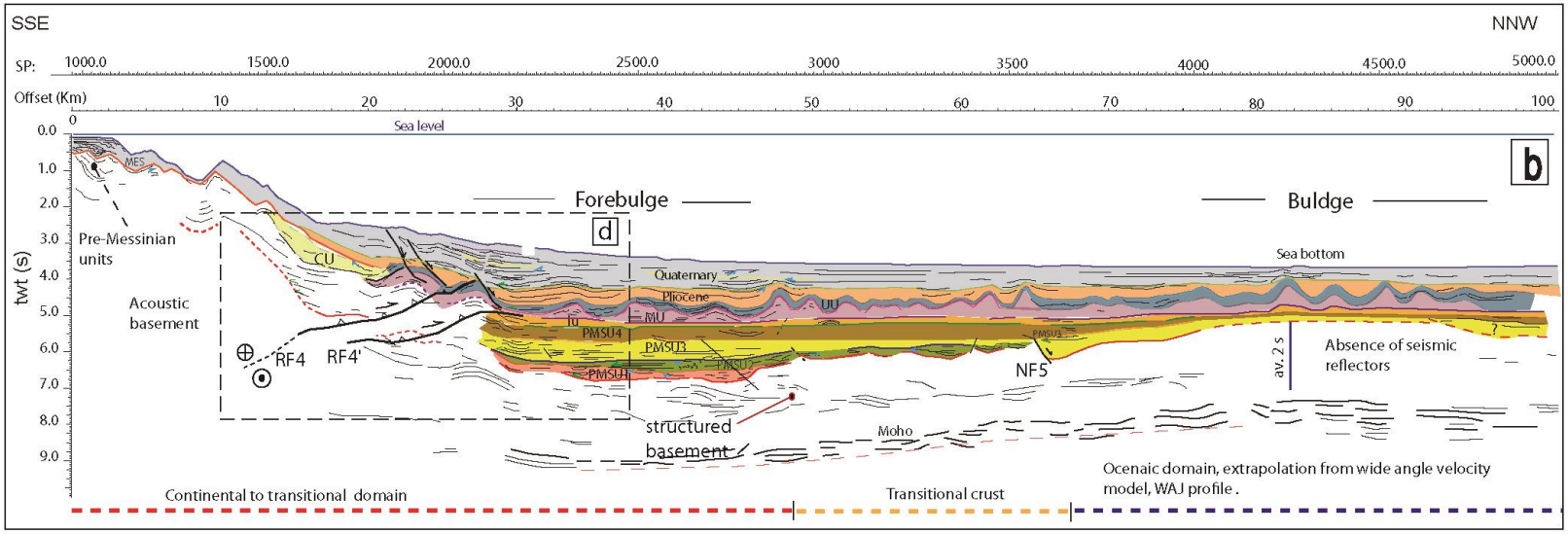


Figure III- 14- (a) Portion de la section P1 (Fig. III-10a) montrant un faciès sismique typique de l'offshore Bejaia, (b) faciès sismique le long d'une portion de section sismique P2 au large de Jijel. Les modèles de structures sédimentaires appliqués sur ces sections sismiques sont à l'origine expliquées dans ***Veeken (2007)****.*



Vertical exagerations: av. 2 times



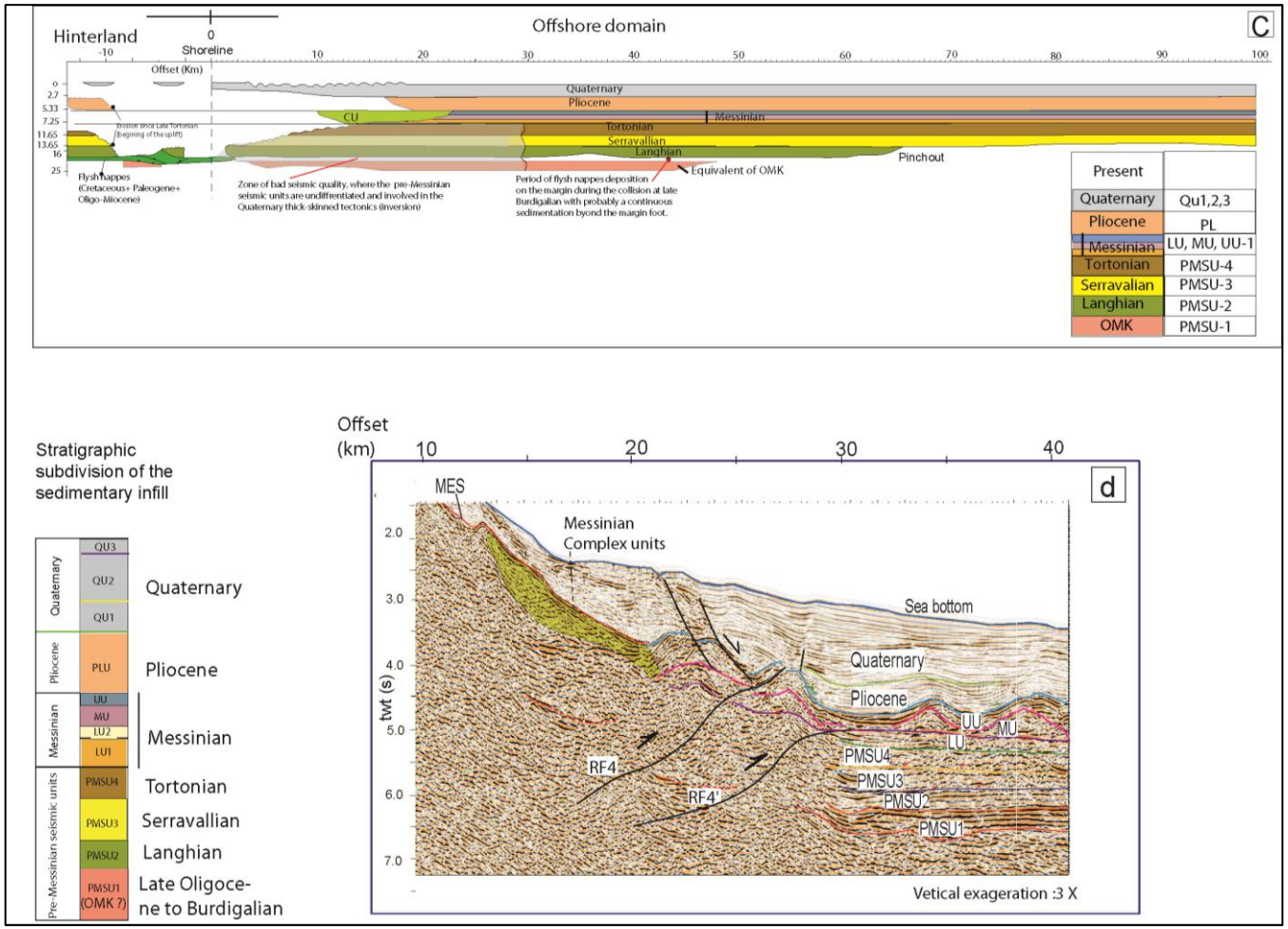


Figure III- 15- (a) Section sismique non interprétée au large de Jijel (P2, ref. fig. carte de position). (b) Section interprétée, montrant la morphostructure et la subdivision de la série sédimentaire du bassin néogène et plio-quarternaire en unités acoustiques sur la la base du faciès sismique et des configurations sédimentaires relevant des techniques de la stratigraphie sismique, Arab et al. (2016). (c) Modèle chronostratigraphique (diagramme de Wheeler) indiquant l'évolution spatio-temporelle de la sédimentaion durant la période fini-oligocène à actuelle. (d) Agrandissementde la coupemontrant la subdivision stratigraphique en bas de marge et la structuration de la marge lors de l'inversion quaternaire.

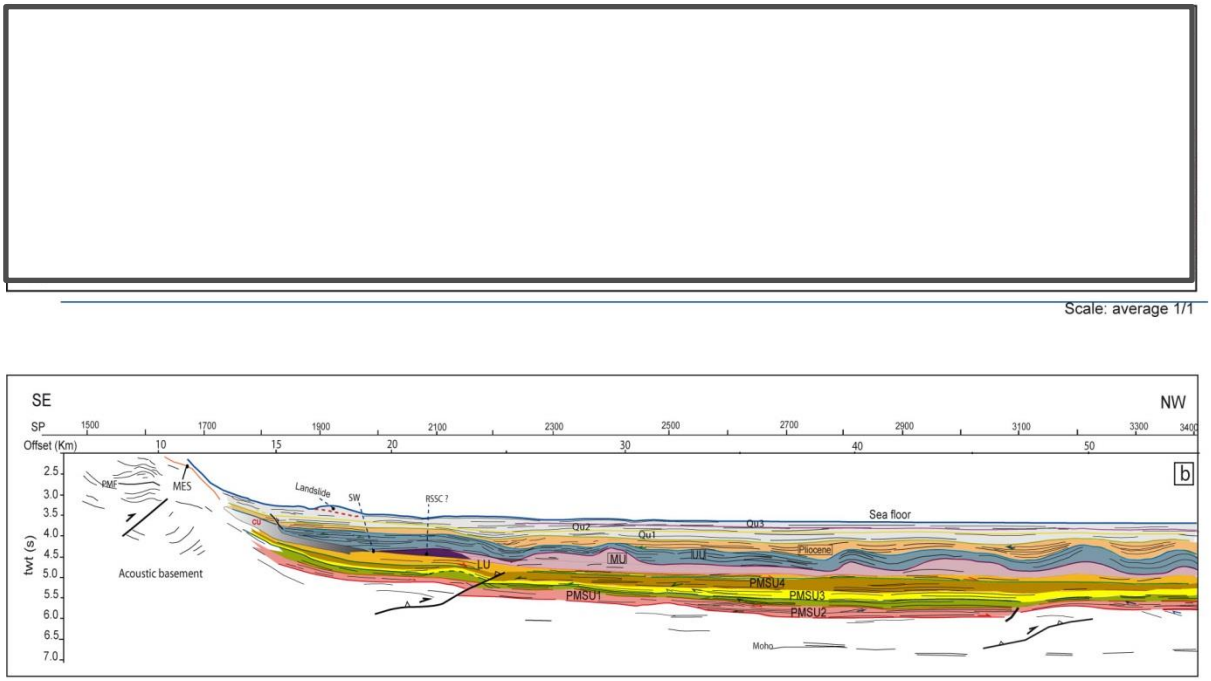


Figure III- 16- Profil sismique 109- (a) section non interprétée au large d'Annaba (P4, ref. fig. carte de position). (b) Section interprétée (coupe géosismique), montrant la morphostructure et la subdivision de la série sédimentaire du bassin néogène et plio-quarternaire en unités acoustiques, basée sur les faciès sismiques et les configurations sédimentaires relevant des techniques de la stratigraphie sismique.

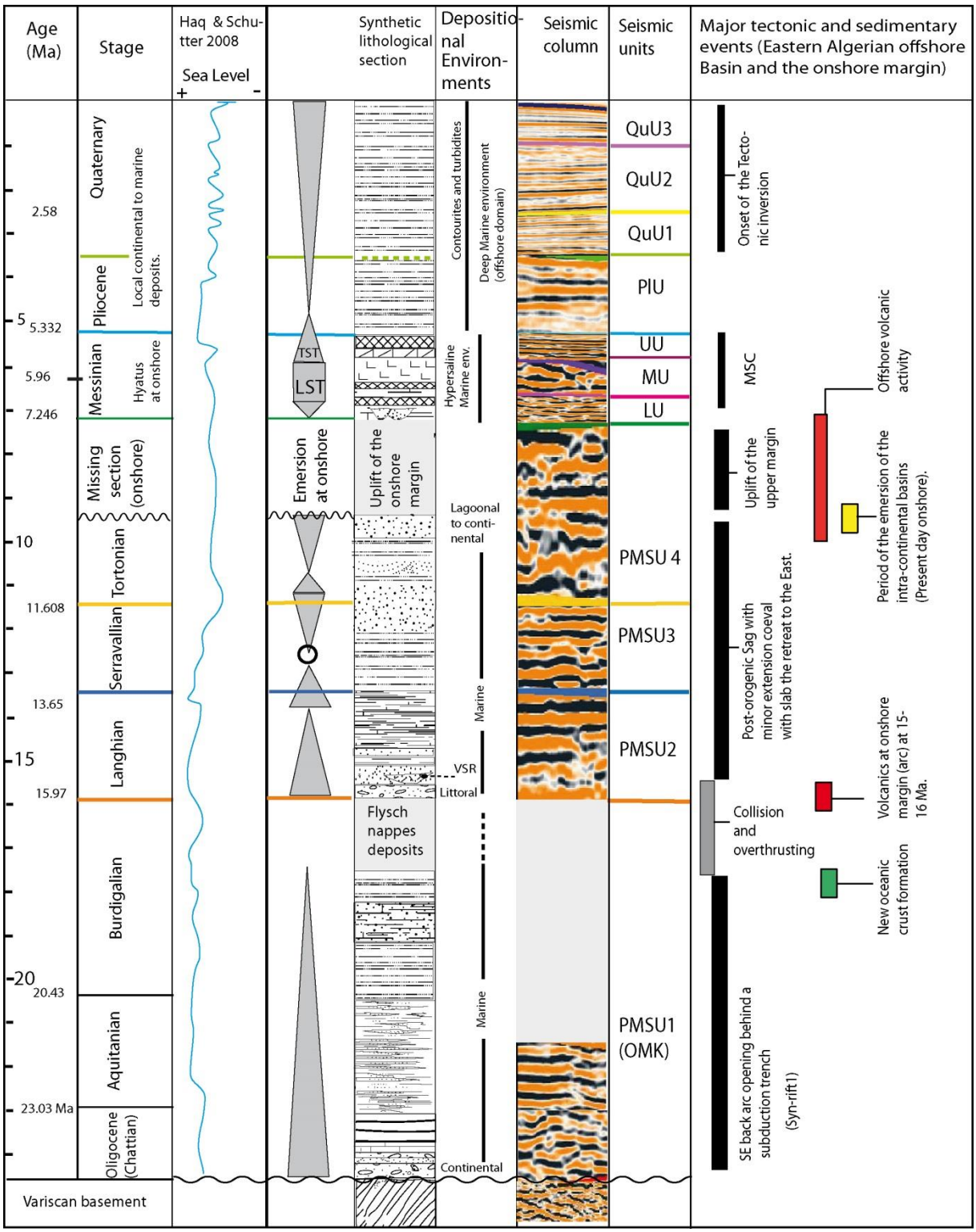


Figure III- 17- Charte reliant les unités acoustiques aux unités litho-stratigraphiques identifiées sur le terrain, la variation eustatique, l'évoluion séquentielle (T-R) et l'emplacement des évènements tectoniques et volcaniques survenus au niveau de la marge durant le Mio-Pliocène et le Quaternaire.

CHAPITRE IV- STRUCTURE ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU BASSIN

IV-1- Structure profonde par interprétation de la sismique écoute longue (sismique profonde)

La bonne qualité des données sismiques à disposition permet de décrire les réflecteurs et géométries de la couverture sédimentaire, mais aussi d'autres réflecteurs profondément enfouis dans la croûte. On peut ainsi distinguer la croûte inférieure, la croûte supérieure et la croûte moyenne caractérisée par un réflecteur sismique dénommé ''Middle Crust Reflector : MCR'' (e.g. **Booth Rea et al., 2007; Medaouri et al., 2014**). Sur presque toutes les coupes sismiques MCS (campagne 2000), une telle architecture crustale est mise en évidence (**Figs. III-12, III-13**). Au large de Jijel, des plis et des failles peuvent être observés dans la partie supérieure de la croûte, représentés par des réflecteurs nets (**Fig. III-12b,** distances 25-55 km). Une telle structure ne peut exister que dans des roches sédimentaires ou métamorphiques d'origine sédimentaire comme à Ait Aissa Mimoun (GK). Comme indiqué par **Mihoubi et al. (2014**), la croûte supérieure, au même endroit, diminue d'épaisseur vers le sud et s'épaissit vers le bassin pendant que la croûte inférieure garde la même épaisseur dans la direction N-S. La zone à croûte supérieure structurée observée en sismique réflexion (MCS) correspond bien à celle définie par sismique grand-angle dans la même région au large de Jijel (**Mihoubi et al., 2014**). D'où notre interprétation sur l'extension de la croûte continentale au-delà du pied de marge et la corrélation directe entre les sédiments déposés à terre et ceux existant en offshore et ce jusqu'au Tortonien, âge de début de la compression dont le maximum de contrainte est orientée globalement N-S (**Frizon de Lamotte et al ., 2000**).

Au large de Bejaia, ces réflecteurs sont absents au-delà de 65-70 km (au-delà du point de tir 4000, **Fig. III-10**), avec une augmentation de la hauteur des diapirs de sel messinien. Cette caractéristique est typique d'une croûte océanique où l'asthénosphère est plus proche de la surface (**Roca et al., 2004**). Sur la section P3 orientée ENE-WSW, le MCR n'est pas visible dans la partie la plus profonde du bassin (entre 55 et 95 km) à cause d'un cisaillement crustal ductile localisée entre Bougaroun et Cap d'El-Ouana (ex. Cavallo) (**Figs. III-13a,b et IV-1**). D'autre part à l'ouest de la coupe, entre 22 et 45 km, une zone à réflecteurs déformés et de forme allongée apparaît au large de Bejaia, juste au-dessous des sédiments récents de l'Oligo-Miocène (**Fig. III-13b**). Il peut être interprété comme une partie détachée d'une croûte continentale kabyle (**Arab et al., 2016a**) . Par ailleurs, le Moho se situe vers 9 s twt en pied de marge (**Figs. III-12et III-13**) et entre 7.5 et 8 s twt vers le domaine océanique au large de Jijel (**Fig. III-16**) et 6.5 s twt au large d'Annaba (**Fig. III-13**). En appliquant les vitesses obtenues par la sismique grand-angle (4.7- 7.1 km/s, **Mihoubi et al., 2014**) et grâce à l'interprétation des profils sismiques, l'épaisseur de la croûte se situe entre 6 et 9 km à l'échelle de la région d'étude. L'épaisseur de la croûte est faible à l'aplomb des zones d'épaisseurs sédimentaires importantes (**Fig. III-13b**). Ceci a entraîné une plus grande subsidence et un maximum d'épaisseur de sédiments pré-messiniens déposés (2s twt) par rapport au reste de la région d'étude (**Fig. III-12**), équivalent à 3500 m d'épaisseur (en appliquant une vitesse moyenne de 3500 m/s suggérée par **Mihoubi et al., 2014**).

IV-2- Structure du bassin offshore (marge et bassin profond

Le profil sismique P3 (**Fig. III-12**) orienté ENE-WSW montre une succession de demi-grabens séparés par des failles normales décrochantes (en transtension) : Le premier demi-graben est situé à l'ouest de la zone d'étude (au large de Bejaia) et présente une série anté-messinienne épaisse de 1 s twt, structurée en blocs basculés. Le Messinien montre une structuration avec diapirs et failles listriques (**Fig. III-13**). Un deuxième demi-grab en est imagé au large entre Bejaia et Jijel. Il est plus profond à cause de l'épaississement de la même série, double en épaisseur temps par rapport au premier graben (**Fig. III-12b**). La série miocène infra-messinienne est plus épaisse à cet endroit (1.5 s en twt) car la subsidence y est accentuée suite fort probablement à un hyper-amincissement crustal à cet endroit (**Fig. III-12a,b**). Contrairement à l'unité sismique sus-jacente (PMSU2) qui forme un remplissage sédimentaire en *onlap*, l'unité de base (PMSU1) semble synchrone de la déformation subie par le socle sous-jacent (**Fig. III-12 et III-13**) et pourrait constituer un « *core complexe* » (Ch.Gorini, communication personnelle). Ces remontés de socle à plusieurs endroits du bassin n'ont rien avoir avec des remontés volcaniques vu leurs bases plates, ceci a été confirmé par *Mark André Gutcher* (consultation personnelle à l'UBO). Le quatrième sous-bassin est un demi-graben dans lequel l'épaisseur de la série pré-messinienne diminue vers l'ouest (Golfe de Bejaia) (**Fig. III-12**).

Comme observé sur la plupart des profils interprétés, le substratum (socle et sa couverture non identifiée) présente des réflexions sismiques ordonnées en trois couches crustales dont la plus profonde pourrait correspondre à la croûte inférieure limitée par le Moho (**Figs. III-12, III-13 et III-16**).

La déformation du socle et de sa couverture miocène (série infra-messinienne) s'accentue en s'approchant du Cap Bougaroun, ce dernier correspondant à une ride magmatique/volcanique selon la carte magnétique (**Fig. I-2**). Dans la zone au large de Skikda-Annaba, en s'approchant du cap Bougaroun d'origine magmatique/volcanique selon la carte magnétique (**Fig. I-2**) et les études de terrain (**Abbassene et al., 2016**), l'épaisseur de la série infra-messinienne diminue dans le même secteur (**Fig. III-12b**). Le substratum ici forme un core rigide résistant à la subsidence. La distribution des diapirs et l'épaisseur du sel messinien sont presque uniformes sauf près de la marge où il y a eu disparition de ce dernier (*''salt weld''*) (**Fig. III-12b**). Dans cette région la plus orientale, Il y a beaucoup moins de failles dans le Plio-Quaternaire (**Fig. III-17a,b**) comparativement à la zone de Bejaia et Jijel.

Au large de Cap Carbon (Bejaia), le bassin est structuré aussi en sous-bassins pré-messiniens, dans la direction N-S (**Fig. III-11 a,b et c**). Ces zones de subsidence sont créées par une extension N-S, les failles normales correspondantes n'étant cependant pas apparentes sur la coupe sismique. Le maximum de contraintes responsables de l'extension du bassin étant globalement E-W, les failles générées représentent des décrochements NW-SE (décrits ci-dessus) qui jouent en transtension. La jonction entre les grandes failles (**Fig. III-12**) et les petites failles normales aveugles donnent naissance à des sous-bassins losangiques infra-messiniens visibles sur les cartes des **figures IV-1** et **I-2**. La série infra-salifère est reprise en transpression par des rampes à vergence nord, lesquelles s'enracinent à la base du sel. Ces rampes sont liées à l'inversion quaternaire de la marge comme l'atteste la variation

d'épaisseur du Quaternaire sur la marge. Ces rampes affectent même le pied de marge, où se retrouvent aussi des failles plus anciennes (d'âge miocène).

Parmi les autres effets de l'inversion, les rampes provoquent le développement de failles listriques à jeu synsédimentaire à l'arrière de leurs terminaisons sous le sel messinien. Ce jeu en failles normales a provoqué la formation de dépôts quaternaires d'épaisseur variable (''growth strata'') associés aux roll-overs. Ce processus donne naissance à un bassin flexural en pied de marge qui est synchrone de la compression (inversion) dans le contexte de convergence Afrique-Europe, la marge étant actuellement active (**Figs. 11b et III-b, c**).

La carte en isochrones (**Fig. IV-5b**) montre que le bassin est-algérien est structuré en une série de sous-bassins séparés par des rides ou des hauts de socle (**Fig. III-12b,c**). Sur la marge, ces derniers sont visiblement liés à l'extension des massifs volcaniques affleurant en surface tels que (**Fig. I-2**) le Cap Bougaroun, le Cap de Fer et le Cap d'El-Ouana (ex Cap Cavalo). Ces sous-bassins se sont formés durant le Miocène, essentiellement durant le dépôt de l'unité PMSU-1 (**Figs. III-11, III-12 et III-13**) (qui est l'équivalent distal de l'OMK, voir chapitre précédent). Ces dépressions sont limitées par les failles trantensives NW-SE observées en sismique et sur le terrain (**Fig IV-2)** et dont les rejets sont beaucoup plus apparents sur les sections orientées ~ E-W (**Fig. 12**). Néanmoins, une section d'orientation N-S montre aussi des blocs basculés actifs surtout durant cette période d'ouverture (**Fig. III-13**).

La zone au nord-ouest du Cap Bougaroun, à 30 km du rivage environ, constitue la zone la plus profonde du bassin, le toit du substratum ou socle acoustique y étant observé à 7.3 s twt et l'épaisseur de la couverture pré-messinienne y atteignant 3 s twt (**Fig. IV-5b**), équivalent à + 3500 m en pied de marge (conversion temps/profondeur basée sur les vitesses rms comparés à celles de la sismique grand angle).

Dans la direction N-S, les épaisseurs sédimentaires miocènes et plio-quaternaires diminuent vers la marge et vers le bassin océanique et ce à partir du bas de marge qui apparaît comme une zone flexurale (**Figs. IV-4 et III-16a,b**).

Le Plio-Quaternaire et particulièrement le Quaternaire sont très épais en bas de pente (épaisseur temps 1.5 à 1.8 s twt) et très réduits sur la marge (0 à 0.5 stwt) (**Figs. III-10 et III-12**). Au-delà du pied de marge, leurs épaisseurs varient localement en fonction du diapirisme, mais diminuent globalement vers le domaine océanique (**Figs. III-10, III-12 et III-13**).

IV-3- Etapes d'évolution tectono-sédimentaire du bassin

IV-3-1- Période Oligocène supérieur-Serravallien

Depuis l'Oligocène terminal, le bassin est structuré en sous-bassins ou sillons remplis par des unités sédimentaires en *onlap*. Ces dépocentres sont séparés par des hauts de socle ou rides (**Figs. III-11 et III-12c**). L'épaisseur des sédiments diminue vers le continent, où les unités infra-messiniennes se terminent aussi en *onlap* sur le socle kabyle (**Fig. III-16b**). Sur la marge, en haut de pente, la série miocène se termine par une discordance qui est la surface d'érosion messinienne (MES). En direction de la plateforme interne, cette surface était déjà initiée au Tortonien (**Carminati et al., 1998**). La phase de compression tortonienne a été mise

en évidence en Grande Kabylie par **Aïte et Gélard (1997**) et par **Mauffret et al. (2007**) et sur la marge est, à partir de la sismique.

La période Oligocène supérieur- Burdigalien représente la phase d'ouverture du bassin ou de *rifting* par transtension suite au retrait du *slab* vers le SE et la migration des blocs kabyles (PK). Cette trantension se manifeste par des accidents NW-SE qui segmentent le socle de la Petite Kabylie (**Fig. IV-4**). Ces accidents profonds accompagnés de volcanisme sont observés par endroits le long de la côte est comme dans la région des Aftis (**Fig. IV-5**).

Après la collision de ce bloc (PK) avec l'Afrique et sa mise en place vers la fin du Burdigalien (à 18-15 Ma d'après **Vergès et Sabat, 1999**, avant 17 Ma selon **Abbassene et al., 2016**), des dépôts post-orogéniques se sont installés dans le bassin *offshore* profond et une partie de la marge a été soulevée et ramenée à l'affleurement au Plio-Quaternaire, notamment dans les petits bassins de Tizi-Ouzou, Soummam, Jijel, Collo et Annaba. Ces bassins résultent de l'effondrement des blocs kabyles après le chevauchement maximal vers le sud du domaine kabyle et le blocage de la subduction après fermeture du sillon des flyschs maghrébins.

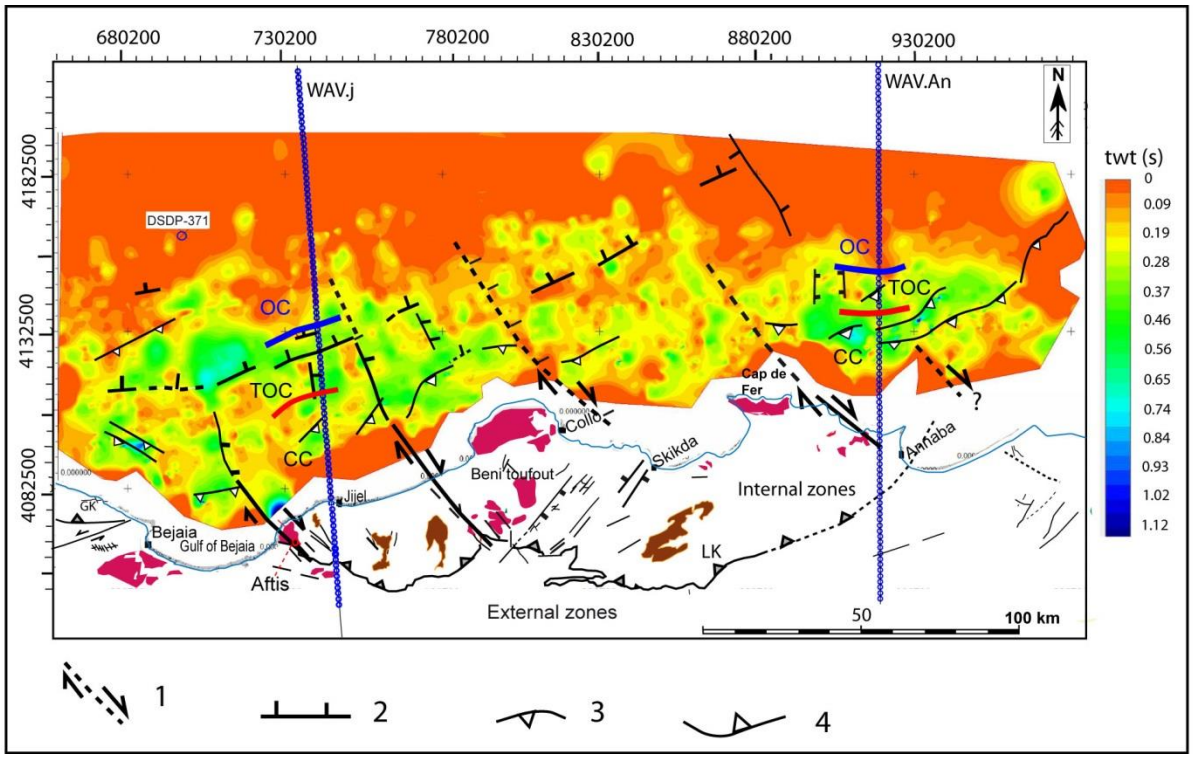


Figure IV- 1- Schéma tectonique de l'ouverture du bassin arrière-arc durant la phase de rifting, Oligocène sup.- Burdigalien moyen. La carte est une isopaque temps (épaisseur en twt en s) où sont représentées les différentes failles normales, celles transtensives NW-SE, celles normales d'orientation ENE-WSW et celles qui sont parallèles à la marge et qui sont des rampes à vergence nord, contemporaines de la réactivation de la marge.

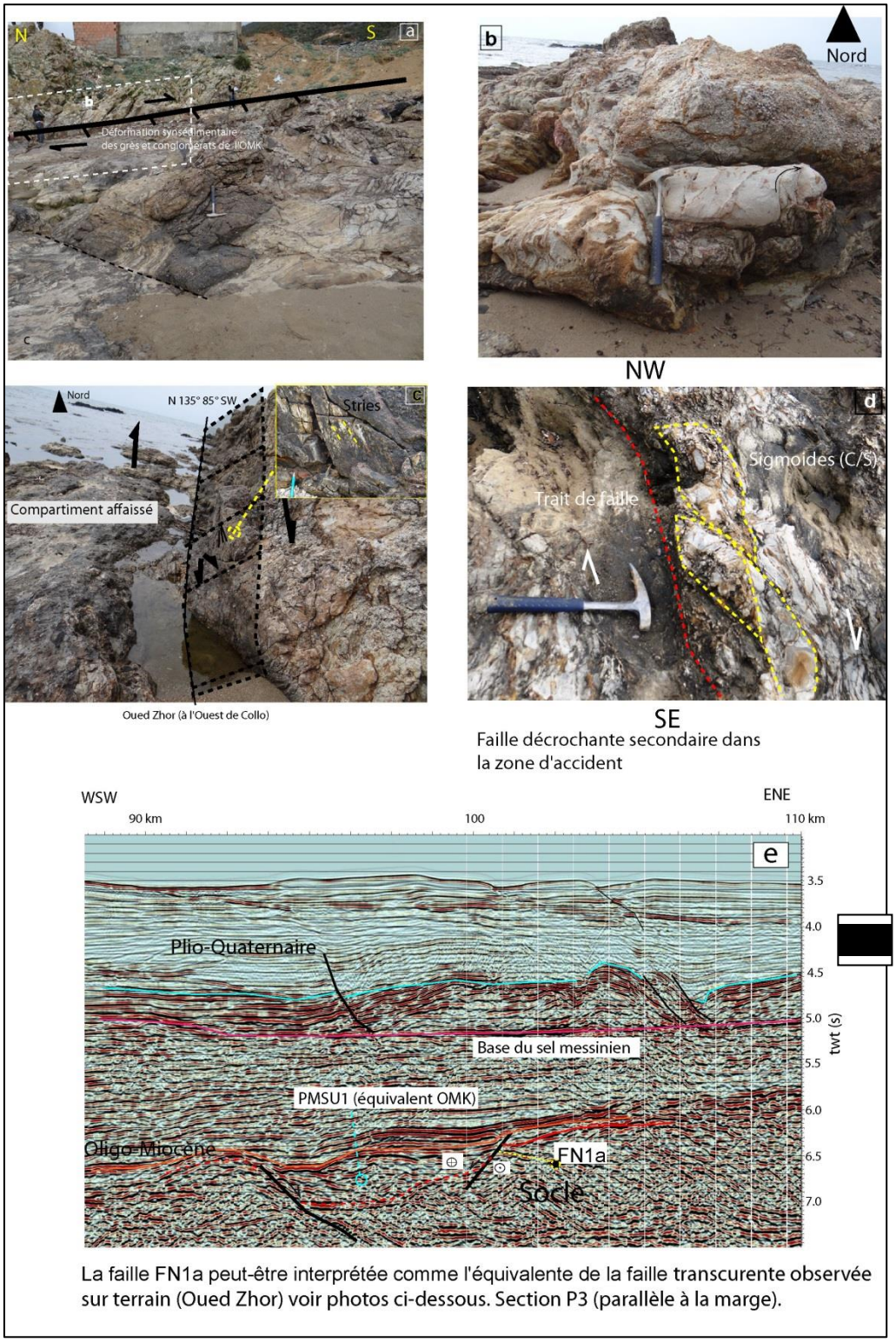


Figure IV- 2- (a) Zone d'accidents de type transtension orientés N135 (NW-SE) ayant été créés durant l'ouverture du bassin algérien par rifting. (b) L'OMK mêlé ici au socle gneissique kabyle est très cisaillé et déformé. (c) plan de faille décrochante dextre avec composante normale, (d) sigmoides montrant le sens du décrochement (dextre,) (e) Dans la même direction ce même accident coïcide avec une faille en offshore située sur le profil sismique P3 (parallel à la marge).Petit port de Oued Z'hor, à l'ouest de Collo (Skikda). Cette détermination stratigraphique de cette formation a été faite par analogcie suite à l'affleurement observé à Tamalous et défini par Bouillin (1977). Arab et al. (2016a).

IV-3-2- Période Tortonien- Messinien

L'érosion partielle des formations pré-messiniennes sur la marge actuellement émergée a été en partie causée par une compression tectonique ayant commencé par endroit à la fin du Serravallien (**Vila, 1980 ; Wildi, 1983**), mais plus généralement à la fin de Tortonien en Grande kabylie (**Aïté& Gélard, 1997**). Elle a affecté l'ensemble de l'édifice tello-kabyle et a aussi été reconnue dans l'offshore (**Mauffret, 2007 ; Lofi et al., 2011**). Cette érosion a été accentuée durant la crise de salinité messinienne, amplifiant ainsi l'importance de la surface d'érosion (appelée généralement MES, voir **Lofi et al., 2011**). La compression tectonique a elle atteint son paroxysme au Quaternaire (voir §IV-3.3). Cette érosion a été observée sur la marge ouest de la Sardaigne par **Sage et al.** (**2005**) et sur ma zone d'étude, sur les coupes sismiques (**Figs. III-111, III-12, et III-16**). Elle est souvent interprétée comme une érosion aérienne polyphasée, en partie synchrone du dépôt des évaporites dans le bassin profond. Dans la partie occidentale du Golfe du Lion, cette érosion a été interprétée comme étant d'origine fluviatile et accompagne la chute du niveau marin (e.g. **Lofi et al., 2005**).
La partie de cette surface d'érosion messinienne qui est tabulaire (observée sur la plupart des sections sismiques), particulièrement à l'est (**Figs. III-16 a,b et III-17a,b**), est supposée être synchrone de la remise en eau à la fin de la crise messinienne, comme observé et proposé dans le Golfe du Lion (**Bache et al., 2009**,**2012** ; **Fig. III-12a&b**).
Par ailleurs, le toit de l'unité PMSU4 est aussi localement affecté par un ravinement sous-marin, au large de Bejaia (**Fig. III-11d**), intervenant juste au début de Messinien, coïncidant visiblement avec l'émersion de l'arrière-pays (onshore).
Dans le cadre de cette présente thèse je n'ai pas pu ramener des arguments assez convaincants pour évoquer un début d'inversion dans la marge orientale à la fin du Tortonien. Comme en Grande Kabylie, Il y a lieu d'effectuer des mesures de l'AFTA ou de ZFTA afin de définir un quelconque soulèvement tectonique à cette période.

IV-3-3- Période Plio-Quaternaire

La marge nord-algérienne a été réactivée et partiellement inversée lors de déformations transpressive durant le Quaternaire (cette phase a pu cependant commencer dès le Tortonien), comme cela est attesté par le soulèvement important et récent de la partie supérieure, le re-plissement de la série pré-messinienne et les rampes à vergence nord impliquant ces dernières et même le socle (**Figs. III-11, III-12et III-16 ; Auzende et al., 1975; Auzende, 1978; Mauffret et al., 1987, 2004; Cope, 2003; Meghraoui et al., 2003** et **2012; Déverchère et al., 2005; Roure et al., 2009; Yelles et al., 2009a**). Cette inversion s'exprime aussi actuellement par les mécanismes au foyer compressif des séismes (**Stich et al., 2003**).
Ce raccourcissement tectonique récent avait été au préalable observé sur une ou deux coupes sismiques (écoute longue) acquises par WesternGeco, utilisées dans l'interprétation de la structure de la marge (région de Jijel, **Yelles et al., 2009b et Mihoubi et al., 2014**), ou sur les données sismiques de la campagne Maradja2 (**Kherroubi et al., 2009**), limitées cependant à la zone transparente du Plio-Quaternaire. Dans ma thèse, les 23 profils de sismique profonde et de haute résolution (campagne Western Geco, 2000) ainsi que 29 autres profils (BGP, 2011) de très bonne à bonne résolution (voire chapitre 2) ont permis une interprétation et une cartographie détaillée de la base du sel (**Fig. IV-6**) et de la base du substratum (socle et/ou

roches d'origine sédimentaires, peu ou pas métamorphiques). Ces cartes permettent de mettre en évidence les effets de l'inversion (rampes à vergence nord et décrochements) ainsi que la tectonique profonde. Cette sismique a permis de bien visualiser les réflecteurs infra-salifères ainsi que les failles inverses ou rampes sous la marge.

La carte de la base du sel (**Fig. IV-6**) montre l'effet de l'inversion quaternaire marqué par le jeu des failles chevauchantes ou rampes à vergence nord, induisant un épaississement de la croûte en pied de marge et le soulèvement de la marge elle-même. Des données GPS ont montré que le taux de convergence était de 3 mm/an à 5 mm/an en Afrique du Nord (Maroc et Algérie) et de 2mm/an à 3 mm/an le long de l'Atlas tellien en Algérie (**Meghraoui et Ponderelli, 2012**). Le taux de convergence augmente à 5-6 mm/an plus à l'est, le long de la limite de la plaque entre Lampedusa, la Sicile et la Sardaigne (**Serpelloni et al., 2007**). Le changement des directions de convergence montrées par les données GPS de Gibraltar et de Sicile illustre une bordure de plaque en convergence oblique (**Meghraoui et Pondrelli, 2012**).

La question de l'initiation d'une nouvelle subduction, initialement évoquée sur la base de critères sédimentaires sur le Plio-Quaternaire en pied de marge (**Auzende et al., 1975**), reste posée, sachant que ces chevauchements sont situés en pied de marge, mais toujours en domaine continental. La modélisation de la flexion de la marge algérienne par l'analyse des anomalies magnétiques indique que cette initiation de subduction est probable (**Hamai et al., 2015**).

L'unité de base de la zone transparente post-salifère (Pliocène-Quaternaire) a été définie par une discontinuité à son toit, marquée par des *toplaps*. Elle est caractérisée par une épaisseur presque constante à l'échelle du bassin. Trois autres unités la surmontent et enregistrent un épaississement en pied de marge et une diminution d'épaisseur vers le haut de la marge et vers l'extrême nord du bassin profond (**Figs. III-6b**). Cet épaississement témoigne de l'activité tectonique Quaternaire des structures faillées et des plis. En effet, contrairement à l'unité de base Pl1 qui est presque isopaque le long de la direction nord et plus ou moins le long de la direction est-ouest, les unités supérieures quaternaires sont réduites sur la marge en haut de pente, mais deviennent très épaisses en pied de marge. Ceci est dû à l'action conjuguée des rampes profondes sous le sel et des failles listriques qui s'enracinent aussi à la base de l'unité salifère du Messinien. Les rampes créent un espace disponible à l'arrière, cet espace d'accommodation permettant des dépôts importants grâce à l'action de failles listriques se terminant souvent par des roll-overs (**Figs. III-11, III-12 et III-16**).

Cette méthode de datation et d'interprétation m'a ainsi permis de proposer un âge pour l'inversion, qui apparaît pour l'essentiel comme quaternaire, comme ailleurs sur la marge centrale et occidentale (**Kherroubi et al., 2009 ;Meghraoui and Pondrelli, 2012**).

Par ailleurs, l'isochrone de ce niveau (la base du sel) montre un héritage lié à l'ouverture du bassin avec préservation des sous-bassins en pied de marge et remontée de cette surface vers la marge grâce au jeu des chevauchements quaternaires (**Fig. IV-7 a&b**).

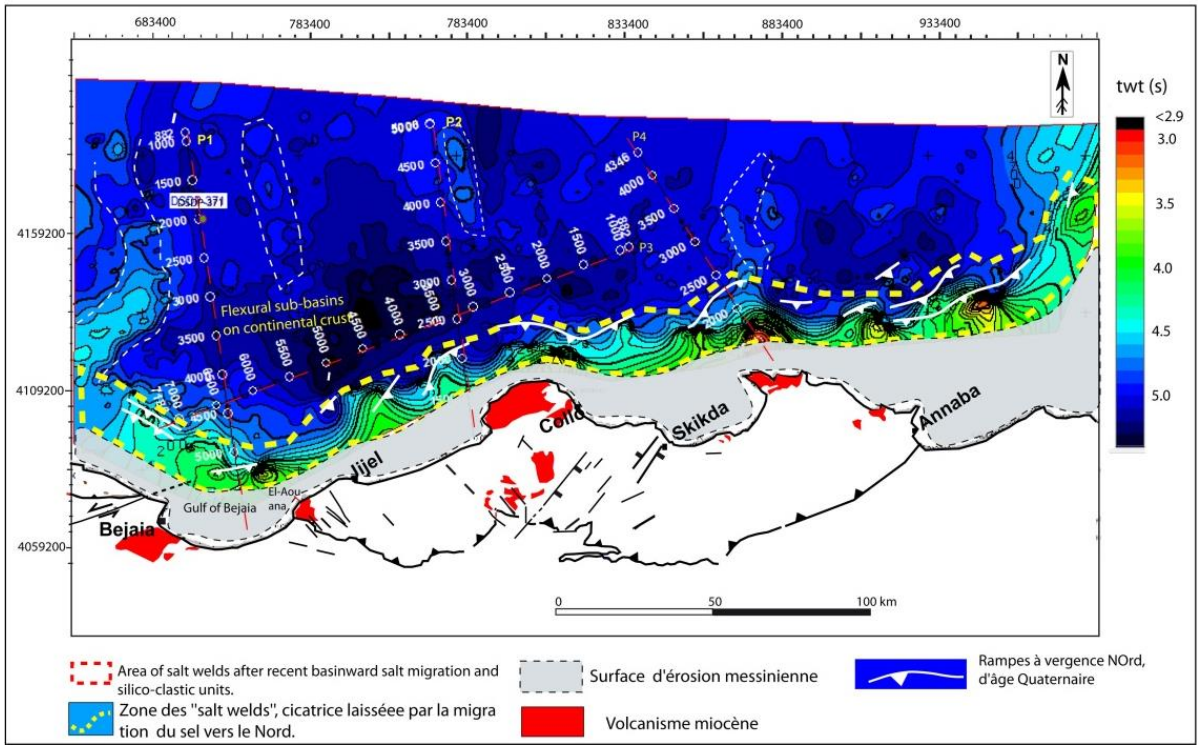
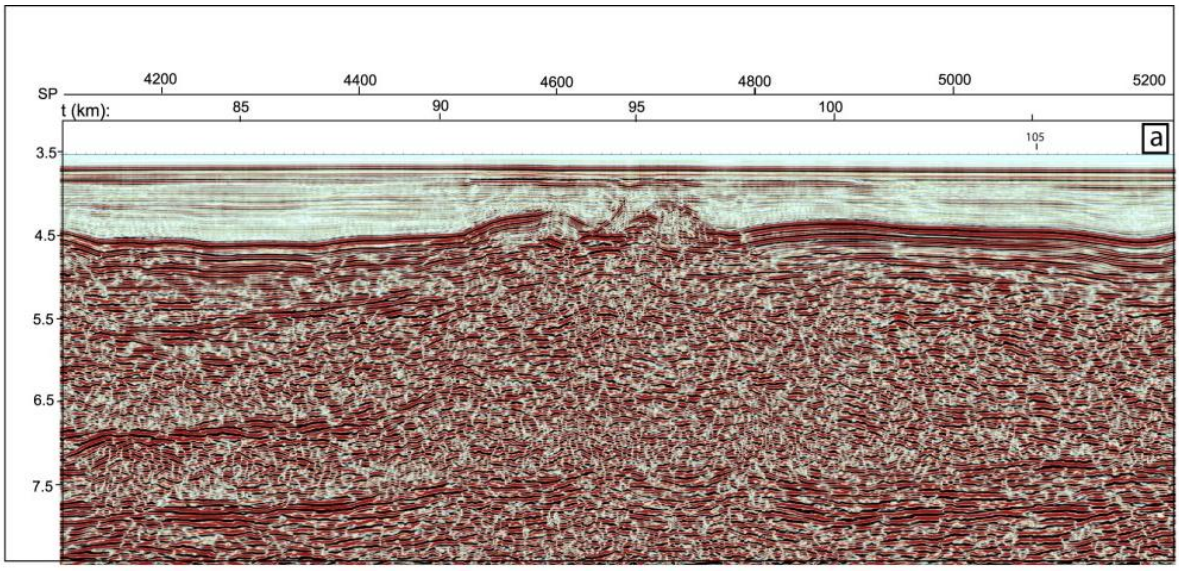


Figure IV- 3- Carte isochrone de la base du sel de l'offshore oriental (ce travail) et position des accidents définis en onshore par Vila (1980).



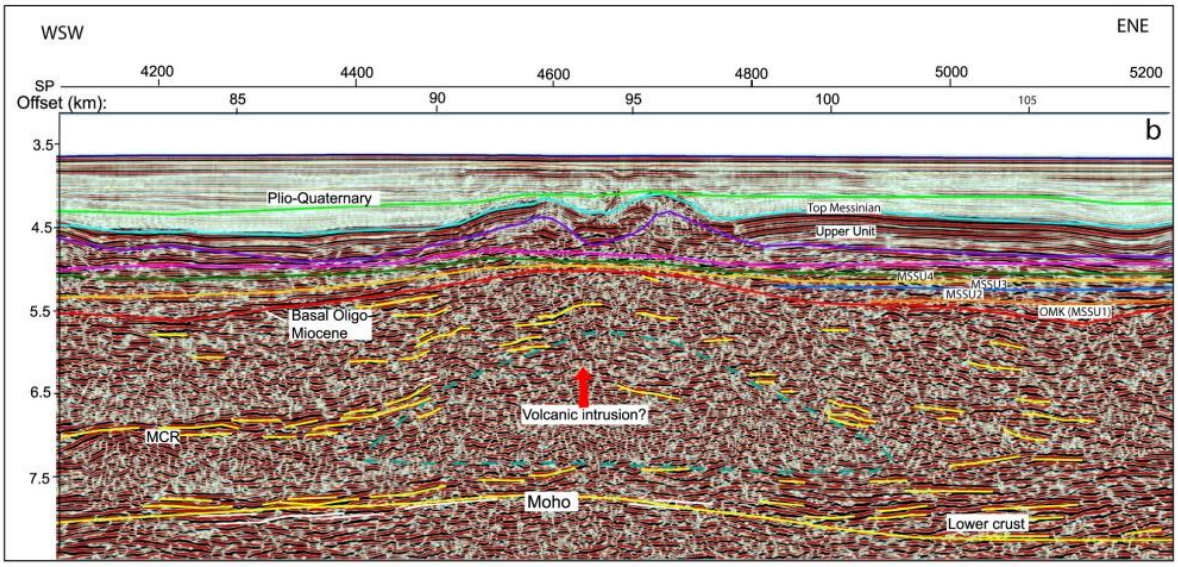


Figure IV- 4- Section sismique E-W (P5, Fig. II-1) longue écoute (WGC/SH 2000) au large de Bejaia montrant des remontées volcaniques ou rides où les séries miocènes s'amincissent et ce jusqu'au Tortonien, ce qui était déjà indiqué par Mauffret (2004) à proximité de la ride d'Hannibal. Les séries infra-salifères s'amincissent à proximité de l'intrusion, en offshore Bougaroun.

IV-3-3-1- Calendrier et amplitude du soulèvement de la marge par utilisation des données des traces de fission sur apatite et des paramètres thermiques géochimiques

Les mesures des traces de fission sur Apatite ont été réalisées sur des échantillons des granites de Thenia (socle de GK) et du Trias de Djurdjura (sites marqués par des étoiles rouges sur la carte de la **figure I-2**). Les données utilisées dans cette étude proviennent des travaux du Consortium Ifp-En/SONATRACH et dont les mesures ont été réalisées par Paul Andriessen (Free Utrecht- Amsterdam/Université) et François Roure (IFPEN).

Les mesures sur échantillons de conglomérats et grès rouges du Trias provenant de la chaîne calcaire de Djurdjura (GK) révèlent que les traces de fission sur Apatite (AFTA) des cristaux d'Apatite sont plus jeunes que l'âge de la roche. La roche a donc été soumise à un réchauffement suffisant durant son histoire d'enfouissement, à plus de 120 °C après son dépôt, qui a permis d'effacer les épisodes d'enfouissement antérieurs des grains d'apatite avant leur dépôt dans la série triasique. (**Tableaun° IV-1**). Le refroidissement de la roche a probablement démarré au cours du Miocène (14 ± 1.5 Ma, **Tableau IV-1**). Sachant que cette formation est à + 2 km d'altitude, ceci implique qu'il y a eu une récente inversion l'ayant soulevé de 4.5 à 5 km environ (P. Andriessen et F. Roure, inédit). En effet, en considérant un contexte géothermique où le gradient peut atteindre 40 °C/km, un refroidissement à partir de 120 °C équivaut à 2500 m d'épaisseur érodé à laquelle il faut ajouter le soulèvement de + 2000 m (soit 4500 m au total).

Par ailleurs, les mesures AFTA sur des échantillons de granite de Boumerdès (d'âge Varisque) montrent qu'il est resté enfoui jusqu'à récemment, au Tortonien, à 11.2 ± 1.5 Ma (**Tableau IV-1**). L'échantillon a été porté aussi à une température supérieure à 120 °c et par la suite soulevé de 2500 m environ.

Samples	Stratigraphy	Number of grains	ρd	ρs	ρi	P(χ²)	Age	Fission	Dpar	Mean track
(location)			10^6 tr/cm²	106 tr/cm²	106 tr/cm²	(%)	dispersion	track age	(µ m)	Length* (µ m)
			(Nd)	(Ns)	(Ni)		(%)	(Ma)	(#)	(#)
Alg 118	Triassisc	15	0.9009	0.0273	0.2950	97,8	0	14.0 ±	1,65 ±	12.0 ± 1,1
(Tikjda/	sandstone		18602	160	1725			1,5	0.15	12
Djurdjura)									75	
Alg 120	Hercynian	15	0.9009	0.0059	0,079	89,3	0	11.2 ±	1.28	
(Boumerdes	granite		18602	80	1071			1.5	0.19	
									75	

Tableau IV-1- 1- *Mesures statistiques des traces de fission des grains d'Apatite (longueur, âge, écart type,…) sur échantillons de grès rouge du Trias (éch. Alg118 de Tikdjda, Djurdjura) et de granite de Boumerdès (Alg120). Pour les détails sur la technique voir chapitre 2 (méthodes) et le papier de Donelick, (1993) et Ketcham et al. (1999).*

L'autre méthode d'estimation des épaisseurs érodées et du soulèvement est l'utilisation d'autres paramètres thermiques comme le PRV (pouvoir réflecteur de la vitrinite), Ro (réflectance in oil) et l'IAT (Index d'Altération Thermique). En Petite Kabylie, des échantillons prélevés dans les marnes gris-bleu à gris-noir du Langhien, au niveau des régions de Texana (Jijel), ont été mis sous forme de lames minces de matière organique séparée de la matrice minérale. Ces lames minces ont été observées en lumière transmise et l'IAT a été estimé par rapport à la charte de couleur de **Coreia**, qui permet une estimation de l'état de maturation des roches mères (**Petters etCassa, 1994**).

L'organofaciès a été identifié comme étant de la matière organique amorphe et des algues marines et l'IAT est estimé à 2.5 (**Tableau IV-2**). Avec ce type de matière organique, le début de la fenêtre à huile est marqué généralement à 60° C (**Hunt, 1996**). La valeur estimée de 2.5 de l'IAT correspond à une température de 60 °C au cours de l'enfouissement, c'est-à-dire au début de la fenêtre à huile. On sait par ailleurs que la marge algérienne est caractérisée par de forts flux de chaleur, > 100 mw/m² (**Cavazza et al., 2004**), et que le flux dans certaines régions du Tell algérien dépasse 90 mw/m² (**Takherist et Lesquer, 1989**). Les résultats des travaux de la présente thèse indiquent aussi des flux en offshore proches de ces valeurs (voir chapitre modélisation de bassin ci-dessous). Le gradient géothermique équivalent est donc proche de 45°C/km (**Takherist and Lesquer, 1989**). On en déduit que la profondeur correspondante à cet état de maturation (IAT de 2.5) serait donc de l'ordre d'un kilomètre, en considérant la température de surface moyenne annuelle de 15° C.

En tenant compte de l'altitude, le soulèvement au niveau de ce site peut être donc estimé à 1450 m (**Tableau n° IV-2**) pour une palébathymétrie de quelques mètres pour la période fini-tortonienne, vu le faciès lagunaire et continental du Tortonien dans la partie marginale du bassin est-algérien (cf. chapitre III-1-3).

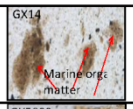
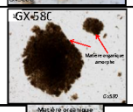
Surface Samples	Photos	Residual TOC (%)	Res. S2 (mg HC/g dry rock)	TAI (Thermal Alteration Index)	Photos of organic matter (optical observation)	Thermal Maturity	Burial Temperature (°C)
Texana1/ Jijel (Langhien)		0,54	0,76	2,5		Immature to early mature	60°
Sidi Aich/Bejaia (Langhien)		0,67	0,95	2		Immature	50°
Boudjima/Tizi-ouzou (Langhien)		1.39 (Initial value= av. 2.5 %)	0,1	3,5		Dry gas window	>140° C
Texana (flysch, Crétacé sup.)		1.79 (initial value av. 3.5 %	2,15	3		Dry gas window	av. 140°C
Burdigalien Cheliff NW. Algeria		1,2- 8.2 (Res. TOC)	0.1- 1			Dry gas window	av. 140°C
Cheliff and Offshore occidental		1.8- 2.8	3.3			Oil mature	> 60°C

Tableau IV-2- Résultats d'analyses (géochimie organique) des échantillons de terrain pris au niveau des affleurements miocènes (marnes gris-bleu) et flyschs crétacés, le long de la marge centrale et orientale (résultats obtenus dans le cadre de la présente thèse).

IV-4- Synthèse sur l'évolution géodynamique du bassin Est-Algérien et typologie de la marge

Depuis la fin de l'Oligocène, le bassin algérien a subi une extension et un amincissement crustal en même temps que la migration vers le SE des blocs de la Petite et de la Grande Kabylie et la collision de ces derniers avec la plaque africaine à la fin du Burdigalien. En domaine de croûte continentale jusqu'au Burdigalien, le bassin a évolué dans le cadre d'une tectonique en transtension dextre gouvernée par un système de failles normales globalement E-W et de failles décrochantes NO-SE avec une composante normale (**Fig. IV-4**). Ces failles apparaissent comme des failles en relais par rapport à la direction principale d'ouverture, proche de la direction E-O.

Ce système de contraintes a induit une ouverture de bassins en ''*pull-aparts* ''qui sont limités au domaine continental aminci, avec un domaine transitionnel (continent-océan) qui s'étend de 40 à 50 km de la côte au large d'Annaba et Jijel (**Fig. I-2**), comme défini par les deux modèles de sismique grand-angle élaborés par **Mihoubi et al.** (**2014**) et **Bouyahiaoui et al.** (**2015**) (**Fig. IV-1**). En domaine de croûte océanique, la carte au toit du substratum (**Fig. IV-5b**) montre des sillons orientés NNW-SSE, bordés par des rides volcaniques (**Fig. IV-7**), visibles aussi sur la carte d'anomalies magnétiques où des valeurs d'intensité magnétique atteignent plus de 200 nanoTesla (nT) (**Fig. I-2**). Elles peuvent être observées au large de Bejaia (bassin profond) et au large d'Annaba où l'anomalie prolonge en mer la zone volcanique d'âge miocène du Cap de Fer (**Fig. I-2**). Ces rides volcaniques ont été probablement initiées dès la fin de Burdigalien (**Bouyahiaoui et al., 2015**) et continuaient à être actives jusqu'à la fin du Tortonien ou même jusqu'au Messinien vu la déformation de la base du sel (**Fig. IV-7**) déjà montrée par **Mauffret et al.** (**2007**) sur la ride d'Hannibal au large de Bejaia. La configuration losangique des sous-bassins au pied de marge résulte d'une transtension causée par le retrait du slab vers le SE, de façon oblique par rapport à la marge.

L'obliquité du rifting est classique aussi dans des rifts actifs comme celui de Californie (**Umhoefer and Stone, 1996; Dorsey, 2010**), ainsi que dans le golfe d'Aden (**Tron etBrun, 1991; Bellahsen et al., 2006; Withjack et Jamison, 1986, Bennett et al., 2013**). Il en est de même pour la période de rifting syn-cinématique de la marge est-algérienne. Une distinction fondamentale entre les rifts obliques et orthogonaux s'explique par la création de cisaillements rapides le long desquels sont accommodées des jeux de failles décrochantes dextres (**Bennett et al., 2013).** En outre, comme indiqué par les deux modèles de vitesse issus de la sismique grand-angle (OBS en mer et stations sismologiques à terre) dans le cadre du projet SPIRAL, le ''necking'' (ou zone d'étranglement de la croûte continentale) s'effectue au pied de la marge, son épaisseur passant de 25 km vers le sud à moins de 10 km dans le bassin (**Mihoubi et al., 2014 et Bouyahiaoui et al, 2015**), en moins de 50 km horizontalement, en raison d'un hyper-amincissement de la croûte (**Fig. IV-1**). Le modèle tectonique de la phase syn-rift est assez comparable à celui des bassins du NW Pacifique, comme dans la mer de Japon (**Xu et al., 2014**) ou dans le bassin d'avant-arc de Crotone (Italie) (**Massari et Prosser, 2013).**

La collision et le chevauchement des blocs kabyles (PK) avec la plaque africaine durant le Burdigalien supérieur s'accompagne d'une extension mineure au sein même de l'arc kabyle et ce jusqu'au Serravallien, en raison probablement de l'action gravitaire continue du slab, provoquant un étirement vertical jusqu'à son détachement final au Tortonien, si l'on en croit le soulèvement de la marge à la même époque. Après la collision, l'extension dans le bassin d'arrière-arc (au nord) débute dès le Langhien en mode *sag*, s'accompagnant sur le continent du développement de petits bassins miocènes, par *collapse* ou en raison du relâchement de contraintes compressives de la phase alpine.

A partir du Tortonien, il est possible que le changement de la cinématique de la plaque africaine par rapport à l'Europe, passant d'une convergence NE à une convergence NW (**Dewey, 1989**), ainsi que le détachement partiel du slab (**Maury et al., 2000**), aient conduit au début de la compression de la marge, avec développement de bassins flexuraux en bas de pente.

Par ailleurs, la forme en patte d'oie ou en forme de cône des anomalies magnétiques qui apparaissent sur la carte de **Galdeano & Rossignol (1977, Fig. IV-9**), reprise dans **Schettino & Turco** (**2006**) et **Driussi et al. (2015)**, semble bien limitée à la partie SW de la Sardaigne ou au domaine océanique où l'orientation des rides volcaniques est NNW à NNE. Bien que ceci retrace en partie la migration des blocs kabyles en relation avec la rotation antihoraire de la Corse et de la Sardaigne qui étaient en mouvement divergent (**Bouyahiaoui et al., 2015**), ces anomalies n'expliquent pas toute l'histoire d'ouverture du bassin qui est en réalité en transtension (**Arab et al., 2016a**), durant la phase de rifting d'âge Oligocène supérieur-Burdigalien supérieur. Ces anomalies correspondent aussi aux linéaments d'accrétion volcanique de l'ère post-orogénique dont les moteurs de la subsidence sont la gravité et la flexuration du substratum océanique en pied de marge. L'ouverture du bassin est-algérien a été probablement influencée par l'ouverture du bassin algéro-sud- Baléares comme indiqué par **Schettino & Turco (2006**) et la migration du bloc d'Alboran vers l'ouest, ce qui lui a donné sa forme triangulaire (**Figs. IV-5a, b et IV-9**).

En se basant sur les données de l'AFTA enregistrées en Grande Kabylie, il est possible que la marge en Petite Kabylie fût soumise aussi à une compression à partir de la fin du Tortonien.

Le soulèvement de la marge a été fort probablement accentué à partir de Messinien, ceci peut être argumenté par l'absence totale de dépôts messiniens à terre et la présence de ces produits d'érosion de pente. Bien que la chute eustatique pourrait accentuer cette érosion.
Le soulèvement et la compression évoluent vers des mouvements transpressifs ayant induit des rampes à vergence nord, d'âge Quaternaire (**Fig. III-11**).

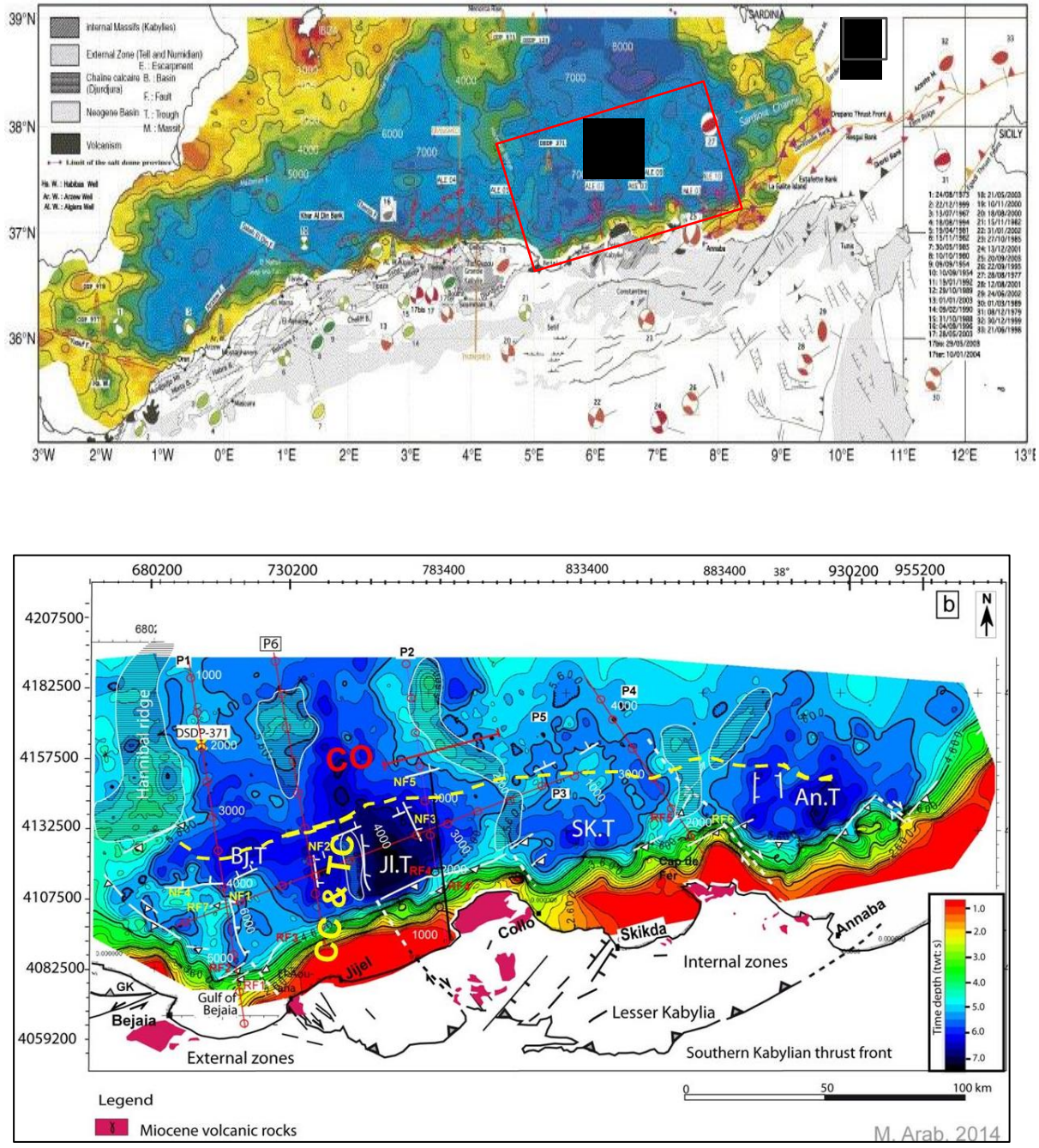


Figure IV- 5- (a) Carte en isobathes du toit du socle, bassin offshore Algérien (Mauffret, 2007), (b) Carte en isochrones (twt : secondes) du toit du socle du bassin est algérien établie sur la base de l'interprétation des coupes sismiques MCS de moyenne à bonne qualité dont la moitié est une sismique écoute longue.

.

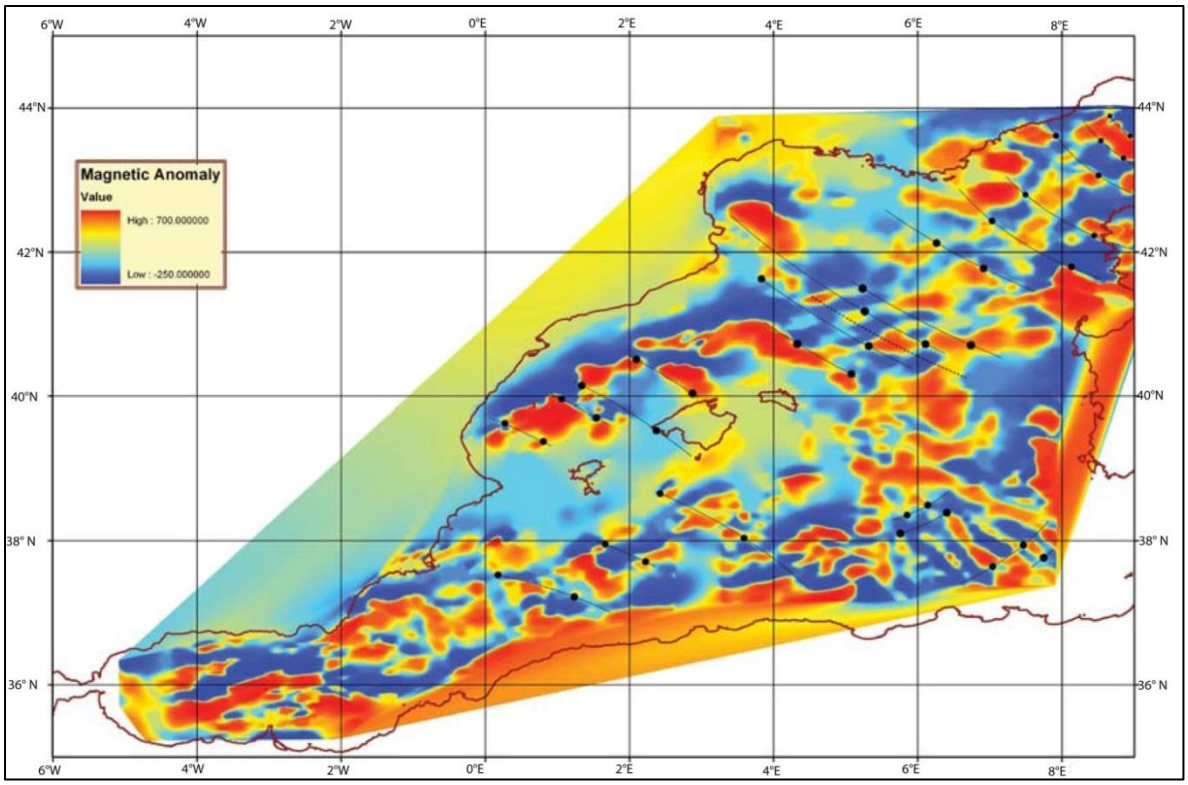


Figure IV- 6- Carte magnétique de Galdeano &Rossignol(1977) reprise par Schettino & Turco (2006). Les anomalies magnétiques positives en couleur rouge-jaune forment une patte d'oie au SW de la Sardaigne et indiquent l'ouverture radiale du bassin Est Algérien et provençal. Ces anomalies étaient actives jusqu'au Tortonien selon Mauffret et al (2004). Les cercles noirs indiquent la position des failles transformantes selon l'interprétation de Schettino et Turco(2006). Les arcs en tirets sont les directions d'expansion océanique dans le bassin provençal.

CHAPITRE V- MODELISATION STRATIGRAPHIQUE EN OFFSHORE: PREDICTION DES FACIES

La modélisation stratigraphique est une simulation de la distribution du faciès à travers les temps géologiques par reconstitution de la dynamique sédimentaire. Cette dernière est fonction des processus tectono-sédimentaires. La position des sources d'apport, de la paléotopographie et de l'intensité des apports sédimentaires dans le temps dépendent des transgressions et régressions successives résultant principalement de la tectonique et de l'eustatisme.

V-1- Principe de la modélisation directe par Dionisos (BEICIP/IFP-EN)

Il existe deux types de modèles, des modèles stochastiques (qui utilisent des lois probabilistiques et incluent donc une partie de hasard dans les phénomènes), et des modèles déterministiques qui considèrent que tous les évènements ont une cause et qu'un phénomène donné peut se reproduire.

Les modèles déterministiques sont basés sur des équations physiques. Le modèle utilisé ici (Dionisos) est un logiciel développé par l'IFP-EN (**Granjeon, 1997; Granjeon et Joseph, 1999**). Dionisos est un modèle stratigraphique direct ayant pour but la simulation de la géométrie et du faciès des formations sédimentaires à l'échelle régionale (**Granjeon, 1996; Granjeon et Joseph, 1999; Granjeon, 2009**). Ce modèle est dynamique avec des équations simplifiées pour représenter les différents processus sédimentaires.

Le modèle de pente dynamique utilise une diffusion généralisée (le transport des particules sédimentaires survient dans toutes les directions mais est proportionnel à la pente) et l'équation d'advection (transport dans une même direction). Cette équation lie le flux sédimentaire en chaque point du bassin à deux principaux paramètres : la pente locale et le flux d'eau. La pente représente une quantité d'énergie potentielle capable de véhiculer des fluides. Le flux d'eau représente la capacité de transport et permet de définir des zones avec un transport élevé (chaîne avec de grands fleuves). La pente et le courant d'eau sont liés par le coefficient de diffusion qui caractérise l'efficacité moyenne du transport pour un environnement donné. Le coefficient change en relation avec la dynamique de l'environnement (fluviatile, marées, ou bien à dominance de processus de vagues) (équation 1, **Granjeon, 1997; Granjeon and Joseph, 1999**).

$$Q = -K(\varphi eau).\frac{\partial h}{\partial x}$$

Φ eau: capacité du transport, $\frac{\partial h}{\partial x}$: Energie

Avec

Q: flux sédimentaire (in m2/s), K: coefficient de diffusion (in m2/s), h: élévation du sol (en m).

La modélisation stratigraphique vise à reproduire des géométries observées, tester différentes hypothèses sur la formation des strates et le cadre chrono-stratigraphique. L'architecture stratigraphique d'un bassin sédimentaire est contrôlée par le transport des sédiments, l'espace d'accommodation et l'alimentation en sédiments. L'espace d'accommodation est déterminé

par la mobilité du substratum (subsidence/ uplift) et la variation du niveau marin (voir chapitre 1). Or ces différents facteurs ne sont pas toujours bien connus dans les bassins naturels. La modélisation permet de tester une série de scénarios en relation avec des histoires possibles du bassin, fournissant à l'utilisateur un certain nombre de résultats ou *outputs* à analyser et comparer aux contraintes géologiques.

V-2- Données nécessaires pour la modélisation stratigraphique

V-2-1- Dimension et conception du modèle géologique 3D

Les principaux *input* ou données d'entrée nécessaires pour Dionisos concernent les paramètres suivants :

- Les cartes de subsidence pour chaque âge, avec les cartes bathymétriques, elles contrôlent l'histoire de la subsidence du bassin, la localisation et l'intensité d'alimentation des sources sédimentaires, les fluctuations eustatiques, les paramètres de flexuration et de compaction et les paramètres du transport.
- Le bloc 3D ici modélisé a une dimension de 120 x 280 km, allant de Bejaia à Annaba le long de la marge. Il a été construit avec 5 horizons pre-messiniens, 3 horizons messiniens, 1 horizon pliocène et l'horizon fond marin. L'intervalle de temps simulé est 25-0 Ma. Les cartes en isobathes ont été obtenues par conversion des cartes sismiques avec un modèle de vitesse (vitesses sismiques traduites en vitesses d'intervalle par la formule de Dix en appliquant une correction de -5%).
- La stratigraphie de l'Oligo-Miocene a été déduite par extrapolation des limites stratigraphiques définies en onshore et en offshore (discontinuités sismiques) (voir chapitre 3). Il va de la fin de l'Oligocène au Tortonien. Le Messinien est défini par analogie avec ce qui a été fait dans le bassin offshore algérien par **Lofi et al.** (**2011**). Il est constitué, dans la zone du bassin profond par les unités LU (Lower Unit : unité inférieure), l'unité mobile (MU: Sel) et les évaporites supérieures ou Upper unit (UU). Sur la pente continentale, des unités supplémentaires s'étaient déposées : les unités silico-clastiques appelées unités complexes (CU : complex units). Le Plio-Quaternaire est la zone transparente des coupes sismiques, traversée par le puits DSDP-371 au large de Bejaia.
- La compaction est prise en compte dans les simulations en utilisant la courbe porosité/profondeur $\Phi = \Phi o\, e^{-z/D}$, où Φ est la porosité du sédiment, z la profondeur, Φo est la porosité initiale (au moment du dépôt), et D une constante caractérisant la diminution de la porosité avec la profondeur.

V-2-2- Données d'entrée (input)

Les données relatives aux profondeurs et aux âges sont déduites de mon étude géologique. Celles traitant du paléoclimat et des changements de température durant le Tertiaire ont été tirées de la littérature et sont documentées dans **Arab et al. (2016b)**. La diffusion est une fonction de la gravité qui dépend à son tour de la pente et de l'intensité de courant fluvial.





Les lois physiques régissant les calculs de diffusion et de décharge dans le logiciel Dionisos sont décrites aussi dans **Rabineau et al.** (**2005**).

V-2-2-1- Apports sédimentaires et décharge d'eau liée à la force des fleuves ou rivières

Des apports sédimentaires et des flux d'eau variables ont été testés pour la calibration avec la sismique et analogie avec les faciès en affleurements. Ces apports sont fonction du climat et de la morphologie de l'arrière-pays. La collision entre les Kabylides et la plaque africaine à la fin de Burdigalien a donné lieu à la chaîne des Maghrébides en Afrique du Nord (**Frizon De Lamotte et al., 2006**) avec le maximum de culmination au sud du front kabyle. Du Rif à la Calabre, cet orogène alpin est fait de nappes de flysch et du domaine AlKaPeCa (socle kabyle et sa couverture) (**Bouillin, 1986**). De plus, de petits bassins miocènes intra-arc se sont développés par relaxation tectonique après le maximum de compression alpine. Ces derniers bassins étaient déjà en contact avec le bassin arrière-arc, en domaine Méditerranéen, avant la fin du Tortonien.

Depuis le Miocène supérieur comme dans le reste du globe, les paysages et les systèmes fluviatiles ont été modifiés (**Potter et al., 2009**). Le soulèvement de la marge orientale algérienne (zone d'étude) a commencé au Tortonien supérieur (**Carminati et al., 1998; Mauffret, 2007**) et a atteint son paroxysme au Quaternaire. L'altitude actuelle des massifs bordiers de la marge varient de 200 à + 500 m. La côte est bordée par la chaîne nappée des Maghrébides qui forme la source terrigène la plus proche du bassin est algérien (Méditerranée).

Avant la collision des blocs kabyles avec l'Afrique, la source d'apports en sédiments pour le bassin d'arrière-arc durant l'Oligo-Miocène était constituée par les blocs kabyles, et probablement aussi les Baléares. Après la fermeture du sillon des flyschs maghrébin ou téthysien, le bassin post-orogénique était alimenté par les îlots ou massifs émergés du domaine AlKaPeCa et aussi par la chaîne tellienne ou maghrébide se situant en bordure du bassin et s'étendant probablement sur plusieurs dizaines de kilomètres au sud (**Photo n° V-1**).

Depuis le Tortonien supérieur, la compression et le soulèvement de la marge, suivis de la chute eustatique messinienne, ont déplacé la source d'apports vers le nord, dans une position proche du rivage actuel. Le long de la marge, les affleurements mésozoïques sont situés jute au sud du Golfe de Bejaia, entre Bejaia et El-Aouana, constituant les montagnes des Babors, formées de dolomies et calcaires du Jurassique et de la série marno-calcaire du Crétacé (**Vila, 1980**) (**Figs. I-2 et photo n° V-1**).

Ces formations affleurent de Boulimat au Cap Carbone et jusqu'à El-Aouana (**Fig. I-2**). D'El-Aouana à Annaba, la source terrigène est constituée par les nappes de Paléogène- Crétacé (flyschs maurétaniens et massyliens), les nappes de flysch numidien dont l'âge est fini-Oligocène-Burdigalien (**Thomas et al., 2010**) et le massif de l'Edough (le socle et sa couverture métamorphique). Compte tenu du faciès des affleurements, le Miocène post-orogénique du Golfe de Bejaia pourrait être constitué de sédiments majoritairement silico-clastiques avec des dépôts grossiers vers la marge, associés probablement à des calcaires détritiques.
La régression de la fin du Tortonien, qui coïncide avec la chute eustatique et le début de la compression et du soulèvement de la marge, a supprimé la connexion entre le bassin d'arrière-arc et les petits bassins d'intra-arc ou intracontinentaux (onshore actuel) tels que le bassin de la Soummam et de Collo. Le bassin est-algérien a été depuis alimenté par les massifs telliens bordiers, les zones externes, situées entre Bejaia et El-Aouana, et les zones internes d'El-Aouana à Annaba, soit par des rivières courtes, soit par des fleuves ou rivières de longueur plus importante comme de nos jours, la Soummam et les autres fleuves qui débouchent dans les golfes de Jijel, Skikda et Annaba (**Fig. V-9**).



Photo V-2- Massif de l'Edough (Seraidi) à Annaba, caractérisé par un relief accidenté où une multitude de rivières se déversent en mer et charrient des sédiments, vue vers l'ouest.

Les conditions climatiques en Afrique du Nord étaient humides depuis 9.5 Ma avec une décharge fluviatile élevée vers la Méditerranée (**Köhler et al., 2010**). Cependant, dans la région d'étude quelques rivières ou petits fleuves coulaient probablement vers le bassin offshore actuel. C'est pour cela que l'on a considéré le transport fluviatile de courte durée et brusque. Ces fleuves devaient être caractérisés par une faible diffusion dans le milieu marin, limitée à la plateforme interne durant les périodes de haut niveau et aux turbidites en milieu offshore durant les périodes de bas niveau marin ou au début de la transgression zancléenne par exemple.

Les apports sédimentaires augmentent proportionnellement avec la décharge fluviale ou l'intensité du transport par courants fluviatiles. L'apport sédimentaire total dépassait 1760 km^3/Ma durant la période comprise entre la fin Oligocène et l'Aquitanien. Durant la période post-orogénique, depuis le Langhien, le même paramètre a varié de 2200 à 3300 km^3/Ma et que la décharge fluviale totale fluctuant entre 20 to 330 m^3/s (**Tableau n° V-1**). Depuis la réactivation de la marge durant la période fini Tortonien-Messinien, l'apport sédimentaire a inexorablement augmenté, variant de 9000 à 12000 km^3/Ma (**Tableau n° V-1**), simultanément avec l'érosion et le dépôt de cônes sous-marins silico-clastiques observés sur la sismique dans l'unité basale ou l'unité complexe du Messinien (de 4000 m^3/s au Messinien inférieur à 500 m^3/s à la fin du Messinien, augmentant à nouveau à 800 m^3/s après 2.6 Ma (**Table V-1**).

	Avera...										
Age (Ma)		25.0	23.0	16.0	13.8	11.6	7.2	6.4	5.8	5.4	2.6
Estimated Supply (km^3/Ma)		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total Supply (km^3/Ma)	1763.57	900	200	3200	3300	810	9000	0	12000	2300	3600
Total Fluvial Discharge (m^3/s)	335.11	90	20	320	330	81	3000	0	4000	500	800
Rain Fall (mm/year)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Evaporation (mm/year)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sources List											
S1	1260	900	200	2400	2200	560	4500	0	6000	2300	3600
S2	503.57	0	0	800	1100	250	4500	0	6000	0	0

Tableau V- 1- Récapitulatif des paramètres estimés à partir des cartes en isopaques et du paléoclimat, la décharge sédimentaire totale à travers les temps géologiques, la décharge fluviale et les sources d'alimentation en sédiments.

V-2-2-2- Paléo-bathymétrie des horizons clés

Trois niveaux clés ont été utilisés pour définir les paléo-bathymétries au moment du dépôt : (1) Fin Oligocène, caractérisé par un environnement continental à marin très peu profond où des conglomérats et des calcaires récifaux sont sédimentés. La paléo-bathymétrie pouvait être estimée entre 0 et 25 m (**Fig. V-1**); (2) le sel Messinien, déposé durant la crise de salinité messinienne pendant laquelle (**Bache et al., 2009** et **Ryan, 2011**) des produits silico-clastiques issus de l'érosion se déposaient sur la pente continentale émergée, avec un environnement lagunaire en bas de marge, la paléobathymétrie étant supposée être de l'ordre de centimètres à quelques mètres. Dans le bassin, le début de cet évènement est daté à 5.96 Ma (**Gauthier et al., 1994 ; Krijgsman et al., 1999**) ; (3) le Pliocène, qui marque une période de transgression (au Zancléen) et du « remplissage » de la Méditerranée après la crise de salinité. La paléo-bathymétrie est passé soit de quelques centimètres à plus de 3000 m (**Fig. V-1**), soit aurait changé seulement de quelques centaines de mètres (**Roveri et al., 2001, 2014**), en tous les cas aurait changé beaucoup plus que ce qui est mesuré durant les cycles climatiques quaternaires. Notons aussi qu'il existe des sédiments pliocènes marins au sud de Dellys (**Raymond, 1972; Strzerzynski et al., 2009**), indiquant qu'il y a eu par la suite un soulèvement côtier durant le Quaternaire. Ceci est dû principalement au soulèvement

tectonique de la marge induit par les chevauchements à vergence Nord (**Authemayou et al., 2016**).

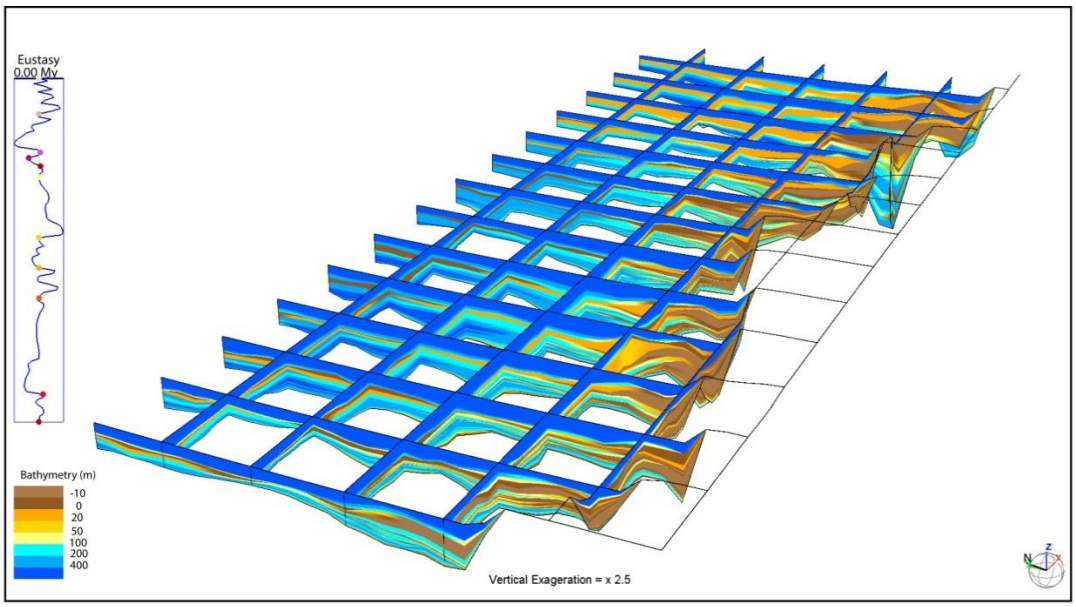


Figure V- 1- Evolution spatio-temporelle de la bathymétrie le long de la marge orientale, depuis l'Oligocène supérieur.

V-3- Résultats de la modélisation stratigraphique 3D

V-3-1- Modèle tectono-sédimentaire du bassin, utilisé pour calibrer les résultats de simulation de faciès

Le bassin offshore oriental ou est-algérien a évolué d'un régime extensif à un *sag* durant la période comprise entre la fin de l'Oligocène et le Tortonien moyen, puis en compression depuis. Durant la période d'extension, la morphologie du bassin était une marge passive typique. Elle devait être caractérisée par une plateforme plus large qu'aujourd'hui, et par une pente modérée (**Figs. V-1, V-2 et V-3**), plutôt graduelle, malgré la collision alpine de la fin de Burdigalien. La compression était surtout concentrée sur le front sud kabyle, étant accommodée par la transmission des contraintes jusqu'à l'Atlas saharien (**Frizon de Lamotte et al., 2006**). Les environnements de dépôt varient de continental à marin peu profond et à marin profond (**Fig. V-1**). L'environnement de plateforme ou ''*shelf*'' s'étend de la partie continentale du bassin (intra-arc) à la zone d'arrière-arc jusqu'au domaine océanique (paléo-offshore). La partie proximale du bassin pouvait être constituée de la plateforme interne, le reste correspondant à la plateforme externe à environnement offshore et jusqu'au talus continental. L'ensemble de la plateforme, dont la dimension ou la forme varient à travers les temps géologiques, aurait eu une étendue de 40 à 50 km à partir d'un paléo-rivage moyen situé dans la zone actuellement émergée du bassin (**Fig. V-1**), vu l'existence de Miocène marin en domaine onshore avoisinant.

Comme déjà signalé auparavant, au début de l'ouverture du bassin vers la fin de l'Oligocène, l'environnement de dépôt évoluait d'un milieu continental (cônes alluviaux et réseau fluviatile) à un milieu marin peu profond ou fluviomarin (**Section 6, Fig. III-7 et Fig. V-2a)** marqué par les conglomérats de base. Ce faciès s'observe avec un haut contraste d'impédance en sismique (**Fig. III-10b**). Cette séquence de base représente probablement un cortège de bas niveau marin (LST : low stand system tract) précédant la transgression aquitanienne (**Géry et al., 1981**) (Section 6, **Fig. III-7; Fig. IV-3**).

La partie émergée du socle kabyle servait de source d'apport pour les flyschs (**Thomas et al., 2010**), que ce soit dans le bassin maghrébin (**Bouillin, 1986**) ou dans le bassin d'arrière arc (**Fig. V-2a**).

Dans l'ensemble, l'Oligo-Miocène kabyle constitue un cortège sédimentaire transgressif qui va d'un dépôt continental à un milieu marin profond au Burdigalien moyen. Il faut noter qu'il y a une variation rapide de faciès de ce complexe (OMK), observable sur le terrain (**Géry, 1981**) et à travers l'évolution des faciès sismiques.

Au Langhien, après l'orogénèse alpine, une nouvelle transgression est survenue. Elle est marquée par les dépôts littoraux existants dans la partie sud du bassin miocène du Tizi-Ouzou et au sud du petit bassin de la Soummam, bassin flexural situé au sud de la Dorsale Calcaire. Cette transgression s'est poursuivie jusqu'à la base du Serravallien, étant alors interrompue par une régression de courte période (**Fig. IV-3**).

Des analyses géochimiques (**Tableau n° IV-2**) ont montré que le toit du Langhien présentait un niveau organiquement riche (roche mère), indiquant à priori un évènement d'inondation maximale ou MFS (''Maximum Flooding Surface''). Le modèle de faciès Dionisos prédit au début du Langhien un complexe silico-clastique à environnement littoral à marin moins profond le long de la plateforme et des dépôts fins (marnes) au-delà du bas de talus continental, en offshore (**Arab et al., 2016b**, en annexe du Chapitre VI).

Postérieurement à la compression et au début du soulèvement de la marge vers la fin du Tortonien, une régression a été enclenchée. Elle est marquée par le passage d'un dépôt argileux à des dépôts littoraux à lagunaires, au sud du bassin de la Soummam (**Fig. V-3**). En l'absence de dépôts messinien à terre, le faciès a été interprété par analyse du faciès sismique et par analogie avec les dépôts bien décrits en Méditerranée. Il s'agit d'un environnement restreint de type salifère. L'unité inférieure comprend une série litée, probablement une alternance de calcaires et d'argiles et localement de chenaux gréseux. Il est possible d'observer aussi des passages latéraux de faciès avec présence probable de sel. Cette unité est surmontée par du sel en forme de diapirs appelée unité mobile ou MU (e.g. **Lofi et al., 2011**), caractérisée par une base plate facilement repérable en sismique. L'unité supérieure a déjà été traversée par le forage DSDP-371 (**Fig. III-7b**), qui a montré qu'elle était composée d'une alternance d'anhydrite et de dolomies.

A la fin de la crise de salinité messinienne, le ré-ennoiement de la Méditerranée aurait commencé avant la transgression zancléenne (**Aguirre et Sanchez-Almazo, 2004; Cornée et al., 2006 ; Do Couto et al., 2014**). D'après **Bache et al.** (**2012**). Le « déluge » lié au ré-envahissement de la Méditerranée aurait eu lieu après une réouverture du détroit de Gibraltar et des zones limitrophes, à 5.46 Ma, i.e. en même temps que l'élévation eustatique (**Miller et al. (2011, in Do-Couto et al., 2014**). Durant (et après) le déluge associé à cette réorganisation du bassin (**Do Couto et al., 2014**), de forts courants venant de l'ouest auraient causé le développement de cônes silico-clastiques sous-marins de Gibraltar jusqu'à notre zone d'étude

(**Fig. III-10b**), et même probablement à l'échelle de toute la Méditerranée occidentale. Ces corps sont observés sur les coupes sismiques (**Fig. III-12 a,b**) et simulés aussi par le modèle Dinisos (**Fig. V-7**, **Arab et al., 2016b**, en annexe du chapitre VI). Le niveau marin était plus élevé au Pliocène qu'à l'époque actuelle selon la charte eustatique globale (**Haq, 1987**), ce qui est attesté aussi par le Pliocène marin affleurant en Grande Kabylie (**Strzerzynski et al, 2009**). Ce dernier est témoin d'une émersion à la fois tectonique (provoquée par l'inversion) et eustatique, compte tenu de la courbe eustatique globale de **Haq et Schutter (2008**) (**Fig. IV-3**).

V-3-2- Analyse des résultats de simulation Dionisos

Cette partie traite des résultats en termes de distribution de faciès, la décharge fluviatile, sédimentaire, la position des sources d'apports, pour ne pas reprendre les éléments déjà discutés dans la chapitre V-2.

La prédiction du faciès à la base de l'unité PMSU1 (équivalent de l'Oligo-Miocène kabyle en onshore) consiste en des conglomérats et grès fluviatiles semblables à ceux observés sur le terrain (cf. **s/chapitre III-1**). L'extension de ce dépôt est limité au domaine de la croûte continentale (socle kabyle) en offshore, (**Fig. III-15**) lequel servait aussi de source d'apport.

L'unité PMSU2 est l'équivalent du Langhien en onshore, dont les faciès varient des grès littoraux au sud du bassin de Tizi-Ouzou à des grès turbiditiques vers le nord du bassin, comme cela est visible aussi en Petite Kabylie (affleurements de Bejaia et Chetaibi, Annaba, **Fig. III-6** et **Fig. V-3**). Les épaisseurs de grès massifs varient de +10 à + 100 m et moins de 5 m au sein des alternances argilo-gréseuses (**Fig. III-7**). Au large, le faciès de PMSU2 s'étend sur plus de 20 à 30 km vers le Nord. Sa distribution suit globalement la marge actuelle (caps et golfes) (**Fig. V-4**). A partir de la collision alpine au début du Langhien (en Petite Kabylie), la morphologie de la marge reste plus ou moins la même qu'aujourd'hui (**Bouillin, 1986**). Sur la base de la nature des éléments de la base de la séquence remaniant le socle, il est fort probable que les petits bassins intracontinentaux (onshore actuel) étaient séparés par des îlots appartenant au socle kabyle. Au-delà de 30 km de la ligne de côte actuelle, les sédiments deviennent fins (argileux ou marneux). Néanmoins, plus loin dans le bassin profond, le faciès silico-clastique prédit par le modèle pourrait correspondre à des cônes sous-marins interprétés également sur les coupes sismiques (**Figs. III-12, III-14a et V-5**).

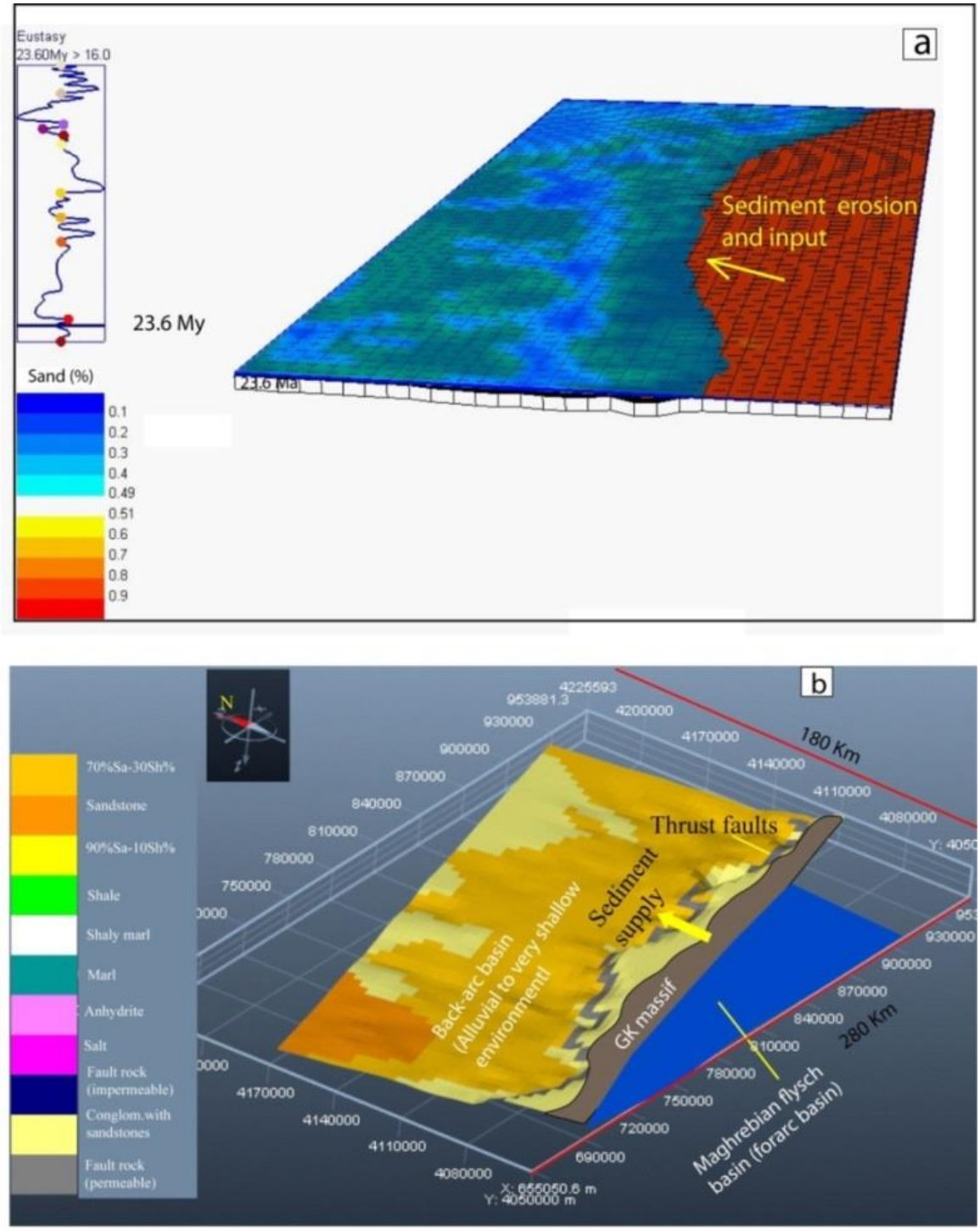


Figure V- 2- (a) Paléobathymétrie et paléo-rivage à l'Aquitanien, (b) modèle de distribution de faciès dans le bassin arrière-arc algérien avant la collision du bloc de Petite Kabylie avec la paléo-marge africaine.

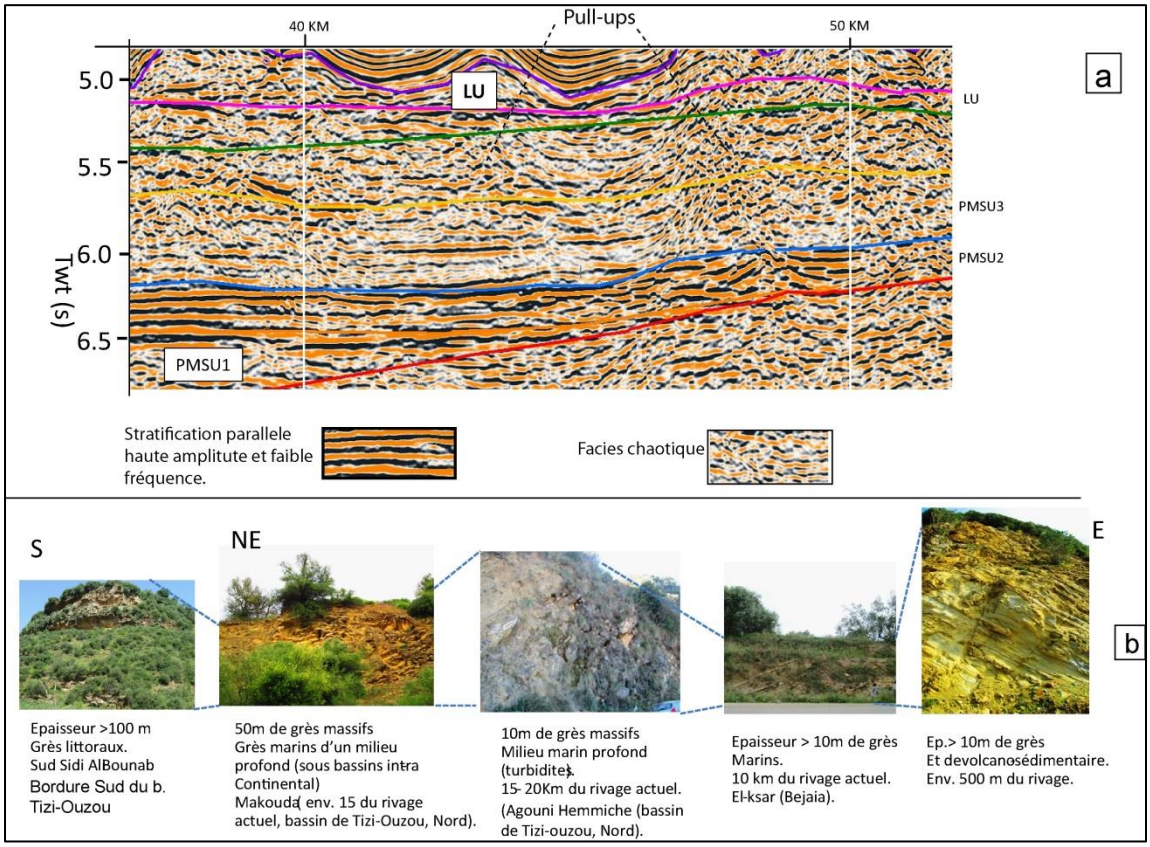


Figure V- 3- (a) Subdivisions en unités sismiques (profil P2, voir Fig. I-2) en offshore (Jijel) et analyse de leur faciès sismique et essai d'extrapolation entre la base de PMSU2 et son équivalent en onshore (Langhien), de Tizi-Ouzou à Annaba.

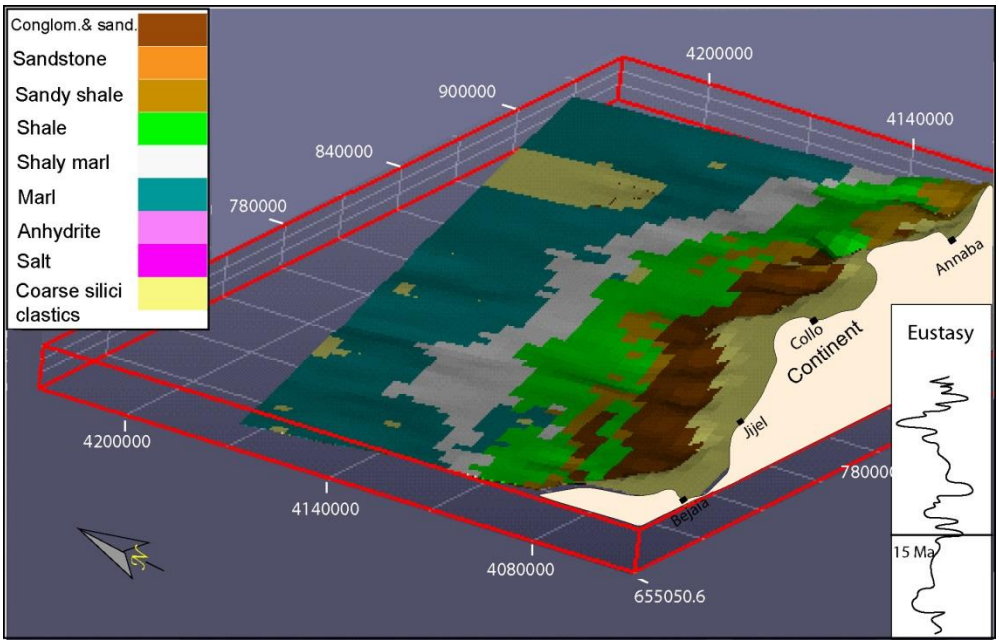


Figure V- 4- Distribution du faciès langhien (base) en offshore obtenue par modélisation par Dionisos et calibré par les observations terrain et faciès sismique.

La distribution de faciès (calculée par le modèle 3D Dionisos) au toit du Tortonien (isobathes obtenues par conversion temps/profondeur du toit de PMSU4 équivalent du Tortonien) montre des sédiments silico-clastiques, i.e. une alternance argile/grès (''sandy shale facies'' dans le modèle) le long de la marge, entre 20 et 40 km au large. Dans le bassin profond au-delà du pied de marge, le modèle prédit l'existence de lobes du même faciès vers 60 km à partir du rivage actuel (**Fig. V-5b**). Le reste de la sédimentation est argilo-marneuse. Cette phase de sédimentation coïncide avec le retrait de la mer du continent suite au début de la compression de la marge et à la chute eustatique (**Figs. III-7 et III-17)**. En sismique (**Fig. V-3a**), cette unité est caractérisée par une variation de faciès sismique, de type chaotique à subparallel ou *wavy*, qui peut être interprété comme un passage d'une lithologie plus ou moins homogène à une alternance de lithologies (ex. argile/grès). Le faciès chaotique exprime soit des argiles sous-compactées ou un complexe silico-clastique des turbidites similaire à celui proposé par le modèle. Par ailleurs, la déformation des réflecteurs de cette unité est due aux *pull-ups* (causés par la grande vitesse du sel messinien sus-jacent, autour de 4000m/s).

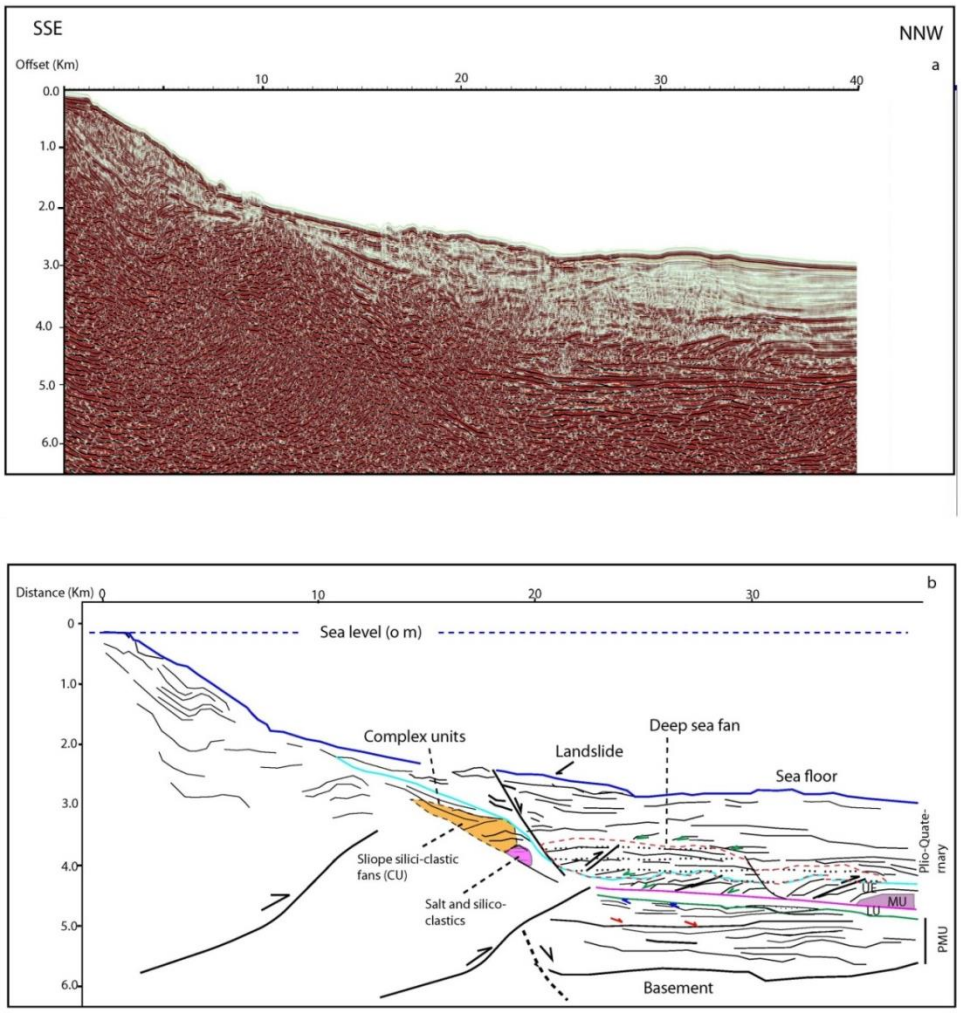


Figure V- 5- (a) Partie sud de la section sismique P1 (au large de Bejaia), (b) Interprétation structurale et stratigraphique ayant permis de subdiviser la couverture sédimentaire du bassin offshore en trois principaux sous-ensembles, le Miocène infra-salifère, le Messinien et le Plio-Quaternaire. Sont définis aussi, des dépôts silico-clastiques messiniens sur la pente continentale (comlex units : CU), et des cônes sous-marins pliocènes en bas de pente (turbidites). Arab et al. (2016b).

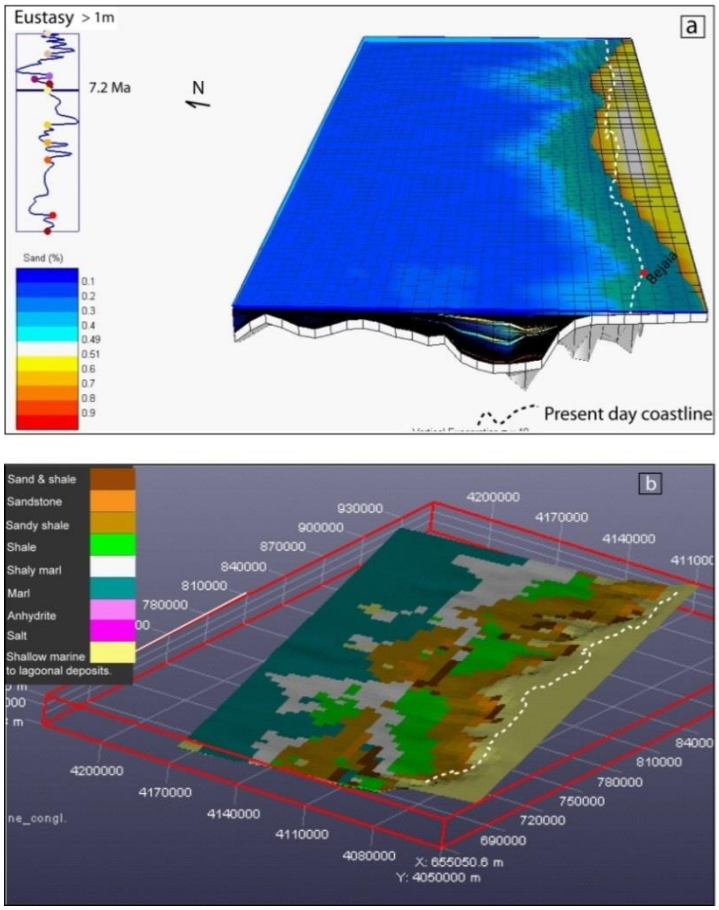


Figure V- 6- Modèle de faciès probable pouvant exister du Tortonien supérieur, obtenu par Dionisos et calibré par le faciès observé sur affleurement et le modèle séquenciel dynamique pré-établi (T-R sequences).

Au cours du Pliocène (vers 4 Ma), suite à la remontée eustatique après le remplissage de la Méditerrannée après la crise messinienne, synchrone de l'ouverture du détroit de Gibraltar, le modèle prédit le dépôt de sédiments silico-clastiques le long de la marge. Ce faciès grossier s'est déposé sous forme de grands cônes sous-marins (turbidites) comme interprété sur les coupes sismiques en offshore (**Fig. V-5b**). Ils s'étendent sur moins de 10 à 20 km, avec une extension plus étendue au-devant des caps (Bougaroun et Cap de Fer) (**Fig. V-7**). Au-delà de cette limite, le faciès devient de plus en plus fin avec des alternances argile- grès au faciès argilo-marneux (**Fig. V-7**).

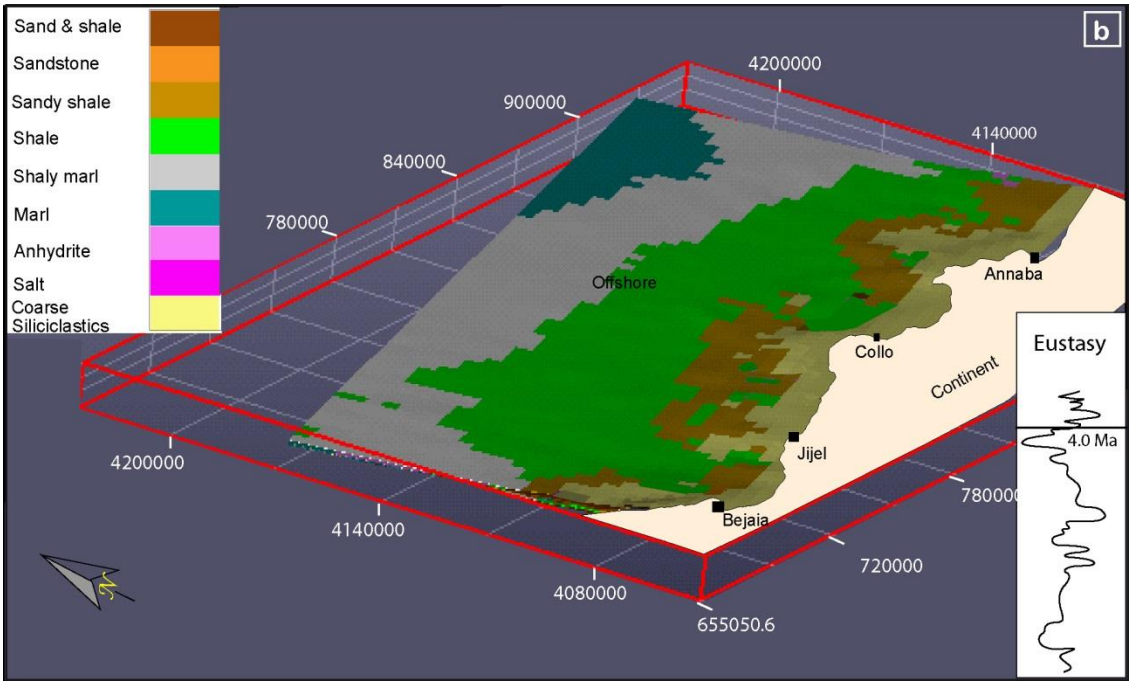


Figure V- 7- Prédiction de faciès par modélisation stratigraphique 3D (Soft Dionisos) au Pliocène basal. Modèle calibré par le facès sismique dont l'interprétation est basée sur des travaux publiés en Méditerranée occidentale (e.g. Do Couto et al., 2014).

CHAPITRE VI- MODELISATION THERMIQUE, FONCTIONNEMENT DES SYSTEMES PETROLIERS ET QUANTIFICATION

VI-1- RELATION THERMICITE, GEODYNAMIQUE ET MODELE DU FLUX DE CHALEUR

Le modèle de flux de chaleur est basé sur le modèle géodynamique du bassin passant d'une phase de rifting à l'Oligo-Miocène, jusqu'au Burdigalien moyen, à une phase de compression ayant débuté vers la fin du Tortonien. L'extension du bassin s'est accompagné d'un amincissement proportionnel de la croute et de la lithosphère (**Panza, 2007 ; Mauffret, 2007**), leurs épaisseurs passant de 80- 90 km à 50 km (**Roca et al., 2004**) et de 30 à 8- 5 km (**Mihoubi et al., 2014 ; Bouyahiaoui et al., 2015**). L'hyper-amincissement crustal se voit bien sur les sections sismiques écoute longue et les modèles de vitesse grand angle (**Mihoubi et al., 2014 ; Bouyahiaoui et al., 2015**). Il s'exprime par la variation brusque de l'épaisseur de la croute entre la partie surélevée de la marge et le pied de marge, ce qui crée un ''necking'' ou étranglement tectonique sur une faible distance (moins de 20 km) entre les deux domaines. En introduisant les épaisseurs initiales de la lithosphère (**Fig. VI-1a**), un facteur d'extension Béta de 1.5 a été appliqué sur le continent et de 3 en bas de marge, en considérant la phase de rifting entre 25 et 16 Ma (**Fig. VI-1 b**). Ceci a abouti à l'architecture actuelle de la marge (**Figs. IV-1 a&b, III-12 VI-1c**), contrainte par la sismique grand angle (**Mihoubi et al., 2014 ; Bouyahiaoui et al., 2015**) et le modèle lithosphérique élaboré par **Rocca et al.** (2004). Cette évolution géodynamique permet de définir le modèle de flux de chaleur. Le facteur d'extension β, estimé à 3 en bas de marge est sont similaire à celui calculé dans le bassin de Valence dans le domaine profond (**Negredo et al., 1999**).

Dans le domaine océanique, malgré l'absence de flux radiogénique, l'amincissement maximal de la lithosphère (**e.g. Abbassene et al., 2016**) à cet endroit a causé des flux de chaleur très élevés. Au sud-des Baléares, il atteint 124 mW/m² (**Polyak et al., 1996; in Mauffret, 2004), Cavazza et al.** (**2004**). Il est estimé à 80- 100 mW/m² dans la région d'étude (**Cavazza et al, 2004**).

Le modèle de flux de chaleur adopté est de type rift (**Mckenzie, 1978**). Le flux de surface varie de 55 mw/m² avant le rifting à 170 mw/m² durant le rifting, puis redescend à 110 mw/m²) à l'Actuel (**Fig. VI-1d**).

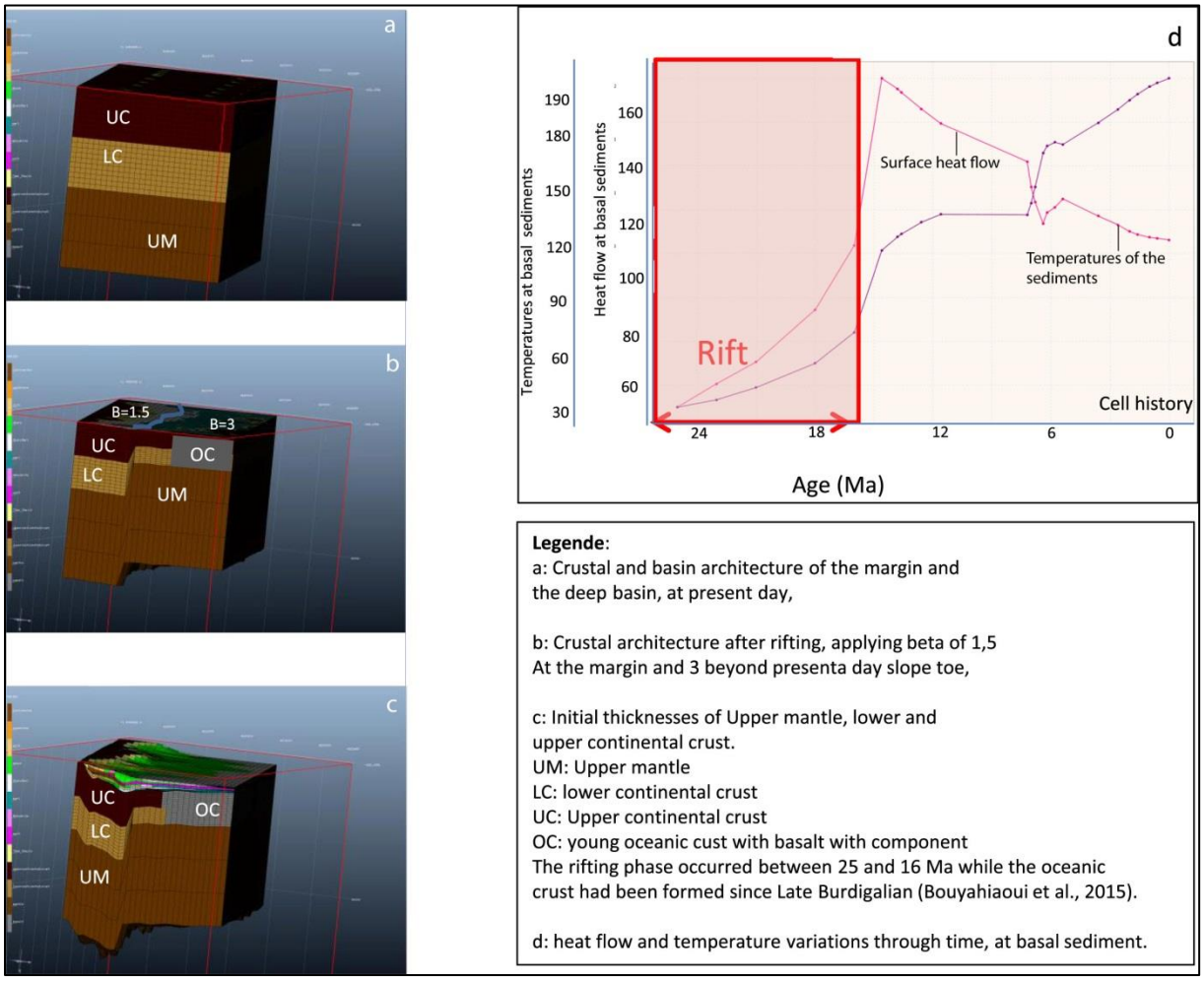


Figure VI- 1- Evolution géodynamique du bassin offshore oriental en appliquant un facteur β différentiel entre la marge et le bassin océanique. L'évolution de la phase syn-rift (b) à post-rift (c) a été simulée par le logiciel TemisFlow en utilisant les données crustales et lithosphériques actuelles. (d) modèle de flux de chaleur obéissant au modèle de rift de Mckenzie (1978), et variations de la température à la base des sédiments.

VI-2- Données utilisées pour la modélisation de bassin 3D et modèle géologique conceptuel

Avant de procéder à la modélisation thermique ou à la simulation du fonctionnement des systèmes pétroliers par le logiciel TemisFlow (*Beicip/Ifp-en, 2014 et 2015*), j'ai dû construire un modèle géologique conceptuel. Les cartes en isobathes issues de l'interprétation sismique après conversion en profondeur ont été utilisées pour la construction de l'ossature du bloc 3D. Les faciès introduits dans le bloc 3D ont été calculés par la modélisation stratigraphique par le logiciel Dionisos (Beicip/Ifp-en), dont les résultats et le processus sont présentés ci-dessus.
Le modèle thermique présenté a été déduit du modèle géodynamique (choix du paramètre Béta et durée de rifting). Bien que la modélisation thermique serve à calculer des paramètres thermiques comme le flux de chaleur et les gradients géothermiques, des mesures de ces derniers au niveau des puits DSDP de zones similaires en Méditerranée (**Erickson and Von**

Herzen, 1978) ont été utilisées à titre de comparaison rien pour mieux contraindre mon modèle thermique.

Par analogie à ce qui est connu en Méditerranée et son pourtour, j'ai considéré qu'il existerait ici des roches mères potentielles oligo-miocènes (**James et Casero, 2004 ; Keshta et al., 2012; Arab et al, 2015** et les références qui y ont été citées).

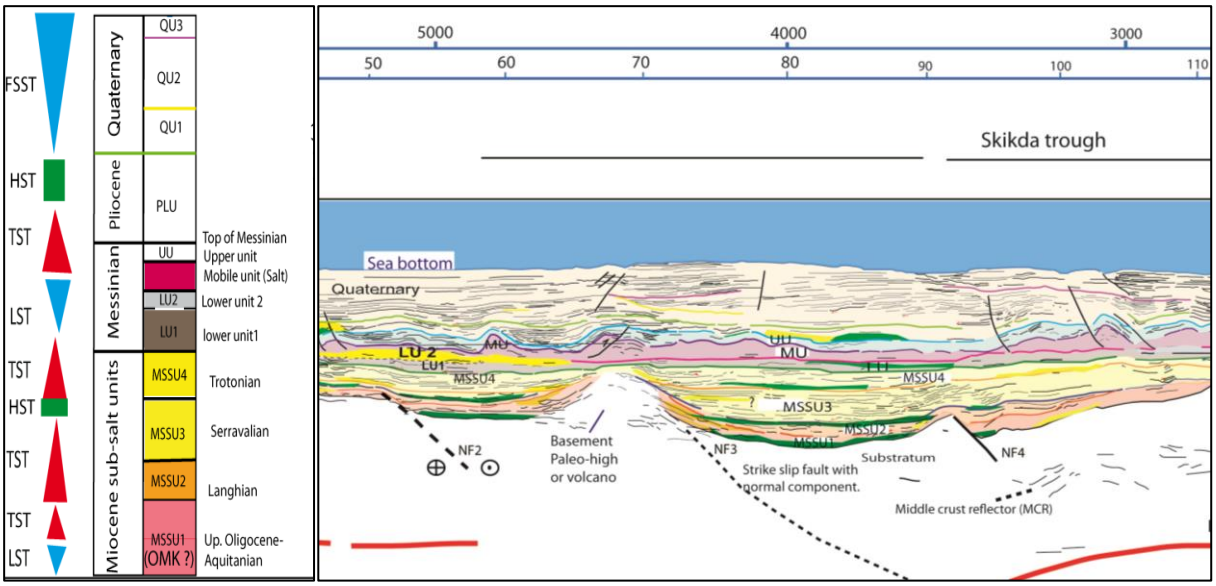
Les roches mères miocènes existent dans divers types de bassins, i.e. des rifts, (golfe de Thailande, Mer rouge,…), des bassins d'arrière-arc (Java et Sumatra en Indonésie) des bassins en transtension ou bassins en pull-apart (ex. bassin en offshore de Californie), et des bassins d'avant pays (Rocheuses, les Andes, Caucase, et les montagnes du Zagros- Bitlis) (**Sorkhabi, 2009**).

Les niveaux pris en considération dans la modélisation sont : le Burdigalien (bassin du Chélif), le Langhien (échantillonné dans le cadre de cette thèse), et le Messinien (bonnes caractéristiques géochimiques en offshore occidental, puits HBB-1 de SONATRACH et le bassin de Chélif (**Arab et al., 2015**). Le Messinien du forage Habibas en offshore occidental algérien (partie Alboran), analysé en pyrolyse Rock-Eval (*Total Algérie, 1977*, rapport interne inédit) et a donné un COT dépassant 2%. Il y est immature. Dans le bassin du Chélif qui était probablement en connexion avec l'offshore occidental, des échantillons de Messinien et de Burdigalien ont montré des COT allant jusqu'à 8% (**Arab et al., 2015**).

Dans les bassins marginaux du Tizi-Ouzou, de la Soummam et du Jijel, quelques échantillons de Langhien (marnes gris- noires feuilletées) ont montré une bonne richesse moyenne en matière organique avec des COT (carbone organique total) variant de 0.54 (Jijel) à 1.4 % (bassin de Tizi-Ouzou) (**Tableau n° VI-2**). Le faible potentiel résiduel (S2< 0.2 mg/g roche, **Tableau n° VI-2**) est dû d'une part à l'oxydation de surface (échantillonnage à moins d'1 m de profondeur alors que ça doit être à 5 m) et la maturité thermique avancée (stade à gaz). Le Pliocène est une source de gaz biogénique dans le delta du Nil et le bassin de Levant. 1 à 2 TCF du gaz ont été mis en évidence au sud de ce bassin dans le système gaz biogénique (**Roberts et Peace, 2007**).

Afin d'assurer l'expulsion suffisante de l'huile et de gaz à partir des roches mères vers les réservoirs, j'ai dû donner des COT initiaux d'une valeur minimale autour de 3 % pour l'ensemble des roches mères, en me basant sur les COT connus du Messinien de Habibas, du bassin de Chélif (Dahra, e.g. **Arab et al., 2015**), du Langhien (analysé dans le cadre de cette thèse) issus des bassins miocènes de la marge algérienne ainsi que le Burdigalien du bassin de Chélif (e.g. travaux de consortium en interne entre SONATRACH et Ifpen, 2006 et en partenariat entre SONATRACH et CNPC, rapports inédits, **Arab et al., 2015**).

En se basant sur la stratigraphie séquentielle élaborée en onshore (affleurements), modélisation stratigraphique, le faciès sismique et l'analogie par rapport à la Méditerranée occidentale, les réservoirs probables sont ceux de la fin de l'Oligocène à Aquitanien (OMK), la base du Langhien, le Serravallien terminal, le Tortonien terminal, le Messinien basal (chenaux érosifs) et les turbidites du Plio-Quaternaire (**Fig. VI-2**).



Roches mères potentielles

Roches réservoirs possibles

Figure VI- 2- Roches mères et réservoirs potentielles pouvant exister en offshore. Coupe géo-sismique extraite du profil P3 E-W. Les faciès sont interprétés sur la base la stratigraphie séquentielle élaborée à terre (affleurements), modélisation stratigraphique et le faciès sismique. L'interprétation des cortèges sédimentaires manquent de précision vu l'absence de puits profonds en offshore et l'effet négatif de l'inversion récente sur les paléo-plateformes miocènes.

VI-3- Génération et timing d'expulsion des hydrocarbures

Des scénarios ont été testés en variant les flux de chaleur, de 50 à 90 mw/m², à l'Actuel. Le scénario le plus optimal est celui avec 90 mw/m² à la base de la croûte durant la phase de rifting et 70 mw/m² au temps présent. Ce modèle de flux est contraint par le modèle géodynamique et aussi par les températures publiées au pourtour de la région d'étude. Elles atteignent 200 °C en bas de marge (**Arab et al., 2016b**, en annexe). Le taux de transformation de la roche mère aquitanienne et langhienne varie de 60 % (fenêtre à huile) à 90 % (fenêtre à gaz).

Pour étudier le timing de génération et d'expulsion des hydrocarbures, en plus des résultats donnés par la modélisation 2D et 3D, j'ai jugé utile d'établir une simulation au niveau d'un puits virtuel, dans la zone relativement profonde, entre Jijel et Bejaia (offshore) (**Fig. VI-3b**). Les roches mères prises en compte sont le Burdigalien, le Langhien et le Messinien. Bien que l'Aquitanien constitue un dépôt de syn-rift, les observations terrain en terme de faciès et par analogie avec le bassin de Chélif (**Arab et. al., 2015**), j'ai préféré choisir Burdigalien comme la roche mère la plus probable. En outre, la distribution des roches mères, à l'échelle régionale ont été déterminées par la modélisation de faciès Dionisos, calibrée par les données

sismiques, le terrain et le modèle tectono-sédimentaire. La matière organique choisie pour les deux premières roches mères est le type II marin, dont la cinétique utilisée est celle de la formation analogique de Landana, intégrée dans le logiciel TemisFlow (**Ifpen-Beicip, 2014**), d'âge Crétacé supérieur à Paléogène et issue de l'offshore profond d'Angola (**Porter et al., 2006**). Le Messinien possède une matière organique de type soufrée (Type IIS), la matière organique de référence étant constituée par la formation de Montery de Californie (**Peters et al., 2005 ; Orr, 1986**). C'est une matière organique qui génère de l'huile (pétrole) à faibles températures (**Orr, 1986**), vu la combinaison .de l'atome de souffre avec les atomes de carbone par sulfato-réduction par des bactéries anaérobiques. Le gypse et les carbonates sont aussi utilisés dans ces réactions de réduction, qui sont fréquents dans les milieux hypersallins. La reconstitution de l'enfouissement a été réalisée par backstripping (décompaction par la loi de porosité/contrainte effective intégrée dans le code Temis 1D) des formations géologiques actuelles. Sa la combinaison avec l'évolution du flux géothermique a permis de définir l'agenda (‘’ timing’’) de génération des hydrocarbures dans le puits virtuel (**Fig. VI-3a**).

En terme d'enfouissement et de subsidence, durant la phase syn-rift, i.e. fin Oligocène-Burdigalien, le taux de subsidence totale enregistrée est de 180 m/Ma et de 125 m/Ma durant la période post-rift (**Fig. VI-3a**). La subsidence devient intense durant la période de flexuration plio-quaternaire ou le taux de subsidence totale atteint 740 m/Ma (**Fig. VI-3a**). Des valeurs similaires sont calculées dans le bassin liguro-provençal (**Rabineau et al., 2006; Rabineau et al., 2014; Leroux et al., 2015**).

Le timing (agenda) de génération d'huile est estimé entre 10 et 3 Ma, celle du gaz humide entre 3 et 0 Ma pour la roche mère (RM) burdigalienne. Le début de génération d'huile à partir de la RM langhienne survient dans le modèle, à 9 Ma et celle du gaz gaz à 2 Ma, mais continue jusqu'à l'Actuel (**Fig. VI-3a**). La RM messinienne est en pleine fenêtre à huile (‘’onset oil generation’’) au nord de Bougaroun et en offshore Annaba (cf. résultats de modélisation 2D et 3D ci-dessous), par contre ailleurs elle est encore immature à début de génération (**Fig. VI-3a**).

Par ailleurs, le timing de la charge en huile dans le réservoir serravallien est calculé à 8-0 Ma, presque simultanément à la charge en gaz (**Fig. VI-3b**). Cependant, le graphe retraçant l'histoire de la charge montre une perte en hydrocarbures durant la crise messinienne autour de 6 Ma, l'évaporation de 1000 m d'eau ayant causé une dépressurisation comme indiqué déjà dans d'autres bassins de la Méditerranée (**Iadanza et al., 2013; Bertoni et al., 2013**).

La modélisation 2D en géométries complexes a été réalisée avec le code ArcTem après avoir effectué la modélisation structurale avec Dynel 2D (*Igeoss Structural geology software of Schlumberger*) en utilisant des coupes équilibrées. La génération des hydrocarbures a atteint son paroxysme durant le chevauchement quaternaire, lorsque les duplex de sédiments miocènes infra-salifère exerçaient un poids supplémentaire accélérant la subsidence et la maturation des roches mères en question (**Arab et al., 2016b**, en annexe de ce chapitre). Le modèle prédit des saturations principalement dans les plis de rampes (**Arab et al., 2016b**, en annexe), celles-ci dépendant de la dynamique des rampes quaternaires à vergence nord et de leur étanchéité. Cette dernière joue un rôle négatif dans l'alimentation sous le chevauchement par migration secondaire et un rôle positif dans la préservation des hydrocarbures.

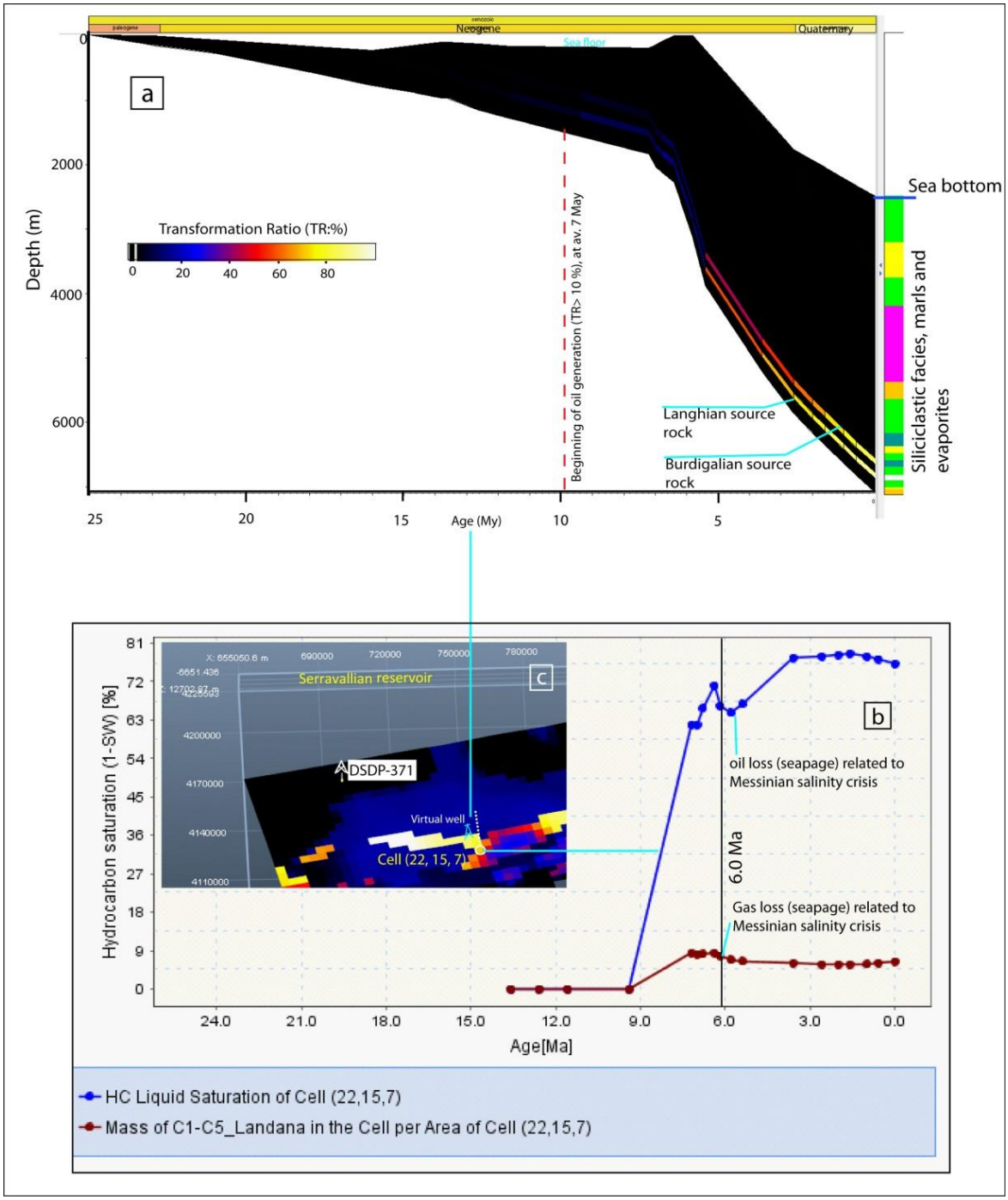


Figure VI- 3- (a) Histoire de l'enfouissement et de la maturation des roches mères burdigalienne et langhienne, (b) Variation de la saturation en huile (pétrole) et gaz (C1- C5) dans le réservoir Serravallien en fonction du temps, le modèle montre qu' qu'il y avait échappement (perte) d'hydrocarbures vers 6 Ma, durant la crise de salinité messinienne. Arab et al. (2016b).

VI-4- Résultats de la modélisation thermique 3D (distribution des valeurs du Flux de chaleur et de gradient géothermique)

Il y a lieu de rappeler que des modèles thermiques ainsi que des modèles de systèmes pétroliers ont été déjà élaborés dans la région d'étude (Callot et l'équipe Tell-offshore, 2006, rapport interne SONATRACH, inédit; **Joseph et al., 2006**, in **Roure, Addoum et l'équipe Tell-offshore et al., 2006**, rapport interne SONATRACH, inédit). Cependant les résultats obtenus sont basés sur un ensemble de données limité d'où les incertitudes induites. Parmi les objectifs de la présente thèse figure la réévaluation du potentiel pétrolier du bassin offshore, proposé par l'IFPEN et SONATRACH (Division Exploration). Celle-ci se caractérise par rapport aux précédentes évaluations par la disponibilité de nouvelles données géophysiques (sismique MCS, sismique grand angle, cartes d'anomalies magnétiques, les données géochimiques de laboratoire, un modèle géodynamique, un modèle séquentiel, un modèle chronostratigraphique, un modèle de faciès 3D, des données de traces de fission,…).

Le modèle type rift utilisé en relation avec l'évolution géodynamique du bassin ainsi que la nature pétrographique de la croûte ont induit des températures élevées, surtout en domaine océanique durant la période de rifting. Le gradient devient élevé en s'approchant de la surface (**Fig. V-4**). La période post-rift est marquée par la chute à nouveau de la température en domaine océanique, bien qu'elle y reste élevée (**Fig.VI-4**).

A l'Actuel, les valeurs du flux de chaleur au toit de substratum miocène sont aussi élevées. Elles sont proches de celles publiées par **Erickson and Von Herzen** (**1978**) et **Cavazza** et al. (**2004**), variant entre 50 et 60 mW/m² dans la zone continentale à transitionnelle et de 60 à 85 mw/m² dans le domaine océanique (**Fig. VI-4**). Les gradients géothermiques varient de 35 °C/km à 85°C/km, les températures à la base des sédiments varient à leur tour de 80°C en zones hautes à 200 °C dans les sous bassins profonds (**Fig. VI-4**). Pour rappel, le flux de chaleur est le produit de gradient géothermique et de la conductivité thermique.

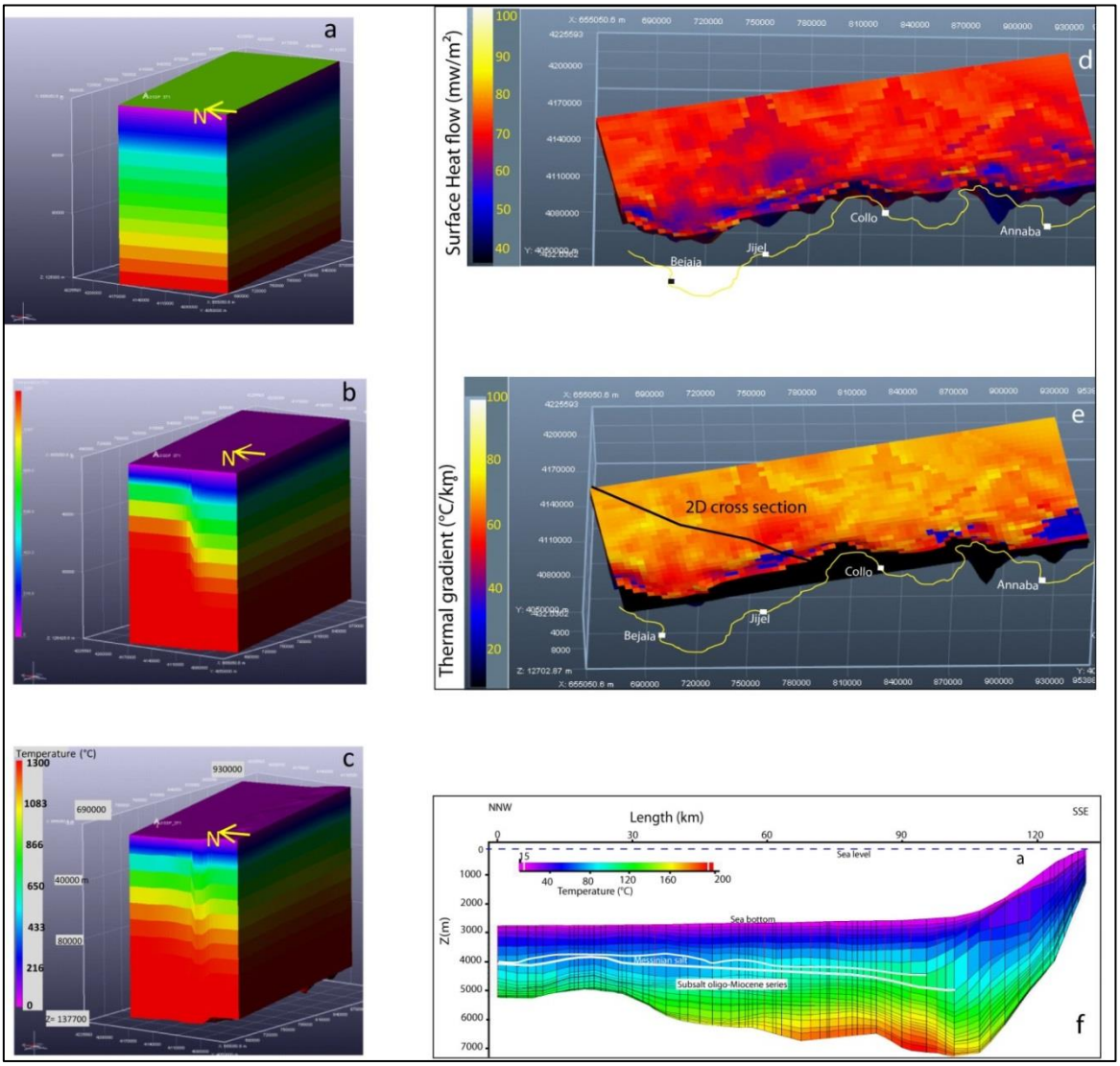


Figure VI- 4- Modèle d'évolution thermique de la marge orientale algérienne (offshore) et résultats de la modélisation thermique 3D. (a) Etat thermique du bassin arrière-arc avant l'extension du bassin, (b) durant la phase d'ouverture en rifting où la température 1300°C (sommet de l'asthénosphère) remonte à moins de 40 km de la surface (c) la phase post-rift où il y avait refroidissement de la lithosphère et subsidence thermique. (d) Carte du flux de chaleur actuel (e) carte de gradients géothermiques juste à la base des sédiments. Coupe en profondeur orientée NNW-SSE, montrant la variation de la température latéralement et verticalement.(f) distribution des températures actuelles le long de la coupe NNW-SSE. Arab et al. (2016b).

VI-5- Résultats de la modélisation du fonctionnement des systèmes pétroliers en 3D

VI-5-1- Etat de maturation thermique des roches mères et pressions enregistrées dans les réservoirs

Les formations miocènes, en l'occurrence, l'Aquitanien, le Burdigalien, le Langhien le Tortonien et le Messinien, ont de moyennes à bonnes caractéristiques géochimiques en Méditerranée et son pourtour. Leur efficacité à générer des hydrocarbures dépend soit de leur épaisseur et de leur extension latérale, soit de leur degré de maturation thermique.

L'ensemble des roches mères considérées les plus probables dans notre région d'étude sont en fenêtre à gaz dans les zones les plus enfouies (au large de Jijel et Annaba), et en fenêtre à huile à immatures dans les zones structuralement hautes, comme au nord du cap Bougaroun et dans le Golfe de Bejaia (**Fig. VI-5a, b&c**). Le processus de maturation thermique de la matière organique de ces roches mères est plus accentué dans le bas de marge où l'épaisseur des sédiments est plus importante. Elles sont soit en début de fenêtre à huile et immatures plus loin au large dans le domaine océanique (**Figs. VI-5 et VI-6a**).

La roche mère à la base du Messinien intégrée dans le modèle enregistre de larges zones d'immaturité thermique (**Fig. VI-5c**), principalement en raison du déficit de chaleur causé par le sel. Ce phénomène ne peut être écarté complètement bien que l'existence d'une sous-compaction des argiles pré-messiniennes limite le transfert de chaleur vers le haut, ce qui pourrait engendrer des hautes températures plus élevées dans ces zones (**Burus et Audebert, 1990**).

Dans le cas d'un scénario à failles imperméables (failles inverses récentes le long de la marge et sont actives au Quaternaire), les pressions de fluides dans le réservoir langhien varient de 20 Mpa (2900 psi) sur la marge à 100 Mpa (14500 psi) dans les zones les plus profondes, offshore Bougaroun et au large d'Annaba, de 40 à 50 km au Nord de la côte, où la couverture sédimentaire peut atteindre 6000 m par endroits (**Arab et al.,** 2016b, en annexe de ce chapitre). Elles sont estimées comme, généralement comprises entre 50 Mpa (7200 Psi) et 70 Mpa (10000 psi) dans la majeure partie du bassin (**Arab et al., 2016b**, en annexe de ce chapitre). Au large de Bejaia le modèle 2D le long d'une coupe NNW-SSE prévoit des pressions allant de 50 à 100 MPa dans la série infra-salifère et 10 et 15 MPa (1450- 2100 Psi) dans le Plio-Quaternaire, ceci en considérant des failles imperméables. Dans les deux cas de figure, failles fermées et modèle sans failles, le modèle prévoit des hautes pressions sous le sel messinien, avec des surpressions pouvant atteindre 20 à 25 MPa (3000 à 3700 Psi) même près de la marge (**Arab et al., 2016b**, en annexe de ce chapitre), secteur dominé par un faciès sableux grossier. En plus du sel, la cause de ces surpressions est due aussi à la présence d'une épaisse couche d'évaporites pouvant atteindre 1500 m.

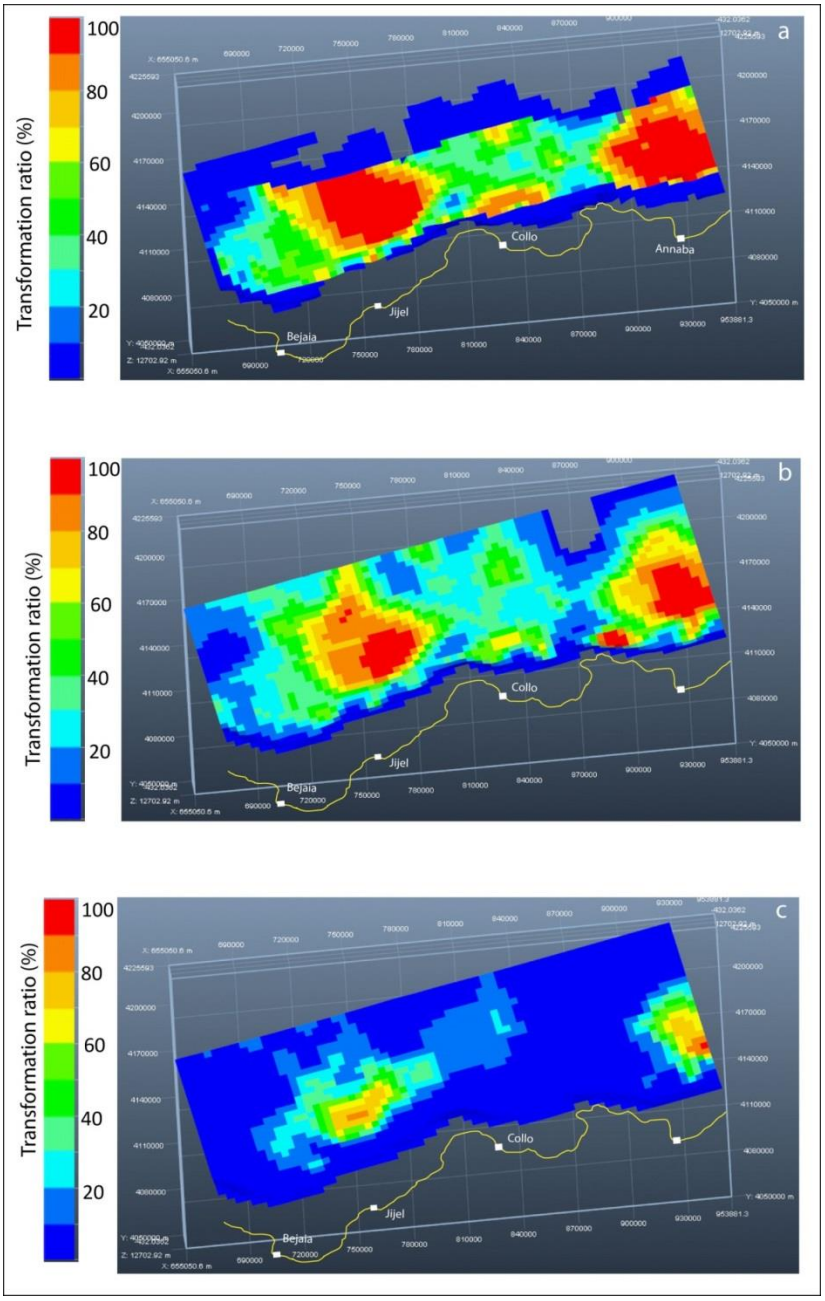


Figure VI- 5- Taux de transformation de la matière organique des roches mères potentielles pouvant exister en offshore. (a) Burdigalien, (b) Langhien, (c) Messinien. Arab et al. (2016b).

VI-5-2- Charge en hydrocarbures et quantifications (saturations) avec analyse de la sensibilité et incertitudes

Le modèle 3D de la migration des fluides (eaux et hydrocarbures) montre que le maximum d'évacuation des fluides de compaction s'effectuait vers le sud où sont localisées les failles chevauchantes quaternaires (parallèles à la marge). A cet effet j'ai considéré deux scénarios avec et sans failles, afin de tester leur rôle dans la migration et le piégeage des hydrocarbures près de la marge. Il y a lieu de rappeler que l'ensemble des failles normales à décrochantes

interprétées dans le bassin offshore à partir des profils 2D sont limitées généralement à l'unité acoustique de base (équivalent OMK). Elles ne jouent de ce fait aucun rôle dans la migration des fluides.

Les processus dynamiques des systèmes pétroliers incluent la maturation thermique des roches mères, l'efficacité d'expulsion en fonction du potentiel pétrolier de la MO et de COT initial et la capacité de drainage des HC qui est fonction du faciès et de la qualité des réservoirs (Ø, k). Grâce aux indications géologiques incluant les observations de terrain, l'histoire géodynamique du bassin, l'évolution séquentielle et la prédiction de faciès, des éléments du système pétrolier ont été intégrés dans le modèle comme hypothèses très probables (**Tableau n° VI-1**). Dans le premier scénario j'ai supposé que les failles sont fermées à partir de Quaternaire (âge de l'inversion maximale). D'après les résultats du modèle 3D, le réservoir de l'OMK dont l'âge est compris entre l'Oligocène et l'Aquitanien (que je nomme OMK_B) enregistre les mêmes saturations en huile dans les deux scénarios, la saturation maximale étant de l'ordre de 40 %, en bas de marge (**Figs. VI-6a**). Cependant, le modèle 2D réalisé sur une coupe NNW-SSE dans la zone entre Jijel et Bejaia (voir situation dans la figure VI-3e) avec un scénario à failles imperméables, montre des saturations d'huile et gaz légèrement supérieures au sein du même réservoir, 30 à 60 % d'huile et environ 3000 kg/m² de gaz (**VI-6 b& c**). Ceci est dû à la différence dans le mode de drainage entre les modèles 2D et 3D. Le scénario à failles perméables indique des saturations faibles (< 40 %) sur une zone très restreinte (**Fig. VI-6 d**). Ceci peut s'expliquer par des fortes migrations du bassin vers la marge, du fait que les failles sont ouvertes en amont (sud).

Le Langhien inférieur présente un faciès gréseux prédominant sur le contiennent et probablement sur la paléo-plateforme en offshore d'après le modèle de faciès Dionisos. Le modèle avec failles ouvertes (ou sans de failles) montre des accumulations de gaz variant entre 2000 et 4000 kg/m² dans la partie structurée de la marge (plis de rampes) et c'est le même modèle de charge donné par la modélisation en 2D modèle complexe en offshore Annaba (**Arab et al., 2016b**, en annexe).

Ces accumulations s'expliquent par l'absence de failles imperméables, les hydrocarbures migrent alors facilement du bassin profond vers la marge au sud du bassin (**Fig. VI-6d**).

Dans le cas d'un scénario avec failles imperméables il y a absence d'accumulations de gaz dans les mêmes zones sauf pour l'offshore Annaba (partie est) où la masse piégée de gaz dépasse 4000 kg/m² (**Fig. VI-7b**). Cependant la saturation en huile dans ce réservoir reste faible dans toute la région d'étude. Par ailleurs, si l'on se fie au modèle Dionisos qui prédit un faciès argileux dans le bassin profond, il ne devrait pas exister d'accumulation d'hydrocarbures dans ces zones à cause de l'absence de réservoir.

Le réservoir serravallien montre presque les mêmes saturations en huile dans les deux scénarios. Elles varient de 40 à +80% (**Arab et al., 2016b**, en annexe de ce chapitre). Le faciès gréseux très répandu à l'époque serravallienne avait fort probablement aidé au bon drainage des hydrocarbures dans ce réservoir. Dans le scénario sans failles, les résultats de modélisation 2D (résultats extraits du modèle 3D) le long de la coupe orientée NNW-SSE, dans la zone offshore entre Bejaia et Jijel, montrent que le réservoir serravallien est aussi chargé en huile mais avec de faibles saturations (< 40%, **Fig. VI-6d**). Ceci est fort probablement lié au haut flux de migration des hydrocarbures du pied de marge, zone la plus

profonde du bassin offshore, vers le haut de marge, ce qui défavorise le piégeage d'HC dans le bassin profond.

Dans le scénario sans failles, le réservoir messinien enregistre des saturations en huile variant entre 40 et 60 % dans les anticlinaux de rampes sur la marge (**Arab et al., 2016b**, article en annexe de ce chapitre).

Contrairement au réservoir langhien, dans le cas de scénario à failles imperméables, le modèle 3D a montré que le piégeage de l'huile dans le réservoir messinien était plus facile dans les plis de rampes en haut de marge (bordure nord du bassin), au nord de Jijel, Cap Bougaroun et au niveau du plateau d'Annaba (**Fig. VI-7d**). Ces failles ont joué un rôle de piégeage pour le second et non pour le premier réservoir (Langhien).

Comme pour l'huile, les ressources finales vont dépendre de la richesse en matière organique des niveaux susceptibles d'être roches mères et la capacité/extension des couvertures (roche ayant le rôle de préservation des hydrocarbures dans les pièges).

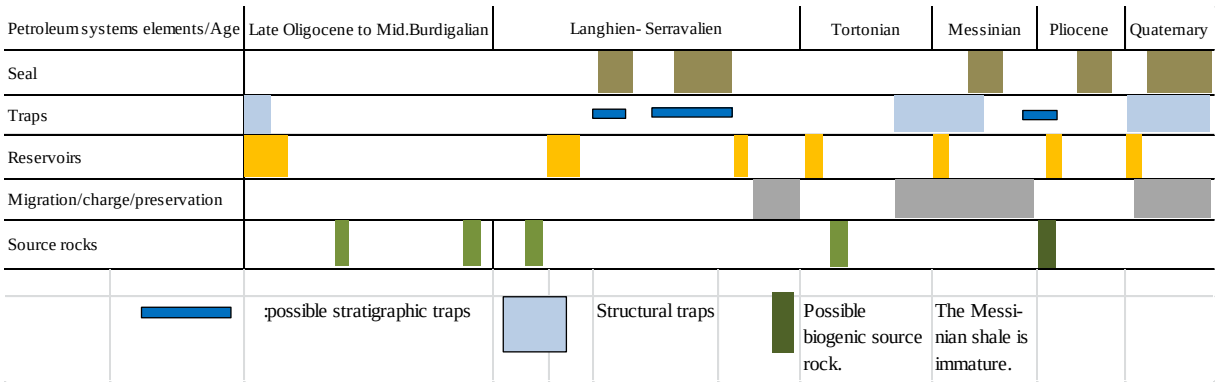


Tableau VI- 1- Charte des systèmes pétroliers potentiels en offshore oriental en se basée sur le modèle géologique, les analogies et les résultats de la modélisation. Arab et al. (2016b).

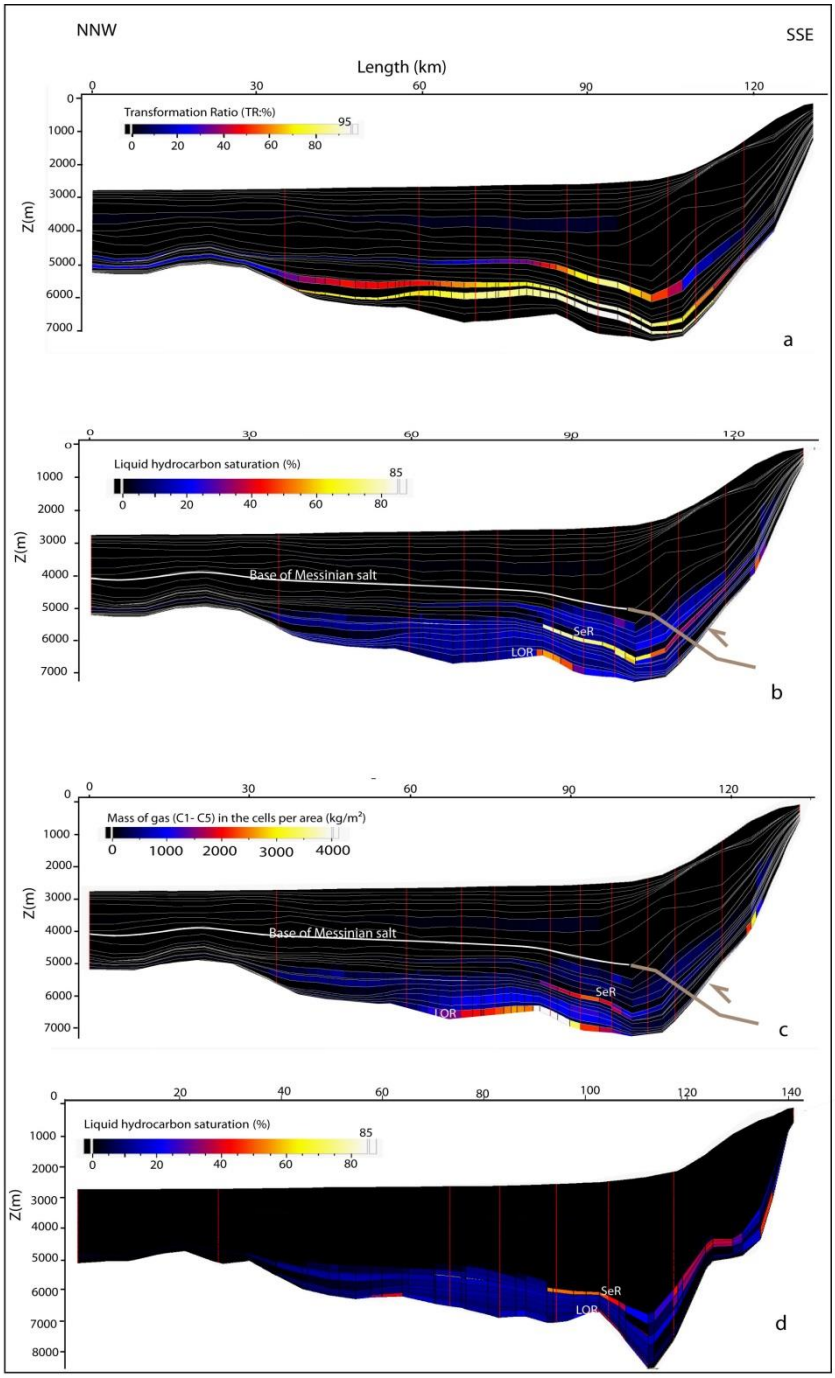


Figure VI- 6- Résultats de modélisation des systèmes pétroliers en 2D, utilisant les mêmes hypothèses et données que la modélisation 3D. (a) Variation du taux de transformation (TR) de la MO des trois roches mères hypothétiques : Burdigalien, Langhien et Messinien, (b) Charge en huile dans les réservoirs d'âge fini Oligocène (base OMK) et Serravallien sup., respectivement dans un piège structural et mixte (structural et stratigraphique) en supposant que les failles sont imperméables durant l'inversion quaternaire. (c) Distribution des quantités (masses en kg/m²) de gaz piégées dans le réservoir d'âge Fin Oligocène (base OMK) et Serravallien sup. avec scénario à failles imperméables. Distribution de la saturation en huile dans les mêmes réservoirs en considérant les failles perméables. Arab et al. (2016b).

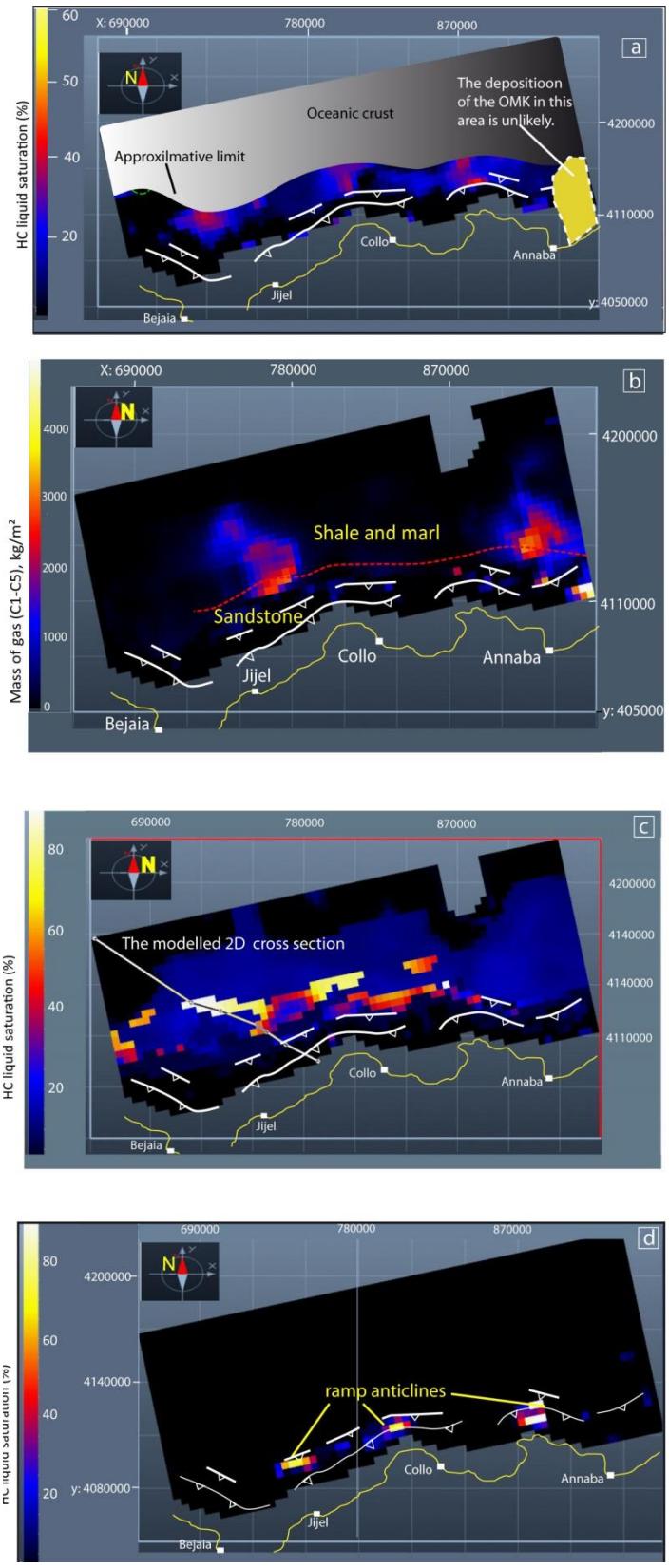


Figure VI- 7- Résultats de modélisation de la migration et charge en hydrocarbures en 3D dans le cas d'un scénario avec failles inverses imperméables. Saturation en huile (%) du réservoir d'âge Fin Oligocène à Aquitanien, (b) masse de gaz en kg/m² dans le réservoir langhien inférieur, saturation en

huile dans le réservoir serravallien (le sommet) et (d) masse de gaz en kg/m² dans le réservoir messinien (la base).Arab et al. (2016b).

VI-5-3- Calibration du modèle, tests de sensibilité et incertitudes

Ces différents modèles de fonctionnement des systèmes pétroliers sont relativement contraints par des données géologiques, thermiques et géochimiques comme la morphostructure du bassin et de la lithosphère à l'Actuel, les mesures de gradients géothermiques et de flux de chaleur à la surface des sédiments dans les régions avoisinantes à la région d'étude en Méditerranée occidentale et aussi les données de terrain et de laboratoire. Cependant, une meilleure calibration de certains paramètres liés à la lithologie serait nécessaire afin d'avoir de meilleurs résultats exploitables en exploration pétrolière par exemple. Des paramètres physiques comme la porosité, perméabilité, saturation maximale et pressions capillaires de chaque lithologie ont été corrigés par rapport aux paramètres connus dans des bassins similaires. Par exemple la saturation maximale dans les marnes ou argiles ne peut généralement excéder 20 %, des porosités anormalement élevées engendrant des anomalies de pressions inexpliquées. De même, des pressions capillaires élevées ou leur évolution anormale pourrait induire des valeurs de saturations excessives conduisant à l'arrêt du calcul à cause des sursaturations des réservoirs. Un exemple de graphe présente les différents paramètres physiques d'un réservoir typique miocène (**Fig. II-29**), calibrés en fonction de la nature lithologique et les propriétés pétrophysiques (Ø et k) estimées uniquement visuellement, i.e. à la loupe sur affleurement. Les grès du Langhien et les grès de l'OMK sont des grès moyens à grossier présentant une certaine porosité a priori bien connectée vu le caractère friable et la faible densité de ciment entre les grains, surtout le cas du réservoir Langhien. Cependant, des mesures pétrophysiques auraient été très utiles pour calibrer la courbe de porosité/ contrainte effective ou porosité/ profondeur, calculées par le modèle. En outre des valeurs de paramètres physiques comme les pressions capillaires, les surfaces spécifiques et la capacité de saturation par exemple ont été repris à partir d'autres roches analogues données par le modèle par défaut.

En termes de sensibilité, des tests ont été appliqués en faisant varier la richesse en matière organique, i.e. le COT initial (carbone organique total) des roches mères et l'étanchéité des failles. Le flux de chaleur comporte des incertitudes modérées puisque son modèle d'évolution est basé sur des données géologiques et géothermiques assez fiables notamment le modèle géodynamique, l'architecture lithosphérique et crustale. De plus les mesures de flux de chaleur en Méditerranée occidentale, que ce soit dans les bassins équivalents (Sud Baléares ou bassin provençal), avoisinent ceux calculés par mon modèle à l'Actuel. Ceux mesurés en mer tyrrhénienne sont équivalents de ceux calculés par le modèle durant la période d'ouverture du bassin offshore algérien oriental à l'Oligocène supérieur- Burdigalien inférieur. En mer tyrrhénienne, un bassin en pleine extension les valeurs mesurées du flux de surface dépassent 200 mw/m² dans les zones à croûte océanique telles que les sous-bassins de Vavilov et Marsili. Il est de 100 mw/m² dans les zones moins amincies de la croûte (**Zito et al., 2003**). En termes d'incertitudes sur le faciès, j'ai jugé inutile d'utiliser d'autres scénarios en variant la lithologie calculée par le modèle Dionisos en offshore. J'estime qu'il est

préférable de garder le modèle géologique (structure, géodynamique et remplissage sédimentaire) tel qu'il a été défini par les données disponibles de sismique, de terrain et la littérature (analogie) et aussi les modèles géodynamiques et stratigraphiques, qui semblent suffisamment contraints ici. Cependant en l'absence de puits profonds, il est évident que des incertitudes demeurent toujours dans ce cas d'étude. J'ai extrait les caractéristiques de la roche mère miocène de la littérature (analogie), par analogie avec les bassins voisins en me basant sur des analyses et l'étude des environnements de dépôt observés sur les affleurements à terre. Par exemple, l'environnement marin des roches Serravalliennes et langhiennes, permet de leur attribuer une matière organique marine de type II avec la cinétique du type Landanna (bassin offshore d'Angola) disponible dans le logiciel Temis Flow. La roche mère messinienne étant issue d'un milieu hypersalin, sa matière organique devrait être de type soufrée comme en Sud Sicile ou dans le bassin du Chélif (**Arab et al., 2015**). L'incertitude principale reste dans le choix des valeurs de COT initial et bien sûr l'extension des roches mères effectives. Pour le deuxième paramètre j'ai préféré aussi garder comme données d'entrée le résultat de modélisation Dionisos. Par contre, différentes cartes de distribution des COT initiaux ont été utilisées dans deux scénarios essentiels : Des COT permettant l'expulsion des hydrocarbures et leur migration continue dans les réservoirs et des COT critiques testant l'expulsion ou non durant le craquage thermique de la matière organique. Si je prends l'exemple du Messinien où les valeurs de COT initial varient de 0 à 3% a été attribué (**Fig. VI-7**), j'ai testé aussi un deuxième scénario avec un COT maximal de 1% (minimum 0%), en me basant sur les données du puits Habibas et le bassin du Chélif (**Arab et al, 2015**). Dans le cas bien sûr l'extension de la zone cuisine (''kitchen zone'') est contrainte par la prédiction de faciès obtenue par Dionisos (i.e. la surface roche mère est délimitée par le faciès argileux franc). En outre, cette surface effective doit se situer dans la zone près de la marge, Elle ne doit pas s'étendre dans le domaine océanique où la matière organique est rare et les conditions de préservation sont mauvaises. Les mêmes tests ont été appliqués pour la roche mère langhienne pour laquelle, le COT initial a été extrapolé des bassins de la marge tel que le bassin de Sebaou (ou Tizi-Ouzou, **Tableau VI-2**) où le COT résiduel atteint 1.4 % et sa valeur initiale ayant pu atteindre 3%, i.e. le double de la valeur finale, le langhien étant ici en fenêtre à gaz sec (**Tableau n° VI-2**).

Un scénario a été aussi testé en utilisant une valeur critique de COT initial de 1% (valeur minimale admise pour une roche mère) pour l'ensemble des roches mères y compris la roche mère langhienne (**Fig. VI-8**). Le modèle de charge en hydrocarbures a donné comme résultat uniquement la charge en huile du réservoir serravallien en bas de marge (**Fig. VI-9**), les autres réservoirs n'ayant pas accumulés d'HC. Ceci s'explique par le fait que la richesse en matière organique n'était pas suffisante pour provoquer une expulsion d'huile remplir les réservoirs du Messinien ou du Tortonien en ''updip migration'' (vers le haut) ou ceux du Langhien basal et OMK-B en perdescensum (vers le bas). Dans le cas du réservoir langhien basal, la charge en HC par une seule roche mère n'était pas suffisante si sa teneur en carbone organique (COT) restait trop faible, notamment le cas du Burdigalien. De plus l'expulsion maximale n'a dû exister seulement dans les sillons profonds où la roche mère était au maximum de génération d'huile. Le réservoir messinien n'est pas alimenté car les HC expulsées se sont probablement accumulées dans le réservoir serravallien sous-jacent. Par ailleurs, la roche mère messinienne avec un COT de 1% n'a pas atteint le seuil d'expulsion (''expulsion

threshold'') d'huile, sachant que ce paramètre dépend du potentiel initial de la matière organique et de la richesse en carbone organique (COT) (**Rudkievitcz et Behar, 1994**).

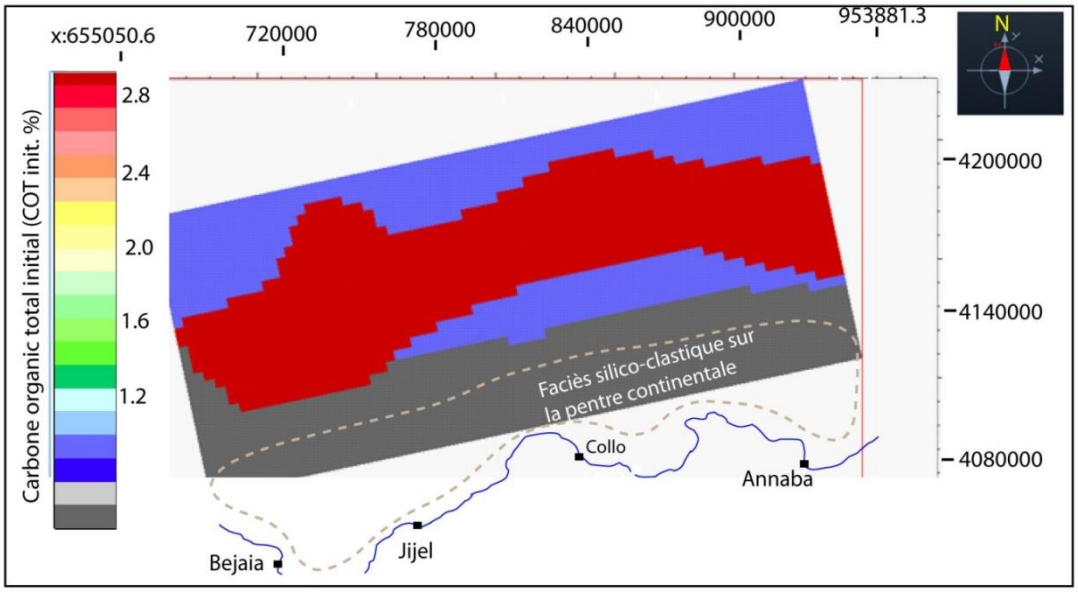


Figure VI- 8- Carte de distribution de COT initial (carbone organique total) de la roche mère messinienne, bassin offshore oriental. L'extension régionale de la roche mère a été obtenue par la modélisation de faciès effectuée avec le code (''soft'') Dionisos. Les zones bleues et rouges, relativement riches en matière organique, sont des marnes et argiles franches.

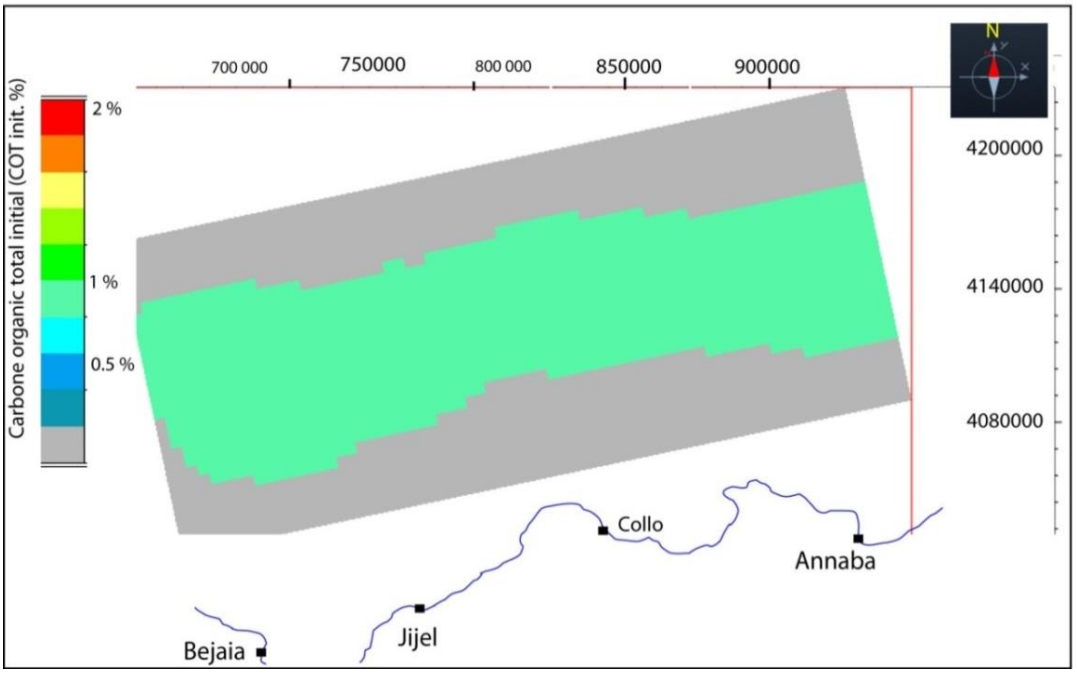


Figure VI- 9- Carte de distribution de COT initial (carbone organique total) de la roche mère Langhienne, bassin offshore oriental.

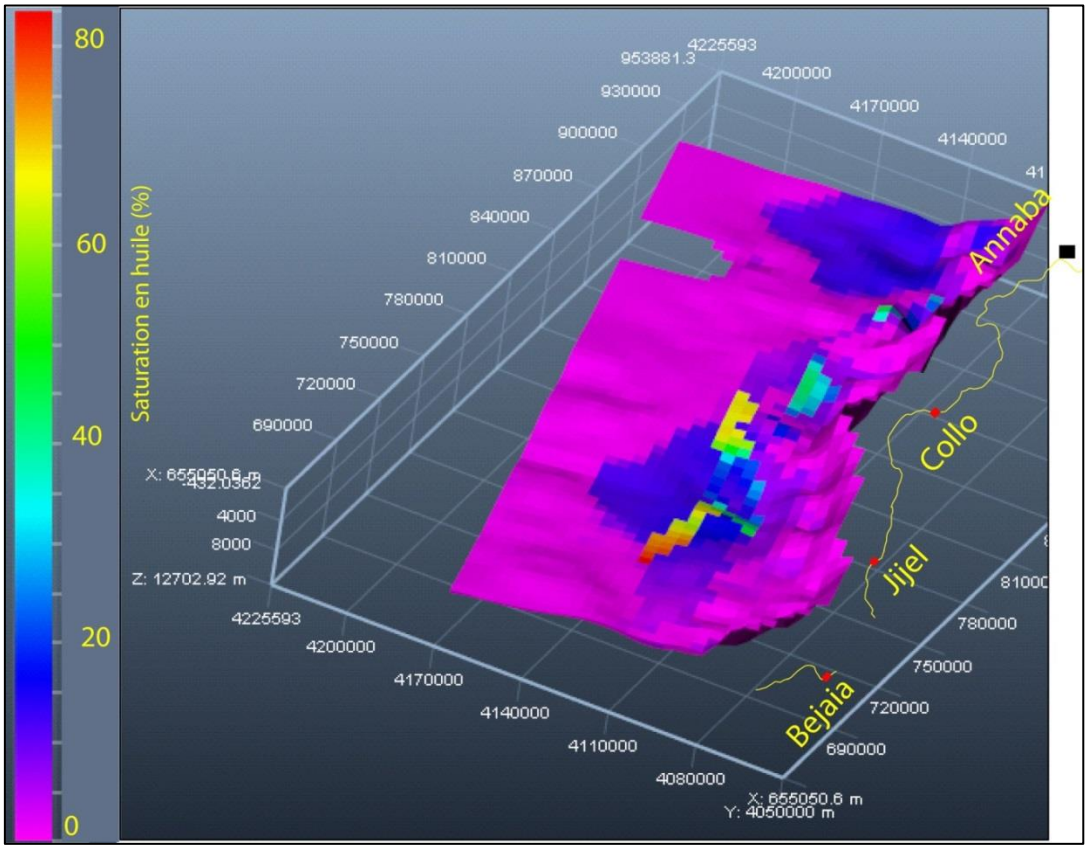


Figure VI- 10- Saturation en huile dans le réservoir serravallien, avec une alimentation à partir de deux roches mères burdigaliennes et langhiennes à COT de 1%.

CHAPITRE VII- DISCUSSION GENERALE

Le bassin est algérien (offshore) a fait l'objet de plusieurs études géodynamiques et structurales s'inscrivant dans le cadre de la Méditerranée occidentale et son pourtour (**Rosenbaum et Lister, 2004 ; Déverchère et al., 2005 ; Schettino et Turco, 2006 ; Bouyahiaoui et al., 2015**). Cependant le manque de données a soulevé des questions liées à la stratigraphie de la série infra-salifère, et le modèle d'ouverture du bassin restant incertain. **Mauffret et al.** (**2004**) considèrent que le bassin offshore algérien est récent par rapport au bassin provençal. Il daterait de 14.7 Ma en se basant sur le forage Alger 1 implanté dans une sorte de bassin perché sur la marge. Les mêmes auteurs ont estimé des épaisseurs des sédiments comprises entre 1800 à 800 m respectivement pour les séries sédimentaires pré-messiniennes et plio-quaternaires. **Faccena et al.** (**2004**) ont estimé l'âge du bassin à 12 Ma, alors qu'il est aussi ancien que le bassin de Valence ou le bassin liguro-provençal. En fait la marge algérienne est segmentée (eg. **Médaouri et al., 2014**) et probablement diachrone. L'âge d'ouverture, les épaisseurs des sédiments ainsi que les modèles géodynamiques diffèrent d'un segment à un autre. La couverture est réellement plus épaisse à l'est qu'à l'ouest (**Schettino & Turco, 2006**). Le bassin offshore oriental enregistre un maximum de subsidence et de dépôts de l'Oligocène supérieur au Serravallien, contrairement au bassin occidental, incluant Alboran où le maximum de dépôts a été enregistré plutôt durant le Tortonien. Le Plio-Quaternaire présente des épaisseurs maximales en pied de marge, simultanément avec l'inversion quaternaire observée le long de toute la marge. Le mode d'ouverture du bassin est algérien est aussi discuté. **Mauffret** (**2004**) proposait un modèle d'ouverture E-W par retrait du slab vers l'ouest, la croûte océanique ne s'étant formée qu'après la collision au Burdigalien, i.e. entre 16 and 8 Ma. **Gueguen et al.** (**1998**) considèrent que les bassins de la Méditerranée occidentale, y compris le bassin algérien, ont été ouverts suite au retrait du fossé de subduction vers l'est, induisant par la suite des chevauchements et rétro-chevauchement. D'autres, comme **Rosenbum & Lister** (**2004**), considèrent que cette zone de la Méditerranée a été ouverte plutôt par subduction sous trois slabs lithosphériques principaux, l'un sous Alboran, un autre sous l'Afrique du Nord et le 3eme sous l'Italie, avec formation par la suite de deux arcs étroits, l'un à l'est (arc de Calabre) et l'autre à l'ouest (arc de Gibraltar). Il faut aussi que la dynamique des slabs reste encore discutée. Par rapport à toutes les études déjà publiées, mon travail se base pour la première fois sur des données géophysiques (sismique et magnétiques) non encore publiées issues de l'industrie, sur des observations de terrain nouvelles et des résultats d'analyse géochimiques et traces de fission d'apatite utilisées aussi pour la première fois. De plus l'histoire géodynamique ne peut pas uniquement s'expliquer dans le cadre de l'évolution globale à l'échelle méditerranéenne jusqu'ici appuyée surtout sur des données géochimiques (magmatisme) et magnétiques fragmentaires ou paléo-magnétiques. L'introduction de données de géologie sédimentaire et d'autres données locales aide à lever l'ambiguïté sur le modèle cinématique et géodynamique.

Ce qui manquait surtout dans les anciens modèles d'ouverture, c'est l'intégration des données de terrain, de sismique grand angle et la stratigraphie des séries pré-messiniennes que j'ai pu définir dans le cadre de cette thèse.

J'estime ainsi que le bassin algérien oriental s'est ouvert par transtension à partir de l'Oligocène supérieur suivant la migration des blocs de Petite Kabylie vers le SE, obliquement à la paléo-marge africaine, ce qui accentué l'amincissement crustal et la formation d'un étranglement maximal (''Necking'') au pied de marge. L'épaisseur de la croûte continentale varie du 25 à 30 km sur la marge et une épaisseur moyenne estimée à 5 km dans le bassin profond. Après la collision vers la fin de Burdigalien, le bassin a évolué en sag, avec une subsidence thermique et gravitaire, sans trace d'extension.

Il reste néanmoins des incertitudes et des zones d'ombre quant à l'âge exact de la formation de la première croûte océanique ainsi que sur l'âge de la collision.

Le modèle stratigraphique numérique établi ici a permis de prédire les faciès en offshore sur la base des faciès sismiques, des coupes de terrain, en utilisant aussi le modèle séquentiel en termes de transgressions- régressions. Vu l'absence de puits pour calibrer les faciès et les paléo-environnements de dépôt, les cartes de faciès obtenues renferment encore des incertitudes, malgré les contraintes utilisées. Par ailleurs, le modèle thermique numérique obtenu est contraint bien sûr par les paramètres d'extension Béta calculés sur la base des épaisseurs de la croûte et du manteau supérieur à l'état initial et au stade final. Cependant, l'absence de mesures de flux de chaleur ou gradients en surface dans la région d'étude fait que le modèle n'est pas encore assez bien calibré. La modélisation 3D basée sur toutes ces données comportent donc des incertitudes, qui bien que limitées, rendent les résultats encore discutables. Par contre, cette modélisation des systèmes pétroliers ne détermine pas les zones exactes d'accumulation mais peut nous renseigne plutôt de manière qualitative sur le fonctionnement du potentiel pétrolier, les possibilités de piégeage et le type d'hydrocarbure auquel on peut s'attendre. Il est évident que le nombre de roches mères intégrées dans le modèle ainsi que leur potentiel a des implications faites sur le potentiel pétrolier du bassin. L'étanchéité des failles chevauchantes E-W reste une variante totalement inconnue sachant qu'elles jouent un rôle important dans la migration et le piégeage des hydrocarbures. Idem pour la dismigration probable ou pas probable des hydrocarbures à travers l'épaisse couche du sel et d'évaporites messiniennes.

CONCLUSION GENERALE

Le bassin algérien oriental se compose d'une série sédimentaire pré-messinienne dont l'épaisseur varie de 2000 à +3000 m. son âge varie de l'Oligocène supérieur à Tortonien par extrapolation des limites stratigraphiques connues en onshore (dans les bassins marginaux intra-arc kabyles et dans les zones externes) vers le domaine offshore où des unités acoustiques ont été identifiées en appliquant les concepts de la sismique stratigraphique. Les coupes géo-sismiques de direction orthogonale (N-S) et parallèle à la marge (E-W) ont montré que l'offshore est Algérien était formé d'une marge réactivée en inversion par des rampes à vergence nord et d'un bassin structuré en rides et sous-bassins séparés par des décrochements à composante normale. L'unité de base PMSU1 est interprétée comme étant l'équivalent de l'Oligo-Miocène kabyle (OMK). Ce dernier est le témoin d'une ouverture en rifting du bassin d'arrière-arc par l'action du retrait du slab, ayant induit la migration des blocs AlKaPeCa vers le SE.

Après la collision des blocs kabyles avec le continent africain, le bassin a évolué en sag, puisqu'aucune faille normale n'est visible en sismique. La collision a été à l'origine du charriage et la mise en place des nappes de flyschs maurétaniennes, massyliennes (terme proposé par **Raoult**, **1969**) et numidiennes. A partir du Tortonien, la marge est devenue le siège d'une compression devenant NW-SE, ayant évolué au Quaternaire vers une inversion tectonique. Cette dernière a été modélisée en 2D par intégration d'un ensemble de coupes équilibrées. Elle s'exprime par le soulèvement et le raccourcissement de la marge, par l'action des rampes à vergence nord impliquant le socle (tectonique ''thick-skinned''), s'enracinant à la base du sel messinien.

La modélisation stratigraphique sert à reconstituer la dynamique sédimentaire avec le logiciel Dionisos (*Beicip/Ifp-en, 2006*) et à prédire les faciès en offshore. Cette modélisation a aussi montré que les conglomérats d'origine continentale à fluviomarin, à la base de l'OMK, et les grès marins s'étendaient au-delà du pied de marge. La source principale d'apport était le socle kabyle. Vers la fin du Burdigalien et jusqu'au Langhien, une transgression s'est installée, marquée par des conglomérats et grès littoraux (observés en affleurement). La remontée eustatique a permis ensuite le développement de bassins miocènes intracontinentaux le long de la marge. La progradation des sédiments vers le bassin profond a permis le développement de corps gréseux sur la marge et dans le bassin, parfois par le biais de courants turbiditiques comme décrit en affleurement. Au large en domaine océanique ce sont les marnes qui prédominent. Pour la période tortonienne, le modèle a montré une distribution S-N d'un dépôt lagunaire, observé à terre, passant à des marnes et des turbidites dans le bassin profond.

Le modèle géologique conceptuel (3D) résulte de travaux antérieurs. Il a été utilisé dans la modélisation thermique et la simulation de la génération des hydrocarbures, leur migration et charge dans les pièges. Malgré l'absence de puits dans la région d'étude, et grâce à l'analogie utilisée dans les interprétations, le grand volume sismiques disponibles, les données magnétiques, les données de laboratoire et enfin les données de terrain ont apporté des contraintes importantes pour le calage du modèle thermique et le fonctionnement des systèmes pétroliers. En plus des nouvelles données sismiques (sismique grande angle), terrain, ainis que les modèles élaborés, entre autres chrono-stratigraphiques, séquentiel et géodynamique (dans le cadre de la présente thèse), l'application d'un facteur béta d'extension issu du modèle géodynamique m'a permis d'offrir un modèle thermique dynamique, avec une

distribution spatio-temporelle des gradients géothermiques et du flux de chaleur dans l'offshore algérien. La différence avec les modèle thermiques déjà élaborés dans mla même zone (études de consortium SONATRACH/IFPEN et travaux déjà publiés), c'est que les valeurs actuelles (estimées dans le cadre de la présente thèse) de flux ne sont pas attribuées par analogie ou sur la base d'un contexte géologique peu connu (manque de données précédemment) mais sont obtenues suite à une simulation géodynamique (amincissement lithosphérique) avec un transfert de chaleur plus contraint grâce au modèle de faciès 3D (Dionisos) et le modèle crustal actuel défini par la sismique grand angle. Les résultats obtenus ici sont comparés aux paramètres géothermiques mesurés dans les DSDP des zones autour du bassin provençal et les Baléares (valeurs de flux et gradients géothermiques publiés).

Par ailleurs, le choix des paramètres de modélisation pétrolière est basée sur l'analogie, les présents travaux (faciès et données géochimiques) et par analogie avec les autres bassins de la Méditerranée. Des tests de sensibilité des paramètres tels que le COT et le flux de chaleur ont été effectués afin d'avoir des résultats optimaux. La modélisation a montré que les roches mères hypothétiques miocènes sont matures à huile et à gaz selon leur position structurale. La charge en hydrocarbures a été surtout effective pour les réservoirs de l'Oligocène supérieur, du Langhien et du Messinien basal. Des accumulations d'huile pourraient exister, que ce soit dans les pièges structuraux ou dans les pièges stratigraphiques. On devrait trouver essentiellement de l'huile avec des saturations variables et ce en fonction de l'étanchéité et de l'extension des couvertures (roches généralement argileuse ou salifère jouant le rôle de préservation des hydrocarbures dans les pièges pétroliers). Il ne devrait par contre y avoir que très peu de gaz piégé à cause du type de couverture. Si les résultats de l'ensemble des modélisations établies comportent encore des incertitudes sur la quantification des hydrocarbures piégés, certains résultats qualitatifs donnent déjà des indications très utiles et prédictives sur, l'existence de surpressions, le maximum de température atteint dans le bassin ainsi que les zones les plus favorables en termes de piégeage des hydrocarbures. Ces dernières peuvent se rencontrer dans les plis de rampe en haut de marge ou dans les pièges mixtes (stratigraphiques et structuraux) dans la zone offshore entre Bejaia et Jijel (la zone la plus structurée dans le bassin profond, à moins de 65 km de la côte, **Arab et al., 2016b**) et aussi en offshore Annaba. Le plateau d'Annaba présente un intérêt pour l'exploration en eaux relativement peu profondes (< 2000 m), vu l'étendue du plateau continental (en moyenne 30 km de large) sous lequel des plis de rampes pourraient contenir des réservoirs formés par le complexe silico-clastique du Messinien (cônes alluviaux de pente) et des grès numidiens, éventuellement chargés en HC chargés en huile et en gaz.

Les différents modèles montrent des surpressions atteignant 20 MPa, sous le sel messinien et suggère des pertes d'hydrocarbures durant la crise messinienne dûes à la dépressurisation créé par l'évaporation de près de 1000 m d'eau (**Arab et al, 2016b**). Par ailleurs, vu l'épaisse couche d'évaporites (1500 m en moyenne), les réservoirs appartenant au Plio-Quaternaire comme les cônes sous-marins ou paléovallées n'ont pas dû pouvoir être se charger en hydrocarbures en l'absence de chemins de migration à partir des roches mères infra-salifères.

PERSPECTIVES

Le modèle de fonctionnement des systèmes pétroliers de l'offshore algérien oriental est basé sur un modèle géologique relativement bien contraint mais certains éléments géologiques, géothermiques et géochimiques ont été définis avec des incertitudes plus ou moins importantes.

La stratigraphie des séries pré-messiniennes a été déterminée par extrapolation des unités sismiques définies en offshore par stratigraphie sismiques avec les formations oligo-miocènes décrites et datées à terre. Cette extrapolation est rendue possible grâce aux modèles de vitesse grand angle élaborés dans le cadre du projet SPIRAL, qui montrent une extension de la croûte continentale au-delà du pied de marge, rendant possible aussi l'extension vers l'offshore des séries sus-jacentes appartenant aux bassins marginaux en onshore. Malgré l'incertitude liée à l'interprétation et à la préservation des mêmes séries en mer, cette extrapolation reste probable.

Afin de vérifier ce modèle litho-stratigraphique et tester le potentiel pétrolier du bassin offshore, je recommande donc de réaliser les travaux suivants:

Implantation d'un forage à faible tranche d'eau (< 2000 m), possible seulement sur le plateau d'Annaba. En plus de la reconnaissance litho-stratigraphique les carottes prélevées serviront d'échantillonnage pour des analyses géochimiques (organiques et minérales), mesures pétrophysiques et études sédimentologiques.

Ce même forage devrait avoir comme objectif pétrolier les plis de rampes quaternaires sous la marge dans cette région. Ils constituent de bons pièges structuraux, ces plis impliquent ainsi les sédiments miocènes, qui sont plus enfouis sous ces chevauchements (redoublement de séries). Par analogie à la dynamique pétrolière enregistrée dans le nord de l'Algérie (Bassin de Chélif, **Arab et al. 2015**, article en annexe) ou ailleurs dans le monde, comme par exemple en mer de Chine ou dans le bassin de Qaidem (NW Chine, **Andrew et al., 2001**), des durées du temps comme l'ère quaternaire (2.6 Ma) peuvent suffire pour la migration et la charge en hydrocarbures.

Ce forage permettrait aussi de caller la limite entre le Pliocène et le Quaternaire, et de bien dater l'âge de l'inversion tectonique de la marge, source des séismes sévissant le long de toute la marge algérienne. L'analyse sismologique de cette série permettrait aussi de connaître la fréquence des séismes survenus durant les temps géologiques récents (Plio-Quaternaire), ce qui aiderait à contraindre les futurs travaux sur les aléas sismologiques et les risques de glissement sur le talus continental. Ce genre d'étude est nécessaire avant toute activité d'exploration pétrolière dans ce type de marge (marge active à grand risques sismiques).

La réalisation de forages de faible profondeur (100 à 200 m) comme ceux de l'IODP implantés en Méditerranée (**Erickson et al., 1978**), dans le bassin offshore profond permettraient des mesures de température (et donc de déduire le flux de surface) et des carottages au-dessus des structures en profondeur. Les carottes fourniraient des échantillons

pour des mesures de géochimie de surface (méthode Géo-Microbienne, cf. compagnies MPOG et GMT), datations et études sismologiques. Pour rappel de tels carottages de surface ont été déjà entrepris dans le cadre du projet *Maradja* mais leur profondeur ne dépassaient pas 1 m (**Giresse et al., 2013**), n'ayant ainsi servi qu'à la datation et à l'étude de la fréquence des turbidites quaternaires.

A défaut d'un forage, et en complément du présent travail traitant du fonctionnement en 3D des systèmes pétroliers, il serait aussi nécessaire de réaliser des études portant sur la détection indirecte des hydrocarbures, telles que les inversions sismiques et la collecte des fluides gazeux à partir du fond marin à des fins d'analyse géochimique comme cela a été fait déjà en Egypte. De plus, l'analyse par stratigraphie sismique de la sismique 3D permettrait de détecter des pièges stratigraphiques comme des récifs ou des paléo-vallées et aussi des indications sur la présence d'hydrocarbures.

Effectuer des datations du Miocène en surface ainsi qu'un échantillonnage des niveaux susceptibles de renfermer des niveaux riches en matière organique. Ce travail servira à mieux appréhender la stratigraphie et la présence d'éventuelles roches mères dans le bassin offshore profond.

Ces travaux et opérations recommandés ici permettraient de réduire le risque exploratoire en choisissant le point optimal d'un forage ultérieur plus profond là où toute la série doit être traversée en son maximum d'épaisseur et là où des accumulations d'hydrocarbures sont plus probables. Ce sont des travaux moins coûteux à réaliser avant le forage en haute mer à +2800 m de tranche d'eau qui est beaucoup plus onéreux et qui est décisif pour le sort de l'exploration future.

BIBLIOGRAPHIE

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Déverchère, J., Bosch, D.C., Monié, P. (2016) A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. Tectonophysics, DOI: 10.1016/j.tecto.2016.02.013.

Aite, M.O. & Gélard, J.P. (1997), Post-Collisional Palaeostresses in the Central Maghrebides (Great Kabylia, Algeria). Bull. Soc. Géol. Fr., **168,** 423-436.

Ait Ouali, R. (1991) le rifting des Monts des Ksour au Lias: organization du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb, thèse de D.Sci., Université de Pau, 302pp.

Aguirre, J., Sánchez-Almazo, I.M, (2004) The Messinian post-evaporitic deposits of the Gafares area (Almeria-Níjar basin, SE Spain). A new view of the "Lago-Mare" Facies. Sediment. Geol. 168, 71-95.

Alvarez, W., Cocozza, T. And Wezel, F.C. (1974) Fragmentation of the Alpine ergogenic chain by microplate dispersal. Nature, 248: 309-314.

Arab, M., Bracène, R., Roure, F., Zazoun, R.S., Mahdjoub, Y., Badji, R. (2015) Source rocks and related petroleum systems of the Chelif basin, (western Tellian domain, north Algeria). Marine and Petroleum Geology, **64**: 363- 385.

Arab, M., Rabineau, M., Déverchère, J., Bracène, R., Belhai, D., Roure, F., Marok, A., Bouyahiaoui, B., Granjeon, D., Andriessen, P., Sage' F. (2016a) Tectonostratigraphic evolution of the eastern Algerian margin and basin from onshore-offshore correlation. **77**, 1355-1375.

Arab, M., Belhai, D., Granjeon, D., Roure, F., Arbeaumont, A., Rabineau, M., Deverchere, J (2016b) Coupling stratigraphic and petroleum system modeling tools in complex tectonic domains: case study in the North Algerian Offshore. Arab. J. Geosci. **9** (4), 1–32.

Armentrout, J.M. and Perkins, B.F. (1991) Sequence stratigraphy as an exploration tool, concepts and practices in the Gulf Coast, in: Veeken (2007) Seismic stratigraphy, basin analysis and Reservoir characterization. Handbook of geophysical exploration, Seismic exploration, Elsevier, vol. 37, 508pp.

Auzende, J.M., Bonnin, J. And Olivet, J.L. (1973) The origin of the western Mediterranean Basin. J. Geol. Soc. London, **129**: 607-620.

Auzende, J.M., Olivet, J.L., Bonnin, J. (1974) le détroit sardano-tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne. Tectonophysics, **21**, 357-374.

Auzende, J.-M., J. Bonnin, and J.-L. Olivet (1975), La marge nord-africaine considéré comme marge active, Bull. Soc. Geol. Fr., 17, 486– 495.

Badji, R ; Charvis, P.; Bracène, R. ; Galve, A; Badsi, M. ; Ribodetti, A.; Benaissa, Z. ; Klingelhoefer, F., Medaouri, M. ; Beslier, M.O. (2015) Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator?. Geophysical journal international, 200, Issue 2, DOI: 10.1093/gji/ggu454, 1027-1043.

Bally, A. W. (1982) Musings over sedimentary basin evolution. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A305, 325-338.

Belhai, D., (1996) Evolution tectonique de la zone ouest algéroise (Ténès-Chenoua) : approche stratigraphique et structurale. Thèse de Doctorat Université de la Science et de Technologies Houari Boumediene, Alger, Algérie 232 p.

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, 41, 371-374.

Bétier et al., (1952) Carte géologique de l'Algérie au 1/500 000. Paris : Gaillac-Mourocq

Biddle, K. T., Schlager, W., Rudolph, K. W. & Bush, T. L. (1992) Seismic model of a progradational carbonate platform, Picco di Vallandro, the Dolomites, Northern Italy. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76, 14-30.

Blow, W.H. (1969) Late middle Eocene to recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronni. Mann p. & Renz H.H. (ed.). Proc. 1st intern. Conf. Planctonic Microfossils, Genève, **1**, 199·421, Bril, Leiden.

Bouillin, J.P. (1977) Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia –Algérie- Doctorat d'Etat de l'Université de l'UPMC (Paris) et Université Paul Sabatier, Toulouse.

Bouillin, J.P. (1986a) Le bassin maghrébin: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. Fr. **8** (4), 547–558.

Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M. et Biju-Duval, B. (1984) les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson, Paris, 342 p.

Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D. & Caby, R. (2009) Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough Massif, NE Algeria): implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. Chem. Geol., **261**, 171–183.

Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Mlingelhoefer, Yelles-Chaouche, K., Schnurle, P., Marok, A., Déverchère, Arab, *M*., Galve, A., Collot, J.Y. (2015) Crustal structure of the eastern Algerian continental marginand adjacent deep basin implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. Geophysical Journal International, Geodynamics and Tectonics.

Callot J.P., and Tell-Offshore Team (2006) Petroleum systems appraisal and Ceres modeling of the Algerian offshore section. In Roure F., Addoum B. and Tell-offshore team, Architecture and petroleum appraisal of North Algeria, Final report of the Tell-Offshore JIP, IFP-SONATRACH, IFP Report n° 59 520, 93-119.

Carbonnel, G., Courme-Rault, M.D. (1997) Ostracodes miocènes d'Algérie : systématique, biostratigraphie, distribution palinspatique. Numéro 1 de Mémoires du Muséum d'histoire naturelle de Lyon, 131.

Carminati, E., M., Wortel, J. R., Spakman, W. And Sabadini, R. (1998) The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: Some geological and geophysical evidence. Earth Planet. Sci. Lett., **160**, 651 – 665.

Cartwright, J.A., Haddock, R.C., and Pinheiro, L.M. (1993) The lateral extent of sequence boundaries, in Williams, G.D., and Dobb, A., eds.. Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy: Geological Society of London Special Publication 71, p. 15–34.

Catuneanu, O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 375 pp.

Catuneanu, O. (2003) Sequence Stratigraphy of Clastic Systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, Vol. **16**, 248 pp.

Cloetingh, S. (1986) Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of sea level. Geology, 14, 617-6.

Cohen, C.R. (1980) Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics, **68**, 283-311.

Cope, M.J. (2003) Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier. First Break, 21, 37-42.

Cornée, J.-J., Ferrandini, M., Saint Martin, J.-P., Münch, Ph., Moullade, M., Ribaud-Laurenti, A., Saint Martin, S., Roger, S., Ferrandini, J. (2006) The Late Messinian erosional surface and the subsequent reflooding in the Mediterranean: new insights from the Melilla–Nador basin (Morocco). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 230, 129–154.

Crespo Blanc, A., Orozco, M., and Garcia-Duenas, V. (1994), Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault system: Tectonics, v. 13, p. 78 –88.

Dake, L.P. (2001) The practice of reservoir engineering. Number 36 in Developments in Petroleum Sciences. Elsevier, revised edition.

Demarest, J. M., and Kraft, J. C. (1987) Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implications for more ancient strata. In Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution (D. Nummedal, O. H. Pilkey and J. D. Howard, Eds.), pp. 223–239. SEPM Special Publication **41**.

Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Le´pinay, B., Bouillin, J.-P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H. And Dan, G. (2005) Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. Geophysical research letters, 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.

De Lange, G. et Krijgsman, W. (2010) Messinian salinity crisis : A novel unifying shallow gypsum/deep dolomite formation mechanism. Marine geology, 275, 273-277.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. & Knott, S.D. (1989) Kinematics of the Western Mediterranean. In Alpine Tectonics, 265–283, eds Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G., Geol. Soc. Spec. Publ.45, London.

Donovan, A. D. (2001) Free market theory and sequence stratigraphy. A. A. P. G. Hedberg Research Conference on Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts. Dallas, August 26–29, Program and Abstracts volume, 22 pp.

Do Couto, D., Popescu S.M., Suc, J.P., Melinte-Dobrinescu, M.C., Barhoun, N., Gorini, C., Jolivet, L., Poort J., Jouannic, G., Auxietre, J.L. (2014) Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: Evidence from the Alboran Sea (S. Spain). Marine and Petroleum Geology, 52, 57-76.

Dunbar, C.O and J. Rodgers (1957) Principles of Stratigraphy. Wiley, New York, 365 p.

Durand- Delga, M (1955) Etude géologique de l'Ouest de la Chaîne Numidique. Publ. serv. Carle géol.Allgérie, 24, 533 p.

Durand-Delga M. (1969) Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Géol. Algérie **39**, 89–131.

Durand-Delga, M., (1978) Alpine chains of the western Mediterranean Betic Cordillerasand Maghrebides. In: Lemoine, M. (Ed.), Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas. Elsevier, Amsterdam, 163–225 pp.

Durand-Delga, M., Fontboté, J.M. (1980) Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Mémoire BRGM, 115.

Durand, B., Jolivet, J., Horváth, F., Séranne, M. (1999) The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geological Society of London Special Publication, in: Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C. (2012) Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. Igneous petrology constraints. TECTO-125364, 1-20.

Duval, B, Cramez, C., and Vail, P. R. (1998) Stratigraphic cycles and major marine source rocks, in: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins (P. C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P. R. Vail, Eds.) in: Catuneanu, O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 375 pp.

Embry, A. F., and Johannessen, E. P. (1992) T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada, in Vorren, T. O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O. A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E.and Lund, T. B. (Eds) Arctic Geology and Petroleum Potential, Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication **2,** 121–146..

Emery D. And Myers K.J. (1996) Sequence stratigraphy; BP exploration, stockley Park, Uxbridge, London. Blackwell Science Ltd.

Erickson, A.J and Von Herzen R.P.(1978) Down hole temperature Measurements, Deep Sea Drillings Project, leg 42A, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 42(1), 857-871.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L, Rossetti F. (2004) Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics, **23**, TC1012, 1-21.

Fourcade, S, Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F. (2001) The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (OH, Sr, Nd) study. Lithos **57**, 187–216.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E. (2000) The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. Tectonics, **19**, 740–761.

Frizon De Lamotte, D., Michard, A., Saddiqui, O. (2006) Some recent developments on the Maghreb geodynamics. Elsevier SAS, C. R. Geoscience **338**, 1–10.

Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J., Violanti, D. (1994) Age et durée de la crise de salinité messinienne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 318, 1103–1109.

Galdeano, A. & Rossignol, J.-C., (1977). Assemblage à altitude constante de cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée. Bull. Soc. Geol. Fr., 7**,** t. XIX, n. **3**, 461–468.

Garcia-Castellano, D., Estrada, F., Jiménez-Munt, I., Gorini, C., Fernàndez, M., Vergés, J. & De Vicente, R. (2009) Catastrophic flood of the editerranean after the Messinian salinity crisis. Nature **462**, 778-781, doi:10.1038/nature08555.

Gélard, J.P. (1979) Géologie du Nord-Est de la Grande Kabylie. Mém. Géol. Univ. Dijon n°5, thèse Doct. Etat. Univ. Dijon, en dépôt au BRGM, 335.

Géry, B., Feinberg, H., Lorenz, C., Magné, J. (1981) Définition d'une série-type de l'<<Oligo-Miocène kabyle>> ante nappes dans le djebel Aissa-Mimoun (Grande Kabylie, Algérie). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 292, Série **II**, 1529-1532.

Giresse, P., Bassetti, M.A., Pauc, H., Gaullier, V., Déverchère J., Bracène, R., and Yelles, K. (2013) Sediment accumulation rates and turbidite frequency in the eastern Algerian margin. An attempt to examine the triggering mechanisms. Sedimentary Geology, 294, 266-281,

Granjeon, D., Joseph, P., 1999. Concepts and applications of a 3-D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. In: Harbaugh, J.W. & Bonham-Carter, G. (1970) Computer Simulation in Geology. John Wiley and Sons, New York.

Granjeon, D.(2009) 3D stratigraphic modeling of sedimentary basins. AAPG Annual Convention and Exhibition. AAPG Search and Discovery, Denver, Colorado, USA.

Granjeon, D. (1996) Modélisation stratigraphique déterministe—conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique, Géosciences Rennes. Université de Rennes 1, Rennes.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M. (1998) On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics **298**, 259–269.

Gusterhuber, J., Hinsch, R., Sachsenhofer, R.f. (2014) Evaluation of hydrocarbon generation and migration in the molasse fold and thrust belt (Central Eastern Alps, Austria) using structural and thermal basin models. AAPG Bulletin, V. 98, No. 2, 253–277.

Hantschell, T. and Kauerauf, A. (2009). Fundamentals of basin and Petroleum Systems Modeling. Springer, 476 pp.

Helland-Hansen, W., and Martinsen, O. J. (1996). Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. Journal of Sedimentary Research, Vol. **66**, no. 4, pp. 670–688.

Hubbard, R. J. (1988) Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and early Cretaceous rifted continental margins. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 72, 49-72.

Hamblin, A. P. (1997) Regional distribution and dispersal of the Dinosaur Park Formation, Belly River Group, surface and subsurface of southern Alberta. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, Vol. **45**, no. 3, pp. 377–399.

Hunt, D., and Tucker, M. E. (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall. Sedimentary Geology, Vol. **81**, pp. 1–9.

Iadanza A., Sampalmieri G., Cipollari P., Cosentino D., Mola M. (2013) On-seep Scenarios in the Western Mediterranean Margin during the Messinian Salinity Crisis: Onland Case Studies from the Italian Peninsula, Search and Discovery Article #41176.

Joseph P., Swennen R., Ravenne C., Mechti M., Meziane B., Benyahya O., and Benabdelmoumene, M.S. (2006) Sedimentology, lithostratigraphy, paleogeography and reservoir potential of Neogene series in the Chelif Basin and Algerian offshore, in Roure F., Addoum B. and Tell-offshore team, Architecture and petroleum appraisal of North Algeria, Final report of th Tell-Offshore JIP, IFP-SONATRACH, IFP Report n° 59 520, 55-82.

Kherroubi, A., Déverchère, J., Yelles, A., Mercier DE Lepinay, B., Domzig, A., Cattaneo, A., Bracène, R., Gaullier, V. & Graindorge, D. (2009) Recent and Active Deformation Pattern Off the Easternmost Algerian Margin, Western Mediterranean Sea: New Evidence for Contractional Tectonic Reactivation. Marine Geology, **261,** 17-32.

Köhler, C.M., Heslop, D., Krijgsman, W., Dekkers, M.J., (2010) Late Miocene paleoenvironmental changes in North Africa and the Mediterranean recorded by

geochemical proxies (Monte Gibliscemi section, Sicily). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **285,** 66–73.

Krapez, B. (1996). Sequence-stratigraphic concepts applied to the identification of basin-filling rhythms in Precambrian successions. Australian Journal of Earth Sciences, Vol. 43, pp. 355–380.

Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J. & Wilson D.S. (1999) Chronology, causes and progression of the Mediterranean salinity crisis. Nature, **400**, 652–655.

Le pichon, X., Sibuet, J.C. (1981) Passive margins: a model of formation. J. Geophys. Res. 86, 3708–3720.

Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P, Beslier, M. O., Yelles-Chaouche, K., Deverchere, J., Bracène, R. (2013) Multiphased tectonic evolution of the central algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off tipaza, algeria. Journal of Geophysical Research earth, 118, Issue: 8, 3899-3916.

Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S. (2005) Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. Mar. Geol. **217**, 1–30.

Lofi, J., Déverchère, J., Gaulier, V., Gorini, C., Gillet, H., Guennoc, P., Loncke, l., Maillard, A., Sage, F. & Thinon, I. (2011) Seismic atlas of the « Messinian salinity crisis » markers in the Mediterranean and Black seas. Mém. Soc. Géol. Fr., **179** and CCGM, 72.

Leroux E., Aslanian D., Rabineau M., Moulin M., Granjeon., Gorini C. and Droz L. (2015) Sedimentary markers in the Provençal Basin (western Mediterranean): a window into deep geodynamic processes. Terra Nova, 27, Issue 2: 122-129.

Magné, J. & Raymond, D. (1974) Le Néogène post-nappes de la région de Dellys- Tizi-Ouzou (Algérie); un enregistreur de l'évolution dynamique du NW de la Grande Kabylie après le Burdigalien. Bull. Soc. Fr. **7**, XVI, 47-52.

Mauffret, A., DE Lamotte, D.F., Lallemand, S., Gorini, C. & Maillard, A. (2004) E-W Opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova*, **16,** 257-264.

Mauffret, A. (2007) The northwestern (maghreb) boundary of the nubia (africa) plate. Tectonophysics, **429**, 21–44

Maury, R., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H, Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Cotton, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Réhault, J.P. (2000) Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab break-off. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences, **331**, 159–173.

McKenzie, D. (1978) Some remarks on the development of sedimentary basins, Earth and Planetary Science Letters *(*Elsevier*)* **40**, 25–32. doi*:*10.1016/0012-821x(78)90071-7.

Medaouri, M., Deverchere, J., Graindorge, D., Bracène, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles, K., & Bendib, F. (2014) The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. J. Geodyn. doi:10.1016/j.jog.2014.01.003.

Mesrouhi, A., Bellier, O., Koyi, H., Vila, J.M., Ghanmi, M. (2013) The evolution of the Lansarine–Baouala salt canopy in the North African Cretaceous passive margin in Tunisia. Geol. Mag., Cambridge University Press, **150** (5), 835–861.

Mihoubi, A., Schnurle, P., Benaissa, Z., Badsi, M., Bracène, R., Djelit, H., Geli, L., Sage, F., Agoudjil, A., Klingelhoefer, F (2014) Seismic imaging of the eastern Algerian margin off

Jijel: Integrating wide-angle 10 seismic modelling and multi-channel seismic pre-stack depth migration. Geophysical Journal Internationa, **198,** 1486–1503.

Miksa, G. (2009) The sand dollar Parascutella (Echinoidea) in the Late Badenian of Croatia. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **115**, n° 1, 101-109.

Mitchum, R.M, Vail, P.R. and Thompson, S. (1977a) Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, in: Payton (Ed.), Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration. AAPG-Memoir **26**, AAPG, Tulsa, 53–62.

Mitchum, R. M., Vail, P. R. & Thompson, S. (1977b) The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, in Payton, C. E. (ed.) Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir, **26**, 53-62.

Mutti, E., Papani, L., Di Biase, D., Davoli, G., Mora, S., Segadelli, S. and Tinterri, R. (1995), Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino, in Maffione, M., Speranza, F., Faccenna, C., Cascella, A.Vignaroli, G., and Leonardo Sagnotti, L. (2008) A synchronous Alpine and Corsica-Sardinia rotation. Journal of Geophysical Research, 113, doi:10.1029/2007JB005214.

Negredo, A., Fernandez, M., Torné, M., Doglioni, C. (1999) Numerical modeling of simultaneous extension and compression: The Valencia trough (western Mediterranean). Tectonics, 18, n° 2, 361- 374.

Orr, W.L. (1986) Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils. Adv. Org. Geochem. **10**, 499-516.

Peters, K.E., Walters, C.C., Moldowan, J.M. (2005) The Biomarker Guide. Cambridge University Press, Cambridge, U. K., p. 1155.

Payton, C. E. (1977) *Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration.* American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26.

Polyak, B.G., Fernandez, M., Khutorskoy, M.D., Soto, J.I., Basov, I.A., Comas, M.C., Khain, V.Y., Alonso, B., Agapova, G.V., Mazurova, I.S., Negredfo, A., Tochitsky, V.O., De la Linde, J., Bogadanov, N.A. and Banda, E. (1996) Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean. Tectonophysics, **263**, 191–218.

Panza, G. F., Raykova, R. B., Carminati, E, Doglioni, C. (2007) Upper mantle flow in the western Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, **257**, 200–214.

Porter M.L., Sprague., A.R.G., Sullivan M.D., Jenette D.C., Beaubouef R.T., Garfield T.R., S.P., Rossen C., Sickafoose D.K., Jensen G.N., Friedman S.J., Mohrig D.C. (2006). Stratigraphic Organization and Predictability of Mixed Coarse- and Fine-Grained Lithofacies Successions in a Lower Miocene Deepwater Slope Channel Complex System, Angola Block 15. The American association of Petroleum Geologists, DOI: 10.1306/12158800M883273.

Posamentier, H. W., Jervey, M. T. & Vail, P. R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition I-conceptual framework. In: Payton, C. E. (ed.) Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 109-124.

Posamentier, H. W., Allen, G. P., James, D. P., and Tesson, M. (1992) Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance, in, Catuneanu, O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 375 pp.

Posamentier, H. W., and Allen, G. P. (1999) Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications, in: Catuneanu, O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 375 pp.

Posamentier, H. W. (2001) Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised. *American Association of Petroleum GeologistsBulletin*, Vol. **85**, no. 10, pp. 1771–1793.

Potter, P. E., Szatmari, P. 2009. Global Miocene tectonics and the modern world Earth-Science Reviews, **96**, 279–295.

Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Guillocheau, F. and Joseph, P.(2006) Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). Earth and Planetary Science Letters, **252** (1-2): 119-137.

Rabineau M., Leroux E., Aslanian D., Bache F., Gorinid C., Moulin M., Molliex S., Droz L., dos Reis A.T., Rubino J.L., Guillocheau F., Olivet J.L. (2014) Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the Gulf of Lion. Earth and Planet. Sci. Lett., **388**: 353-356.

Raoult, J.F. (1969) Relations entre la Dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhedir ; phases tangentielles éocènes, paléogéographie (Nord du Constantinois, Algérie). Bull. Soc. Géol. Fr., **7**, XI, 523-543.

Raoult, J.F. (1974) Géologie du Centre de la Chaîne Numidique (Nord du Constantinois. Algérie). *Mem. Soc. Géol. Fr.*, **121**, 163.

Raoult, J.F. (1975) Evolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le Golfe de Skikda et Constantine (Algérie orientale). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **17**, 394-409.

Ryan, W.B.F. (2008) Modeling the magnitude and timing of evaporative drawdown during the Messinian salinity crisis. Stratigraphy, **5**, nos. 3-4, 227-243. ,

Ryan, W.B.F. (2011) Geodynamic responses to a two-step model of the Messinian salinity crisis, Bull. Soc. géol. Fr., **182**(2), 73-78.

Raymond D et Bossière, G. (1972) Carte géologique simplifiée du Nord-Ouest de la grande Kabylie. Travaux de laboratoire associé au CNRS. N°145 ‘’géologie des chaînes méditerranéennes’’, Service de Documentation et de Cartographie Géographiques du CNRS.

Raymond, D. (1976) Évolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. *State Thesis, Paris university Paris*-6, 152 p.

Raymond, D. (1977) structure et évolution alpine d’un segment interne de l’orogène maghrébin : le Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie). Bull. Soc. Géol. France, **7**, t. IX n° 4, 797-804.

Rocca, E, Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernàndez, M., Muñoz, J.A, Zeyen, H. (2004) TRANSMED Transect II, in: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler (Eds P.A.), The TRANSMED Atlas - The Mediterranean Region from Crust to Mantle, Springer, Berlin Heidelberg.

Rosenbum, G., Lister, G.S. & Duboz, C. (2002) Relative Motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine Orogeny. *Tectonophysics*, **359,** 117-129.

Rosenbum, G. & Lister, G.S. (2004) Neogene and Quaternary Rollback Evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, **23, 1- 17**.

Rouchy, J.M. et Caruso, A. (2006) The Messinian salinity crisis in the editerranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. Sedimentary geology, 188-189, 35-67.

Roure F., Addoum B., Callot J.P., Benabdelmoumène, Malla M., Joseph P. and Ravenne C., (2009) Architecture, sedimentary infill, and petroleum potential of the Algerian offshore. Offshore Mediterranean Conference, Paper 037, extended abstract.

Roure, F., Casero, P., Addoum, B. (2012) Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics* **31**. TCXXXX, doi:10.1029/2011TC002989.

Roveri, M., Bassetti, M-A., et Ricci Lucchi, F. (2001) The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep, Sedimentary Geology 140 201-214.

Roveri, M., et al. (2014) The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences, Marine Geology, **352**, 25–58.

Saadallah, A., Caby, R., (1996) Alpine extensional detachement tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). Tectonophysics, **267**, 257- 273.

Schettino, A. & Turco, E. (2006) Plate Kinematics of the Western Mediterranean Region During the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International*, **166,** 1398-1423.

Sorkhabi, R. (2009) The Earth's Richest Source Rocks. GeoExpro, **6**, 20-27.

Sclater, J. G. & Christie, P. A. F. (1980) Continental stretching: an explanation of the post Mid Cretaceous subsidence in the central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research,* **85**, 3711-3739.

Shepard, F. P. (1973) Submarine Geology, Harper and Row, in Williams, G. D. & Dobb, A. (eds) (1993) Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geological Society Special Publication No. 71, 163-191.

Sloss, L. L. (1950) Paleozoic stratigraphy in the Montana area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **34**, 423-451.

Schlager, W. (1994). Reefs and carbonate platforms in sequence stratigraphy. In High resolution sequence stratigraphy: innovations and applications (S. D. Johnson, Ed), in Catuneanu, O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 375 pp.

Schlager, W. (2002) Sedimentology and sequence stratigraphy of carbonate rocks, in Catuneanu, O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 375 pp.

Schlager, W. (2005) Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, in: Catuneanu, O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 375 pp.

Sheriff, R. E. (1977) Limits on resolution of seismic reflections and geological detail derivable from them, *in* Payton, C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration.* American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 15-46. 1985. Aspects of seismic resolution, in Berg, O. R. & Woolverton, D. G. (eds) *Seismic Stratigraphy II.* American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 39, 1-12.

Stich, D., Ammon, C.J. and Morales, J. (2003) Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2002JB002057.

Thorne, J. R. & Watts, A. B. (1984) Seismic reflectors and unconformities at passive continental margins. *Nature,* **311**, 365-368.

Tissot, B.P., Welte, D.H. (1984) Petroleum Formation and Occurrence. Springer, Berlin, 699 pp.

Tricart, P., Torelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F., & Zitellini, N., 1994. Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean). Tectonophysics, **238**, 317-329.

Vila, J.-M. (1980) La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat, *Univ. Paris VI, France*, 665.

Vail P. R., Mitchum, R. M. & Thompson, S.III (1977a) Relative changes of sea level from coastal onlap, *in* Payton, C. E. (ed.) Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 63-82.

Vail P. R., Mitchum, R. M. & Thompson, S. III (1977b) Seismic stratigraphy and global changes of sea level Part 4: Global cycles of relative changes of sea level, *in* Payton (1977), C. E. (ed.) Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 83-97.

Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N., and Perez-Cruz, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology–an overview. In Cycles and Events in Stratigraphy. (G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher, Eds.), pp. 617–659. Berlin, Springer-Verlag.

Van wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. & Rahmanian, V. D. (1990) Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops, in Williams, G. D. & Dobb, A. (eds) (1993) Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy.

Van Wagoner, J. C. (1995) Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits: terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy. In Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits (J. C. Van Wagoner and G. T. Bertram, Eds.), pp. ix-xxi. American Association of Petroleum Geologists Memoir 64.

Weimer, R. J. (1984) Relations of unconformities, tectonics, and sea-level changes, Cretaceous of western interior, U.S.A. *In:* Schlee, J. S. (ed.) Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation, in Williams, G. D. & Dobb, A. (eds) (1993) *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy.* Geological Society Special Publication No. 71, 163-191.

Wildi, W. (1983) La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* **24**, 201–297.

Williams, G.D., Dobb, A. (1993) Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geological Society Special Publication n° **71**.

Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and Van Wagoner, J. C. (Eds.) (1988) Sea Level Changes–An Integrated Approach. SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), in Catuneanu, O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 375 pp.

Wygrala B.P. (1988) Integrated computer-aided basin modeling applied to analysis of hydrocarbon generation history in a Northern Italian oil field. *Org. Geochem.* 13, 187-197.

Ziegler, P. A. (1990) Geological Atlas of Western and Central Europe, 2rd edition. In Williams, G. D. & Dobb, A. (eds) (1993) *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy.* Geological Society Special Publication No. 71, 163-191.

Zito G, Mongelli F, De Lorenzo S, and Doglioni C (2003) Heat flow and geodynamics in the Tyrrhenian Sea. Terra Nova, Vol 15, No. 6, 425–432. Doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00507.x.

ANNEXES

Annexe 1

ANNEXE 1 relatif aux chapitres III et IV

Article publié au journal Marine and Petroleum Geology, traitant du modèle structural/géodynamique et chronostratigraphique (environnements de dépôt et modèle séquentiel inclus) du remplissage sédimentaire de l'ensemble de l'offshore oriental.

Référence: Arab, M., Rabineau, M., Déverchère, J., Bracène, R., Belhai, Dj., Roure, F., Marok, A., Bouyahiaoui, B., Granjeon, G., Andriessen, P., Sage, F. (2016a), Tectonostratigraphic evolution of the Eastern Algerian3 margin and basin from onshore-offshore correlations. Mar. Pet. Geol., **77, 1355-1375.**

Marine and Petroleum Geology 77 (2016) 1355–1375

Contents lists available at ScienceDirect

Marine and Petroleum Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpetgeo

Research paper

Tectonostratigraphic evolution of the eastern Algerian margin and basin from seismic data and onshore-offshore correlation

Mohamed Arab [a, b, c, *], Marina Rabineau [b], Jacques Déverchère [b], Rabah Bracene [a], Djelloul Belhai [c], François Roure [d, g], Abbas Marok [e], Boualem Bouyahiaoui [f], Didier Granjeon [d], Paul Andriessen [g], Françoise Sage [h]

[a] Sonatrach, Exploration Division, Avenue du 1er Novembre, Bat. 'C' BP 68M, 35000 Boumerdes, Algeria
[b] Université Brest (UBO), CNRS, Domaines Océaniques, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France
[c] Algiers University (USTHB), Bab-Ezzouar, Algiers, Algeria
[d] IFP Energies Nouvelles Direction Géologie-Géochimie 1 & 4, Avenue de Bois-Préau, F-92852 Rueil-Malmaison, France
[e] Abou-Bekr Belkaid University, Tlemcen, Algeria
[f] CRAAG, Route de l'Observatoire B.P 63, Bouzareah, Algiers, Algeria
[g] Tectonic Group, Utrecht University, The Netherlands
[h] Univ Pierre et Marie Curie, Géoazur, 250 Avenue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 11 February 2016
Received in revised form
7 July 2016
Accepted 26 August 2016
Available online 28 August 2016

Keywords:
Mediterranean sea
Algerian margin
Pre-Messinian units
Seismic facies
Messinian salinity crisis
Syn-rift
Transtension
Tectonic inversion

ABSTRACT

The eastern Algerian basin, part of the Western Mediterranean domain, is a back-arc basin resulting from the SE drift of the Lesser Kabylia block gave rise to continental extension and birth of a new oceanic domain. We aim here to define the structure and tectonostratigraphic evolution of this basin and the adjoining continental margin. Indeed, the absence of wells and the lack of published MCS data kept this area mostly unknown. The crustal architecture (down to the Moho) and seismo-stratigraphy of the sedimentary infill are detailed, emphasizing particularly the pre-Messinian series, by combining a new set of offshore deep penetrating seismic, conventional MCS sections, and wide angle seismic data. Because no well exist offshore we realized new field descriptions of the Late Oligocene and Miocene deposits on land and propose onshore-offshore extrapolation and age correlations. The pre-Messinian series display four main units (PMSU1 to 4) above which Messinian units are consistent with stratigraphic models already proposed for the Mediterranean basin, the deep basin displays units as old as the OMK ("Oligo-Miocène Kabyle") series on land. The basement is shaped by conjugate transcurrent faults striking N120°- N40°, forming a series of rhombic troughs resulting from transtensional tectonics. The coeval E-W extension and NW-SE stretching of the continental crust suggest a radial opening of the Algerian basin during Late Oligocene- Lower Miocene, followed by a progressive uplift of the upper margin after the collision of Lesser Kabylia with Africa. Besides, steep slope of the eastern Algerian margin, downward flexure of the oceanic basin near the margin toe and growth of S-dipping thrusts within the margin evidence a significant Quaternary stress inversion. Overall, this study highlights the complex stress evolution of the East Algerian margin since Oligocene times, as evidenced by significant upward/downward vertical motions and crustal extensional/compressional successions. We summarize this evolution into three main stages: (1) rifting (including sea-floor spreading) at Late Oligocene-Burdigalian in the context of back-arc, (2) collision between AlKaPeCa blocks and Africa at 17 Ma, and post-rift sag basin infill, till Late Tortonian to Messinian, and (3) inversion of the margin and development of flexural basins at Quaternary times.

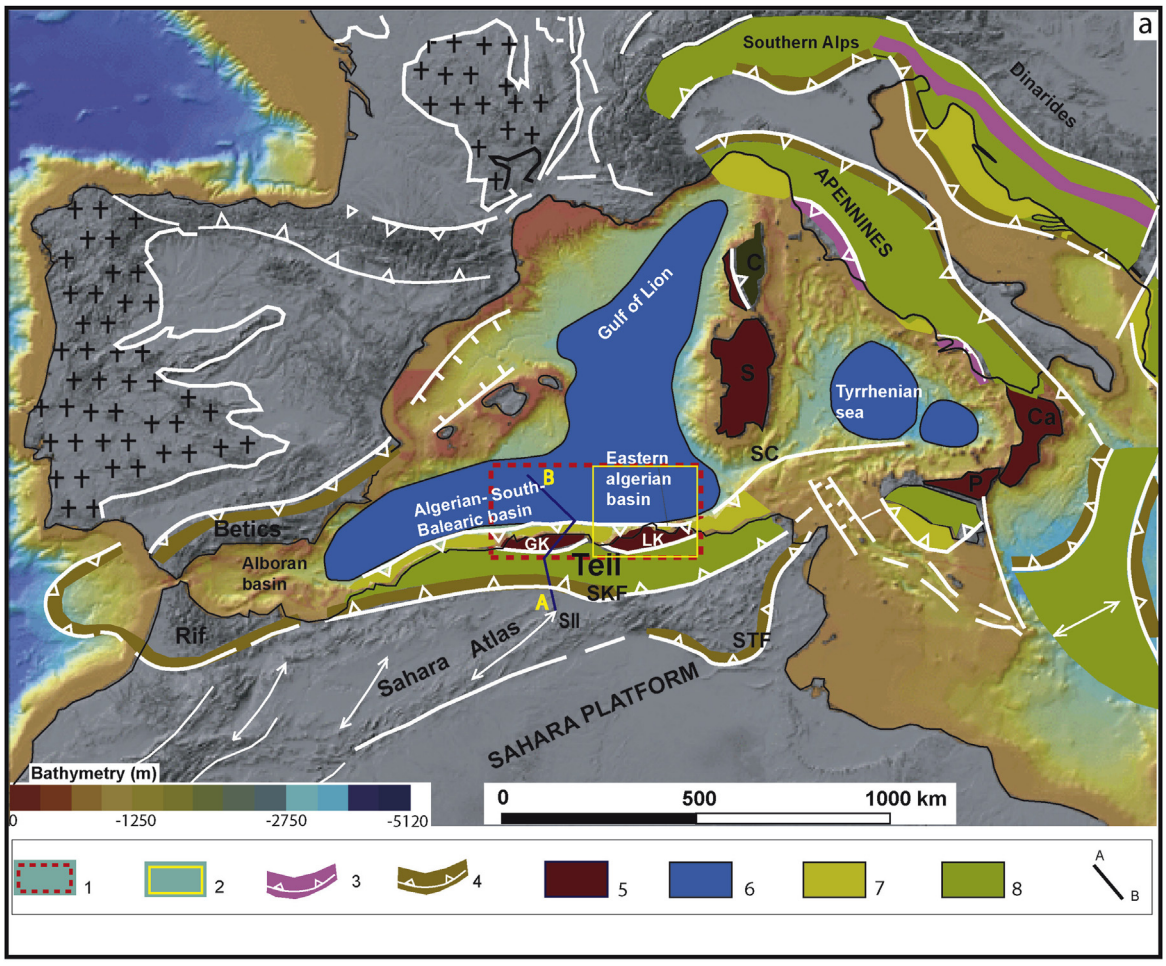
© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

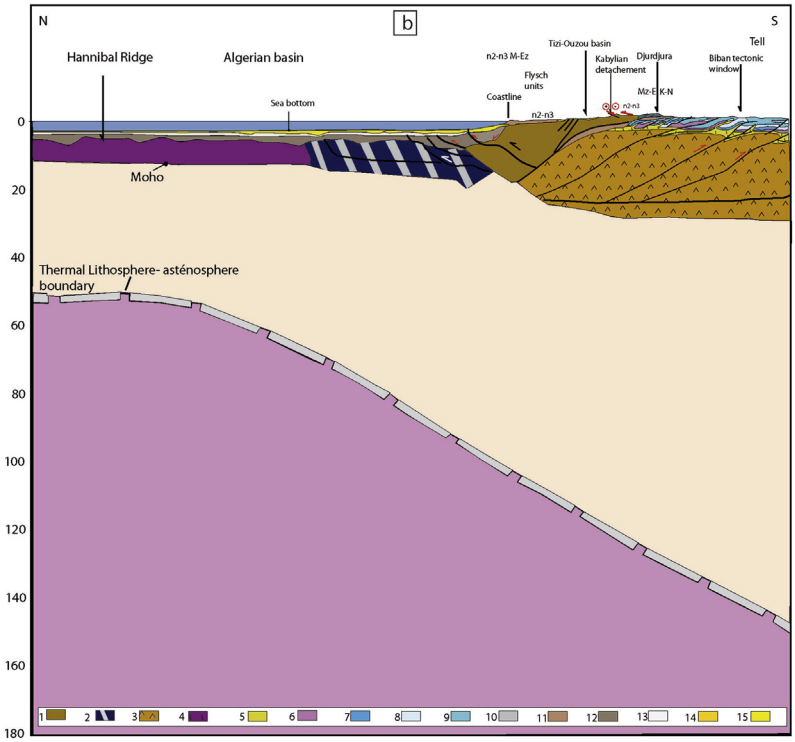
1. Introduction

The Eastern Algerian basin is a back-arc basin formed during the Miocene with the drifting of the Kabylian blocks towards the south or south-east (Malinverno and Ryan, 1986; Lonergan and White,

* Corresponding author. Sonatrach, Exploration Division, Avenue du 1er Novembre, Bat. 'C' BP 68M, 35000 Boumerdes, Algeria.
E-mail address: mohamed.arab76@gmail.com (M. Arab).

http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.08.021
0264-8172/© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.


a
Southern Alps
Dinarides
APENNINES
Gulf of Lion
C
S
Tyrrhenian sea
Ca
P
SC
Eastern algerian basin
Algerian- South-Balearic basin
B
GK
LK
Betics
Alboran basin
Tell
SKF
A
SII
Rif
Sahara Atlas
STF
SAHARA PLATFORM
Bathymetry (m)
0
-1250
-2750
-5120
0
500
1000 km
1
2
3
4
5
6
7
8
A
B


b
N
S
Hannibal Ridge
Algerian basin
Sea bottom
Moho
Tizi-Ouzou basin
n2-n3 M-Ez
Flysch units
Coastline
n2-n3
Kabylian detachement
Djurdjura
Mz-E-K-N
Tell
Biban tectonic window
Thermal Lithosphere- asténosphere boundary
0
20
40
60
80
100
120
140
160
180
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

1997; Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000). The collision of these blocks with the African paleo-margin induced a deformation front oriented south-eastward towards the external zones of the Alpine belt (e.g. Bouillin, 1986a,b; Tricart et al., 1994; Frizon de Lamotte et al., 2000, and references therein). The absence of wells and the sharp limit between offshore and onshore domains prevent from straightforward stratigraphic predictions, particularly for the pre-Messinian series in the deep offshore domain. Age and kinematics of the Algerian basin are also disputed: an E-W late opening (at ca. 16-8 Myr) of the central and western basins following a NW-SE drifting and docking of the Kabylies is sometimes suggested (Mauffret et al., 2004, 2007; Van Hinsbergen et al., 2014) while others have proposed a NE-SW drifting and collision of Lesser Kabylia (e.g. Cohen, 1980; Driussi et al., 2015). The estimated thickness of the pre-Messinian sedimentary cover is also poorly constrained, ranging from ca. 2–6 km (Mauffret et al., 2004; Mauffret, 2007; Schettino and Turco, 2006). Finally, although the structure of the eastern margin and its recent reactivation has recently been documented using seismic data (e.g. Kherroubi et al., 2009; Yelles-Chaouche et al., 2009a,b; Mihoubi et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015), the pre-Messinian stratigraphy and deep structure of the basin and the transitional zone between the upper margin and the deep basin remain unresolved.

The main objective of this paper is to assess the detailed architecture of the pre-Messinian sedimentary infill and the style of rifting and opening of the eastern Algerian basin. The deep penetrating seismic used here allows us to image the detailed architecture of the crust. Regarding the absence of wells in the offshore domain, we used onshore sedimentary facies and environments to infer ages and environments in the offshore domain and reconstruct the whole geological evolution of the eastern Algerian margin and basin.

2. Geological setting of the central and eastern Algerian margin (onshore and offshore)

2.1. Onshore domain

2.1.1. Tectonic framework

The Algerian onshore margin belongs to the Maghrebides belt (Fig. 1). It is composed of the Tell Atlas internal and external zones (Wildi, 1983; Bouillin, 1986a) (Fig. 2). In the central part, the internal zones known as the Kabylian basement (Greater and Lesser Kabylies, hereafter named GK and LK respectively) are made of granitic, gneissic and metamorphic rocks (schist and Ordovician series) (Raymond, 1977), characterized by Pan-African and Variscan radiometric ages (eg. Saadallah et al., 1996; Aïte and Gélard, 1997). These basement blocks are bordered to the south by the Djurdjura Range and the "Dorsale Calcaire" (Bouillin, 1986a; Aïte and Gélard, 1997) (Fig. 1b) which represents the former southern european tethyan margin. On its northern border, the Kabylian basement is overlain by unconformed Oligo-Miocene conglomeratic clastics of the OMK ("Oligo-Miocène Kabyle") unit of fluvial origin (Gélard et al., 1973; Aïte and Gélard, 1997) including a siliceous lithostratigraphic marker at the top, made up of chert and dated at 19 ± 1 Ma (Rivière et al., 1977; Aïte and Gélard, 1997; Magné and Raymond, 1974; Bizon and Gélard, 1975; Cohen, 1980; Vila, 1980). Further northward, the Numidian flysch nappes, frequently associated with olistostromes, were emplaced over the OMK unit (Wildi, 1983; Bouillin, 1986a) by gravity sliding (Aïte and Gélard, 1997). The commonly thrusted Tellian series are overlain by a Middle Miocene molasse (Aïte and Gélard, 1997) that was deposited after the onset of the collision between the Kabylides and Africa.

The LK block is found to be in an overthrusting position relative to the external zones which involves the nappes of the Tellian flysch as well as underlying para-autochthonous units derived from the former African passive margin (Bouillin, 1986b; Bracene and Frizon de Lamotte, 2002; Frizon De Lamotte et al., 2006, 2009; Benaouali-Mebarek et al., 2006; Roure et al., 2012).

2.1.2. Stratigraphy and paleo-environments

Small intracontinental Neogene basins have developed since Late Burdigalian (for GK) to Lower Langhian (for LK) times along the margin either in the internal zones (Tizi-Ouzou or Sebaou, Jijel, Collo and Annaba) or in the external zones (Soummam Valley, Fig. 2) (Durand-Delga, 1969; Wildi, 1983; Bouillin, 1986a).

The Neogene deposits following the main collisional episode are made up of late Upper Burdigalian series (15.8 Ma) in the GK block (Magné and Raymond, 1974; Mauffret et al., 2004; Aïte and Gélard, 1997), including a coeval basaltic magmatism (16–15 Ma) found in the Dellys region (Maury et al., 2000).

- Oligo-Miocene Kabyle (OMK), from Oligocene to Burdigalian times:

According to Géry et al. (1981), the Oligo-Miocene Kabyle (OMK) in the Dj. Ait Aissa Mimoun area (GK) (Fig. 7 and Section 5 in Fig. 8a) shows a transgressive sequence thinning upward and evolving from alluvial conglomerates of the Upper Oligocene (breccia and fluvial local pebbles) towards finer and deeper marine paleo-environments of Lower to Middle Burdigalian (lenticular sandstones to sandy marls and limestones). Over most of the Maghrebides, the OMK series is composed of decametric to metric-scale detrital clasts of metamorphic schists (Raoult, 1975; Cohen, 1980). In the LK block, the OMK is discordant on the tectonic units of Kabylian basement. Near its top, the OMK series is overlain by the so-called "Olistostrome Kabyle", a deposit which reworked the Cretaceous to Eocene flysch units of the Tellian Atlas (Wildi, 1983) (see e.g. Section 11 in Collo, Figs. 2 and 8b). At the top, the lithofacies changes from detrital to siliceous layers (radiolarians and diatoms) that are called white silexites, dated N5–N6, and are widespread in the Western Mediterranean (e.g. Didon, 1969). The basal part of the series may correspond to the Upper Oligocene (e.g. Raoult, 1974). In the Azzaba (ex Jemmapes, Fig. 2) area, Raoult (1974, 1975) and Bouillin and Raoult (1971) have described numerous olistostromes that are associated with the Massylian and Mauretanian flysch units, with biostratigraphic ages ranging from Upper Oligocene to Lower Aquitanian.

- From Langhian to Tortonian times (Post-collisional formations): Except in the Soummam basin located in the external zones, the middle and upper Miocene outcrops observed in the onshore (the hinterland) represent a lateral, more proximal continuation of the marginal back-arc basin deposited after the collision of AlKaPeCa (Alboran, Kabylia, Peloritain and Calabria blocks) with the African margin at 19-15 Ma (Vergès and Sabat, 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Roca et al., 2004; Benaouali-

Fig. 1. (a) Structural map of the Mediterranean domain (modified from Roure et al., 2012). 1: study area, 2: zone of interest, 3: Tethyan ophiolitic, 4- thin skinned detachment associated to Triassic salt (Tunisia) and Messinian evaporates (Iberia arc and East Mediterranean Ridge), 5: Europe-derived crustal blocks (Kabylides/Sardinia, Corsica/Peloritan Mountain/Calabria) units, 6- Neogene oceanic basins, 7- Other Neogene back-arc domains (Panonian Basin and Aegian Sea), 8- Deep water portions of the North African continental margin, Ionian abyssal plain, and Eastern Mediterranean domain. AB: cross section of the Algerian Alpine domain. (b) Structural section through Alpine and offshore domains (Roca et al., 2004; Mauffret, 2007). 1: Kabylian basement of Variscan heritage (internal zones), 2: African basement and crust, 3 transitional to oceanic crust, 4: Triassic salt, 5: Lower Triassic, 6, 7, and 8: Jurassic, 9: "Dorsale Kabyle" composed of Triassic- Jurassic to Eocene strata belonging to the internal zones, 10: Flysch nappes, 11: Pre-Messinian, 12: Messinian units, Plio-Quaternary.

Fig. 2. Regional map showing the study area integrating the onshore and offshore domains. The geological map represents the locations of samples and field sections. Offshore, 2D MCS seismic survey (more than 60 profiles) andwide-angle seismic profiles (acquired with OBS) are located, with magnetic anomalies that define the overall structure of the eastern Algerian basin.NW-SE dextral strike-slip faults observed on field and offshore (seismic data) are drawn; with vertical components acting mainly during the syn-rift phase and probably reactivated during the inversion. Normal faults were originated from Late Oligocene- Burdigalian rifting phase and still working locally during the postrift phase. P0 to P5 are the studied MCS profiles, WAS.PJ and WAS.Pan are respectively the N–S wide-angle seismic profiles located off Jijel (Mihoubi et al., 2014) and off Annaba areas (Bouyahiaoui et al., 2015). CC: continental crust, TOC: transitional continental-oceanic crust, oceanic crust (the nature of the crust is defined by Mihoubi et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015), Na: Naciria; SAB: Sidi Ali Bounab; GK: Greater Kabylia; LK: lesser Kabylia; AM: Djebel Ait Aissa Mimoun; TO: Tizi-ouzou; MK: Makouda, AH: Agouni Hemmiche, OS: Oued Sebaou; Tx: Texana; Tam: Tamalous; AH: Agouni Hemmiche; SABT: Sidi Ali Ben Toumi . Southern Kabylian thrusting front (Tellian; Ekr: El-Ksar; Geological map of Wildi (1983), partially completed from geological maps from Durand-Delga (1978), Durand-Delga and Fontboté (1980), Fourcade et al. (2001), Raymond and Bossière (1972) and Vila (1980).

Mebarek et al., 2006; Frizon de Lamotte et al., 2000). In the LK region, these post-collisional, episutural Miocene series rest either on top of the crystalline Kabylide basement and over flysch nappes in Collo (Section 11 in Figs. 2 and 4b) and Jijel basins or on top of the Tellian units derived from the former African margin in the Soummam Basin (section 6 in Figs. 2 and 8b).

In the LK massif (Section 11 in Collo), only Langhian sediments remain onshore (Bouillin, 1986a,b; Carbonnel and Courme-Rault, 1997): the younger Miocene series have been most probably eroded. Conversely, the Miocene formations are well preserved in the external zones (southern Soummam basin, Fig. 2), where they rest on top of the flysch deposits of the Tellian allochthon (Bouillin, 1986a,b). This area was in connection with the back-arc basin before the emersion of the margin at Middle to Late Tortonian times. These series are described at Sidi Ali Ben Toumi by Carbonnel and Courme-Rault (1997) and are composed of (Section 6, Fig. 8b): (a) Langhian: breccia layer discordant on the Lower Cretaceous nappes of the Bibans; (b) Serravallian: grey marls with echinoderms and bivalvesare disposed parallel to stratification, overlain by conglomerates and argillaceous sandstones, and (c) Tortonian: grey sandy shale with gypsum and oysters, at the base and conglomerates with intercalated blue-grey shales and reddish continental sandstones at the top of the series.

2.2. Offshore domain

The eastern Algerian offshore basin (Figs. 1 and 2a) is located between the south-Balearic basin to the west, the Sardinia and Tunisia margins to the east, the Liguro-Provençal basin to the north, and the north-African margin to the south (Fig. 1a). The zone of interest is located between longitudes 5° 00′ and 09° 10′ in the eastern margin (Fig. 1), intended to focus on the area extending from Bejaia to Annaba, between longitudes 5° 00′ and 09° 10′ East (Fig. 1) and 36° 30'and 37° 50' (average values) of Latitudes.

The eastern boundary of the Algerian basin is the North Tunisian Fracture Zone (Auzende et al., 1974; Mauffret et al., 2004). The GK block is also included in the stratigraphic correlations study.

The Kabylide basement, which constitutes the uppermost tectonic unit of the Tellian allochthon, underwent a new transgression (e.g. Géry et al., 1981) marked by deposition of proximal Oligo-Miocene conglomerates to marine sandstones. Coevally, a flexural basin filled by deep-water turbidites named Numidian flysch was developing farther south on the distal portion of the African margin (Gueguen et al., 1998; Frizon De Lamotte et al., 2006; Roure et al.,

2012).

The relatively steep slope of the east Algerian margin results from an initial combination of extensional and transcurrent motions during back-arc opening (Mauffret et al., 2004; Schettino and Turco, 2006) followed since Pliocene times by a complex strike-slip and thrust deformation related to right-lateral transpression (Auzende et al., 1975; Dewey et al., 1989; Mauffret, 2007; Kherroubi et al., 2009; Yelles-Chaouche et al., 2009a,b; Stich et al., 2003; Meghraoui and Pondrelli, 2012).

3. Data and methods

3.1. Offshore seismic data

The seismic sections used in this study result from a set of long and deep-penetrating seismic monitoring that displays clear reflectors from the pre-Messinian succession and the architecture of the underlying crust and Moho, together with usual multichannel seismic (MCS) sections with fair resolution that image the sedimentary cover over the acoustic basement. More than 2600 km of migrated 2D MCS profiles were acquired in 2000 by WesternGeco (Cope, 2003) for Sonatrach. The seismic source is a tuned air gun array (3000 cubic inches) with a pressure of 1950 psi. The gun depth is 6 m and the shot point interval is 25 m. The processing sample interval is 4 ms and the processing record length is 10 000 ms. Furthermore, magnetic data were simultaneously acquired along the same tracks in 2001 using an ELSEC Type 7706 Proton magnetometer system with a towed sensor. The grid spacing of the seismic profiles is the same as the magnetic one, i.e. 15–30 km.

Overall, these data were found to be of good quality, while erroneous data, spikes and dropouts were edited and fixed. Prior to the filtering procedure, any partial lines from the Sonatrach 2000 survey were spliced together to form one continuous line. The grid spacing of the seismic profiles is the same as the magnetic one, i.e. 15–30 km.

Another seismic acquisition was realized in 2011, with the same parameters as used previously. Additionally, two wide-angle seismic sections were acquired offshore Jijel during the SPIRAL cruise conducted on board R/V L'Atalante (IFREMER) in 2009 (Mihoubi et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015).

We interpreted the seismic data using seismic stratigraphic concepts (e.g.Williams and Dobb, 1993; Emery and Myers, 1996; Catuneanu, 2002; Veeken, 2007). Sedimentary discontinuities and major faults were identified in the pre-Messinian subsalt package. Basin stratigraphy is controlled to varying degrees by eustatic sea-level changes (or base level in lakes), subsidence/uplift (tectonics/geodynamics), and sediment supply (Williams and Dobb, 1993). Our interpretation concerned all the discontinuities observed in the seismic sectionsidentified using configurations, frequency and amplitudes of the reflectors and then correlated and mapped with the Kingdom software.

3.1.1. Onshore field data

The Miocene outcrops of the Soummam, Collo and Annaba subbasins were studied for paleo-environmental and stratigraphic correlations with previously described and dated (through biostratigraphic analysis) sections. In addition to the published sections, a total of four sections were performed in the scope of the present work and studied in detail: South Sidi Ali Bounab Section; Makouda section; El-Ksar and Sidi Aich (Bejaia) Section and Texana (Jijel) Section. These sections are described in the Result section.

4. Results: facies description and morpho-structures

4.1. Seismic stratigraphic interpretation (seismic units and facies description) in the offshore domain

At a regional scale, the sedimentary cover of the eastern Algerian offshore margin can be subdivided into three main stratigraphic packages: pre-Messinian, Messinian, and Plio-Quaternary units (Fig. 3b).

4.1.1. Pre-Messinian series

The pre-Messinian series are subdivided into four seismic units named, from bottom to top: basement, PMSU1 (Pre-Messinian Seismic Unit), PMSU2, PMSU3, and PMSU4, respectively, the latter three showing clear onlaps over the basal unit Figs. 3 and 4). Despite erosion, the equivalent Oligo-Miocene formations are partially preserved on the onshore small basins (Fig. 2).

In the Bejaia gulf, the basal PMSU1 unit displays a set of discontinuous reflectors with higher amplitudes structured following the substratum topography (Fig. 3b). Note that the substratum is defined here as the base of Neogene series, it is deformed and faulted. ItsThe organized sets of reflectors displayed locally in its upper part (Figs. 4 and 5) traduces probably rocks of sedimentary type (pre-Neogene series), such as metamorphic Paleozoic and Mesozoic rocks observed onshore and are associated respectively to the Kabylian basement and the "Dorsale Kabyle" (Fig. 2). The narrow shelf and the recent tectonic inversion hinder interpretation of the sedimentary record on the paleo-shelf.

The basal PMSU1 is characterized by onlaps on both sides of the half grabens either along the N–S or E-W direction (Figs. 3b and 4b). From Bejaia gulf to the Bougaroun cape, the seismic facies consists of discontinuous high amplitude, high impedance reflectors with a cut-and-fill configuration or hummocky structure and erosional surfaces changing laterally to continuous reflectors (Figs. 3 and 4a,b).

The second unit PMSU2 is limited to the top by an unconformity represented by toplaps configurations (Figs. 3a, 4a and 5a). at the margin foot, it presents reflectors with southward onlaps (Figs. 3 and 5). Inside the troughs, reflectors are disposed horizontally, expressing an aggradation or a sedimentary filling (Fig. 4b). Offshore Jijel, the same unit displays parallel straight reflectors changing northward to chaotic facies and hummocky configuration (Fig. 5b). The area located off Jijel and Bougaroun cape, the same unit depicts high amplitude and low frequency reflectors interrupted locally by chaotic zones (Figs. 5a,b and 6).

The PMSU3 unit, off Bejaia (P1 section) presents down-dipping discontinuous reflectors with variable amplitudes and low frequency, they consists of shingled facies (Fig. 3a,b) while off Jijel to Bougaroun coast, the same unit displays parallel refelctors with variable amplitudes (Figs. 5a,b and 6), the chaotic zone shown to the top of this unit is due to the bad seismic quality caused by pull-ups (Fig. 5a,b).

Along the study area, particularly off Bejaia CoastPMSU4 is characterized by a lateral change of seismic facies, i.e. from high amplitude, low frequency reflectors, to high amplitude, high frequency reflectors. It shows a set of parallel reflectors at Bejaia offshore (Fig. 3a,b) and chaotic to hummocky facies at off Jijel (Fig. 5a,b). Offshore Bejaia, from 26 to 28 km, it shows an infill of an erosional surface (Fig. 5a,b).

4.1.2. Messinian series

The Messinian series of the Algerian margin are identified by comparison with other Mediterranean basins. They have been subdivided into three main units from bottom to top, LU, MU, and UU (Figs. 3–5a,b) using the nomenclature of Lofi et al. (2011).

Fig. 3. (a)Uninterpreted P1 profile, which is part of 2D MCS section located in the Gulf of Bejaia (Fig. 2), (b) interpretation of the previous section. Note the chaotic facies at the base of the Pliocene unit which is interpreted as a Basin Floor Fan (BFF). Note also the RF1, RF2, RF7, north-verging ramps that terminate at the basal Messinian salt and involve the basement in a thick-skinned tectonic style under the upper margin. NF4: blind normal fault that marks the syn-rift period. Note also the salt tectonics with normal and reverse (at the margin foot) faults rooted below the salt layer. (d) Zoom of the structural interpretation of the P1 profile at the margin part, and stratigraphic subdivision of the pre-Messinian (pre-salt) section at the margin toe. (d) Zoom between 32 and 42.5 km showing a channel in the lower unit of Messinian. (e) Remaining part of P1 section, from km 85 to 125, representing the oceanic domain. DSDP-371 is located at about 102 km from the shoreline. The line also depicts the interpreted discontinuities that define the acoustic units of the Pliocene and the Quaternary. Limit between the two ages is determined by sedimentation rates (Shipboard Scientific Party, 1978; Giresse et al., 2013; Kherroubi et al., 2009) and Alg-1 (central margin) borehole together with seismic velocities (see text for details.

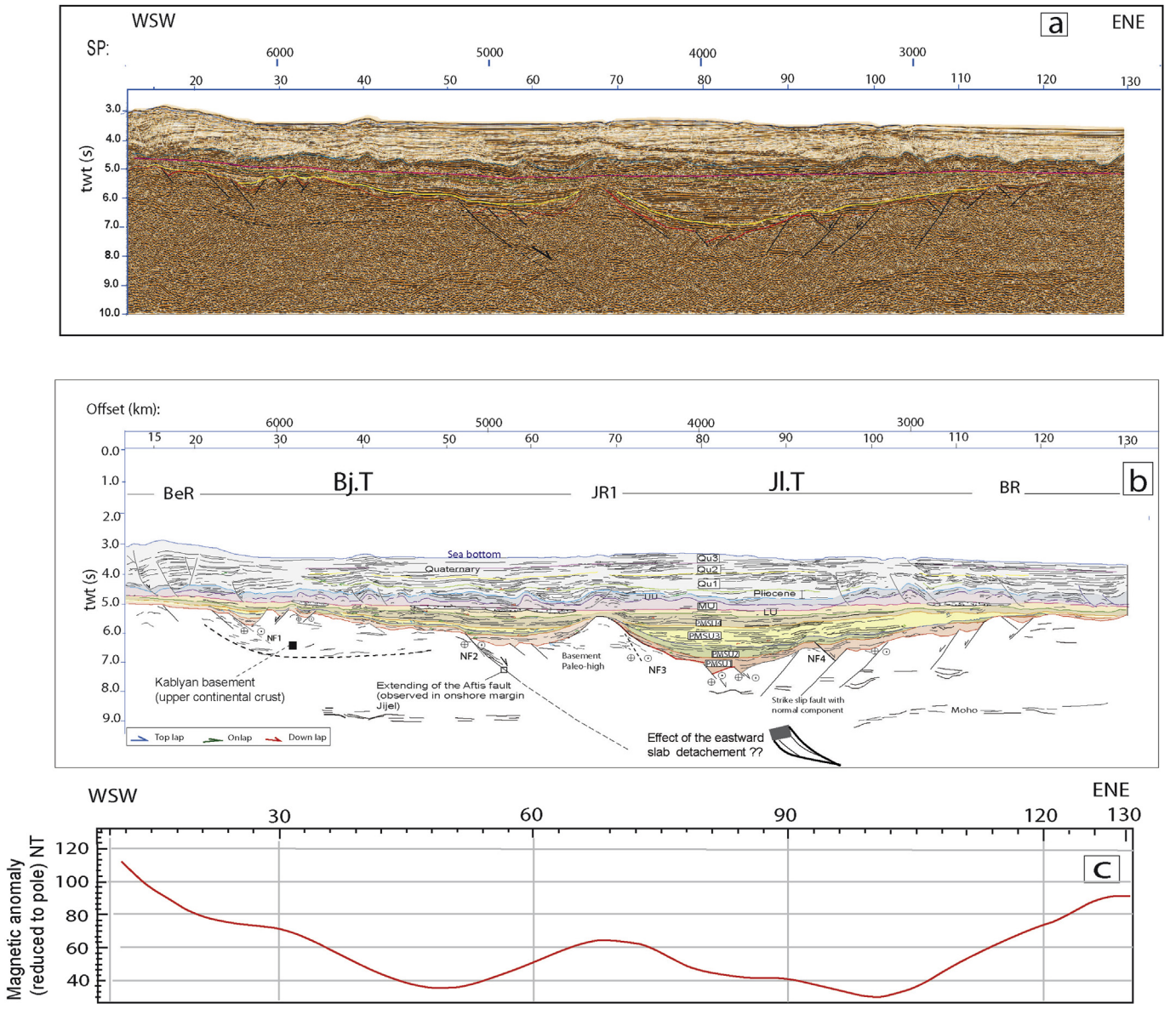


Fig. 4. ENE-SSW Seismic profile (P3) across the offshore Bejaia, Jijel, Skikda, and Collo (see location Fig. 2) (a) uninterpreted and (b) stratigraphic and structural interpretation of the section, showing a succession of pre-Messinian (PMSU1, PMSU2, PMSU3 and PMSU4), Messinian and Plio-Quaternaryacoustic unitsand the deep structure of the basin. The section depicts a series of oligo-Miocene troughs limited by basement highs and dextral strike-slip faults (N 120°) with an important normal component; they extend from the upper crust to the basal unit (PMSU1). The fault NF3 is a dextral strike-slip fault responsible for syn-rift deposition during the Late Oligocene to Middle Burdigalian (OMK). (c) Magnetic profile along the P3 line depicting the same structure of the basement defined previously by seismic interpretation.

Locally the LU is subdivided into two sub-units, LU1 and LU2. The basal sub-unit (LU1) is stratified, its reflectors being characterized by a high frequency and relatively high amplitude (Figs. 3, 4 and 5a,b) indicating probably fine-grained sediment or evaporites or most likely an intercalated fine-grained sediment/evaporite. The upper sub-unit (LU2) shows more chaotic and downlapping facies on a basal erosional surface, representing channels (Fig. 3c) which announcing a eustatic drop, as has been described in the Gulf of Lion by Bache et al. (2009). The whole unit presents a basinward prograding wedge with downlap reflectors (Figs. 3a,b and 6a,b). The middle unit is made of a typical mobile unit (MU) with a very transparent and recognizable facies characterized by salt diapirs in the deep basin and salt tectonics with faults and salt welds along the lower slope (Figs. 3 and 5). The LU and MU are topped by the so-called upper unit (UU) or upper evaporites, which is characterized by high amplitude and high to medium frequency reflectors, with locally a lateral to vertical facies change, from lower amplitudes and discontinuous ondulate reflectors, to continuous high amplitude reflectors (Figs. 3a and b, 4 and 5). Vertically the limit between these two facies is marked by an internal discontinuity. DSDP-371 drilling recovered a 5 m core located in the Bejaia offshore, positioned at the P1 profile 105 km from the shoreline (Fig. 3d), that reveals an alternation of evaporites (anhydrite) and dolomitic limestone (stromatolites) in the UU unit (Shipboard Scientific Party, 1978). Bache et al. (2012, 2015) and Do Couto et al. (2014) also defined a transgressive deposit of Late Messinian to Lower Zanclean marking the end of the Messinian Salinity Crisis.

Off Collo zone (easternmost zone of P3 section, Fig. 4a,b), the thickness of the upper unit UU varies slightly, from 0.3 to 0.5 s/twt. Its overall thickness decreases over the salt diapirs (Fig. 4a,b)as well

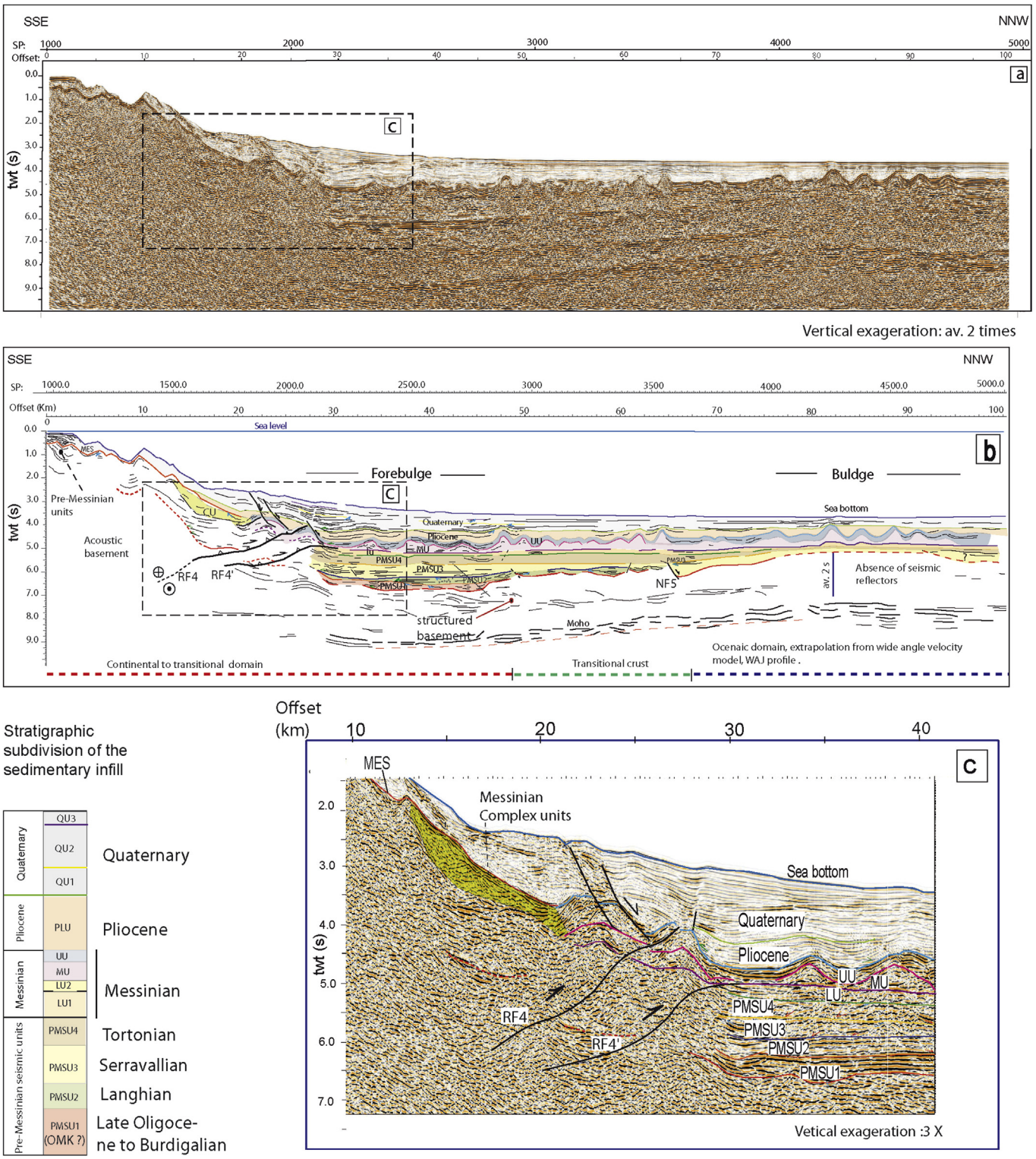


Fig. 5. (a) Uninterpreted and (b) Structural and stratigraphic interpretation of seismic section P2 (offshore Jijel), showing the structure of the margin characterized by recent reverse faults and Messinian erosional surface. North-verging faults terminating in the basal Messinian salt unit caused salt detachment and induced listric faults that control the piggy-back Plio-Quaternary sub-basins (Déverchère et al., 2005). RF4 and RF4': Quaternary reverse faults, NF5: normal fault. (c) zoom on the interpretation of the margin zone in terms of stratigraphy and structural.

as at the foot of the margin where it ends with a regional onlap, like at off Bougaroun cape between 27 and 30 km (Fig. 5a,b). This has also been observed at Mediterranean scale (Ryan, 1973; Lofi et al., 2003, 2011).

4.1.3. Post-Messinian transparent package (Pliocene-Quaternary)

The series (PLU-QU) is identified by their transparent seismic facies and low amplitudes as compared to the Messinian upper unit and the sub-salt lower units. They are easily recognized on seismic

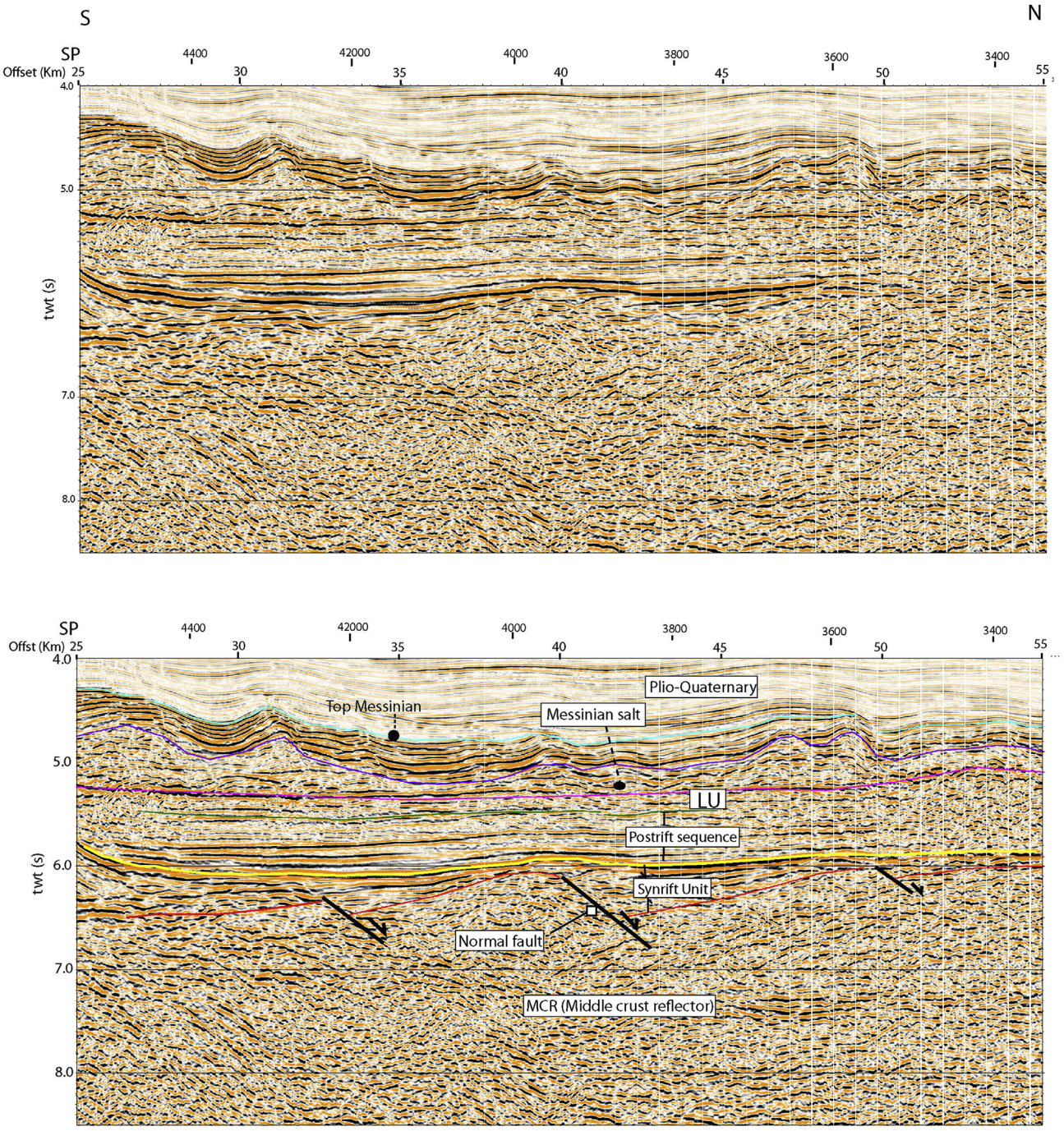


Fig. 6. (a) none interpreted and (b) interpreted N–S profile, located off El-Aouana (Jijel) cape (see Fig. 2), depicting tilted blocks in the PMSU1 seismic unit (syn-rift). A few profiles showing such N–S extension, the most of them are characterized by blind normal faults, like in P1 profile.

profiles (Figs. 3 and 5). Four sequences are defined in the Plio-Quaternary (PLU, QU1, QU2, and QU3). They are limited by three discontinuities defined by toplap configurations or erosional truncation (Figs. 3a,b, 4a,b and 5a,b). The maximum thickness at the foot of eastern margin is 1.5 s/twt offshore Jijel (Fig. 5), i.e. 1400 m (when applying a seismic velocity of 1900 m/s for the Plio-Quaternary series) (Shipboard Scientific Party, 1978; Réhault et al., 1984; Mihoubi et al., 2014). In the Bejaia gulf (Fig. 3), the calculated depth thickness is 1100 m, whereas near the margin (on the uplifted block) and also in the deep basin, the average thickness is 0.7 s/twt (665 m).

At the slope toe, the basal part of this post-Messinian package (Pl and Qu-1 acoustic units) depicts a fan-shaped chaotic facies which may correspond to a siliciclastic detritic deep environment (Fig. 3a,b). Laterally, this feature changes to more continuous reflectors with high amplitude and low frequency. In addition, there are successions of sedimentary prisms with clinoforms on the upper shelf, off Bejaia and particularly off Jijel city (Figs. 3b and 5b). This could be an indication of a syntectonic growth coevally to the inversion.

4.2. Morpho-structure of the margin and deep basin (offshore)

The eastern Algerian offshore basin shows a steep slope with a narrow shelf, usually less than 10 km wide except at Annaba plateau near the Tunisian border. At 15 km from the coastline, the bathymetry varies from 2 to 2.5 s/twt (1500–1900 m considering a velocity of 1500 m/s in sea water) (Figs. 3 and 5). The top basement depicts troughs filled by thick pre-Messinian series, especially the three basal units (PMSU1 to 3) (Figs. 4a,b and 5a,b). Off Jijel in particular, the whole sedimentary thickness decreases towards the margin where the basal pre-Messinian are onlapping the acoustic basement (Fig. 5b). On the upper continental slope, the entire pre-Messinian package and overlapping nappes (Yelles-Chaouche et al., 2009a,b) are topped by an erosional truncation; Figs. 3a,b and 5a,b).

The mean time thickness of the crust (continental to transitional, Fig. 2) averages 2.5 s/twt (Fig. 5b) while there is a gradual thinning of the continental crust northward along the N–S direction, from 25 km in the upper margin to less than 10 km (Mihoubi et al., 2014).

Along strike, the pre-Messinian troughs were essentially individualized during the deposition of the PMSU1 (Fig. 4b). Their axes strike NW-SE, i.e. in the same direction than the N120- 135° faults observed in the field, and they are conjugated with the N40-50° normal faults (Figs. 2). Our seismic interpretation reveals that both faults extend offshore (Figs. 2), both are syntectonic but later reactivated during the inversion, like in the easternmost portion of the P3 seismic profile (Fig. 4b). The offshore Jijel- Bougaroun area constitutes the deepest domain, being characterized by the highest subsidence rate in the whole Algerian offshore basin (Fig. 5b). In this area, the top basement reaches 7.3 s/twt (Figs. 4b and 5b) while pre-Messinian series reach till 3 s/twt thickness (>3500 m), particularly at the toe of the margin (Fig. 5b).

The deep basin is structured in a set of troughs bordered by ridges (Fig. 4b) and developed from the toe of the margin, extending 40–70 km farther north (Figs. 3b, 5b and 6). The P3 seismic section oriented ENE-WSW (Fig. 4b) depicts two main half grabens infilled with pre-salt series, separated by a central ridge (Jijel ridge or JR1). In addition, a small trough can be observed off Bejaia city (BjT). Besides, the section ends to the west by Bejaia ridge which is the extending of the Hannibal ridge and to the East by Bougaroun ridge (BR) (Fig. 4b), these are visible on magnetic map (Fig. 2). The morphostructure of the basement interpreted from this section is constrained by a magnetic profile (Fig. 4c).

The thickness of the sediments at the margin foot ranges from an average of 2s to more than 3.5s/twt (Figs. 3b and 5b). Besides, the thickness of the sedimentary cover decreases both northward and southwards. Towards the upper slope of the margin, it is found to be highly reduced and it is topped with an erosional surface (Messinian erosional surface: MES) (Figs. 3 and 5).

In the Bejaia gulf, the first unit PlU (Pliocene) belonging to the transparent package above the Messinian surface is almost isopach (conformable) along the N–S transects, except in the deep basin where it is influenced by salt diapirism (Fig. 3b). However, it displays pinchouts and E-W thickness variations (Fig. 4b).

The overlying units present a maximum thickness on the footwall of the listric faults that are detached and rooted along the base of the Messinian salt layer, and a reduced thickness on the related folds where they form a rollover structure (Fig. 3b). Northward, salt gliding is marked by salt welds (Fig. 5a,b). The diapiric zone was developed in the deep basin, with an intermediate zone composed of anticlines (lower heights) whose seismic facies are rather more reflective and less transparent, with a probable mix of salt and possibly silicidiclastics sediments (Fig. 3a,b).

4.3. Sedimentary sections and facies association from onshore outcrops

We rely here on four new representative sections (blue stars in Figs. 3 and 4):

Oligo-Miocene Kabyle (OMK), Petite Kabylie (PK, kabylide)

The OMK has been described at GK and PK, it consists of breccia interpreted as an alluvial fan deposit, grading to a succession of fluvio-marine channels concealing fining-up sequences, from conglomerates (pebbles) to fine-grained sandstones with low angle stratification terminating with ripples (Fig. 7). This siliciclastic deposit that occurred at the opening of the back-arc basin is overlain by a succession of bioclastic limestone of Late Langhian, calcareous sandstones, silty marls, conglomerates, flysch, silty marls and silexites (Fig. 8a).

- South Sidi Ali Bounab section [(1) in Fig. 8]

The Miocene series are discordant over the GK basement (grey schist and gneiss). The Miocene strata begin with a conglomeratic layer composed of heterogeneous decametric to metric clasts. They are overlain by about 2 m of micro-conglomerates with well-rounded centimetric elements containing local fragments of echinoderms (Fig. 8a) belonging to the *Hemiasteridae genus*. These littoral conglomerates grade vertically to an 80 m–100 m thick serie of sandstones containing flatten discoidal echinodermsand brachiopod shell debris. Some sub-layers also contain vertical burrows. They form a set of sequences with planar bedding structures bounded by sedimentary discontinuities characterized by centimetric well-rounded pebbles (Fig. 8a). This series is overlain by a thick series of blue marls o > 200 m thickness with a local inclusions of thick (+30 m) limestone nodules.

- Makouda (Section 3, Figs. 2 and 8a)

This section belongs to the northern border of the Tizi-Ouzou basin (onshore); the exposed series consists of a set of interbedded sequences of sandstones and blue marls. Clay-sandstone couplets form regressive genetic units. The thickness of the sandstone layers varies from an average of 10 cm at the base of the sequence to a few meters further upward but then decreases again (Fig. 8a). The sandstones are generally massive, with planar bedding sedimentary features and the presence of local horizontal burrows. Some strata contain mud clasts indicating erosion that may have been caused by submarine channels. This facies evolves to an alternation of marl, breccia lenses, and coarse-grained sandstone, with planar bedding at its top and a fining upwards evolution from micro-conglomerate to fine-grained sandstones. The overlaying sequences are relatively similar, containing generally horizontal borrows, slumps, and load casts, such sedimentary features may indicate an open environment with a presence of a slope. At the top of the series, the marls are predominant and the sandstones become thinner (centimetric scale) and very fine-grained.

- El-Ksar section (Section7 in Fig. 8b)

This Miocene (Langhian, Courme-Rault, 1985) section is exposed at the Northern part of the Soummam basin (external zone of the Tellian Atlas) (Fig. 2), near the coastline. At the base, it begins with a soft brownish sand formation containing intercalations of thin conglomeratic layers composed of well-rounded centimetric pebbles (Fig. 8b). The overlaying section consists of 3–4 m of medium to fine grained sandstones intercalated with thin layers of siltstones, with planar to low angle sedimentary structures associated locally to vertical burrows probably ascribed to littoral bars. This evolves to an alternating series of 0.50–1 m-thick, fine to very fine grained sandstone layers, exhibiting wavy bedding in the basal part but changing to planar bedding and an increasing thickness of marls towards the top (Fig. 8b).

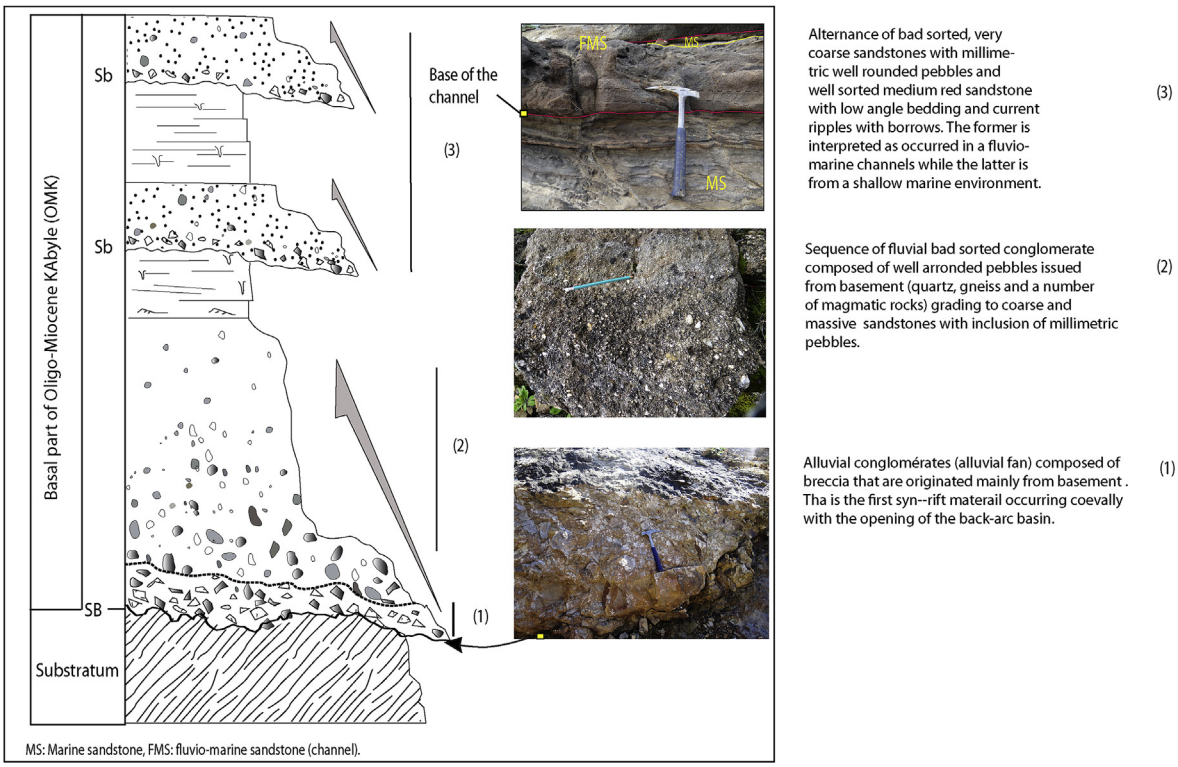


Fig. 7. Sedimentological description of the OMK section (Late Oligocene part) which has been described from the outcrops of Jijel (Chakfa area), Tamalous and Oued Z'hor (Collo area). The facies organization and the sedimentary structures indicate an alluvial fan deposit at the base then, a system of fluvial to marine (shallow) channels with an alternation of conglomerates (with pebbles) and sandstones with low angle bedding grading to a fine grained sandstones with ripples.

4.4. Basin-scale correlation, depositional environments variations and sequence analysis

Based on all available information, we interpreted onshore sections in terms of depositional environments and trends (i.e. deepening/shallowing upward sequences except for the turbidites), using grain-size trends, sedimentary structures and biological contents (Fig. 8). We then suggest a correlation of those sequences throughout the entire basin as also presented in Fig. 8. Details are given hereafter.

The OMK is observable in detail only in Djebel Ait Aissa Mimoun (section number 5), with a few additional observations in the LK massif (see previous paragraph). On the southern border of Tizi-Ouzou basin (South-Sidi Ali Bounab, section 1 in Fig. 2) and few kilometres to the North, at Naciria (Thala Kezzal, section 2, in Figs. 2 and 8a), Late Burdigalianto Langhian (Aïte and Gélard, 1997) is characterized probably by a littoral environment, demonstrated by the conglomeratic facies with well-rounded elements and the presence of shallow marine echinoderms (section 1, Fig. 8a).

4.4.1. Langhian times

At Langhian time, the environment of deposition evolved from a littoral to a deep marine environment further NE, in the Naciria (section 2) and Makouda (Section 3) areas (Fig. 8a) where the siliciclastic succession of Langhian (Courme-Rault, 1985) rests on the Olistostromes (OMK). At Naciria (Section 2, Figs. 2 and 8a), the Langhian sediments were deposited in a deep environment as shown by the presence of pelagic marly facies interbeded with lilmestone layers with the presence of foraminifera (Globegerines and Globorotalia, Carbonnel and Courme-Rault, 1997) At Makouda area (section 3, Fig. 8a), the environment is also deep, involving turbidites which are marked by the occurrence of thick sandstones intercalated with thin lenticular conglomerates and sedimentary features such as burrows, load casts and mudclasts (Fig. 8a). Near the limit between Langhian and Serravallian (Carbonnel and Courme-Rault, 1997) a succession of sandy blue limestone is observed along the Tizi-Ouzou basin, this may be an indication of the decreasing of erosion and sedimentary supply, before the installation of the deeper environment marked by the blue marls of Serravallian (Section 3, Fig. 8a). The ubiquitous breccia lenses could indicate the proximity of an unstable margin with the occurrence of erosion events. The vertical evolution of thickness and the described facies may indicate a deep marine clastic system. The general trend, from Upper Burdigalian to Langhian times, is transgressive as the sedimentation began in a shallow marine environment along the whole margin, and evolved to a deeper environment indicated by the presence of the pelagic foraminifera (Raymond and Bossière, 1976). it is most likely that the Tizi-Ouzou (or Sebaou) was in connection with the back-arc basin (present day offshore) at Miocene times. At the massif of GK, the Late Langhian to Serravallian (Berggren et al., 1985; in Aïte and Gélard, 1997; Courme-Rault, 1985) terminates with a thick series of blue marls with a local deposition of limestones.

In the LK massif, just to the south of the southern Kabylian thrust front (''Dorsale Kabyle'' and northern Kabylian flysch), the Miocene post-collisional sequence starts with the Langhianformation and rests unconformably on the top of flysch deposits belonging to the Tellian allochthon (Bouillin, 1986a,b; Carbonnel and Courme-Rault, 1997). The Langhian in this southern border is composed of a breccia layer that is discordant on the lower Cretaceous nappes of the Bibans (Fig. 8b). Although it was not developed in the same geological framework, this part of the Soummam basin

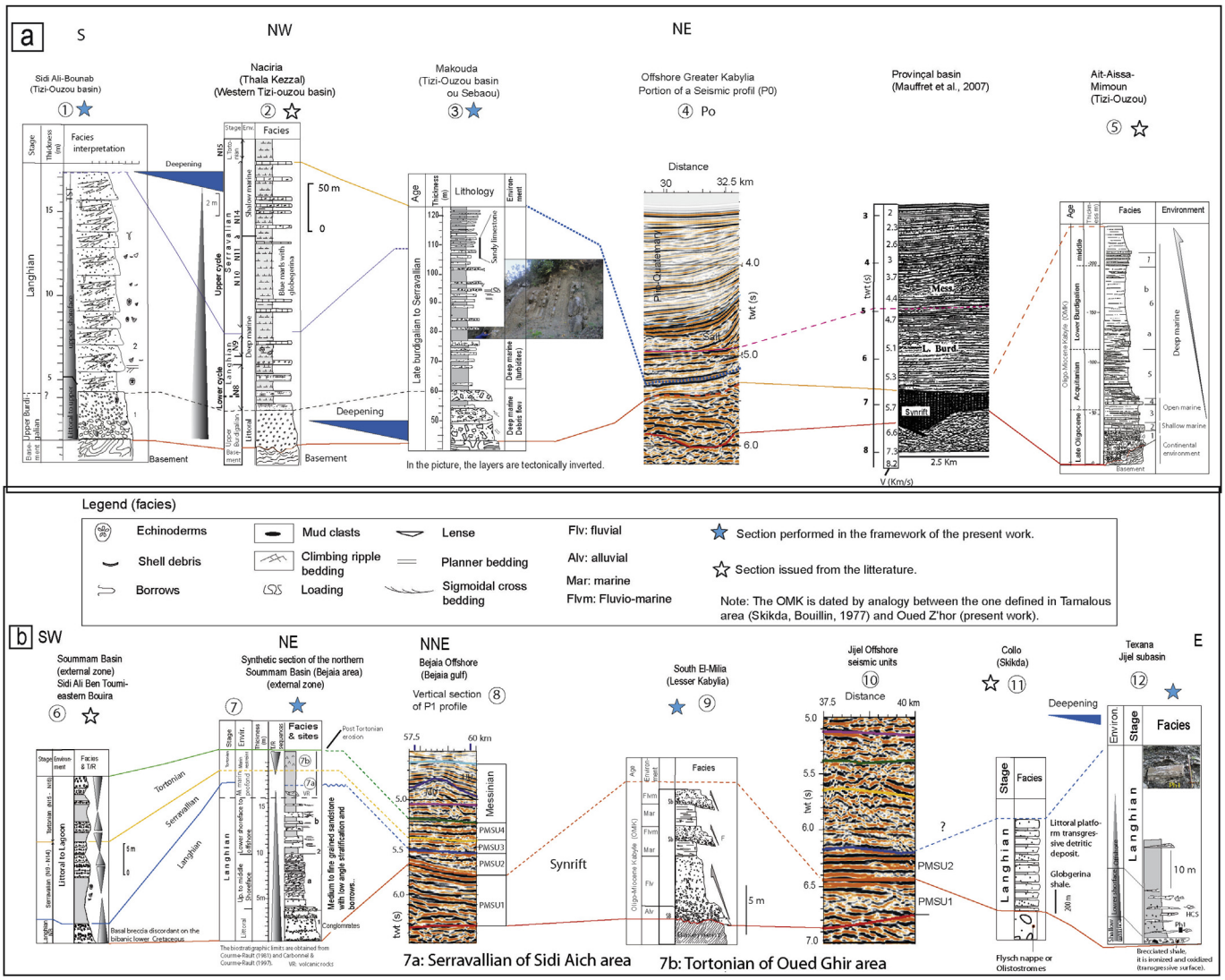


Fig. 8. (a) Litho-stratigraphic correlation between Miocene formations described in the field in the onshore Tizi-Ouzou basin (Great Kabylia: GK) and extrapolation to the offshore domain for identification of the pre-Messinian acoustic units defined offshore Tigzirt (P0, GK). Litho-stratigraphic section of Naciria (Thala Kezal) is from Carbonnel and Courme-Rault (1997) and the OMK section is performed by Géry et al. (1981), the attributed ages (extrapolation) of the Makouda section are from Berggren et al., 1985, and Aïte and Gélard, 1997. (b) Litho-stratigraphic correlation of the Oligo-Miocene series that crops out onshore and extrapolation to the offshore domain for identifying the pre-Messinian acoustic units. The stratigraphic subdivision concerns the offshore Bejaia, Jijel, and Miocene outcrop units of the Soummam intra-continental basin (Lesser Kabylia: LK), OMK (Oligo-Miocene Kabyle), Collo, Jijel and Annaba small intra-arc basins. The Plio-Quaternary package offshore is correlated with the DSDP371 well located in the deep basin (Bejaia offshore). The litho-stratigraphic section of Sidi Ali Ben Toumi (Soummam basin) and Collo and the related Miocene ages are from Carbonnel and Courme-Rault (1997). The attributed stratigraphic limits onshore are documented from Bouillin (1986a,b), Courme-Rault (1985) and Carbonnel and Courme-Rault (1997). The Serravallian of Soummam basin is described at Sidi Aich (Bejaia) while the Tortonien is described at Oued Ghir (Bejaia, see Fig. 2), by Courme-Rault (1985).

could be the southernmost extent of the eastern Algerian basin before the emersion of the margin at Late Tortonian times (Fig. 2).

During Langhian time, there was a lateral variation of facies, from detritic material of a very shallow marine environment (Section 6, Fig. 8b) in the southern part of the Soummam Basin, to a series of transgressive sequences composed of sandstone and marls in the northern part of the same basin (El-Ksar-Bejaia, Section 7, Fig. 8b).

The littoral sandstones with vegetation debris observed by Carbonnel and Courme-Rault (1997) (Section 11, Figs. 2 and 8b) marks a barrier between an intra-continental basin and an open marine basin to the North. Nevertheless, after the collision at around 17 Ma (e.g. Abbassene et al., 2016), the Miocene sea extended to the hinterland, thus the two domains recorded the same eustatic events. The relatively deep facies of Langhian (Carbonnel and Courme-Rault, 1997) observed in the Texana (Southern Jijel basin, Section 12, Fig. 8b) emphasises on the presence of such intra-continental basins just near the present day offshore basin. The Texana section depicts a rapid transgression, from a transgression ironized surface to thick blue marls with local limestone lenses. The presence of marine channels could be argued by the presence of coarse sandstones with bioclasts (e.g. shells) and lenticular brecciated sandy shale (Section 12, Figs. 2 and 8b).

The field sections show (both in GK and LK massifs) aglobal N–S deepening of the environment marks a barrier between an intra-continental basin and an open marine basin to the North. Nevertheless, after the collision at around 17 Ma (e.g. Abbassene et al., 2016), the Miocene sea extended to the hinterland, thus the two domains recorded the same eustatic events. The relatively deep facies of Langhian (Carbonnel and Courme-Rault, 1997) observed in

the Texana (Southern Jijel basin, section 12, Fig. 8b) emphasises on the presence of such intra-continental basins just near the present day offshore basin. The Texana section depicts a rapid transgression, from a transgression ironized surface to thick blue marls with local limestone lenses. The presence of marine channels could be argued by the presence of coarse sandstones with bioclasts (e.g. shells) and lenticular brecciated sandy shale (Section 12, Figs. 2 and 8b).

4.4.2. Serravallian to Tortonian times

In the western part of the Tizi-Ouzou Miocene basin (GK, section 2 in Fig. 2), the predominance of fine grained facies (marls) and pelagic foraminifera like Globigerina and Globorotalia (Carbonnel and Courme-Rault, 1997, Fig. 8a), in outcropping Serravallian-Tortonian formations show a relatively deep marine environment. However, the intercalated limestones indicate periods of proliferation calcareous organisms and probably relative sea level fall. The entire Serravallian sequence is regressive (Fig. 8a).

In the southern part of the Soummam basin (section 6, Fig. 8b) at the limit of our zone of interest (Fig. 2), the Serravallian is characterized by grey marls with echinoderms and bivalves, overlain by conglomerates and argillaceous sandstones (Carbonnel and Courme-Rault, 1997). This could be an indication of evolution from littoral to continental environments. The Tortonian contains grey sandy shale with gypsum and oysters in the basal part, evolving to conglomerates intercalated with blue-grey shales, with conglomerates and reddish continental sandstones constituting the top of the series.

In terms of sequence evolution, the Serravallian represents a period of regression evolving from fine-grained to coarser siliciclastic sediments in the southern Soummam basin (section 6, Fig. 8b) and to carbonates in the western part of Tizi-Ouzou basin (section 2, Fig. 8a). This could be explained by the falling of the eustatic level (according to global eustatic charts from Haq and Shutter (2008) and tectonics, therefore the decrease of the accommodation space, particularly in the eastern part of the study area (LK). Note that near the margin, parallel to the offshore domain, there is no Serravallian deposit but only remnants of Langhian formation, which indicates either non-deposition of the rest of the Miocene series or deposition in limited small depressions that were eroded later on.

As a summary, the general sequence trend on land reveals a transgressive OMK (from Oligocene to Aquitanian) topped by an unconformity with flysch deposition. The Langhian series then also depict a transgressive trend with a MFS like the one observed at El-Ksar between the sandstones and the alternation series of marls and sandstones with HCS structures (Fig. 8b). The latter could be interpreted as a progradation system representing an HST (high system tract). Both Late Serravallian and Late Tortonian periods show regressive sequences (Fig. 8). The Tortonian sequence is topped by a strong unconformity onshore ascribed to the Messinian. The Messinian series were most probably not deposited in the onshore part of the study area.

5. Discussion

5.1. Facies interpretation and stratigraphic identification of the offshore seismic units

The discontinuities defined in the offshore domain using the seismo-stratigraphic concepts are tentatively correlated to onshore stratigraphic information.

5.1.1. Pre-Messinian seismic units: facies interpretation and stratigraphic extrapolation from onshore domain

At the margin foot off Bejaia, at about 18–23 km from the shoreline (Fig. 3b), the acoustic PMSU1 unit shows a chaotic facies indicating probably coarse sediments equivalent to OMK conglomerates or olistostromes, as also indicated by Mihoubi et al. (2014) near Jijel. The hummocky structure observed at the base of PMSU1 (Fig. 3a,b and Table 1) is interpreted as alluvial fans and fluvial channel networks (Fig. 7 and Table 1), while the overlaying sub-unit is probably an alternation of sandstones and marls or shales occurring in an open marine environment.

Regarding the extention of the same kabylian basement from hinterland to the deep offshore basin, PMSU1 is interpreted as a lateral equivalent of onshore OMK (Djebel Ait Aissa Mimoun, Figs. 2 and 8). It is defined as a syn-rift deposit derived from erosion of the same Kabylies basement. It is structured differently from the post-orogenic or post-rift Miocene series, which have only been affected by recent compressive tectonics (Raymond, 1977; Géry et al., 1981). It was certainly deformed at the same time as the basement (Raymond, 1977) during the drift of the LK block and its collision with Africa, particularly along the NW-SE dextral faults (Fig. 8). Newly published wide-angle velocity models in the offshore domain (Mihoubi et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015) show that the continental crust extends beyond the margin toe, 50 km and 30 km from the coastline, respectively off Jijel and Annaba (Figs. 2 and 5b). Based on these data, the onshore-offshore extrapolation of OMK to PMSU1 is possible since this sedimentary package occurs on the same AlKaPeCa substratum, from the southern Kabylian thrust front to the deep offshore basin identified on the magnetic map (Fig. 2).

PMSU2-3 overlay the deformed basal PMSU1 unit with onlapping, aggrading, non-deformed reflectors as shown on seismic profiles. They present draping configurations over the acoustic basement paleo-highs and a maximum infilling thickness over the troughs (Figs. 3a,b and 5a,b). The downlaps and onlaps observed in PMSU2, PMSU3, and PMSU4 do not necessarily relate to fluctuations in the water depth. It is difficult to determine directly from the seismic data the factors at the origin of prograding/retrograding sedimentary architecture, i.e. what type of tectonic, sedimentary and eustatic controls were operating there, mainly because the upper slope of the margin has been strongly deformed by its recent tectonic inversion (Figs. 3a,b and 5a,b), so there is no direct connection between the shelf and basin to allow the reconstruction of detailed paleobathymetry, paleomorphologies and paleogeography. However, a northward deepening of the environments is observed throughout the field sections during the Langhian (Fig. 8), both vertically and laterally in GK and LK, depicting a transgressive sequence with an alternation of sandstones and marlsrecorded by a fining upward trend. The PMSU2 seismic unit off Bejaia area shows a lateral seismic facies change corresponding to a change in sedimentary conditions (Fig. 3b). The parallel configuration of reflectors as described above indicates either a uniform sedimentation in the context of a basin infill at deeper marine environment beyond shelf break (Table 1). This basin morphology maybe argued by the paleomorphology which resulted after the Miocene Alpine collision. . The hummocky facies could be interpreted as turbidites deposit as the one observed onshore (Table 1). This is always the case for the post-orogenic sediments.

The chaotic zones of this acoustic unit are indicative of a lateral facies change (Figs. 6a, b, 8a and Table 1). Besides, the onlaps shown in the basal part (Fig. 3b, km 20–30) at the margin toe, may coincide with the Langhian transgression episode defined on outcrops (Fig. 8). Within the same unit Off Jijel, the described facies (subparallel to wavy reflectors) maybe interpreted as a uniform sedimentation (Table 1) of sequence infill (Veeken, 2007) coeval with

Table 1
Synoptic sketch of the pre-Messinian seismic units of the eastern Algerian basin.

Seismic discontinuity	Seismic units	Lower/Upper discontinuity	Seismic facies	Geographic location	Model of seismic unit	Example zoom seismic facies	Calibration No well data.
PMD5	It is the limit between the PMSU4 and LU. Unconformable to locally erosive at the margin toe and conformable in the deep basin.						
	PMSU4	PMSB4/ PMSB5	Off Bejaia: at the margin foot, this unit depicts parallel ondulate reflectors with low to high amplitude and high frequency. In the deep basin, parallel and sub-horizontal reflectors with very high frequency, they form onlaps. Off Jijel: Parallel configuration of reflectors with low amplitude and low frequency, passing laterally to chaotic facies. Off Annaba, the same unit displays ondulate reflectors with a very low amplitude and frequency, changing laterally to chaotic facies.	At the deep basin, off Bejaia, the reflectors are in an onlapping position within the sedimentary infill.			Calibration with field data only.
PMD4	Generally conformable inside the troughs and unconformable above paleohighs. It is locally erosive, intermettant with a high to weak amplitudes. It is also unconformable at the margin toe and laterraly is broken because of the pull-ups caused by the salt.						
	PMSU3	PMSB3/ PMSB4	Off Bejaia: reflectors of high amplitude and low frequency evolving to chaotic faces in the deep basin. Of Jijel, the facies consists of reflectors with low to mid amplitude passing to chaotic facies causing by the pull-ups (salt effect). Off Annaba the PMSU3 unit presents discontinuous oblic reflectors with very low amplitude.	Same observation as the other units. Off Bougaroun, the seismic profile P3 depicts clinoformes traducing probably a progradation from shallow to deep marine environment (troughs).			No well data
PMD3	It is generally an unconformable limit, locally erosive in the deep basin (off Bejaia). It is a continued surface with mean to variable amplitude.						
	PMSU2	PMSB2/ PMSB3	Off Jijel: reflectors of high amplitude and low frequency, they are quite parallel and straight. off Annaba: low amplitude parallel reflectors changing laterraly to chaotic facies. Off Bejaia: parallel ondulate reflectors with mean amplitude and low frequency, it passes laterally to chaotic facies.	The description is limited to the margin toe and deep basin. The paleo-shelf is recently overthrusted. In the troughs, the reflectors onlapping against the basement and the PMSU1.			No well data
PMD2	Unconformity along the basin, between the acoustic basement and the syn-rift unit PMSU1. It is continue along the basin with high amplitude. It constitutes an onlapping surface in troughs (in the context of a sedimentary infill).						
	PMSU1	PMSB1/ PMSB2	Hummocky structure, high amplitude reflectors, with internal discontinuity.	margin toe, farther in the deep basin the unit pinchouts.			No well data
PMD1	Unconformity between the syn-rift unit and the acoustic basement PMSU1/basement. It is marked generally by toplaps.						

PMD1, 2…: pre-Messinian discontinuity.
PMSU1, 2, 3 and 4: pre-Messinian units.

substratum subsidence. Such a seismic facies and the position of the analysed sequence (beyond the paleo-margin toe and shelf break, Fig. 5b) are indications of a deep marine environment. In addition, the high amplitude with the low frequency of the reflectors could indicate an alternation of thick sub-units of different lithology or facies, such as shale/sand (Figs. 3 and 5). At the margin toe, the chaotic facies of the PMSU2 unit in the Bejaia gulf (Fig. 3a,b) could indicate turbidite deposition (as observed on the field, Fig. 8a/section 3), from the neighbouring newly-formed orogeny after the collision. Onshore, this facies is observed in the Tizi-Ouzou basin and in the Annaba sub-basin (Fig. 8). The shingled facies of the PMSU3 unit off Bejaia area (P1 section) indicates either an accretion in submarine fans or contour currents mounds or contourites (Fig. 3b). Off Jijel, the chaotic features displayed at the top of the same unit (Fig. 5b) may indicate overpressured shales based on the facies models of Veeken (2007) and the facies observed on field, i.e. the basal Serravallian unit composed of blue marls. Extrapolating onshore, the PMSU3 is therefore correlated to the Serravallian unit

with a facies dominated by fine-grained sediments (Fig. 8a,b).

The facies configuration occurring in the PMSU4 can be interpreted as sand/shale alternation (high frequency and high amplitudes) and the intermediate facies with high amplitude low frequency represents a lateral change to more uniform sedimentation (Table 1). Locally there is a channel infill occurring at the margin toe, between 26 and 28 km (Fig. 3a,b). If we admit that the southern border of the Soummam basin (Fig. 2) was in connection with the present offshore basin until Tortonian, a northward deepening-slope gradient should have existed in that period and the environment would have evolved from a continental facies to shallow lagoon as attested by field sections to fine-grained dominated facies farther north (offshore) (Fig. 3b). During the PMSU4 deposition, the uplift recorded in the study area led to complete erosion of the Tortonian in the emerged margin, partial erosion in southern Soummam basin and a non-deposition of the Messinian units. The seismic facies indeed depicts a lateral variability indicating lateral changes of lithology.

The Tortonian outcrops (equivalent to the PMSU-4) depict deep marine facies in the basal preserved part on the western border of the Tizi-Ouzou Basin (Naciria), and an alternation of marls and coastal to confined environment facies on the southern border of the Soummam basin (Carbonnel and Courme-Rault, 1997). During the Tortonian, the environment evolved vertically from a restricted marine to a continental environment that coincides with a full emersion of the margin, which we propose to relate to the beginning of the compressional stage. However, it is difficult to predict the facies for the entire PMSU4 unit offshore due to the poor seismic resolution. However, regarding the marly facies observed onshore, either in GK or LK (El-Ksar) the equivalent PMSU4 may be of marly dominated facies. Besides, the maximum thickness of the pre-Messinian units is located in the grabens and semi-grabens (Figs. 3b and 4b) that were created during the rift and post-rift phase.

5.1.2. Messinian units

Offshore Bejaia and Skikda, the Messinian lower unit (LU) displays lateral seismic facies changes, from chaotic to parallel high frequency and high amplitude reflectors just below the salt layer (MU) (Figs. 3 and 4). The high energy sediments (chaotic facies) may represent similar deposits as the proximal siliciclastic facies belonging to the “complex unit” of Lofi et al. (2011) or equivalent detritic deposits found elsewhere in the Mediterranean (Bache et al., 2009; Gorini et al., 2015; see also Figs. 3a,b and 5a,b). Such detrital marine fans were already described in Déverchère et al. (2005) in the central segment of the Algerian margin.

Near the slope toe, the Messinian event is generally marked at the base by an erosive discontinuity on the continental slope (Figs. 3b and 5b). Fine sediments characterize deposition in the deep basin mean that marine environment was still occurring. There, we tentatively attribute one or two pre-salt deposits to the Lower Messinian Unit (LU). Their seismic facies (parallel, high amplitude and high frequency reflectors) may be related to sediments of low energy. Above, the mobile unit (MU) depict typical salt domes and indications of salt migration oceanward (salt welds, especially off Bejaia). The deposition of the upper unit (UU) appears rather continuous, with a thicker layer and some indication of deformation at the margin toe off Bejaia area (Fig. 3b).

5.1.3. Pliocene-Quaternary: correlation to DSDP 371 well

The first order characteristics of this Plio-Quaternary (PQ) megaunit is its overall transparent facies compared to pre-Messinian units. However, a chaotic unit appears off Bejaia at the base of the PQ unit. It is elongated and may correspond to a basin floor fan (BFF) or mass-transported deposits extending from 25 to 40 km from the coastline (Fig. 3). It passes laterally to continuous reflectors with higher amplitudes, characterizing fine-grained sediments as described in the DSDP-371 well, i.e. calcareous muds and inclusions of thin beds of silty sandstone (Fig. 3a, Shipboard Scientific Party, 1978). Between 23 and 35 km from the coastline, the overlaying unit (QU1) is thicker, and the seismic facies indicates also a siliciclastic basin floor fan at the toe of the margin (Fig 3b). At the slope toe, QU2 and QU3 units display wavy features with a low- to high-amplitude gently dipping that might be interpreted as general low energy and deep-water deposits. In places, the layers show wavy facies and mounded structures that can be related to existing contouritic currents (Fig. 3b). Furthermore, cut and fill features with discontinuous reflectors most likely indicate submarine channel networks. Finally, successions of sedimentary prisms on the shelf constitute a prograding sedimentary package composed of a set of clinoforms (Figs. 3 and 5).

Because of the lack of drill sites in most of our area, we estimate the limit between the Pliocene and Quaternary from an extrapolation of the sedimentation rates. For the latter, three sedimentation rates are available in the central Algerian offshore basin: 110 m/my in well DSDP-71 (Fig. 3d) (Shipboard Scientific Party, 1978), and 500 m/my (Giresse et al., 2013; Kherroubi et al., 2009) at the toe of the central Algerian margin, the time thickness in twt of the Plio-Quaternary reaches 1.5 s (Leprêtre et al., 2013), i.e. the same value as in the offshore Bougaroun (Fig. 5b). If we consider our three upper acoustic units Qu1, Qu2, and Qu3, their total time thickness at the toe of the margin is 1.4 s twt (Figs. 3b and 5b), i.e. a thickness of 1400 m for a mean velocity of 2000 m/s (derived from rms velocity). Considering the P1 section (Fig. 3), if we take the most recent estimation for the sedimentation rate at the toe of the margin (500 m/my), the estimated time interval for Qu1+Qu2+Qu3 is 2.8 my, with the base of Qu1 corresponding to the late Pliocene, i.e. close to the base of the Quaternary (Fig. 3b). In the deep basin, a lower sedimentation rate should be considered for the Quaternary, regarding the N–S distribution of sediment thickness (Figs. 3 and 5). The sedimentation rate given by the Shipboard Scientific Party (1978) of 110 m/my is indeed lower, but the exact position of the limit between Pliocene and Quaternary times was not determined using sedimentation rates but through biostratigraphic dating on DSDP cores and then by seismic correlation. Biostratigraphy conducted on cores from DSDP-371 well (Fig. 3d) yield a limit at about 200 m, but if we consider the new Quaternary age which is 2.6 My, the limit is at the top of the biozone NN17 in the core 3 (Fig. 12 of the dsdp report of Shipboard Scientific Party (1978) which is thus revised to 370 m depthfrom the bottom sea. The time/depth conversion (using a velocity of 2400 m/s in the Quaternary, **rms velocity**) yield an equivalent time thickness of 0.30 s twt at DSP-371 (located in the seismic profile P1, Fig. 3d) and the time depth of the limit between Pliocene and Quaternary is about 4.0 s twt (Fig. 3d). The velocity of the Plio-Quaternary reaches more than 2400 m/s in the DSDP-371, taking into account the thickness in meters and the time depth of the base of Plio-Quaternary, whose limit with the Messinian Upper unit is evident on seismic. The velocity at the margin toe should be lower regarding the induced under-compaction of the shales which is in turn related to the high sedimentation rate. Based on the biostratigraphy at DSDP well, the suggested lower limit of the Quaternary should be the boundary between Pl and Qu1 as specified above since the Quaternary represents 2/3 of the whole Plio-Quaternary package in the DSDP-371 considering the new Quaternary age (2.6 My).

5.2. Architecture and tectono-sedimentary evolution of the basin

As can be observed in the seismic section or in the velocity model, there is a rapid necking of the continental crust, from 25 km

to less than 8 km (Mihoubi et al., 2014). The shelf is also very steep and narrow, i.e. less than 10 km (Fig. 5a,b). We believe that this architecture reflects at least partly the recent tectonic inversion through an over-thickening by the play of the north-verging faults below the lower margin (Fig. 5). As on many other margins (e.g. Minshull, 2009), the oceanward limit of the OCT remains poorly defined. In our study area, the magnetic anomalies are of low amplitudes, generally less than 150nT (Fig. 2). The positive anomalies are related to the magmatic, volcanic intrusions in the onshore continental domain (field observations) and in the oceanic domain. Limits between the three types of crusts were defined by Mihoubi et al. (2014) using velocity profiles. The transition from continental crust to the OCT (Ocean-Continent Transition) is at less than 40 km from the shoreline and is gradual (Fig. 2), with magnitude of magnetic anomalies at around 20 nT, reflecting mainly the signature of the thick sediment series. On the other hand, the lower magnetic amplitudes and clear lineaments in the oceanic domain (Fig. 2) support a model of hyper slow spreading, as stated by Mihoubi et al. (2014).

The normal NW-SE faults with lateral (strike-slip) component and ENE-WSW conjugate normal faults (Figs. 2 and 9) record the opening history of the basin during Late Oligocene to Late Burdigalian, assumed to date the LK collision (ca. 18 Ma, Mauffret, 2007 or 17 Ma, Abbassene et al., 2016) resulting from the SE drift of the Lesser Kabylia behind the subduction trench and the compressional front (Panza et al., 2007). The NW dextral faults (N120- 135°N) are also observed and measured on the field (Fig. 11a,b,c), they are considered as syn-sedimentary faults coevally with the deposition of the OMK series (syn-rift sediments). This is argued by the deformation and shear of the latter (Fig. 10). The structure of the basin shown by the syn-rift sequence (Fig. 4b), the field observation of the NW-SE dextral faults (Fig. 11a,b,c) that are correlated to the dextral faults located just off Bougaroun cape (Fig. 11d,e), and the diamond shape basins at the margin toe (Fig. 9) resulted on the E-W and minor N–S extension argued most likely a transtensional rifting or opening of the eastern Algerian basin.

The deposition of the thick post-Burdigalian (Miocene) sedimentary package without any extensional faulting suggests a post-rift sag deposition that occurred after the collision between Kabylides and Africa at Late Burdigalian (Fig. 10) that caused a collapse in the thrusted zone, possibly induced by the Tethyan slab detachment and delamination (e.g. Roure et al., 2012; Abbassene et al., 2016, and references therein) (Fig. 9). The northern Kabylian and Tellian nappes and the remaining post-orogenic Miocene units indicate that the margin was uplifted recently (Late Tortonian). The thickening of the sediments at the margin toe results both from the initial rifting of the basin (older units up to Messinian) and from its downward flexure of the oceanic basement which developed mainly during the Quaternary (Hamai et al., 2015). The north-verging ramps are for the first time well evidenced in this deep part of the lower margin (Fig. 5), supporting previous interpretations (Yelles-Chaouche et al., 2009a,b; Mihoubi et al., 2014). They form en-echelon segments parallel to the margin (Figs. 2 and 9) and express the antithetic inversion of the margin comparatively to the Alpine south-verging thrusting. The overthrusting of the Kabylian basement is accommodated at the OCT, along the base of the Messinian salt, while coevally, Quaternary growth strata and rollovers developed by listric faults rooted at the salt base (Fig. 7), forming piggy-back basins also observed off Boumerdès (Déverchère et al., 2005; Strzerzynski et al., 2010). This tectonic process is assumed to have enhanced the uplift of the margin with underthrusting of the OCT that caused frequent earthquakes. We conclude that the morphostructure of the deep basin is inherited from the Late Oligocene initial opening (Figs. 4 and 9) till Tortonian whereasthe abrupt continental slope is shaped by the Quaternary inversion. The en-echelon pattern of the thrusts is probably

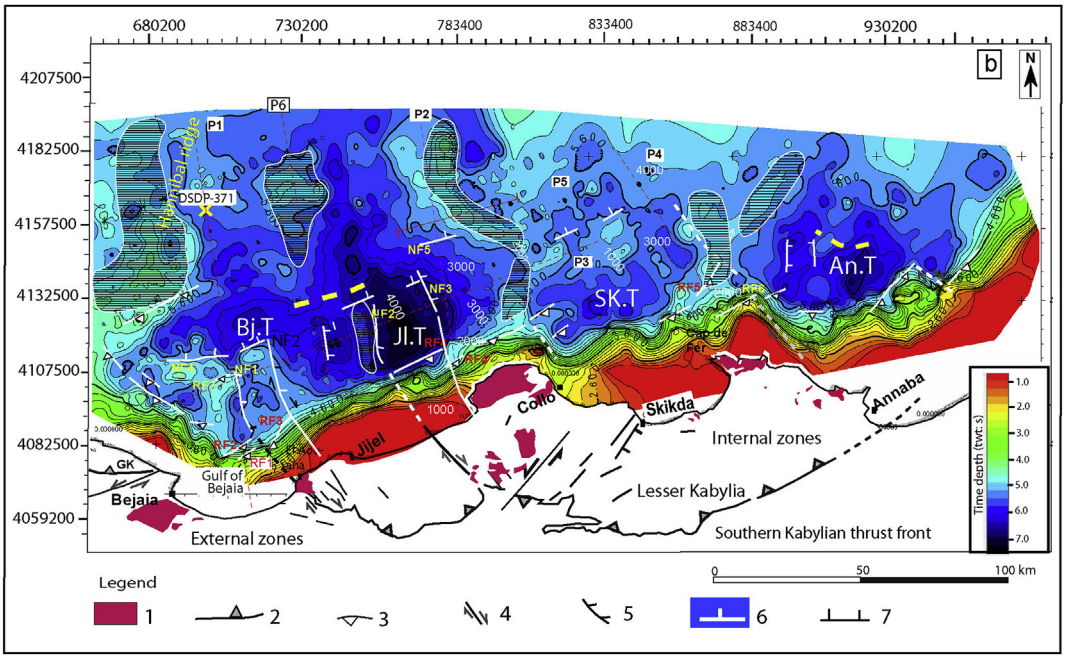


Fig. 9. Structure map of top basement (magmatic + rocks of sedimentary origin) displaying (1) diamond-shaped deep sub-basins at themargin toe, set above the continental to transitional crust and (2) NNW-SSE orthogonal troughs between Hannibal ridge to the west and Bougaroun ridge to the east. At the limit of the continental slope, the north-verging ramps induced thick-skinned tectonics. 1: Miocene volcanic, 2: Southern Kabylian thrust front or limit of the internal zones; 3: North-verging ramps displaying the Quaternary inversion of the margin; 4: dextral strike-slip faults observed on the field, 5: dextral strike-faults with vertical extensional component (transtentional movement) interpreted from seismics; 6: ENE-WSW normal faults from offshore domain, 7: NE-SW normal faults observed on the field. The two groups of normal faults result from the syn-rift extension phase (birth of the basin).

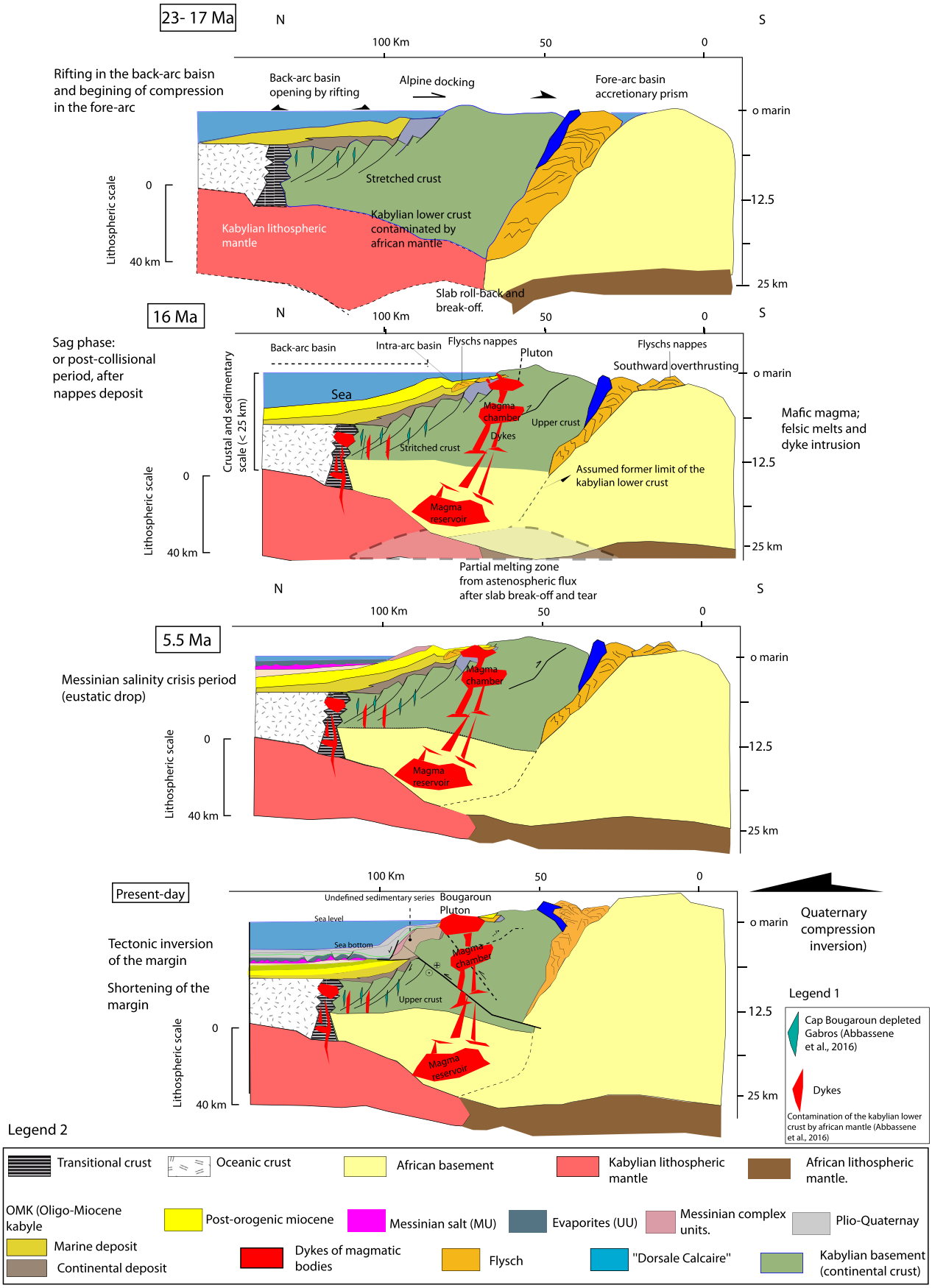
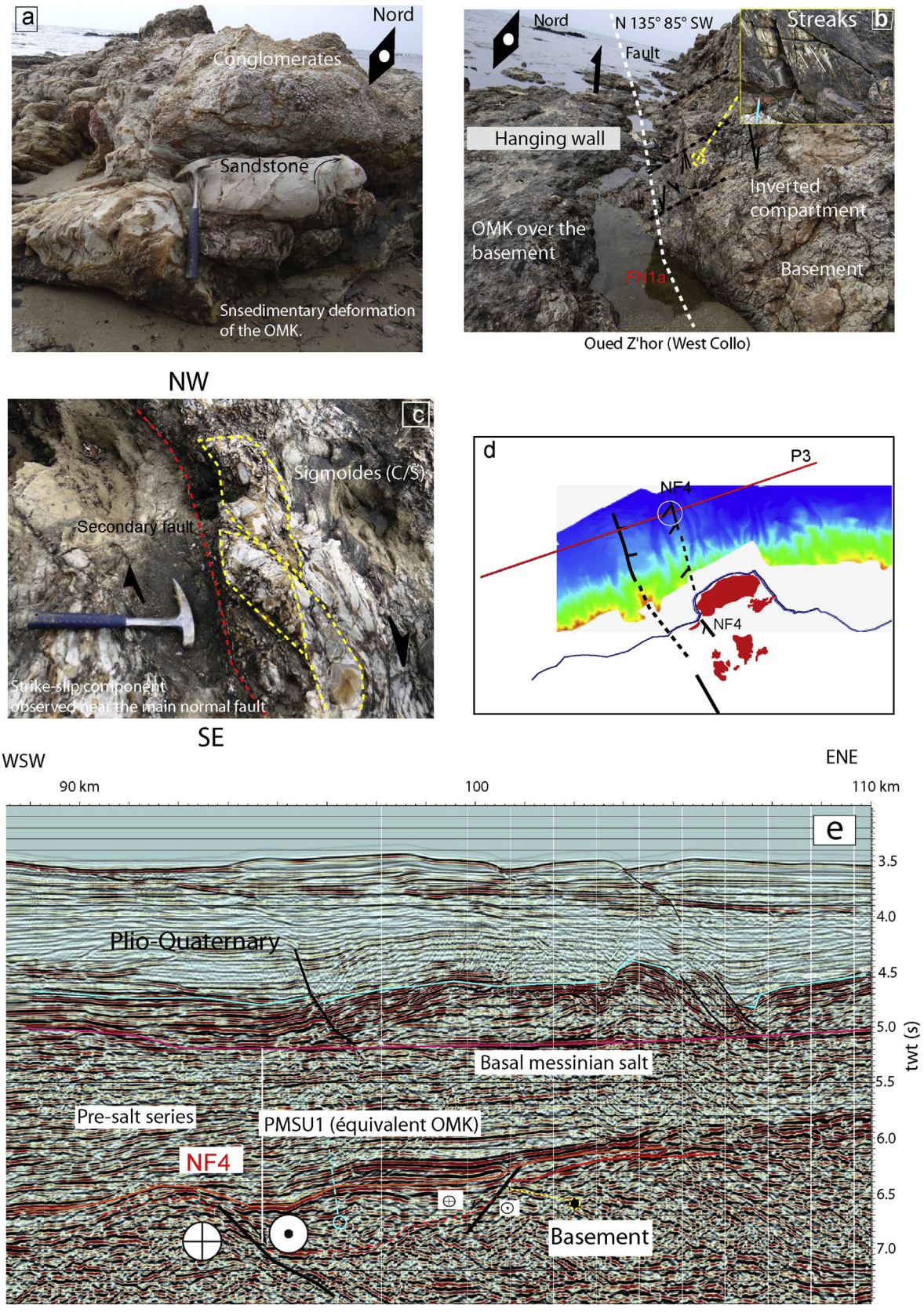


Fig. 10. Tectonosedimentary evolution of the eastern Algerian margin, since Burdigalian (age of collision, 17 Ma after Abbassene et al., 2016). The thickness of the crust is taken from Mihoubi et al. (2014) while the age of Miocene volcanism and slab break-off are from Maury et al. (2000) and Abbassene et al. (2016).



The FN1a fault interpreted in the P3 section, at offshore domain, is the equivalent of the one observed in the beach at Oued Z'hor area (West Collo, Lesser Kabylia).

Fig. 11. (a) Sandstones of the OMK (Oligo-Miocene Kabyle) tectonized by the syn-sedimentary NNW-SSE fault (N135), (b) measurement of the same fault putting OMK (to the left) and the basement to the right (inverted), (c) the sigmoids shows the dextral movement of this normal fault, (d) location on map of the P3 section profil and the measured fault (N135°), (e) portion of the P3 section showing the same fault at offshore Bougaroun.

resulting from the reactivation of the NW-SE wrench faults during inversion. This strike-slip movement was already initiated during the opening of the basin and is evidenced by the shift of the magnetic anomalies relative to the coastal volcanic capes, such as Bougaroun and "Cap de Fer" (Fig. 2).

6. Conclusion

In this study, we describe for the first time the pre-Messinian infill and establish a seismic stratigraphic subdivision of the whole sedimentary cover of the oldest E. Algerian offshore basin (Late Oligocene). Published wide angle velocity models, show that the Kabylian basement extends from intra-arc basins in the hinterland to the deep basin, beyond the margin toe. Field studies from the nearby onshore domain are used to correlate the acoustic units determined offshore with seismic sections. The chronostratigraphic limits from onshore Oligo-Miocene outcrop formations (defined by biostratigraphy) are extrapolated to the discontinuities identified by stratigraphic interpretation (using seismic stratigraphy) of the deep penetrating MCS profiles in the margin foot and deep offshore. Four pre-Messinian seismic units (PMSU1-4) are identified and interpreted to be mainly of siliciclastic and shale facies; their ages range from Late Oligocene to Tortonian. Additionally, the Messinian units (LU, MU, and UU) are defined using their seismic patterns and facies and correlated using their relationship to the rest of the Mediterranean basins. The Upper transparent package is interpreted as a Pliocene-Quaternary deposit.

Following the sequence evolution in terms of tectonics and eustatism, the Langhian facies onshore, at the shoreline, are correlated to offshore with facies variations farther in the deep basin where fine-grained sediments and turbidites are predominant. Basal OMK, Lower Langhian, Late Serravallian, and locally Lower Messinian units could constitute good reservoirs while Late Burdigalian, Late Langhian and Messinian shales may be good source rocks of the possible petroleum systems of the Algerian offshore basin. The latter unit coincides with the periods of maximum transgression.

Sedimentation rates of the Pliocene and Quaternary from central and eastern Algerian offshore (DSDP-371), and biostratigraphy from the latter period are used to determine the Pliocene and Quaternary boundaries along the study area. The thickness variation of the transparent package from the margin toe to the upper margin (uplifted part) concerns mainly QU1, QU2 and the QU3 acoustic units which are defined as Quaternary in age. This variation is related to the coeval uplift of the upper margin and the flexure of the basin basement, supporting a Quaternary age for the onset of tectonic inversion of the Eastern Algerian margin, in agreement with previous studies in the Algerian margin and northern Atlas. The normal faulting and tilted blocks that involved only the basal syn-rift units interpreted as OMK package and the occurrence of a post-orogenic thick sedimentary series either in the present offshore or in the inner continental domain (onshore Miocene outcrops) support (1) rifting phase of the Algerian back-arc basin during Late Oligocene- Burdigalian times (including sea-floor spreading); (2) collision at 17 Ma and post-rift basin infill in a sag style, till Upper Miocene times, (3) onset of tectonic inversion of the margin at Quaternary times.

Based on the general regression from the hinterland (onshore) at Late Tortonian in the LK massif together with the absence of Messinian sediments, suggest a progressive uplift of the upper margin that could relate to slab detachment and its lateral tear (Carminati et al., 1998; Maury et al., 2000; Faccenna et al., 2004; Van Hinsbergen et al., 2014). Besides, the onset of tectonic inversion at the margin toe during Quaternary likely reflects the northwards propagation of ramp-flat thrusts at the ocean-continent transition where the continental crust is thinner and weaker (Déverchère et al., 2005; Strzerzynski et al., 2010). Pre-salt history would greatly benefit from additional constraints using deep penetrating wells located at the foot of the margin. These are completely lacking in this area as the only existing wells are along the central and western Algerian offshore (Habibas, Arzew and Algiers wells).

Acknowledgements

This study was carried out in the framework of the SPIRAL (Sismique Profonde et Investigation Régionale en Algérie) 2009–2014 research project whose members are thanked for all the fruitful discussions that we have had over the years. We would also like to thank the Sonatrach and Alnaft managers who facilitated the access to data and for publishing authorization. The study benefited from additional support from the Labex Mer initiative, a French State Grant from the French Agency For Research (ANR) in the Program « Investissements d'avenir » (ANR-10-LABX-19-01). We greatly benefited from discussions in the field with A. Saadallah, K. Benamane, and J.P. Bouillin. N. Mokhtari, A. Ouabadi, J.L. Rubino, R. Eschard, and M. Badsi are warmly acknowledged for their support and their suggestions.

References

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Déverchère, J., Bosch, D.C., Monié, P., 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. Tectonophysics. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013.

Aïte, M.O., Gélard, J.P., 1997. Post-collisional palaeostresses in the central Maghrebides (Great Kabylia, Algeria). Bull. Soc. Géol. Fr. 168, 423–436.

Auzende, J.M., Olivet, J.-L., Bonnin, J., 1974. Le détroit sardano-tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne. Tectonophysics 21, 357–374.

Auzende, J.M., Bonnin, J., Olivet, J.L., 1975. La marge nord-africaine considérée comme une marge active. Bull. Soc. Geol. Fr. 7 (XVII), 486–495.

Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., Suc, J.P., 2009. Messinian erosional and salinity crises: view from the provence basin (gulf of lions, western Mediterranean). Earth Planet. Sci. Lett. 286, 139–157.

Bache, F., Popescu, S.M., Rabineau, M., Gorini, C., Suc, J.-P., Clauzon, G., Olivet, J.-L., Rubino, J.L., Carmen, M., Dobrinescu, M., Estrada, F., Londeix, L., Armijo, R., Meyer, B., Jolivet, L., Jouannic, G., Leroux, E., Aslanian, D., Tadeu Dos Reis, A., Mocochain, Ludovic, Dumurdžanov, Nikola, Zagorchev, Ivan, Lesić, Vesna, Tomić, Dragana, Çağatay, M.-N., Brun, J.P., Sokoutis, D., Csato, I., Ucarkus, G., Çakır, Z., 2012. A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. Basin Res. 24 (2), 125–153.

Bache, F., Gargani, J., Suc, J.P., Gorini, C., Rabineau, M., Speranta-Maria, P., Leroux, E., Do Couto, D., Jouannic, G., Rubino, J.L., Olivet, J.L., Clauzon, G., Tadeu Dos Reis, A., Aslanian, D., 2015. Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (western mediterranean). Mar. Pet. Geol. 66, 262–277.

Benaouali-Mebarek, N., Frizon De Lamotte, D., Roca, E., Bracene, R., Faure, J.-L., Sassi, W., Roure, F., 2006. Post-cretaceous kinematics of the atlas and Tell systems in Central Algeria: early Foreland folding and subduction-related deformation. Comptes Rendus Geosci. 338, 115–125.

Berggren, W.A., Kent, D., Flynn, J.J., Van Couvering, J.A., 1985. Cenozoic geochronology. Geol. Soc. Amer. Bull. 96, 1407–1418.

Bizon, G., Gélard, J.P., 1975. Précisions sur 1'âge de l'Oligo-Miocène Kabyle en Grande Kabylie (Algérie): conséquences structurales concernant le Numidien. C.R. Somm. Soc. Geol. Fr. 17, 173–176.

Bouillin, J.P., 1986a. Le bassin maghrébin: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. Fr. 8 (4), 547–558.

Bouillin, J.P., 1986b. La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une région-clef pour L'interprétation de la tectonique Alpine de la chaîne littorale d'Algérie. Mém. Soc. Géol. Fr. 135, 26–38.

Bouillin, J.P., Raoult, J.F., 1971. Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs: le Numidien peut-il être un néo-autochtone? Bull. Soc. Géol. Fr. 7 (XIII), 338–362.

Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhoefer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnürle, P., Marok, A., Déverchère, J., Arab, M., Galve, A., Collot, J.Y., 2015. Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. Geophys. J. Int. 201, 1912–1938.

Bracene, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. Tectonophysics 357, 207–226.

Carbonnel, G., Courme-Rault, M.D., 1997. Ostracodes Miocènes D'Algérie :

Systématique, Biostratigraphie, Distribution Palinspatique, p. 131. Numéro 1 de Mémoires du Muséum d'histoire naturelle de Lyon.
Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. Earth Planet. Sci. Lett. 160, 651–665.
Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. J. Afr. Earth Sci. 35, 1–43.
Cohen, C.R., 1980. Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 68, 283–311.
Cope, M.J., 2003. Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier. First Break 21, 37–42.
Courme-Rault, M.D., 1985. Stratigraphie du Miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des Atlasides orientales (Algérie, Sicile. Ph.D thesis. Orleans University, 263pp.
Déverchère, J., Yelles-Chaouche, K., Domzig, A., Mercier de Lepinay, B., Bouillin, J.P., Gaullier, V., Bracene, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H., Dan, G., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. Geophys. Res. Lett. 32, L04311. http://dx.doi.org/10.1029/2004GL021646.
Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ. 45, 265–283.
Didon, J., 1969. Etude géologique du Campo de Gibraltar. Thèse Paris. Inst. Géol. y min. Espana. Doctorate dissertation. Univ. Paris VI, France, p. 665.
Do Couto, D., Popescu, S.M., Suc, J.P., Melinte-Dobrinescu, M.C., Barhoun, N., Gorini, C., Jolivet, L., Poort, J., Jouannic, G., Auxietre, J.L., 2014. Lago mare and the messinian salinity crisis: evidence from the Alboran sea (S. Spain). Mar. Pet. Geol. 52, 57–76.
Driussi, O., Briais, A., Maillard, A., 2015. Evidence for transform motion along the South Balearic margin and implications for the kinematics of opening of the Algerian basin. Bull. Soc. Géol. Fr. 186 (4–5), 353–370.
Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Géol. Algérie 39, 89–131.
Durand-Delga, M., 1978. Alpine chains of the Western Mediterranean Betic Cordilleras and Maghrebides. In: Lemoine, M. (Ed.), Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas. Elsevier, Amsterdam, pp. 163–225.
Durand-Delga, M., Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Mémoire BRGM 115.
Emery, D., Myers, K.J., 1996. Sequence Stratigraphy; BP exploration. Blackwell Science Ltd, Stockley Park, Uxbridge, London.
Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23 (TC1012), 1–21.
Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., 2001. The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (OH, Sr, Nd) study. Lithos 57, 187–216.
Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracene, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. Tectonics 19, 740–761.
Frizon De Lamotte, D., Michard, A., Saddiqui, O., 2006. Some recent developments on the Maghreb geodynamics. Elsevier SAS, C. R. Geoscience 338, 1–10.
Frizon De Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiki, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and cenozoic vertical movements in the atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. Tectonophysics 475, 9–28.
Gélard, J.P., Lorenz, C., Magné, J., 1973. L'âge de la transgression (Oligocène terminal – Aquitanien basal) sur le socle de Grande Kabylie (Algérie). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. 7–9.
Géry, B., Feinberg, H., Lorenz, C., Magné, J., 1981. Définition d'une série-type de «l'Oligo-Miocène kabyle » ante nappes dans le djebel Aissa-Mimoun (Grande Kabylie, Algérie). C.R. Acad. Sc. Paris 292 (Série II), 1529–1532.
Giresse, P., Bassetti, M.A., Pauc, H., Gaullier, V., Déverchère, J., Bracene, R., Yelles-Chaouche, K., 2013. Sediment accumulation rates and turbidite frequency in the eastern Algerian margin.An attempt to examine the triggering mechanisms. Sediment. Geol. 294, 266–328.
Gorini, C., Montadert, L., 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. Mar. Pet. Geol. 66, 278–294.
Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 298, 259–269.
Hamai, L., Petit, C., Abtout, A., Yelles-Chaouche, K., Déverchère, J., 2015. Flexural behaviour of the north Algerian margin and tectonic implications. Geophys. J. Int. 201, 1426–1436. http://dx.doi.org/10.193/gji/ggv098.
Haq, B.-U., Shutter, S.R., 2008. A chronology of Palaeozoic sea-level changes. Science 322, 64–68.
Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics 19 (6), 1095–1106.
Kherroubi, A., Déverchère, J., Yelles, A., Mercier de Lepinay, B., Domzig, A., Cattaneo, A., Bracene, R., Gaullier, V., Graindorge, D., 2009. Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, western Mediterranean sea: new evidence for contractional tectonic reactivation. Mar. Geol. 261, 17–32.
Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M.-O., Yelles-Chaouche, K., Déverchère, J., Bracene, R., 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. J. Geophys. Res. – Solid Earth 18 (8), 3899–3916.
Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Moutain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S., Fouchet, C., 2003. Plio-quaternary prograding clinoform wedges of the western gulf of lion continental margin (NW Mediterranean) after the messinian salinity crisis. Mar. Geol. 198 (3–4), 289–317.
Lofi, J., Déverchère, J., Gaulier, V., Gorini, C., Gillet, H., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., Thinon, I., 2011. Seismic atlas of the « Messinian salinity crisis » markers in the Mediterranean and Black seas. Mém. Soc. Géol. Fr. 179 and CCGM, 72.
Lonergan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. Tectonics 16, 504–522.
Magné, J., Raymond, D., 1974. Le Néogène post-nappes de la région de Dellys- Tizi-Ouzou (Algérie); un enregistreur de l'évolution dynamique du NW de la Grande Kabylie après le Burdigalian. Bull. Soc. Fr. 7 (XVI), 47–52.
Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics 5, 227–245.
Mauffret, A., 2007. The north-western (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) plate. Tectonophysics 429, 21–44.
Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., Maillard, A., 2004. E-W opening of the Algerian basin (western Mediterranean). Terra Nova 16, 257–264.
Maury, R., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Cotton, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Réhault, J.P., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab break-off. C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. de Terre des planètesEarth Planet. Sci. 331, 159–173.
Meghraoui, M., Pondrelli, S., 2012. Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. Ann. Geophys. 55, 955–967.
Mihoubi, A., Schnurle, P., Benaissa, Z., Badsi, M., Bracene, R., Djellit, H., Geli, L., Sage, F., Agoudjil, A., Klingelhoefer, F., 2014. Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration. Geophys. J. Int. 198 (3), 1486–1503.
Minshull, T.A., 2009. Geophysical characterisation of the ocean–continent transition at magma-poor rifted margins. C. R. Geosci. 341, 382–393.
Panza, G.F., Raykova, R.B., Carminati, E., Doglioni, C., 2007. Upper mantle flow in the western Mediterranean. Earth Planet. Sci. Lett. 257, 200–214.
Raoult, J.F., 1974. Géologie du Centre de la Chaîne Numidique (Nord du Constantinois. Algérie). Mem. Soc. Géol. Fr. 121, 163.
Raoult, J.F., 1975. Evolution paléogéographique et structurale de la chaîne Alpine entre le Golfe de Skikda et Constantine (Algérie orientale). Bull. Soc. Geol. Fr. 17, 394–409.
Raymond, D., 1977. Structure et évolution Alpine d'un segment interne de l'orogène maghrébin : le Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie). Bull. Soc. Géol. Fr. 7 (4), 797–804 t. IX.
Raymond, D., Bossière, G., 1972. Carte géologique simplifiée du Nord-Ouest de la grande Kabylie. Travaux de laboratoire associé au CNRS. No145 "géologie des chaînes méditerranéennes", Service de Documentation et de Cartographie Géographiques du CNRS.
Raymond, D., Bossière, 1976. Évolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. State Thesis. Paris University Paris-6, 152 p.
Réhault, J.P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean basin geological evolution. Mar. Geol. 55, 447–477.
Rivière, M., Bouillin, J.P., Courtois, C., Gelard, J.P., Raoult, J.F., 1977. Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'Oligo-Miocène Kabyle (Grand Kabylie-Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). Bull. Sot. Géo1. Fr. 19, 1171–1177.
Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracene, R., Vergés, J., Benaouali-Mebarek, N., Fernàndez, M., Muñoz, J.A., Zeyen, H., 2004. TRANSMED transect II. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), The TRANSMED Atlas – the Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer, Berlin Heidelberg.
Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. Tectonics 31, TC3006. http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002989.
Ryan, W.B.F., 1973. Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity. In: Drooger, D.W. (Ed.), Messinian Events in the Mediterranean. Elsevier, Amsterdam, pp. 26–38.
Saadallah, A., Belhai, D., Djellit, H., Seddik, N., 1996. Dextral strike-slip fault motion along the internal-external Maghrebides boundary and formation of a flower structure in the Calcareous Range, Djurdjura massif (Algeria). Geodin. Acta 9, 177–188.
Schettino, A., Turco, E., 2006. Plate kinematics of the western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. Geophys. J. Int. 166, 1398–1423.
Shipboard Scientific Party, 1978. Site 371: south Balearic basin. In: Hsü, K.J., Montadert, L., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42, Part 1. U.S Government Printing Office, Washington, pp. 1079–1094.
Stich, D., Ammon, C., Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. J. Geophys. Res. 108 (B3), 7–20, 2148.
Strzerzynski, P., Déverchère, J., Cattaneo, A., Domzig, A., Yelles, K., Mercier de Lépinay, B., Babonneau, N., Boudiaf, A., 2010. Tectonic inheritance and Pliocene-

Pleistocene inversion of the Algerian margin around Algiers: insights from multibeam and seismic reflection data. Tectonics 29, TC2008. http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002547.
Tricart, P., Torelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F., Zitellini, F., 1994. Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine chain off northern Tunisia (central Mediterranean). Tectonophysics 238, 317–329.
Van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., Spackman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. Tectonics 33, 393–419.
Veeken, P.C.H., 2007. Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterization. In: Handbook of Geophysical Exploration, vol. 37, 508 pp.
Vergès, J., Sabat, F., 1999. Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. In: Durand, B., et al. (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen, Geol. Soc. Spec. Publ., 156, pp. 63–80. Vienna, EGU05-A-07849.
Vila, J.M., 1980. La chaîne Alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Doctorate dissertation. Univ. Paris VI, France, p. 665.
Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys. 24, 201–297.
Williams, G.D., Dobb, A., 1993. Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geological Society Special Publication no 71.
Yelles-Chaouche, A.K., Domzig, A., Déverchère, J., Bracene, R., Mercier de Lépinay, B., Strzerzynski, P., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Le Roy, P., Djellit, H., 2009a. Plio-quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: the Khayr-Al- Din bank. Tectonophysics 475, 98–116.
Yelles-Chaouche, K., Roger, J., Déverchère, J., Bracene, R., Domzig, A., Hebert, H., Kherroubi, A., 2009b. The 1856 Tsunami of Djidjelli (eastern Algeria): seismotectonics, modelling and hazard implications for the Algerian coast. Pure Appl. Geophys. 166, 283–300.

Annexe 2

ANNEXE 2, relatif au chapitre V et VI (volet modélisation de bassin)

Article publié en Mars 2016 dans le journal Arabian Journal of Geosciences, il traite de la modélisation stratigraphique, thermique et fonctionnement des systèmes pétroliers du bassin offshore.

Référence : **Arab, M**., Belhai, D, Granjeon, D., Roure, F., Arbeaumont, A., Rabineau, M., , Rabineau M., Bracène, R., Lassal, A. , A., Sulzer, C., Déverchère, J.(2016b). Coupling stratigraphic and petroleum system modelling tools in complex tectonic domains: Case in the North Algerian Offshore, AJGS, , 9 (4), 1-32.

Arab J Geosci
DOI 10.1007/s12517-015-2296-3

ORIGINAL PAPER

Coupling stratigraphic and petroleum system modeling tools in complex tectonic domains: case study in the North Algerian Offshore

Mohamed Arab[1,2,5,6] · **Djelloul Belhai**[6] · **Didier Granjeon**[2] · **François Roure**[2,3] · **Arnaud Arbeaumont**[4] · **Marina Rabineau**[5] · **Rabah Bracene**[1] · **Arezki Lassal**[1] · **Caroline Sulzer**[2] · **Jacques Deverchere**[5]

Received: 4 August 2015 / Accepted: 28 December 2015
© Saudi Society for Geosciences 2016

Abstract In the eastern Algerian offshore basin, 3D basin modeling applied for facies prediction and petroleum potential assessment shows that most favorable zones for reservoir development and hydrocarbon occurrence are located at a maximum distance of 60 km from the coastline. The lack of well data in this area is partly compensated by a large data set of geophysical and geological (G&G) data such as multichannel seismic (MCS), magnetism, wide angle velocity models, and geological outcrops; they represent important constraints for 3D dynamic modeling. Facies distribution model is constrained by sequence and environment evolution through time that is defined from onshore outcrops. 2D structural reconstitution and thermal modeling were also undertaken with ArcTem software. The structural interpretations highlight the occurrence of north-verging ramps during the Quaternary which played an important role in HC generation and migration. Three source rocks have been considered for maturation modeling with Temis Flow software, Burdigalian, Langhian, and Tortonian. They are found to be in gas window in the deep areas and locally in oil window at shallower structured zones. The modeling results indicate that the main fluid discharge was focused toward the southern border of the offshore basin where recent thrust faults (parallel to the margin) are located. In order to test the role of these faults in terms of hydrocarbon migration and trapping, two scenarios are considered according to whether they were sealed or not. In both cases, the 2D/3D simulations depict overpressures (2,000–4,000 psi) in the pre-salt sedimentary package. However, the hydrocarbon charge is most efficient with the sealing faults for the lower Langhian and lower Messinian reservoirs. The hydrocarbon potential depends mostly on the lateral extension of seals, their sealing capacity and the organic carbon (TOC) content of potential source rocks. Besides, the sea drop of about 1,000 m during the Messinian salinity crisis has induced depressurization that caused oil and gas seepage from Miocene reservoirs.

Keywords Stratigraphic and thermal modeling · Tectonic shortening · Facies prediction · Overpressures · Hydrocarbon charge · Algerian margin

✉ Mohamed Arab
mohamed.arab76@gmail.com

[1] Algiers University (USTHB), Bab-Ezzouar, Algiers, Algeria

[2] IFP Energies Nouvelles Direction Géologie-Géochimie 1 & 4, avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France

[3] Tectonic Group, Utrecht University, Utrecht, The Netherlands

[4] BeicipFranlab, Avenue Napoléon Bonaparte, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France

[5] CNRS, Université de Brest, Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

[6] Sonatrach, Exploration Division, avenue du 1er Novembre, Bat. 'C' BP 68M, 35000 Boumerdes, Algeria

Introduction

The eastern Algerian offshore is a back-arc basin filled with more than 4,000 m (maximum thickness is over 6,000 m) of pre-Messinian and Plio-Quaternary sedimentary series. However, the stratigraphy and the facies of this sedimentary cover are not yet well established. The source rocks and reservoirs development are conditioned by the tectono-sedimentary evolution that is documented from small intra-continental Miocene basins.

Published online: 31 March 2016

Regarding the absence of deep wells in the offshore basin, for the needs of facies prediction, prior stratigraphic modeling was undertaken before thermal modeling. Basin stratigraphy is controlled to varying degrees by eustatic sea-level change (or base level in lakes), subsidence/uplift (tectonics), and sediment supply (e.g., Williams and Dobb 1993). The balance between sediment supply and relative sea-level rise controls progradation and retrogradation in a basin (Emery and Myers 1996), and both control the accommodation space. It is an important variable in sequence stratigraphic analyses, and it refers to the amount (or flux) and type (grain size) of sediment that is supplied from source areas to depositional areas by various transport agents, including gravity, water, and wind (Catuneanu 2006).

The 3D petroleum system modeling is the most used tool for assessing the potential and the distribution of probable accumulations occurring in the offshore basin. The results are more qualitative than quantitative; however, they give indications about the pressure regime, hydrocarbon distribution, charge efficiency, and nature of accumulated fluids.

The main aim of this study is to find out about the stratigraphy and the petroleum potential of sub-salt series of the eastern Algerian basin, taking into account the lithostratigraphy of the onshore outcrops, the geodynamics, and the geothermal framework. Part of the geological data is summarized from previous published works while the rest is derived from field and seismic data. These are integrated in a conceptual model used in numerical modeling by Arc Tem, Dionisos, and Temis Flow softwares. The basin architecture has been investigated from seismic interpretation and mapping using KingDom software while the sedimentary infill is defined by onshore-offshore extrapolation between acoustic units (applying seismic stratigraphy method) and outcropping oligo-Miocene formations. For the need of uncertainty analysis, sensitivity tests have been performed on the source rock characteristics, faults, and geothermal data before final calibration. Two scenarios relative to the role of faults in hydrocarbon migration and trapping have been tested in order compare the simulation results in terms of pressure prediction and hydrocarbon distribution.

Geological setting

The eastern Algerian Basin (offshore) is located between the south-Balearic basin to the west, the Sardinia and Tunisia margins to the east, the Liguro-Provençal basin to the north and the North African margin to the south (Fig. 1a). The study area extends from Bejaia to Annaba cities, and around 120 km northward from the coastline (Fig. 1b). The eastern boundary of the Algerian basin is the North Tunisian Fracture Zone (Auzende et al. 1974; in Mauffret et al. 2004). The study area is located at a convergent plate margin separating Africa and Europe and is considered as a back-arc extensional basin (Réhault et al. 1985; Mauffret 1995 and references therein) developed behind a subduction zone (eg Faccena et al. 2004). The steep slope of the Algerian margin was already initiated during the opening of the back-arc basin coevally with the thinning of the continental crust and later oversteepened by recent reactivation (e.g., Mauffret et al. 2004; Déverchère et al. 2005).

During Late Oligocene–Burdigalian times, the continental crust of the Algerian basin was stretched and thinned (Faccenna et al. 2004; Roure et al. 2012), evolving to oceanisation by Late Burdigalian, a process mostly driven by the rollback of former Tethyan lithospheric slab (Martin 2006; Bouyahiaoui et al. 2014 and references therein). This stretching phase allows for the deposition of thick Oligo-Miocene series (up to 6,500 m in Jijel trough) until Serravallian times.

After the Messinian salinity crisis (e.g. Hsü et al. 1973), Zanclean transgression induced reflooding of the western Mediterranean domain as a whole (Rabineau et al. 2014). During Plio-Quaternary, flexural basins developed at the toe of the margin, due to tectonic loading on the Kabylides blocks and uplift together with a regional transpression that resulted in a progressive inversion of the hanging wall coeval with the emplacement of north-verging thrusts (Fig. 2).

To the South, the onshore Algerian margin belongs to the Maghrebides alpine thrust belt (Fig. 1a). It is composed of both the internal and external zones (e.g., Wildi 1983; Bouillin 1986, Fig. 1b). In the central part, the former is made up of granitic and metamorphic blocks, characterized by Pan-African and Variscan affinities (Bossière and Peucat 1985; Saadallah et al. 1996) constituting the Kabylian basement. Both the latter and the "Dorsale calcaire" overthrust the external zones (Tellian African nappes) including the Numidian flysch nappes which extend farther south (Bouillin 1986). Neo-formed Miocene marginal basins developed since the Langhian on top of the internal and external zones (Bouillin 1986) including Tizi-Ouzou, Soummam, Collo (Wildi 1983) and Jijel (Durand-Delga 1969) basins.

Data and Methods

Seismic and bathymetry data

The seismic data used in the present study is a long and deep penetrating seismic monitoring. 2,500 km of migrated 2D seismic multi-traces profiles have been acquired by WesternGeco (2000) for SONATRACH in the frame of petroleum exploration activities (Fig. 1b). The seismic source is a tuned air gun array (3000 CU INS) at a pressure of 1,950 psi (SONATRACH /Western Geco internal reports 2000). The gun depth is 6 m and the shot point interval is 25 m. The processing sample interval is 4 ms and the processing record length is 10,000 ms. Furthermore, a bathymetry map has been

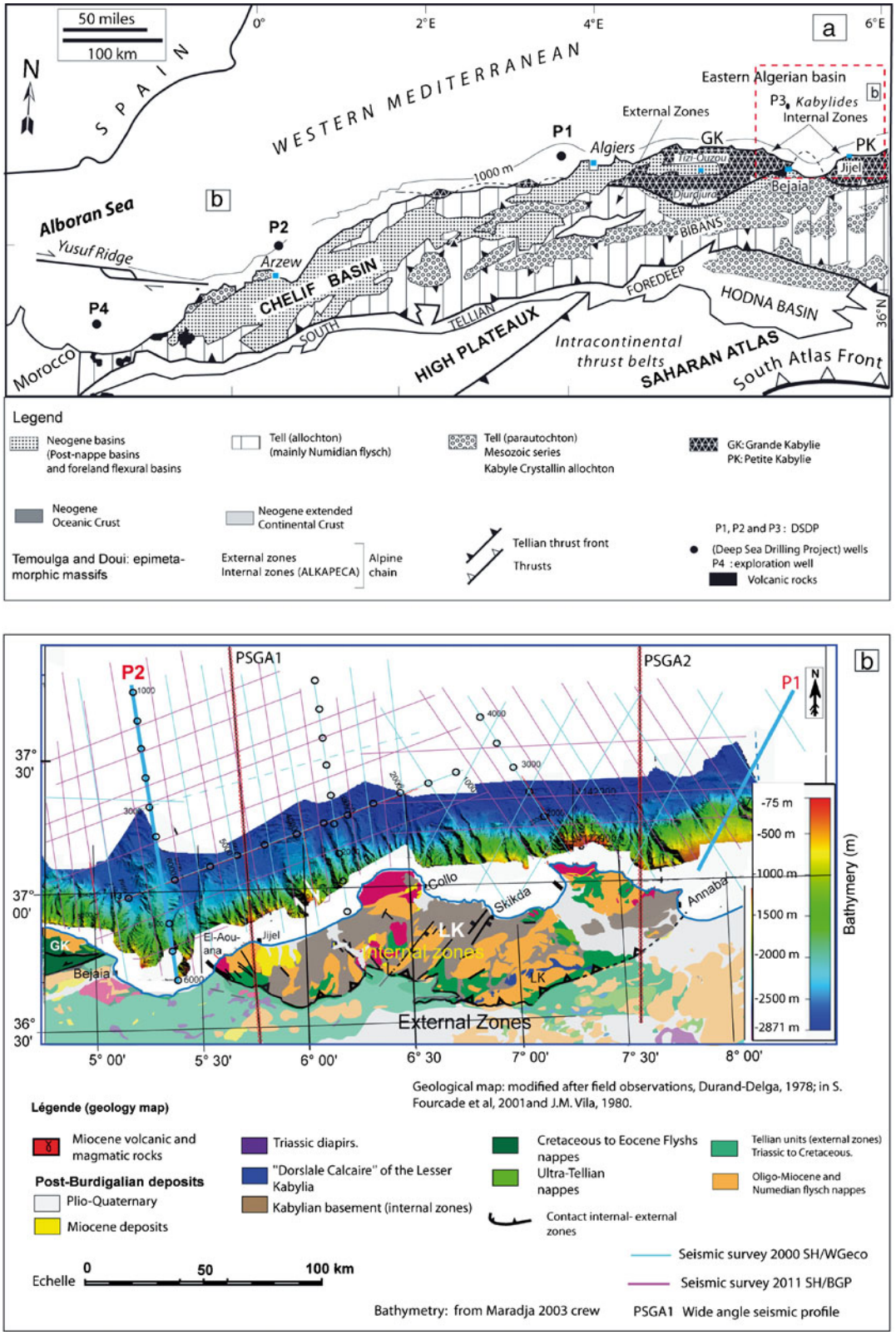


Fig. 1 **a** Structural map of the Tell and Atlas domains of Algeria (Arab et al. 2015). The *red square* represents the location of the study area in the frame of the Western Mediterranean domain, **b** Geological map of the outcropped Mesozoic and Tertiary of the eastern Tell (onshore), position of the seismic surveys including the seismic profiles used in the present study and bathymetry map of the offshore basin acquired during Maradja2/Samra cruise (2005)

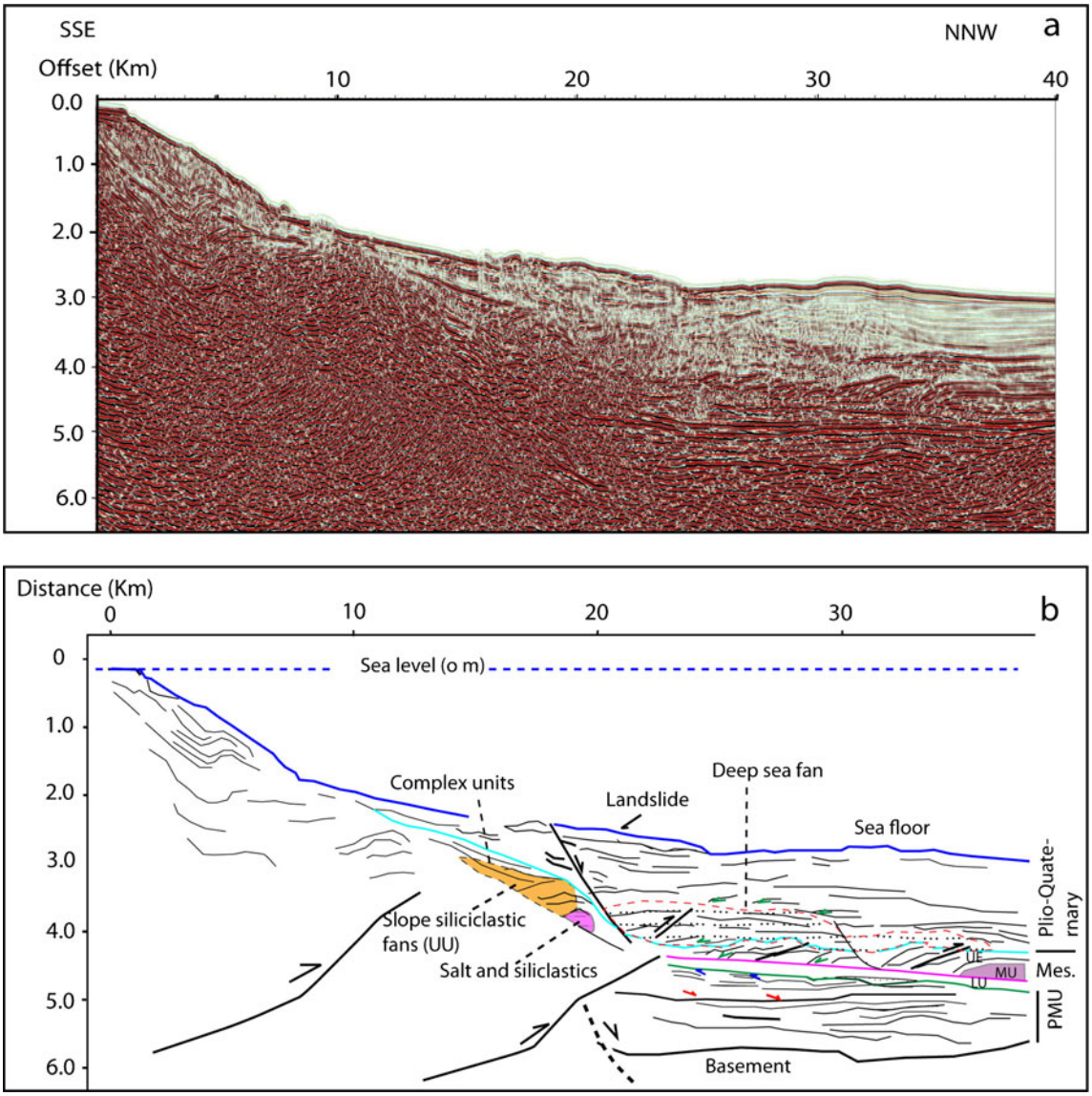


Fig. 2 **a** Uninterpreted and **b** interpreted MCS seismic profile (P1) off Bejaia city. PMU: pre-Messinian series, LU, MU, UE, and CU correspond to different messinian units (see text for more details)

acquired in during Maradja2/Samra cruise (2005). The seismic data display clear reflectors from the sub-salt sediments and even the architecture of the crust like the Moho and the Middle crust (MCR: middle crust reflectors (e.g. Medaouri et al. 2014)) (Fig. 4a, b). It reveals the complete morphology of the Algerian offshore basin. Two SEG-Y sections are used in the present study for kinematic modeling (one profile) and structural/seismic stratigraphy interpretation, whereas the entire data set has been used to compile the isobaths and thickness maps used for 3D modeling.

Workflow and data required by stratigraphic forward modeling

Dionisos is a regional-scale 3D stratigraphic forward model which simulates the evolution of landscapes and sedimentary basins, taking into account accommodation, sediment supply, and sediment transport (e.g., Granjeon 1996). The accommodation is determined by basement motion (subsidence/uplift), sea-level variation, and compaction. The main input data set required by Dionisos includes the following: (1) tectonic subsidence maps for specific ages that together with the eustatic curve and compaction laws control the accommodation history of the basin, (2) location and intensity history of sediment sources, (3) sediment transport parameters.

Litho-stratigraphic data and paleo-environments

Onshore domain

The stratigraphy of the study area is deduced from adjacent outcrops in the hinterland, seismic facies distribution, and by

overall analogy with other Mediterranean basins for the Plio-Quaternary and Messinian units (e.g., Lofi et al. 2003, 2011; Gorini et al. 2015; Leroux et al. 2015). We briefly summarize hereafter the sedimentary units recognized from the oldest to the youngest ones.

The base of the sedimentary cover comprises the OMK (Oligo-Miocene Kabyle) which is dated Late Oligocene to Middle Burdigalian. Its facies evolves vertically from continental facies (conglomerates to micro-conglomerates) to blue-grey marls (Géry et al. 1981), and the whole series is interpreted as a transgressive sequence. The Langhian is described as a set of regressive sequences containing marls, sandstones, and lenses of conglomerates that grades upward to a deeper facies which is made up of blue-grey marls (Fig. 3a). As observed in the field, the sediments evolved from littoral to deep marine facies (Fig. 3a), the whole sequence recording a new transgression that reaches probably the maximum flooding at the upper Langhian (Fig. 3a) from organic-rich layers within the Late Langhian sedimentary series. There is a lateral deepening of the environment of deposition from the southern border of the Miocene marginal basin in the hinterland to the present offshore domain (Fig. 3a). This indicates that outcropping Langhian formation of the intra-continental basin is an indication of a southward extension of the deep back-arc offshore basin whose Kabylian basement extends about 50 km beyond the coastline (Mihoubi et al. 2014). Serravallian and Tortonian sediments are locally preserved both in the central and in the eastern portion of the Algerian margin (Fig. 1b). They were submitted to erosion since Tortonian, when the compression of the margin started (Aïte

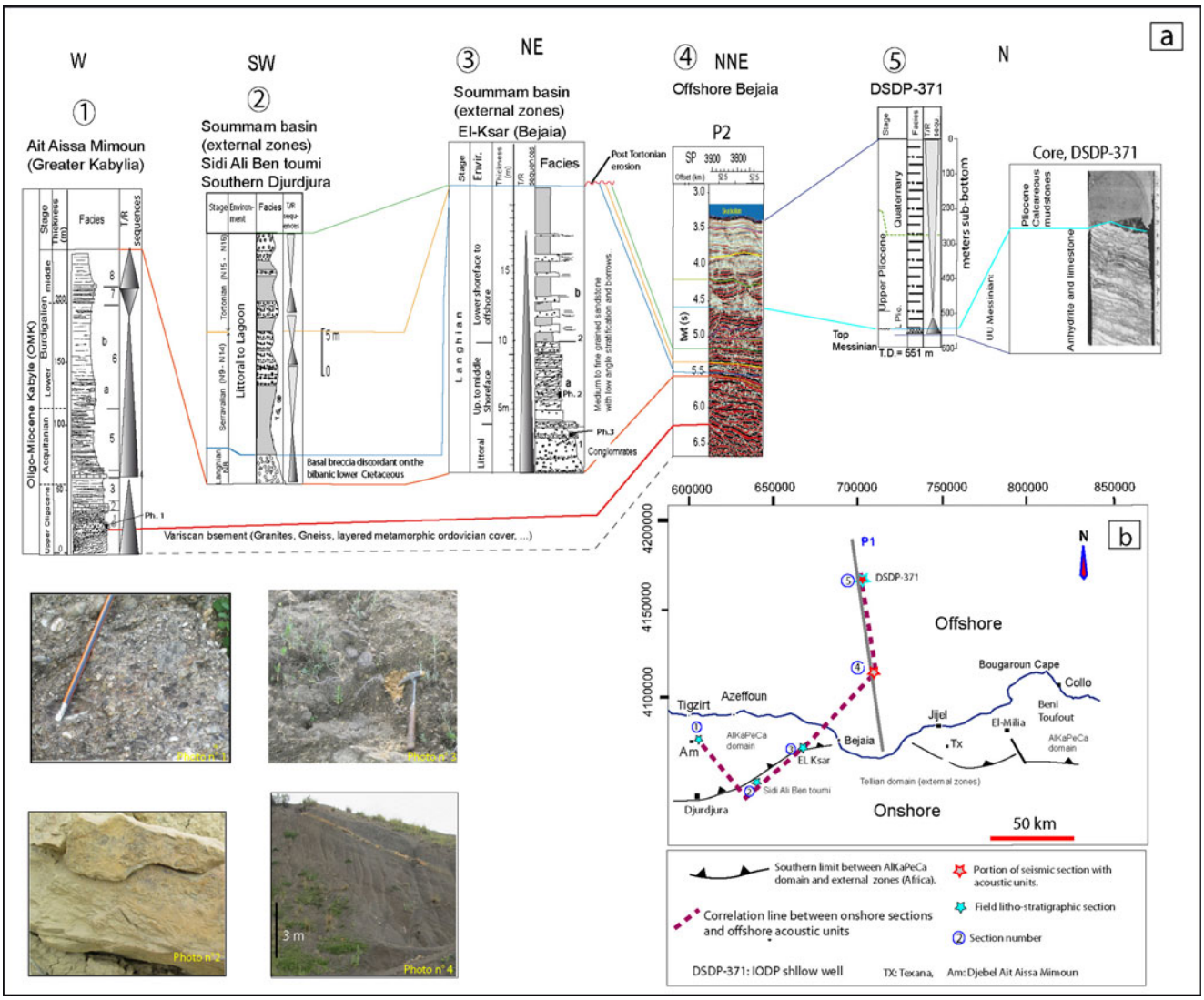


Fig. 3 **a** Stratigraphic correlation of the pre-Messinian onshore facies based on outcrops studies and extrapolation toward DSDP 371 and seismic stratigraphic units defined on 2D MCS sections (location shown in **b**. Photo no. 1: OMK Coarse sandstone from Djebel Ait-Aissa-Mimoun (GK), photo no. 2: Langhian sandstone of middle grain size (Northern Tizi-Ouzou basin, GK), photo no. 3, none consolidated coarse sandstone of Langhien (Northern Soummam basin (El-Ksar, Bejaia), photo no. 4: Langhian shale (grey-blue marls) of Langhian (Sidi Aich area, Soummam basin). **b** Location map of the field sections and offshore seismic section (profile P1, offshore Bejaia)

and Gélard 1997; Carminati et al. 1998; Mauffret 2007) and continued until Present day (eg. Domzig et al. 2006). In the southern part of the Soummam basin, near the limit of the zone of interest (Fig. 3b), the Serravallian is characterized by grey marls with echinoderms and bivalves, overlain by conglomerates and argillaceous sandstones (Carbonnel and Courme-Rault 1997). This could be an indication of an evolution from littoral to continental environments. The Tortonian contains grey sandy shale with gypsum and oysters in the basal part, involving also conglomerates intercalated with blue-grey shale, grading to conglomerates and reddish continental sandstones toward the top of the series (Fig. 3a). The environment evolved from a restricted marine to continental environment traducing a regression and a period of complete emersion of the margin. Near the margin parallel to the offshore domain, only Langhian series formation remained preserved from Late Miocene to Quaternary erosion (Carbonnel and Courme-Rault 1997).

Acoustic units in the offshore domain

Three main packages are determined from high quality MCS sections: (1) pre-Messinian, (2) Messinian, and (3) Plio-Quaternary (Figs. 2 and 4). Then, seismic units have been defined using seismic stratigraphic concepts (e.g., Vail et al. 1977).

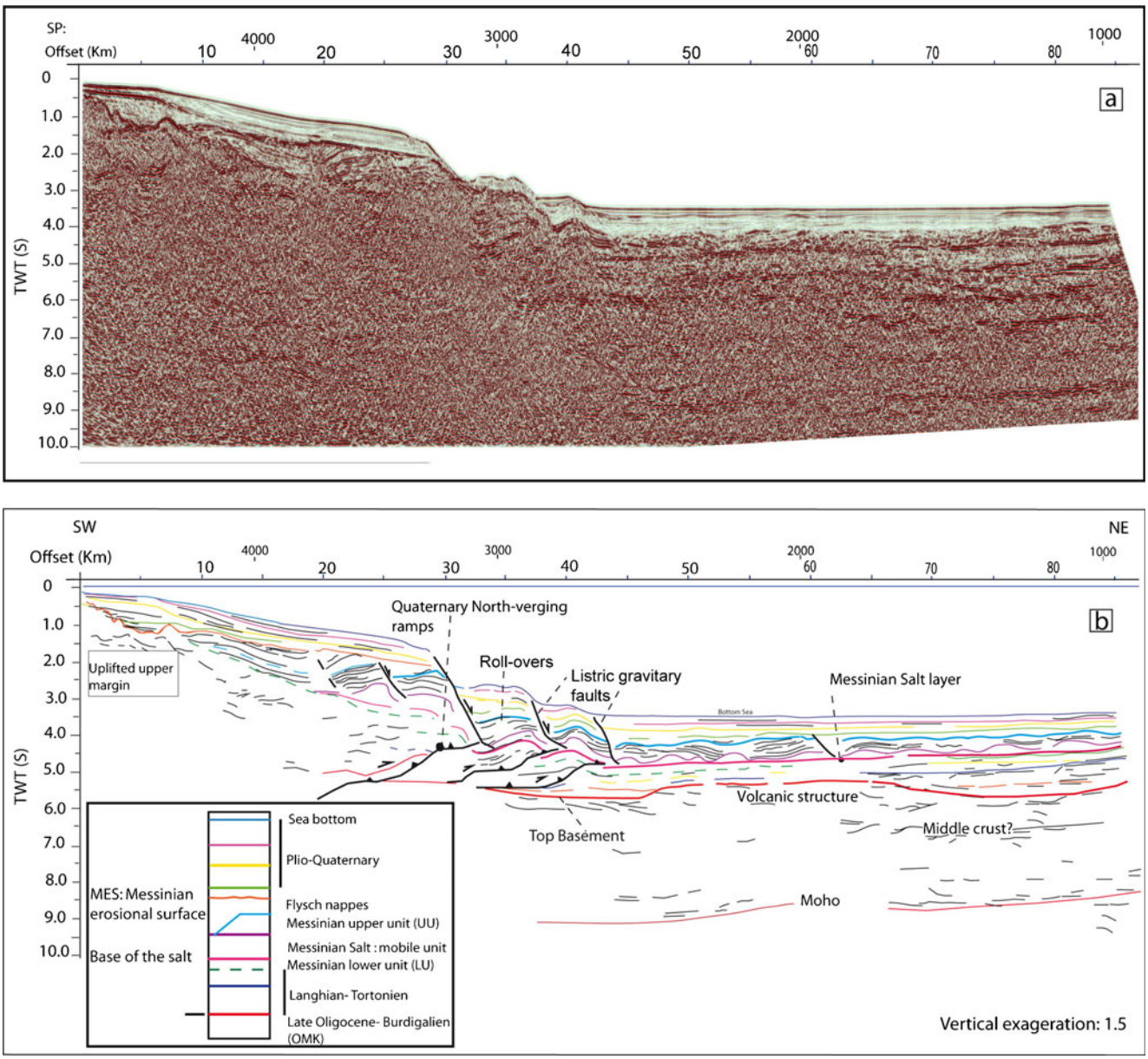
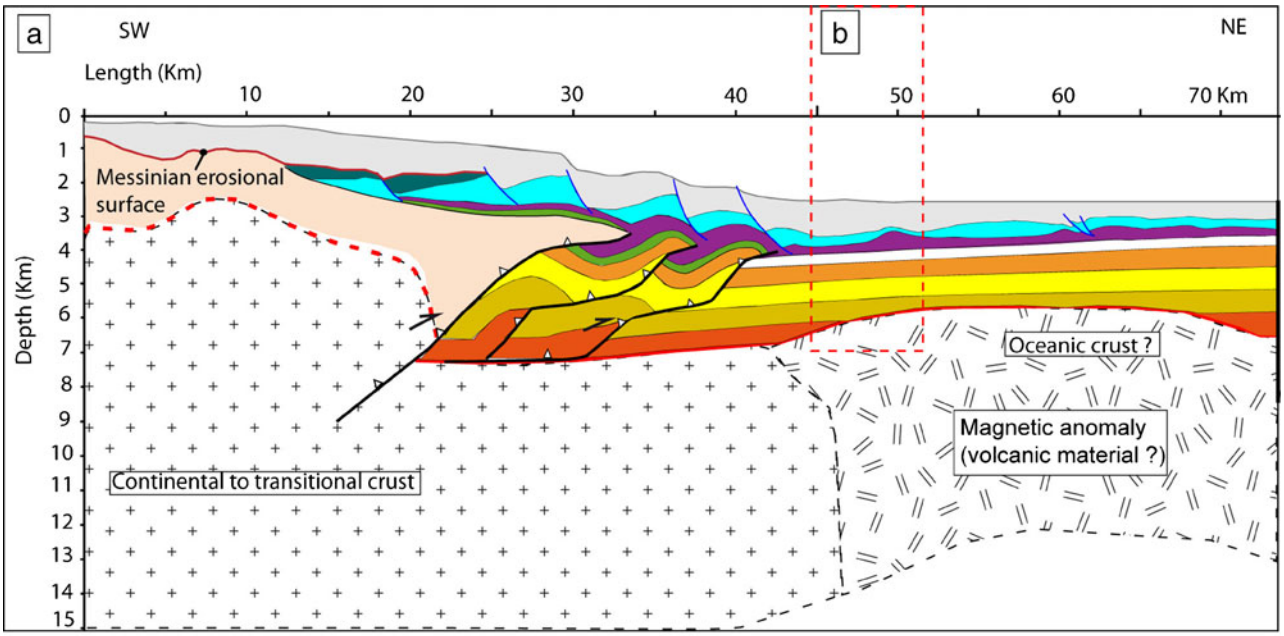


Fig. 4 **a** Uninterpreted and **b** interpreted seismic section (P2) from offshore Annaba, in **b** structure and seismic stratigraphic subdivision of the Pre-Messinian, Messinian, and the post-Messinian series (transparent zone) are highlighted



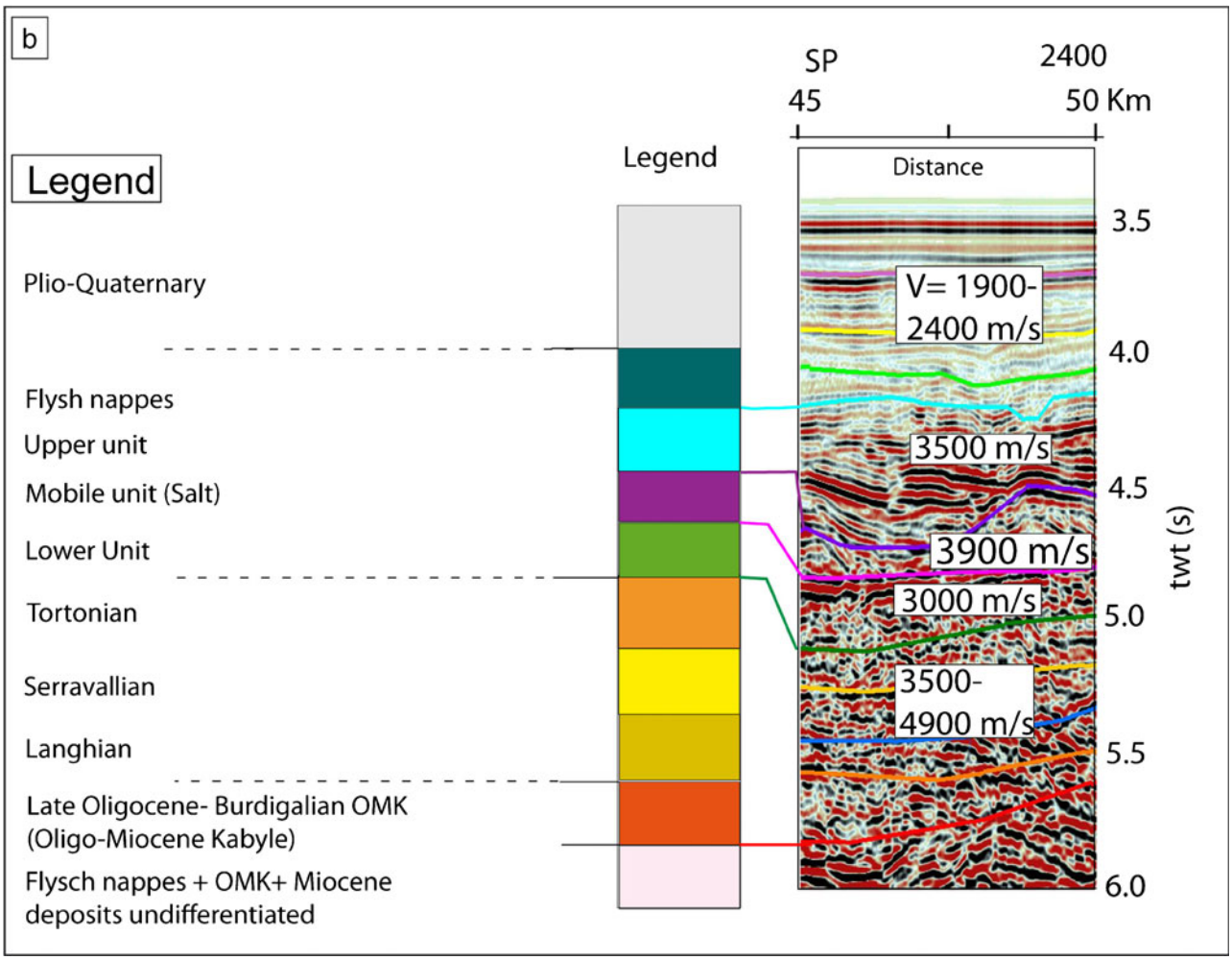


Fig. 5 NE–SW geological section obtained from time-depth conversion of the P2 interpreted seismic profile (from offshore Annaba, shown in Fig. 4, see location in Fig. 1b) using seismic velocities (rms) shown on the figure

As defined by Lofi et al. (2011) either in the Algerian margin or in the other Mediterranean basins, the Messinian is subdivided into four main units, the lower units (LU), the mobile unit (MU) or salt, upper evaporites (UU), and the complex units (CU) that are defined as siliciclastic deposits occurring on the slope during the Messinian erosion (Figs. 2 and 3). The LU is interpreted as fine-grained to carbonates deposits cut by sub-marine channels (Fig. 2). Furthermore, the top of UU is reached by the DSDP-371 (Hsü et al. 1978) drilled off Bejaia at about 100 km away from the shoreline (Fig. 1b). A retrieved core (Fig. 3a) displays alternating thin layers of evaporate, dolomite, and stromatolitic structures (Hsü et al. 1978).

The rise in global sea level at the beginning of the Lower Pliocene (Haq et al. 1987; Haq and Shutter 2008) caused the reflooding of the desiccated basin at 5.32 Ma (Zanclean transgression) (Lofi et al. 2003, Docouto et al. 2014). The basal Plio-Quaternary unit presents chaotic seismic facies at the slope toe in several seismic profiles, extending northward up to from 25 to 35 km off the coast. This series is interpreted as a submarine fan (Fig. 2), such as those observed in the Alboran Sea (Docouto et al. 2014). It passes laterally to discontinuous reflectors with higher amplitudes traducing fine-grained sediments as described in DSDP-371 well, i.e., calcareous muds and inclusion of thin beds of silty sandstone (Fig. 3a, Hsü et al. 1978).

Backstripping and accommodation space

The evolution of the accommodation space through time was evaluated using the classical backstripping approach used in basin modeling. Miocene to present-day stratigraphy were described using ten seismic horizons: five horizons of pre-Messinian series, three horizons inside the Messinian units, one horizon inside the Pliocene and the sea bottom. The depth of each horizon was obtained by time-to-depth conversion of the isochrones using the corrected interval velocities (Fig. 5b) calculated from Vrms (root mean square velocity) and Dix formula. The water depth in the deep Algerian basin varies from 2,400 to 2,800 m (Fig. 1b). The substratum depth ranges from 3,000 to more than 6,000 m.

Present-day thickness of each geological interval, bounded by two horizons, were decompacted using burial-depth porosity curves such as $\Phi = \Phi o\ e - z/D$, where Φ is the porosity of the sediment at burial depth z, Φo is the initial porosity (at the time of the deposition), and D a constant characterizing the decay of the porosity. These compaction curves, combined with the Haq et al. (1987) eustatic curve were used to backstrip the sedimentary layers, evaluate sediment volume at the time of the deposition, and the basin deformation through time.

Paleoclimate, water, and sediment supplies

The sediment volume estimated using the backstripping approach is the total volume of sediment that should be input into the simulated area at each time. In order to use a stratigraphic forward model, based on the definition of sediment supply and transport, we have not only to define the location of the source of sediment along the boundaries of our basin, but also to assess the water flow of the feeding river systems and the quality of the sediment (or proportion of sand and shale). This assessment is based on a review of paleoclimate data but also of the geodynamics which control the drainage area evolution.

Evolution of the North African climate during the Neogene

During Late Tortonian, several North African river systems drained toward the central Mediterranean (Burke and Wells 1989; Griffin 2002; Gladstone et al. 2007, in Köhler et al. 2010). The North African climate was more humid than today's climate and the intertropical convergence zone (ITCZ) was located northward of its modern-day position (Fluteau et al. 1999; Gladstone et al. 2007, in Köhler et al. 2010). Modeling studies show that the freshwater input from the North African rivers into the Mediterranean was threefold higher during the late Miocene than today (Gladstone et al. 2007, in Köhler et al. 2010).

In the western Mediterranean region, the climate before the Messinian salinity crisis is well documented by Fauquette et al. (2006) and the whole climatic parameters such as paleo-surface temperatures and precipitation are summarized in Fig. 6.

At Early Pliocene (Zanclean), the climate was again warm and dry in the study area, the climatic parameters are presented in the Fig. 6.

The annual temperature in Habibas Island (western Algerian offshore basin), near Oran, is 15.5–25 °C and 300 to 700 mm. At western Morocco (Bou Regreg area), these parameters are almost similar, they fluctuated respectively from 15.5 to 24.7 and 350 to 670 m (Fauquette et al. 2006).

Besides, during the Pleistocene, marl deposition is associated with arid North African climatic conditions characterized by lower riverine run-off and enhanced eolian dust production (Larrasoaña et al. 2013). However, the rapid inversion of the Algerian margin gave rise to higher altitudes and steep landscapes that induced most probably short-term high energy water flows and high erosion rates. Therefore coarse sediment deposition was anticipated to occur at the slope toe as observed from seismic (Fig. 2).

Geodynamic and evolution of the drainage area

Since Late Miocene, the landscape and the rivers system (Potter et al. 2009) was modified.

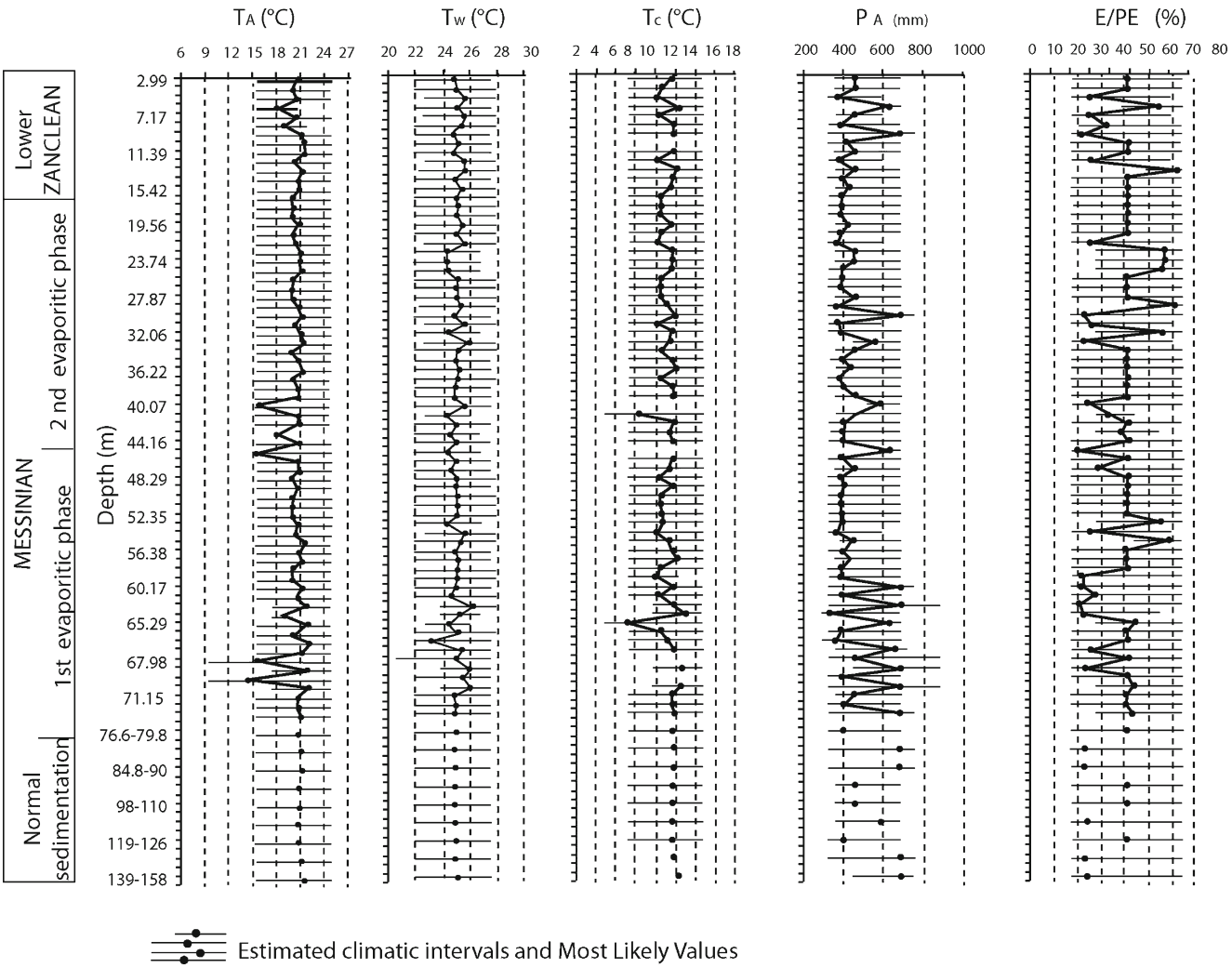


Fig. 6 Climatic quantification results based on pollen data from Bou Regreg for the entire Messinian (Fauquette et al. 2006)

The compression of the eastern Algerian margin (study area) and the external Tell in Tunisia began at Late Tortonian (Aïte and Gélard 1997; Carminati et al. 1998; Mauffret 2007) and continued until today (eg. Domzig et al. 2006). At Present-day, onshore altitude varies from 200 to more than 500 m. The coast is bounded by the Maghrebian thrust belt which forms a close and main source of sediments for the offshore basin.

Before the docking of the Kabylian blocks with African plate, the Oligo-Miocene Kabyle (OMK) was sourced from the Kabylian basement itself. After the closing of the Maghrebian Tethys and of the Numidian flysch basin, the Miocene deposits extended to the south over 20 to 50 km away from present day shoreline as attested by the remaining Miocene outcrops (Fig. 1b). Because of the compression of the margin since late Tortonian, followed by the Messinian eustatic drop, the sediment sources extended northward to a position close to the present-day coastline. In the external zones, the Mesozoic outcrops just south of Bejaia Gulf (from Bejaia to El-Aouana) are formed by Jurassic dolomites, Cretaceous limestone and marls (Vila 1980 and field observation, Fig. 1b). Furtheremore, in the internal zones, from El-Aouana to Annaba (Fig. 1b). In the internal zones, the outcrops are made up by Cretaceous-Paleogene nappes (Massylian and Maurétanian) and Numidian flysch nappes (Thomas et al. 2010).

After Late Tortonian, there was no connection between the back-arc basin (present-day offshore) and the intra-continental marginal basins such as Soummam or Jijel. The deep offshore basin was sourced therefore from both near shore Tellian thrust belt and by rivers. Looking at the climatic history of North Africa over the past 12 Myr, the Messinian is seen as a unique time of wet period brought about by the developing Asian monsoon and its interaction with the Messinian lowstand of the Mediterranean (Griffin 2002; Colin et al. 2014). The paleo-environmental conditions in North Africa were wet from 9.5 Ma onward with high fluvial input to the Mediterranean (Köhler et al. 2010), except the two drops of sedimentation rates recorded at 8.5 and 7.75 Ma, this parameter measured in Southern Sicily increased also since 9.6 Ma

(Köhler et al. 2010). Today, only few rivers flow to the offshore basin in the study area. Despite the relatively high sediment discharge (relative to sediment thickness) we consider that the sedimentation was mainly governed by short high flow rivers and also transport at short distance, this could be argued by the relatively dryer paleo-climate during Late Miocene times in North Africa (Gladstone et al. 2007), the paleo-climate during lower to Middle Miocene periods is poorly documented in the southern Mediterranean zones. The diffusion should be limited to the shelf area with turbiditic flows limited to lowstands periods.

The sediment supply increased proportionally with the water discharge. The total sediment supply was more than 1,760 km^3/Ma (Table 1) during Late Oligocene and Aquitanian, whereas the source was south-north from the Kabylian basement before the closing of the Numidian flysch basin. The calculated sediment supply and water discharge for the rest of the geological time are presented in the Table 2. It is worth noting that since the reactivation of the margin at Late Tortonian-Messinian the total sediment supply was highly increased, it (Table 2). Coevally, erosion and siliciclastic fans were deposited at the slope of the margin (Déverchère et al. 2005; Bache et al. 2009; Lofi et al. 2011). These parameters characterizing the sedimentation process during the Miocene times at the study area are comparable to the ones issued from real rivers such as Loire and Seine in France (Csato et al. 2014).

Assessment of fluvial water discharge, sediment supply and quality

The sediment supply increased proportionally with the water discharge. The total sediment supply was more than 1, 760 km^3/Ma during Late Oligocene to Aquitanian (Table 1). During the post-collisional period, since Langhian, the sediment supply varied from 200 to 3,300 km^3/Ma while the total fluvial discharge ranges from 20 to 330 m^3/s. Since the reactivation of the margin at Late Tortonian-Messinian the total sediment supply has been highly increased up to 9,000 to 12, 000 km^3/Ma. The fluvial water discharge varies from 4, 000 m^3/s at lower Messinian down to 500 m^3/s at the end of the same period and increased again to 800 m^3/s (Table 1) since Early Quaternary at the onset tectonic inversion. After the docking and closing of the former Numidian flysch basin, the sediments were sourced from the Maghrebian belt near the shore in the southern border.

Calibration data

The backstripping of offshore seismic data and the regional geological data review allowed us to estimate basin deformation, water and sediment source location and flows, and thus to get a first simulation. These stratigraphic parameters set needs to be optimized in order to get a Dionisos simulation calibrated on the available data. In our study, we choose to calibrate the simulations on the seismic facies interpretation, calibrated with outcrop description (Figs. 2 and 3a). The sediment thickness maps of each interval were also used as calibration parameters.

Input data and boundary conditions in basin modeling

Conceptual model, constraints, and uncertainties

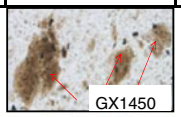
Available geological (outcrops, surface heat flows, beta factors, …) and geophysical data (magnetism, wide angle velocity, and seismic) represent key constraints for calibration. In addition, thermal gradients have been also measured in the DSDP wells located in the south-Balearic basin and Provencal basins and in the Tyrrhenian Sea (Hutchison et al. 1985).

The present study focused mainly on the pre-salt Miocene series. A number of seismic lines and outcrop data are used to propose a conceptual geological model. This is completed by a 3D Facies distribution which is estimated using the stratigraphic forward modeling, on a simulated area of 120 km × 280 km, extending from Bejaia to Annaba city along the margin, and from 25 Ma to present day (0 Ma). Petroleum

Table 1 Sedimentary supply, sedimentary sources, and water discharge at different ages used as input in Dionisos for stratigraphic or facies modeling

	Averaage									
Age (Ma)		25.0	23.0	16.0	13.8	11.6	7.2	6.4	5.8	5.4	2.6
Estimated supply (km^3/Ma)		–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Total supply (km^3/s)	1,763.57	900	200	3,200	3,300	810	9,000	0	12,000	2,300	3,600
Total fluvial discharge (m^3/s)	335.11	90	20	320	330	81	3,000	0	4,000	500	800
Rain fall (mm/year)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Evaporation (mm/year)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sources list											
S1	1,260	900	200	2,400	2,200	560	4,500	0	6,000	2,300	3,600
S2	503.57	0	0	800	1,100	250	4,500	0	6,000	0	0

Table 2 Geochemical data (TOC and maturity parameters) of the Burdigalian source rocks of Chelif basin (western Tellian domain) and Langhian organically rich samples from onshore marginal sub-basins, used in petroleum system modeling

Sites	Type of Samples	COT(%)	S2	IH	TMAX	Photos of OM	TAI
TEX-3 (Texana, Jijel basin)	"	0.54	0.76	141	438		2.5
EL KSAR-1 (Soummam basin	"	0.67	0.95	142	432		2
Tizi-Ouzou basin (Boudjima)	"	0.52	0.72	138	439		
Chelif basin (Dahra Mounts)	Cuttings	2,3- 8	0,09- 0,97	7.0- 12.0	574- 600		

system potential has been subsequently evaluated using the 3D basin model TemisFlow.

In order to define the trap formation and structuration of the margin, kinematic modeling of the Algerian margin, by Dynal 2D software (Igeoss Structural geology software of Schlumberger) is undertaken using 2D composite present day geological section and balanced sections through the Paleo-Quaternary times. The geological section is derived from seismic interpretation, the time to depth conversion is established using interval velocities and PSDM model (Bouyahiaoui et al. 2014). The input lithology and the petroleum system elements (reservoirs and source rocks) are issued from stratigraphic modeling and extrapolation from outcrops. The structural model is used in 2D petroleum systems modeling with ArcTem (IFP-Beicip software), which is a typical tool applied in complex zones.

In order to realize a 3D petroleum system simulation (with Ifpen/ Beicip Temis Flow software), a 3D geological block has been constructed, by integration of depth maps, lithology maps, petroleum systems elements (source rock, reservoir,…), geochemical and thermal data (heat flow, surface temperatures,…). In addition, present-day bathymetry and paleo-bathymetry maps were also introduced in order to get subsidence maps. Physical/ chemical equations and the required geological and geochemical data are used to reconstruct the burial and thermal history of a basin, the maturity of source rocks, as well as the petroleum generation (Tissot and Welte 1984; Ungerer et al. 1990).

Geochemical data and source rocks

Neogene potential source rocks known to occur in the Algerian margin and elsewhere in Mediterranean basins (Palacios et al. 2003; Granath and Casero 2004; Caldarelli et al. 2013) have been assumed to extend also in the Algerian offshore. The source rocks used here for the simulation of kinetic and hydrocarbon generation are Burdigalian and Late Langhian shale. The initial TOC (Total organic Carbone) values amounts respectively to 4 and 1.5 %. The type of the organic matter considered is a type II marine, the kinetics used in Temis Flow is from Upper Cretaceous Landana formation of Offshore Angola (Porter et al. 2006). The initial hydrogen index is 429 mg HC/ g TOC. This value corresponds to the fair potential observed in the adjacent onshore marginal Neogene basins, close to the study area.

Furthermore, Messinian series has been sampled in the Habibas well, offshore Algeria, the TOC was also around 2 % and presented a fair potential. Although their content of sulfured organic matter which generates hydrocarbon at lower temperatures (Orr 1986), as in the Mediterranean domain these Messinian series are still immature mainly because of the insufficient burial. Despite the low hydrocarbon potential and richness of the Miocene source rocks in the deep parts of the Chelif basin, outcrop samples of the Lower to Middle Miocene reveal fair characteristics, 0.8 to 2 % of TOC with a maximum value of 8 % from the Burdigalian shale. However, their HC potential is generally fair to poor (<100 mgH/g TOC) (Arab et al. 2015).

Boundary conditions

Paleo-bathymetry

The bathymetric map (Fig. 1a) is used to define the morphology of the margin at present day. It outlines the effects of the recent inversion controlling north-verging thrusts controlled fault-propagation folds involving the Plio-Quaternary sedimentary package.

Based on field observation of the sedimentary facies of the OMK and the Miocene formations, well data (DSDP-371) and the published results dealing with Messinian units (Lofi et al.

2011), the paleo-bathymetry at Late Oligocene is defined from 0 m (alluvial deposits) to paleo-water depth of few meters. This paleo-water depth increases to more than 250 m just before the Messinian salinity crisis. Later, lagoonal environment was installed. After the Zanclean transgression, the paleo-bathymetry increased rapidly after the eustatic level rise (Haq et al. 1987; Haq and Shutter 2008) (Fig. 7). However, the basal sea level is most probably larger today because of the flexuration of the basin during the recent tectonic inversion.

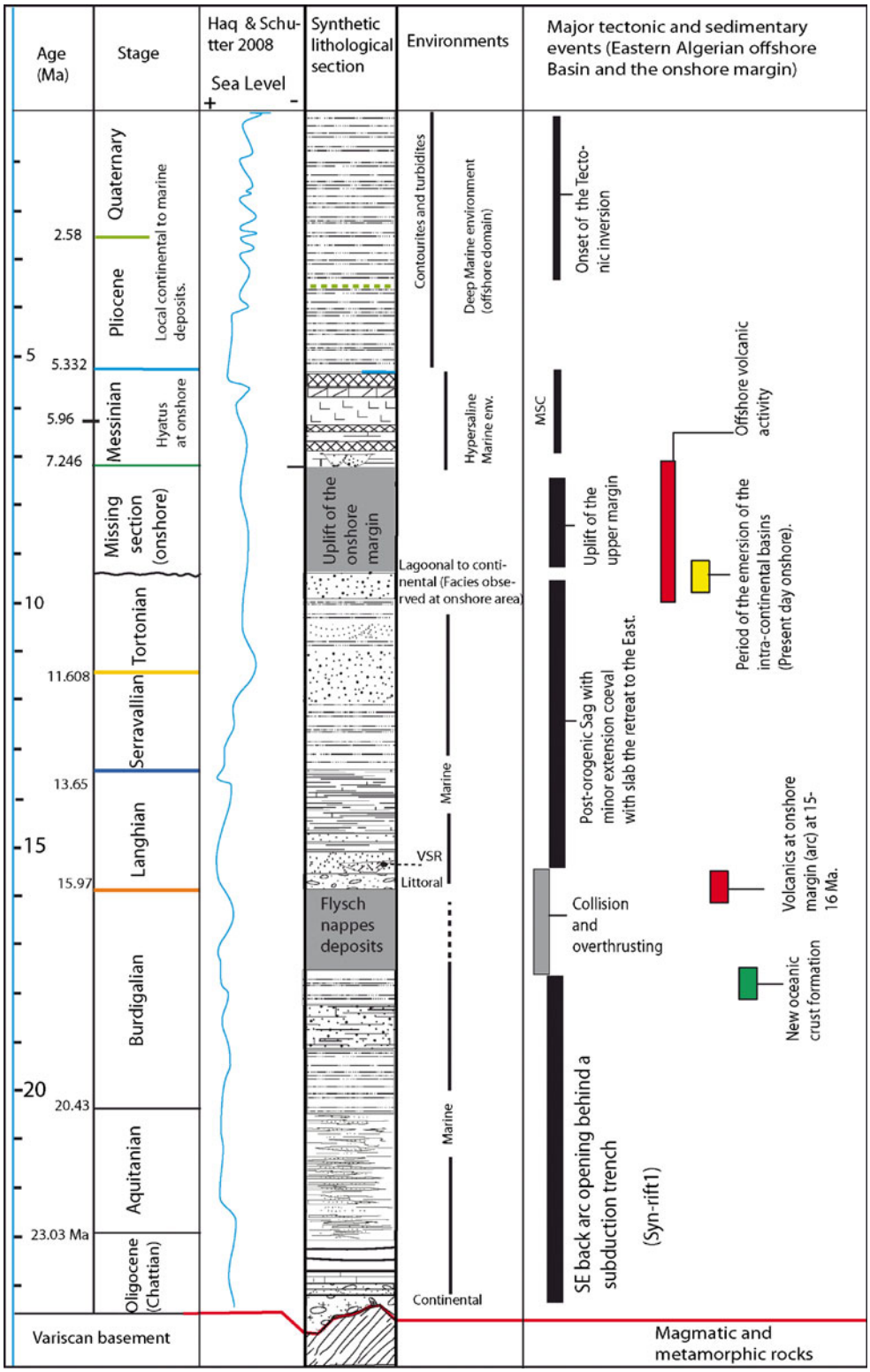


Fig. 7 Chart of the synthetic litho-stratigraphic section undertaken from field observations, sedimentary and tectonics events which occurred in the Algerian margin and deep offshore basin, since Late Oligocene. The pre-messinian acoustic units defined offshore may correspond to the oligo-miocene formations determined from onshore outcrops. However, there is a northward lateral facies change as defined in the figure 3a. The oceanic crust has been emplaced in the Algerian basin at 18–15 Ma (e.g., Martin 2006), the Miocene volcanic activity occurred at 16–15 Ma in north-eastern (Maury et al. 2000). Recent volcanic activity occurred also in the deep oceanic basin at Tortonian, at the Hannibal Ridge (Mauffret et al. 2004). In addition to our field study, the litho-stratigraphy of the onshore domain is partly documented from Géry et al. (1981), Carbonnel and Courme-Rault (1997). The Messinian is deduced from seismic facies and by analogy from Maillard et al. (2003) and Lofi et al. (2011). The Plio-Quaternary is defined using the well DSDP-371 and the seismic facies. *VSR*: volcano-sedimentary rock

Geothermal conditions and heat flow model

Because of the Neogene thinning of both crust and lithosphere beneath the Algerian basin (Panza et al. 2007; Mauffret 2007), high heat flow regime is recorded at present-day, both in the continental and the oceanic domains. Even though the radiogenic heat flow is minor to null in the hyper-thinned zone of the continental crust, the heat flow issued from the asthenosphere is higher in the South-Balearic basin reaching values confined between 100 and 124 mW/m^2 at the base of the sediments (Polyak et al. 1996). In other parts in the Western Mediterranean, the present day heat flow varies generally from 70 to + 115 mW/m^2 (Erickson and Von Herzen 1978). In the Valencia trough the present surface heat flow varies from 75 to +100 mW/m^2 (Negredo et al. 1999). Other surface heat-flow values have been published by Hutchison et al. (1985) in the western Mediterranean as a whole, being above normal in the South-Balearic and Provencal basin (80 to 117 mW/m^2), with the highest (and most variable values) recorded in the Tyrrhenian Sea, 129 to 154 mW/m^2 with a maximum of more than 200 mW/m^2 (Erickson 1970; Zito et al. 2003).

Considering the geodynamic framework of the Algerian margin (Martin 2006; Bouyahiaoui et al. 2014), the heat flow model applied to the present thermal modeling is a rift model. The heat flow at the base of sediments follows the Mckenzie (1978)) model, i.e., a higher HF during the rifting phase (25–16 Ma) and post-rift thermal relaxation (cooling) since then (Figs. 8 and 9b, c). Differential Beta factors (1.5 and 3, Fig. 9b) have been applied for the lithospheric thinning, regarding the present-day morphology and thickness variation of the lithosphere (Roca et al. 2004) and the crust (Mihoubi et al. 2014; Bouyahiaoui et al. 2014). This factor (Beta = 3) is close to the one attributed to the Valencia trough (Negredo et al. 1999) in the deep basin.

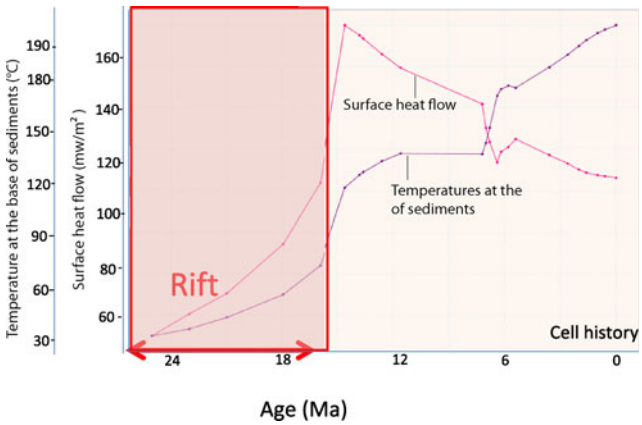


Fig. 8 Temperature and heat flow evolution at basal sediments through time from western part of the study area. Heat flow elevation was coeval to the rifting phase and continued even after this extensional event regarding the effect of the transient state applied in the thermal modeling process of TemisFlow

The Algerian basin has recorded a sharp necking near the margin toe, the thickness of the continental crust ranging from more than 25 km in the upper margin to less than 6 km beyond the margin toe (Mihoubi et al. 2014; Bouyahiaoui et al. 2014).

The present-day heat flow that occurred during the extension period of the eastern Algerian basin is most likely similar to the heat flow at the base of the crust in the Tyrrhenian Sea.

It varies from 50 mW/m^2, before the basin initiation, to average 170 mW/m^2 at the end of the rifting phase and then a decreasing during the post-rift phase to about 115 mW/m^2 (Fig. 8). It is worth noting that the shift of the maximum value outside the rifting period is due to the thermal transient state effect which is governed by the heat transfer through the lithosphere and sediments (Fig. 8). The temperature in the sediments ranges from less than 60 °C before the rifting to 200 °C at present day (Fig. 8).

The radiogenic contribution there is lower than 15 % of the total heat flow. In the Tyrrhenian Sea, the radiogenic heat flow is estimated to be below 10 mW/m^2 today (Zito et al. 2003), but it was much higher before the extension of the crust. This depends on the Beta factor and the nature of the crust. It is worth noting that the whole surface heat flow values that have been estimated or measured in the south-Balearic and in the rest of the Mediterranean domain are the product of the thermal conductivities and thermal gradients (calculated from measured temperature/depth graph). However, the heat flow at the base of the crust should be lower regarding the lack of radiogenic heat of the continental to transitional crust and sediments. This geothermal system is governed by the nature, structure, and thickness of the crust and upper mantle that were already determined in the frame of TRANSMED study (e.g., Cavazza et al. 2004) and SPIRAL project (Mihoubi et al. 2014; Bouyahiaoui et al. 2014).

Results and interpretation

Present-day architecture of the margin

A tectonic reactivation of the margin occurred since Tortonian after earlier episodes of extension coeval with the opening of the back-arc basin since Late Oligocene. Recent compression is expressed by north-verging ramps which branch on the Messinian salt layer toward the offshore basin and in the upper crust landward. The whole compressional system is considered as thick-skinned tectonics near the margin (Figs. 2, 4, and 5). Besides, the direction of the ramps along the margin is varying generally from E–W to NE–SW. They are positioned as en echelon (e.g., Meghraoui and Pondrelli 2012) and connect locally to NW–SE strike-slip faults.

The present-day architecture of the margin is imprinted mainly by this tectonic inversion which partly erased the Miocene distension. The time thickness of the pre-Messinian sediments

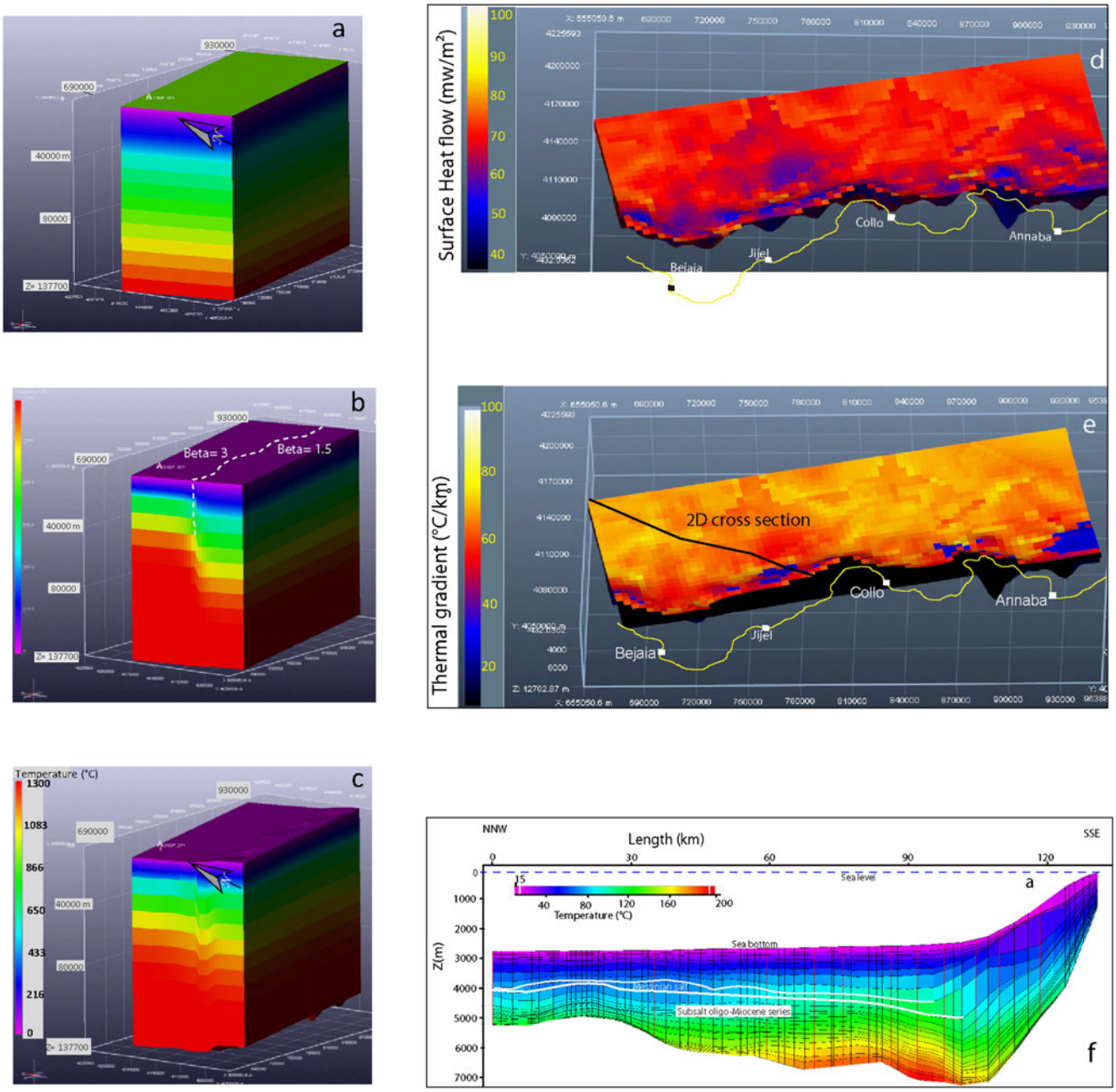


Fig. 9 **a** Temperature distribution along the lithosphere, before rifting at 25 Ma, **b** after rifting (16 Ma) and **c** at present day, applying a Beta factor of 1.5 on the upper margin and 3 in the deep basin. **d** Surface heat flow (in milliwatt per square meter), **e** surface geothermal gradients (in degrees Celsius per kilometer), **f** temperature distribution along the NNW–SSE section, (Between Jijel and Bejaia offshore area) obtained by 2D classical thermal modeling.

are estimated to 1.5 s twt while the Plio-Quaternary deposits are of 1 s twt thick. Pre-Messinian sedimentary layers are ranging from Late Oligocene to Tortonian (Figs. 2, 3a, and 4) as already defined by stratigraphic onshore-offshore correlation. The same architecture is observed along the eastern Algerian margin.

As observed on the field and from seismic interpretation, the hanging wall of the margin is composed by Kabylian basement, OMK, post-orogenic Miocene sediments and flysch nappes (Fig. 3). However, the bad seismic quality in this zone does not allow a stratigraphic subdivision of the sedimentary cover beneath the Messinian erosional surface (Figs. 2, 4, and 5).

Structural evolution of the margin through structural modeling

The present structural modeling provides a reconstitution of the tectono-sedimentary evolution of the margin during the Quaternary inversion. The latter induced an overthrusting of the pre-Messinian series involving the Kabylian basement

beneath the margin, meanwhile listric faults with growth strata occurred in piggy-back Plio-Quaternary basins (Déverchère et al. 2005). As can be noticed from seismic interpretation (Figs. 2b and 4b), just at the margin toe, the thin-skinned salt tectonics was triggered by salt gliding as in the Liguro-Provincal basin and then by induced listric faults with a development of roll-overs, while in the deep basin the disposition of salt diapirs is more or less regular whatever the morphostructure of the underlying basement or the nature of the crust. Same tectonics is also encountered in the Liguro-Provencal (Maillard et al. 2003), concerning this typical area of the basin. However, in the deep Algerian basin the thin-skinned tectonics related to the salt movement is seemingly independent from the basement tectonics or its morphology like in the Liguro-Provincal basin. In the latter, the salt tectonics is whether related to the basement steps, reactivation of the ancient faults or to the nature of the crust (Maillard et al. 2003). Nevertheless, some salt features are observed in the two basins, such as small grabens of Plio-Quaternary, normal faults and diapirs are locally located above the crest of magmatic bodies like in Fig. 4. Besides, it is likely that the height of diapirs in the oceanic domain is controlled in part by the salt excitation which is due to the high heat flow occurring there regarding the thinness of the lithosphere (Roca et al. 2004).

The balanced paleo-structural sections represent a dynamic model displaying the tectono-sedimentary evolution of the margin during the recent structural reactivation. Tectonic loading at the continental margin induced a high burial induced by overthrusting. Mainly during Quaternary times (e.g., Roure et al. 2012) and until today, the margin was submitted to an uplift coeval with flexural basins development in the adjacent offshore (Figs. 5 and 10). The overall compression caused by Quaternary inversion induced a shortening of the margin of about 10 km (Fig. 10), in the context of a thick-skinned tectonics that involves the whole Miocene series and even the basement under the margin (Fig. 5).

Stratigraphic modeling

Principles of forward modeling by Dionisos

Dionisos is a 3D stratigraphic forward model aiming to simulate geometry and facies of sedimentary formations on a regional scale (Granjeon 1996; Granjeon and Joseph 1999; Granjeon 2009).

Two major types of models exist: stochastic models (that use probabilistic laws and therefore include a part of hazard in phenomenon) and deterministic models that consider that all the events have a cause and that phenomena are reproducible.

Deterministic models are based on physical equations. The model used here is Dionisos and was developed by Ifpen (Granjeon 1997; Granjeon and Joseph 1999). It is a dynamic rule-based model in which equations are simplified and represent an average of different sedimentary processes. This dynamic-slope model uses a generalized diffusion (transport occurs in all direction but is proportional to slope) and advection equation (transport in one direction). The equation links sediment flux at each point within the basin to two principal parameters: local slope and water flow. Slope and water flow are linked by the diffusion coefficient that characterizes mean efficiency of transport for a given environment and changes in relation to the dynamic in action (fluvial, tidal, or wave dominated processes) (Eq. 1) (Granjeon 1997; Granjeon and Joseph 1999).

$$Q = -K(\varphi\text{water}).\frac{\partial h}{\partial x}$$

φ water: water flow ((dimentionless), $\frac{\partial h}{\partial x}$: energy

With Q, sediment flow (in square meter per second); K, diffusion coefficient (in square meter per second); h, ground elevation (in meter).

Complementary equations which reconstituting the sedimentation process are found in the paper published by Rabineau et al. (2005b).

Analysis of the stratigraphic forward simulations

During the extension period (Late Oligocene to Serravallian times), the morphology of the basin was a typical passive margin characterized by relatively wide shelf and moderate slope when comparing to present-day (Figs. 2 and 3). The paleo-environments varied from continental, shallow to deep marine environments (Fig. 7). The shelf extended from the intra-Kabylian or intracontinental marginal basin to the back-arc basin. This could be argued by the extension of the continental crust beyond the slope toe (Mihoubi et al. 2014). The former could be the inner shelf or interior platform while the latter might be the middle shelf to offshore basin.

Based on field observation and literature, the sedimentation during Late Oligocene was continental to littoral, grading globally from alluvial fans with conglomerates of basement origin to fluvio-marine deposits as observed in seismic and in field (Figs. 2, 7, and 3/ photo no. 1). This basal sequence represents the low stand system tract before the Aquitanian transgression (Fig. 3a). The emerged part of the Kabylian basement served as sedimentary source either for Numidian flysch in the fore-arc Maghrebide trough (Bouillin 1986) or for the back-arc.

Based on the seismic and outcrops observation, the facies modeling performed in the offshore zone predicts a complex of conglomerates and sandstones taking into account the lateral to vertical facies change from conglomerates to sandstone.

The margin at Langhian time was characterized by relatively wide shelf regarding the extending of the Miocene deposits to the hinterland (Figs. 1b and 3a). The facies are

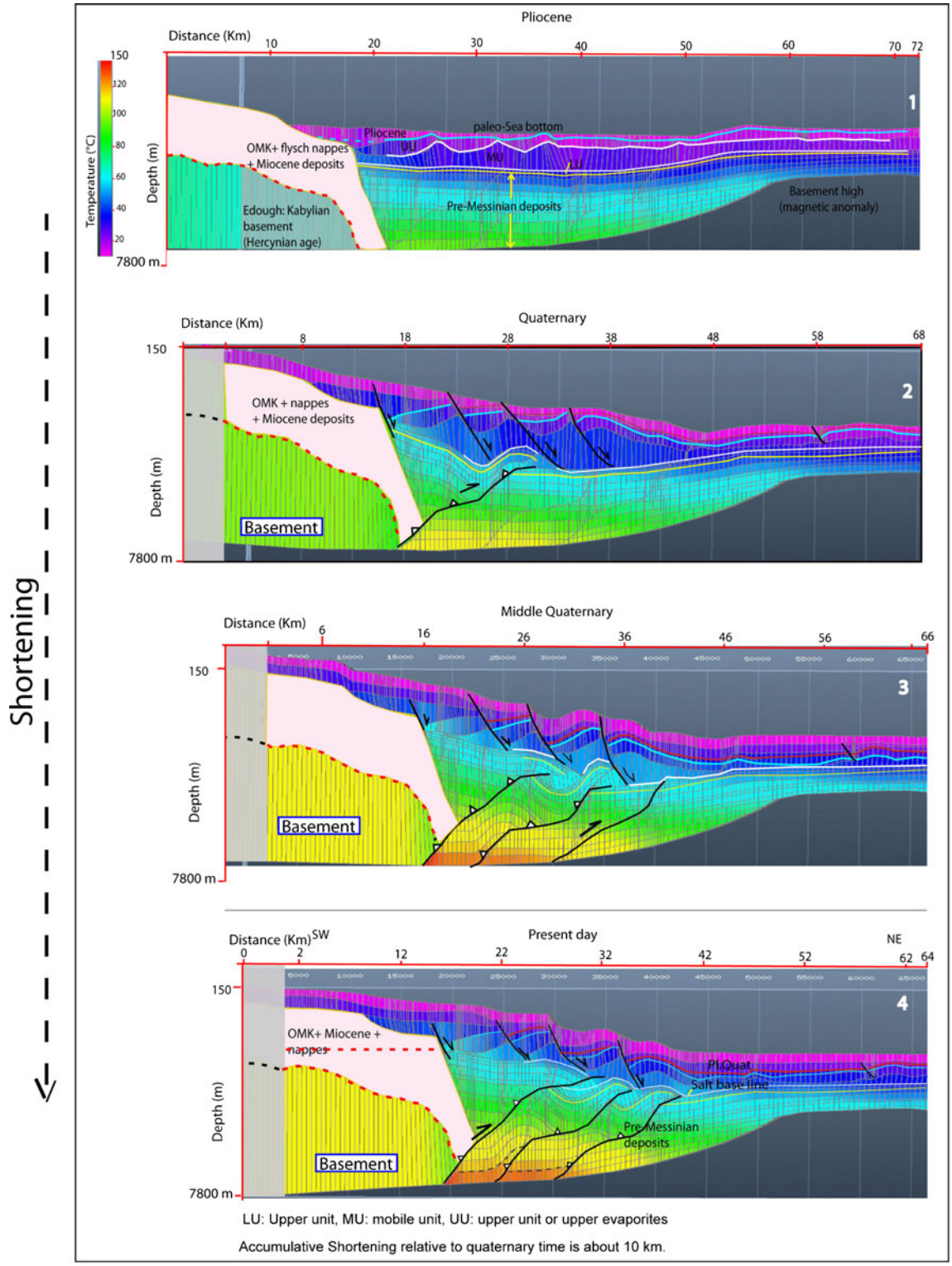


Fig. 10 Structural modeling of the Quaternary inversion of the eastern margin, since Pliocene, reporting the kinematic of the north-verging ramps, uplift of the margin, and the occurrence of the induced listric faults that are rooted at the basal Messinian salt. Lateral shortening of average 10 km has been estimated for the Quaternary period. The model represents also a thermal state of the basin where the temperature reaches around 120 °C at the base of the series (in present day time)

made up of littoral to shallow marine sandstones near the paleo-margin in the inner to outer shelf and finer grained sediments in the slope and deep offshore environment (Figs. 11).

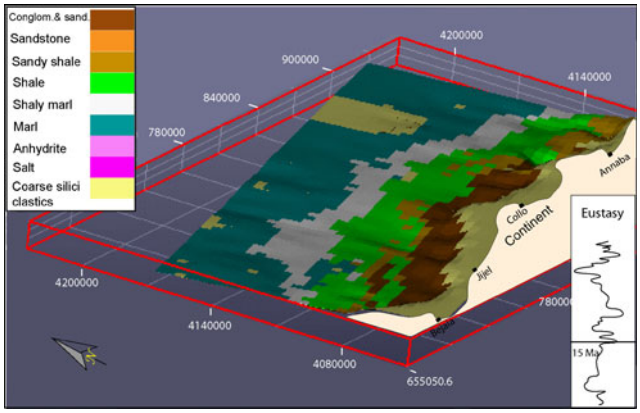


Fig. 11 Facies distribution of Lower Langhian obtained by Dionisos stratigraphic modeling, it is made up of siliclastics, there is an occurrence of coarse sandy facies dominated in the upper margin to the south passing to fine-grained (argillaceous and marls) sediments toward the deep basin. The presence of coarse sediments in the margin toe is mostly related to turbidites occurrence like those observed on field, either in Annaba or Tizi-Ouzou basin

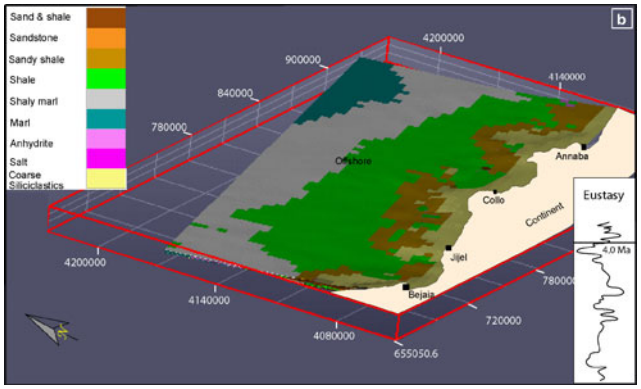


Fig. 12 Facies prediction of the Pliocene strata in the offshore domain. Stratigraphic modeling predicts siliciclastics in the hinterland, shale, and marls in the deep basin and a complex of shale/sandstones as turbidites as defined from seismic in the study area and known in the whole Western Mediterranean Sea. The present day emerged zone in the hinterland was marine during the Pliocene (Strzerzynski et al. 2010) after the Zanclean transgression, this can be argued by the marine Pliocene in the southern Dellys (Raymond and Bossière 1972)

During Middle to Late Tortonian, the margin was submitted to compression and flexural basins began to develop at the slope toe. The remaining Tortonian sediments cropping out in the southern part of Soummam basin display a regressive sequence changing vertically from shale to coarse sandstones (Figs. 3/ Geological setting and Fig. 7). They contain littoral fauna and traces of gypsum indicating a restricted environment. Farther north in present day offshore domain, facies prediction is performed by Dionisos modeling like for the Langhian deposit.

The Messinian sedimentary facies are already defined from seismic whose interpretation is based on the work of Lofi et al. (2011). The lower unit records the beginning of the low stand system tract (Gorini et al. 2015), including fine-grained siliciclastic or carbonates and probably evaporites. The Upper unit cored by DSDP-371 comprises stratified dolomites and anhydrites (Fig. 3). This unit is called Upper evaporites (Lofi et al. 2005). After the Messinian salinity crisis (MSC), the reflooding of the Mediterranean began before the onset of the Zanclean transgression (Aguirre and Sánchez-Almazo 2004, in Docouto et al. 2014).

According to Bache et al. (2012), the catastrophic marine reflooding of the Mediterranean Basin caused by the collapse of the Gibraltar straight sill occurred at 5.460 Ma, i.e., in correspondence with the high global sea level that Miller et al. (2011), in Docouto et al. 2014) match with the Marine Isotopic Stage TG 11 (Hodell et al. 2001, in Docouto et al. 2014). During this period (Zanclean), there was a development of siliciclastic deep sea fans related with this tectono-eustatic event as observed also in the Alboran basin (Christian Gorini, personal communication). These features are observed in seismic and calculated by the model (Fig. 12).

Considering the consistency between the stratigraphic model and the outcrop observation in terms of facies, the model predicts presence of reservoirs such as Late Oligocene (Figs. 7 and 3/photo no. 1), Lower Langhian (Fig. 3/photo no. 2 and Figs. 11 and 12) and Late Serravallian in the offshore domain, in spite of lateral facies variations and north-deepening of the environments. Such reservoirs depict good characteristics and thickness (Fig. 3/ photos no. 2 and 3) on the field. Furthermore, they are tested hydrocarbon shows in Chelif basin (Arab et al. 2015). The first reservoir coincides with the low stand deposits at Late Oligocene while the second one is related to the Langhian transgression (Figs. 3 and 7), marked by conglomerates to littoral sandstones grading to turbidites deposition as observed in GK and Annaba marginal basin. This transgression evolved to a maximum flooding event that leading to sedimentation of organically rich strata at Middle to Late Langhian (Table 1, photo no. 4) and predicted by the stratigraphic modeling as well.

As a general rule, regarding the T/R sequences evolution through time, the reservoirs occurred during the transgressive and regressive events while seals and source rocks were deposited during the maximum flooding which limited the coarse sediments to reach the deep offshore basin.

Analysis of the basin modeling simulations

2D modeling in complex zone (reactivated margin, off Annaba area)

Temperature distribution and transformation ratio (TR) A number of scenarios have been tested concerning the heat flow values, from 50 to 85 mW/m^2 at the present day. The optimal scenario is the one with a heat flow value amounting to 90 mW/m^2 for the rifting period and 70 mW/m^2 for the present day heat flow. This choice is supported by the temperature values which do not exceed 200 °C at burial depths

lower than 4,000 m like in the study area (Fig. 10/fourth step). Besides, the depth of top basement at the margin toe averages 7 km (Fig. 5). This large thickness is due to the over-thickening of the sedimentary cover due to the stacking of tectonic duplexes, during the Quaternary. In the deep parts of the basin, the thickness of the sedimentary cover does not exceed 4,000 m (Fig. 10/fourth step). It is worth to note that no check-shot is available, thus inducing large uncertainties on sedimentary layer thicknesses and seismic horizon depths.

Timing of hydrocarbon generation (complex zone) A number of scenarios have been tested to view the influence of the heat flow and permeability of the faults.

Three scenarios have been tested in the 2D modeling of the hydrocarbon charge by varying heat flow values from 60 to 80 mW/m^2 (Fig. 13ab c) assuming a case with open faults, and a fourth scenario with a heat flow of 80 mW/m^2 (the most probable value) considering sealed faults (Fig. 14d). The hydrocarbon saturation is globally higher (30–+70 %) in the first case (open faults, Fig. 14a–c) with a variable heat flow (60, 70, and 80 mW/m^2), rather than in the second case (sealed faults) where HC saturation is globally lower than 40 % (Fig. 13d). This is because the impermeability of the fault rock did not allow a high HC flow toward the ramp anticlines (traps). Near the upper margin, at shallower water depth, the saturation values vary from 15 to 35 %. This depends on one hand on the sealing capacity of the cap rocks and on the other hand on the closure of the structural traps (Fig. 13). The HC saturation in the Miocene reservoirs is mainly controlled by the permeability of the thrust faults.

Results of 1D, 2D, and 3D classical petroleum system modeling

Input parameters, uncertainties, and sensitivity tests

Due to the lack of geological data in the study area, a number of parameters were tested for uncertainties. Maximum and minimum values were first used and observation of the final result was calibrated by available parameters of neighboring basins such as the Alboran or other basins, in order to get an optimized model.

Besides, geochemical data have been obtained from the analysis of the outcrop samples collected south of the study area and as well existing data from the Chelif basin, the western Mediterranean (Messinian and Tortonian), central and eastern Mediterranean (Pliocene biogenic source).

Due to the lack of wells in the offshore domain, the lithofacies has been derived from Dionisos modeling using seismic facies and field data (outcrops) together with the sequence evolution and paleo-environment study. Using the whole data dealing with the lithospheric architecture and facies, the model calculates the heat flow at the base of the crust and at the base of the sediments, and in the sediments themselves. The sensitivity analysis was undertaken by varying the beta factor, with a thick lower and upper crust below the upper margin (are the hinterland), and area of thinner crust in the deep basin.

To obtain a fully constrained geothermal model (geothermal gradient and heat flow), we have used lithospheric data coming from the TRANSMED transects published by Roca et al. (2004)) and two beta factors for crustal thinning during the rifting phase, which varies from minimum values to maximum values (1.5 in the upper margin and hinterland and 3 in the deep offshore basin, Fig. 9b). Furthermore, we have considered the initial thickness of the upper mantle and the continental crust (lower and upper crust), they vary respectively from 90 to 30 km. The final thickness of the upper mantle is obtained from the TRANSMED works (Roca et al. 2004). It is estimated to 50 km in the eastern Algerian basin (Roca et al. 2004). The thickness and the facies of the different crustal segments have been defined in the frame of the SPIRAL project. The thickness varies from 25 km in the upper margin (Kabylian basement) to 6–10 km at the toe of the margin and less than 5 km in the oceanic domain (Mihoubi et al. 2014; Bouyahiaoui et al. 2014). The continental crust (lower and upper crust) extends laterally from 27 km in the Annaba bay to 50 km off Bougaroun cape and the transition zone is 15 to 18 km and 20 Km wide respectively (Mihoubi et al. 2014; Bouyahiaoui et al. 2014). Although the transition zone (TOC) can be made up by the exhumed upper mantle or lower continental crust, we assumed that it is rather made up of intruded continental crust or could be a thin layer of lower continental crust, exhumed along a landward deep detachment and overlying a heterogeneous, intruded layer (gabbros or granulites) as recently demonstrated for the Liguro-Provencal basin (Moulin et al. 2015; Afilhado et al. 2015) or in the Santos basin (Klingelhoefer et al. 2015) and previously proposed in the south Atlantic margins (Aslanian et al. 2009). Therefore, the TOC must have the same overall characteristics as the continental crust, which is what has been assumed in the 3D model. The heat flow history (Fig. 8) is linked to the geodynamic evolution of the basin, i.e., a rifting phase during Late Oligocene to Burdigalian and a sag phase during the post-orogenic period (Langhian to Lower Tortonian) and the compressional period since Late Tortonian (Fig. 7). The proposed geodynamic model is based partly on the published papers, Martin (2006) and Bouyahiaoui et al. (2014), and is derived from seismic interpretation and field observation. However, this aspect is not the main target in the present paper and thus it is not well developed. As a result, the heat flow model is a variable one with a heat flow pick recorded during the rifting phase evolving to a thermal cooling since post-collisional period (Fig. 8).

Considering the lithosphere architecture of the basin and the geodynamic context, surface heat flow, and thermal gradients distribution were extrapolated from the measured values

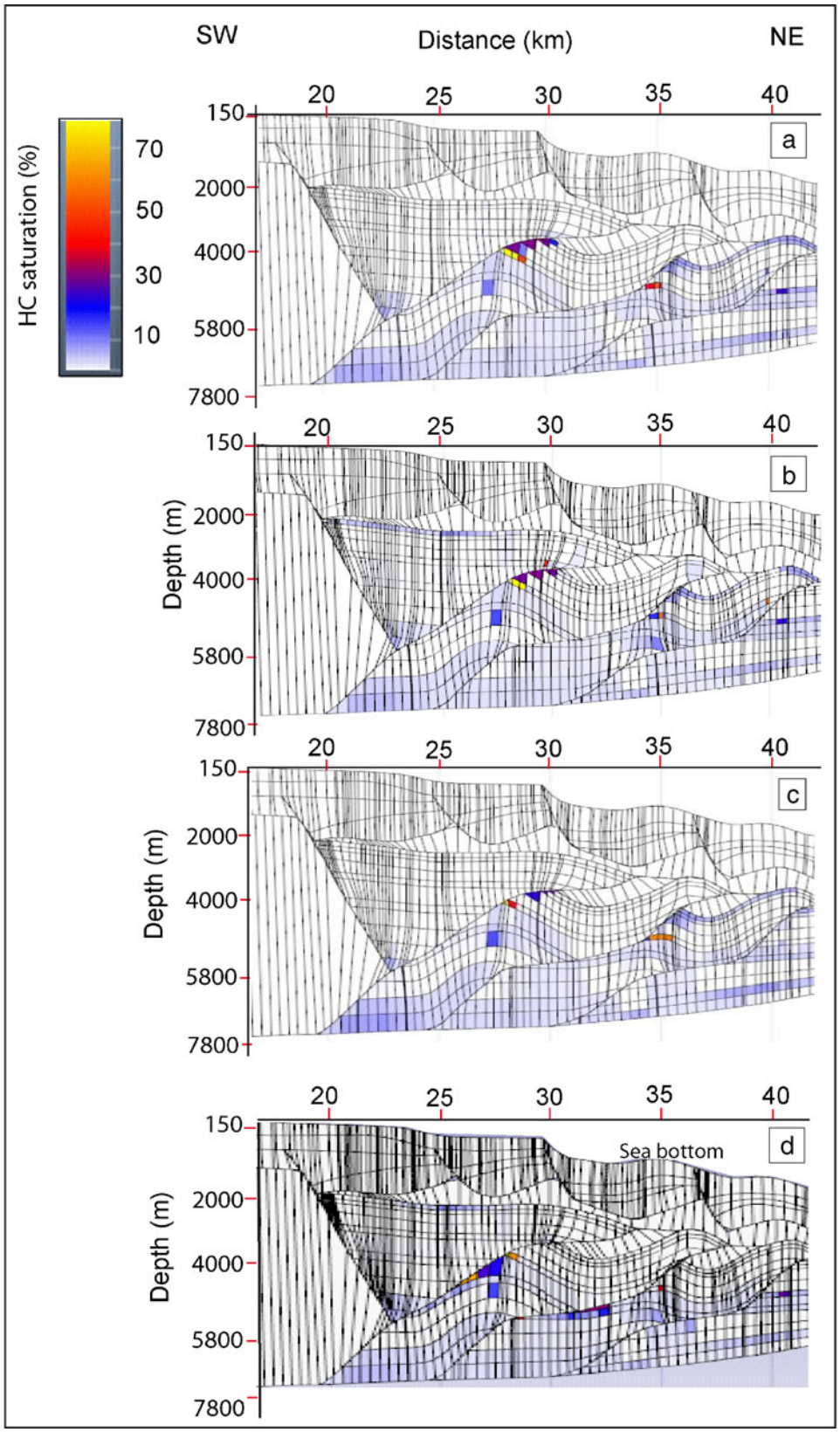


Fig. 13 Results of the 2D ArcTem modeling in complex zones applied in the eastern Algerian offshore (off Annaba area). Tests of sensitivities about the influence of heat flow variation on saturations, assuming open faults. Hydrocarbon saturations using **a** 80 mW/m^2, **b** 70 mW/m^2, and **c** 60 mW/m^2. **d** depicts hydrocarbon saturation in the cased of sealed Quaternary thrust faults considering a most probable heat flow of 80 mW/m^2. The impermeability of these faults constrains the HC migration updip toward the ramp anticlines

in the DSDP wells of the neighboring areas like the south-Balearic basin. The surface heat flow varies from 70 to 150 mW/m^2 while the geothermal gradients vary from 70 to more than 150°/km (Hutchison et al. 1985 and references

therein). As specified above in DSDP-372, in the vicinity of the study area ,the thermal gradient is estimated to 76 °C/Km and a heat flow of 102 mW/m^2 (Erickson and Von Herzen 1978) whereas along the northern Algerian margin, the heat flow varies from 80 to 100 mW/m^2 (Cavazza et al. 2004).

The sensitivity of the results was tested using a variation of the above parameters in order to obtain an optimized model. The heat flow calibration for example, was undertaken by beta calibration, keeping the thickness of the lithosphere fixed. The results of the thermal modeling were tested for different values of the heat flow at the bottom of the basement and at the base of the sediments. The heat flow results depend also upon the lithology of the different formations which have a role in heat transfer. For example, the uncertainties related to the thickness and distribution of the Messinian salt will influence the temperatures distribution both above and beneath this layer.

In terms of source rock characteristics and thermal evolution, the TOC is an important parameter controlling the threshold of hydrocarbon expulsion (Rudkiewicz and Behar 1994). Values lower than 1 % do not allow expulsion of hydrocarbons.

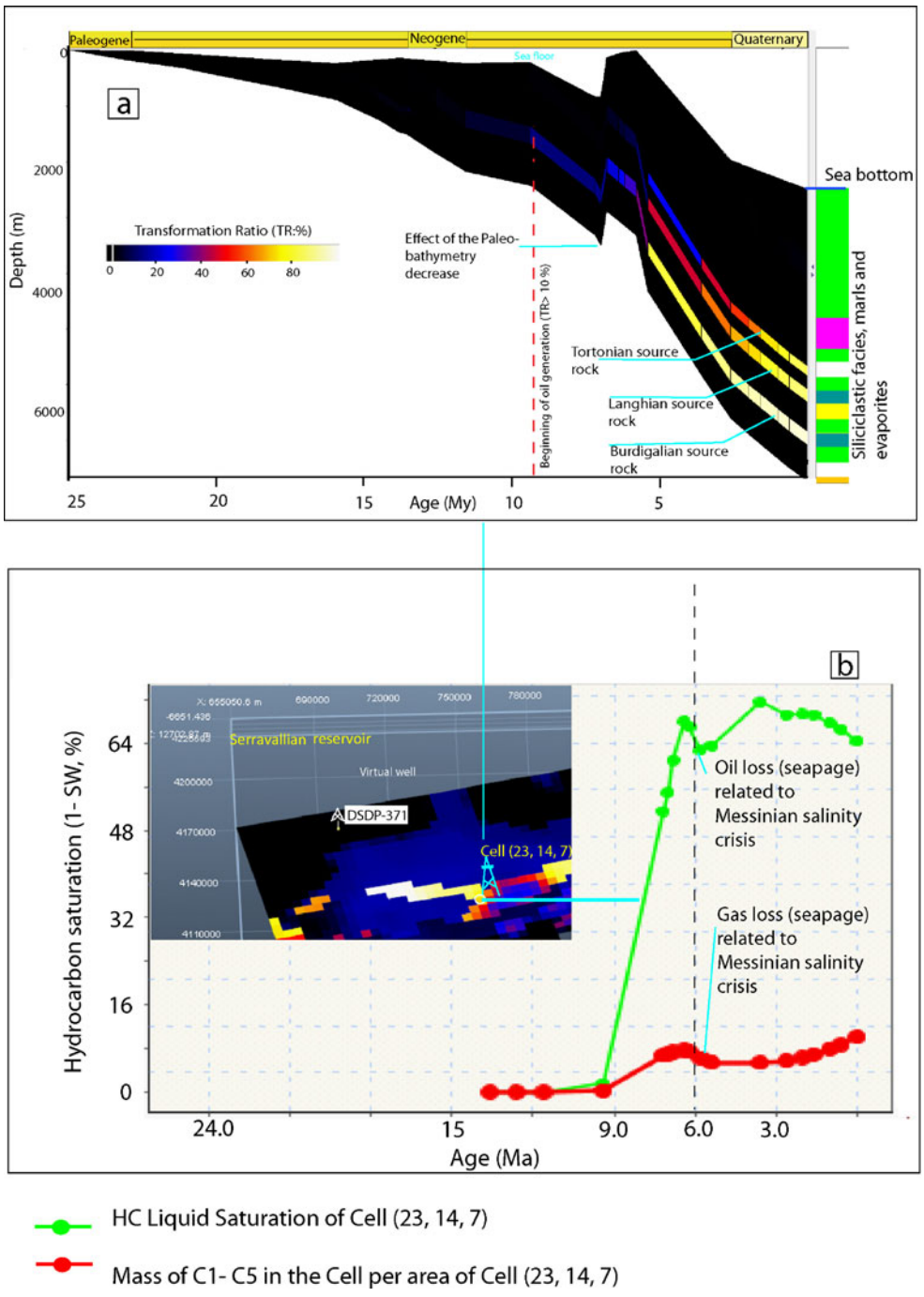


Fig. 14 1D model **a** burial and thermal maturation histories (transformation ration: TR) of the Burdigalian, Langhian, and Messinian hypothetical source rocks, **b** timing of hydrocarbon saturation in the cell of the Serravallian reservoir, **c** location of the cell within the oil saturation map of the Serravallian reservoir (cf. Fig. 18c). During the rifting phase (Late Oligocene to Late Burdigalian, two β factors are applied, 1.5 for the upper margin and 3 for the deep basin zone

Another parameter which is in direct relationship with the latter is the hydrogen index (HI). Initial HI varies generally from 400 to 600 mg/g TOC. However associated to continental organic matter it can be lower, averaging 300 mg HC/g TOC. This value minimizes also the hydrocarbon expulsion (Rudkiewicz and Behar 1994). In the model the organic rich zones depend first on the facies distribution defined by extrapolation with onshore data and Dionisos modeling. Therefore, the uncertainties include the age, organic matter type, and the vertical and lateral distribution of source rocks. The facies and lithology uncertainties in expulsion values influence also the hydrocarbon charge when considering the sealing capacity and the extension of seals in the basin.

Simulation results (output parameters) and related uncertainties

For performing a 1D basin modeling, including subsidence history, timing of hydrocarbon generation (Fig. 14a) and charge, a virtual well has been extracted from the 3D model, in the deepest area between Bejaia gulf and offshore Jijel (Fig. 14b). Marine type II organic matter is used for the Burdigalian and Langhian source rocks while the type IIS is used for the lower Messinian (hypersaline environment).

Burial and hydrocarbon and expulsion are obtained by 1D thermal and kinetic computing, taking into account the backstripping of the stratigraphic series.

The oil generation occurred at 10–3 Ma and the wet gas at 3–0 Ma for the Burdigalian source rock, the Langhian source rock experienced an oil generation at about 9 Ma while gas generation occurred at less than 2 Ma (Fig. 14a). The Messinian source rock is in onset oil generation at northern Bougaroun trough and offshore Annaba.

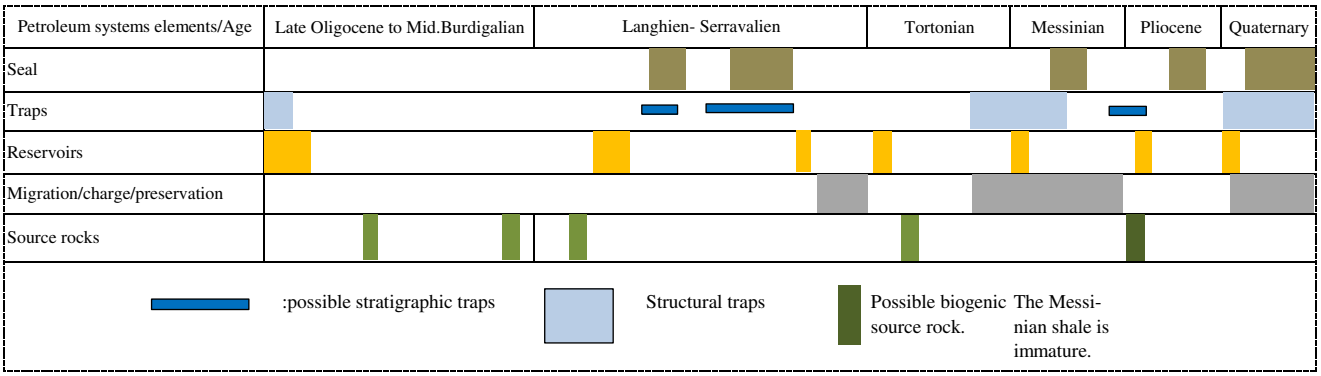
In terms of tectono-sedimentary evolution during the syn-rift period, from Late Oligocene to Mid Burdigalian, the mean subsidence rate is about 180 m/Ma while it reaches only 125 m/Ma (Fig. 14a) during the post-rift period. In such geodynamic conditions, where the post-rift coincides with the post-orogenic Alpine event and slab detachment, the subsidence law may differ from a standard model where the post-rift trigger a higher subsidence. The subsidence became much higher (740 m/Ma) during the Messinian–Plio-Quaternary period, the basin evolved to a flexural mode. Similar very high values were recently described in the Liguro-Provencal Basin (Rabineau et al. 2006; Rabineau et al. 2014; Leroux et al. 2014, 2015).

Besides, the timing of oil charge in the Serravallian reservoir (taken as an example) occurred at 8–0 Ma, almost simultaneously with the gas charge (Fig. 14b). Besides, the graph of charge history shows oil and gas loss (seepage expressed by decreasing of HC saturation, Fig. 14b) during the Messinian salinity crisis, this is related to the partial depressurization that is due to the sea drop of more than 1,000 m (e.g., Krijgsman et al. 1999; Fig. 14a), as already indicated in other Western Mediterranean basins (Iadanza et al. 2013; Bertoni et al. 2013).

The gas was generated and charged almost at the same time as the oil, the Serravallian reservoir has very low gas saturations (less than 10 kg/m^2) while the oil saturation reaches +70 %. .The timing of oil and gas charge began at the same period, i.e., 7–8 My (Fig. 14b). A second pulse of HC generation occurred during the Plio-Quaternary that means that the risk related to this parameter is lower (Table 3). Both oil and gas were expelled from the Aquitanian and Burdigalian source rocks.

The model shows HC accumulations either in structural or in stratigraphic traps, the timing of HC expulsion and migration began at Tortonian times (Fig. 14). The risk related to the timing of migration/structural trap formation (Table 3) is regarding the continuous hydrocarbon generation and expulsion even at Quaternary times (Fig. 14a, b). Regarding the hypersaline environment of the Messinian source rock, the type of its contained organic matter is type IIS (sulfuric). It reached the wet gas window already at lower Pliocene, thanks to its rapid kinetics (generation at lower temperatures, Orr 1986). However, except in the deep troughs, it records very low

Table 3 Probable petroleum system chart of the eastern Algerian offshore basin



maturity because of the thick salt layer which presumably controls a high heat transfer. This is the case in the whole Mediterranean domain where the Messinian salt layer exists.

Discussion of the results Taking into account the thickness and the type of the crust, lithospheric thickness, and morpho-structure of the margin, different beta factors have been used in order to reconstruct the geodynamic evolution and crustal lithospheric thinning. The typical induced temperature distribution is consistent with rifting evolution. The thermal gradient is higher beneath the oceanic crust and where the lithosphere has been thinned during the rifting phase (Figs. 5b and 9e), as compared to the geothermal conditions occurring before basin initiation (Fig. 8). The post-rift period is well characterized by the lowering temperatures beneath the oceanic domain which indicates thermal relaxation or cooling (Fig. 9c).

At Present day, the heat flow values at the top of the basement are close to those published by Erickson and Von Herzen (1978) and Cavazza et al. (2004). The surface heat flow varies from 50 to 60 mW/m^2 near the margin and 60 to 85 mW/m^2 in the deep basin (Fig. 9d). The geothermal gradients range from 35 to 70 °C/km locally in the margin 70–85 °C/km in the deep basin (Fig. 9e). These high values are mainly due to the thinness of the lithosphere. The temperatures vary from 150 to +200 °C in the pre-salt series and 40–80 °C in the Plio-Quaternary series, the maximum temperatures is recorded in the troughs near the margin (Fig. 9f).

The Miocene source rocks (Burdigalian, Langhian, and Messinian) are found to be in the gas window in wide areas, off Jijel and Annaba (Fig. 15). Their organic matter remained however in the oil window in the shallower structured areas, such as Bejaia gulf and offshore Bougaroun (Fig. 15).

The potential Burdigalian source rock is supposed to be present in the study area regarding the occurrence of fine-grained sediments (Fig. 3a, Introduction), it showed a high potential in the Chelif basin (Arab et al. 2015). The existence of any organically rich layer in the Aquitanian as in the Valencia trough is unlikely in our study area regarding the coarse-grained dominated facies, as observed on field (Fig. 3a, Introduction).

The Burdigalian source rock reaches dry gas window (TR > 95 %) in the main troughs located off Jijel and Annaba while it is still in the oil window in the shallower zones, i.e., off Bejaia and Collo (Fig. 5a). The potential Langhian source rock, that is already sampled and analyzed in the framework of the present work, shows almost the same maturity as the former (Fig. 15b). The Messinian source is in oil window in the deepest areas, off Jijel and NE Annaba area, the TR (transformation ratio) vary from 20 to 80 % (Fig. 15c).

Despite its fair to weak geochemical characteristics (TOC = 0.52–0.67 % and HI = 120–142 mg HC/g, Table 2), probably due to surface oxidation regarding the shallow surface sampling (<1 m depth), the Langhian is considered as a secondary source rock and is integrated in the Temis Flow model. Furthermore, the Messinian source rock which is known as a good source in offshore Italy and Spain is in the oil to wet gas generation windows off Jijel and Annaba. There the TR varies from 10 to 90 % (Fig. 15c).

Generally, the thermal maturity of the source rocks depends mainly on their burial, along the NNW–SSE section (Fig. 16a), it is higher (TR > 70 %) for the whole source rocks, at the foot of the margin and decreases northward simultaneously with the thickness decrease of the sediments, the TR in the oceanic domain farther north is lower than 10 % (immaturity state).

The petroleum system modeling was undertaken in two scenarios. In the first one, we assumed that the faults have no effect on fluid mobility and pressures; the second includes the E–W thrust faults which were active since Lower Quaternary. The rest of the faults are normal faults and strike-slip ones that are limited generally to the lower Oligo-Miocene unit at the base of the series.

In both scenarios, the pressure distribution is almost uniform, it varies from 40 (5,800 psi) to 70 MPa (10,000 psi) with maximum values (100 MPa, 14,500 psi) recorded off Bougaroun and Annaba troughs (Fig. 18a). Same distribution is observed along the NNW-SSE section, the overpressures are varying from 50 (7,200 psi) to 100 MPa (14,500 psi) (at the foot of the margin) in the sub-salt series and lower than 15 MPa (2,200 psi) in the Plio-Quaternary (Fig. 17b).

Regarding the morphostructure of the basin and Messinian salt, overpressures are predicted by the model regardless the existence or absence of the sealing faults, they are ranging from 15 to 30 MPa (2,200 to 4,350 psi) in the pre-Messinian series (Fig. 18c, d).

The dynamic petroleum system processes include thermal evolution of the organic rich layers or source rocks, their expulsion efficiency, reservoir quality, and the facies distribution of the seals (seal capacity). Before the recent inversion, hydrocarbon might have migrated from the deep troughs beyond the slope toe (areas of matured source rocks) to the structural highs (Figs. 16 and 18) where reservoir pinch-outs or stratigraphic traps could occur. After the recent Quaternary inversion where ramp anticlines were formed on the upper margin (Figs. 2b and 17d), hydrocarbon (oil and gas) migration occurred up dip either through offset between sealed faults, from kitchen zones to the stratigraphic and structural traps in the basin and upper margin (Figs. 18 and 19), or vertically through the Miocene series. This mechanism of

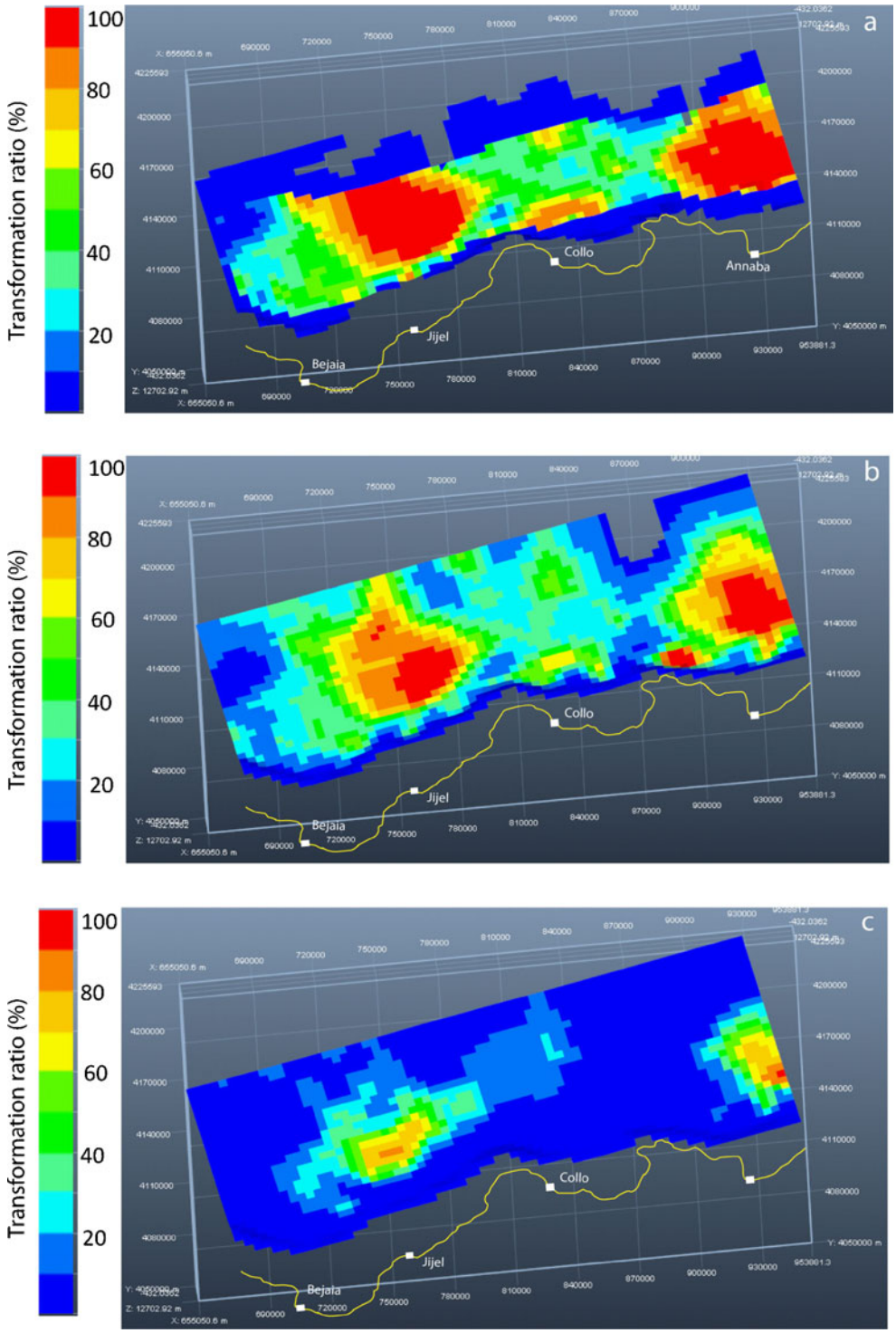


Fig. 15 Transformation ratio (TR, in percent) at present day of: **a** the Burdigalian, **b** Langhian and **c** Messinian hypothetical source rocks of the eastern Algerian offshore basin

migration is governed by Darcy flow when buoyancy force of the hydrocarbon flow overcomes the capillary pressure of the fine-grained sediments. In addition to Buoyancy force and the intensity of the hydrocarbon flow, some mineral and organic (highly mature organic matter) grains in shale and in-situ microfractures allow somehow migration (multiphase Darcy flow) throw it (Slatt and O'Brien 2011). Beside, in the case of open faults the migration pathways reached easily such new formed traps (Fig. 18a, b, c).

The 2D charge model yield 40 to 60 % oil saturation in the structural traps (Fig. 17b), area located between offshore Jijel and Bejaia gulf, along the NW-SE section. Within the same section, the mass of gas trapped within

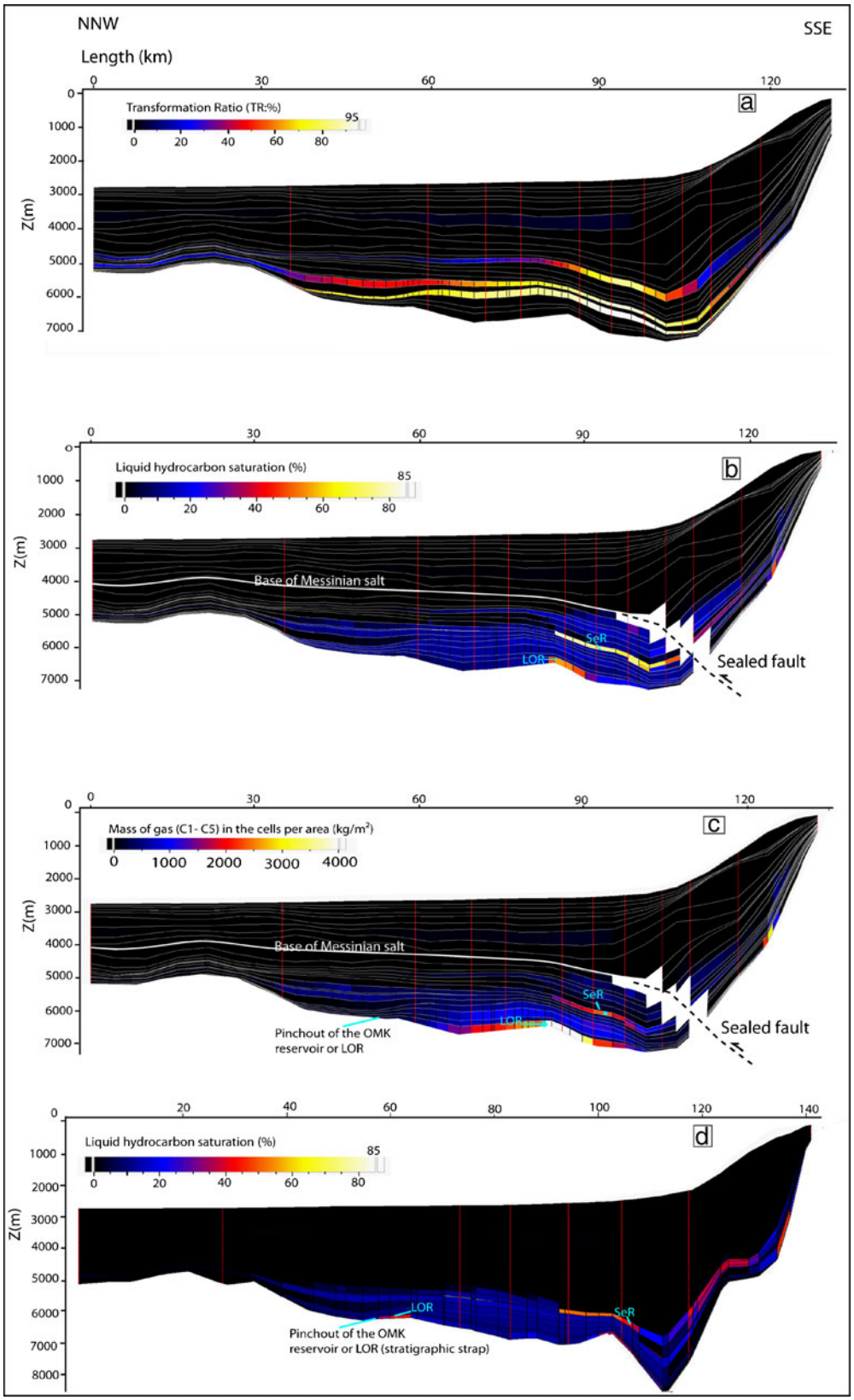


Fig. 16 Results of 2D petroleum system modeling using the same parameters of the 3D model, considering sealed quaternary faults. **a** Transformation ration (TR) lateral variation of the three Miocene source rocks (Burdigalian, Langhian, and Messinian), **b** liquid hydrocarbon saturation inside the Late Oligocene in the structural trap and in Serravallian reservoir inside the combined structural and stratigraphic traps assuming closed faults, and **d** liquid hydrocarbon distribution along a parallel section close to the former one, considering a case study without faults

the Late Oligocene reservoir is ranging from 2,000 to + 4, 000 kg/m^2 (Fig. 17c). However, lower oil saturation (<40 %) is recorded in the second scenario (without faults) (Fig. 17d). This can be explained by the high

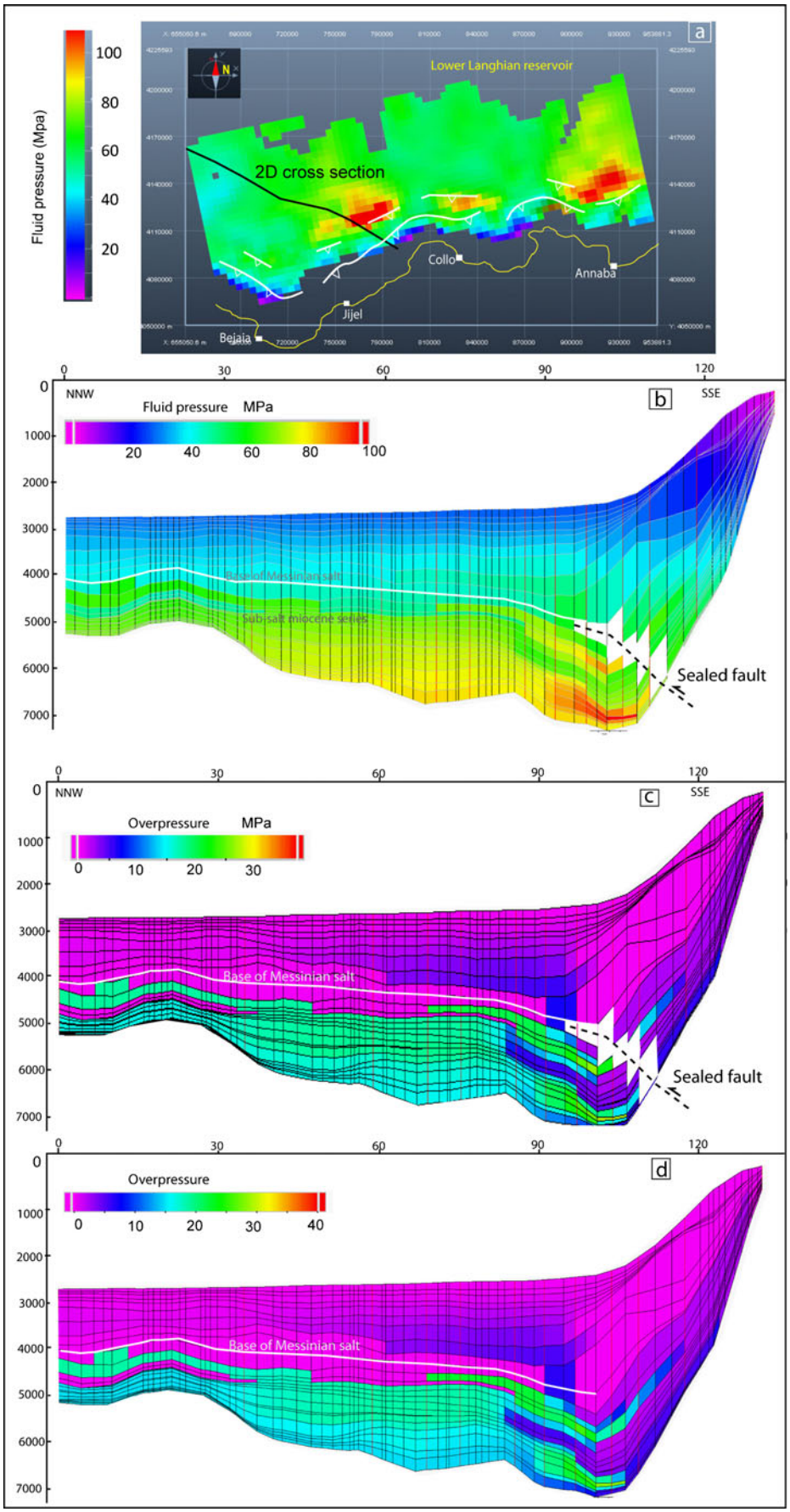


Fig. 17 Pressure models considering a case with sealing faults during Quaternary reactivation. **a** Map of fluid pressure at top of lower Langhian (in megapascal) at Present day, **b** NW-SSE section showing fluid pressure distribution (in megapascal) obtained from 2D basin modeling, **c** overpressure recorded inside the offshore basin along the same section

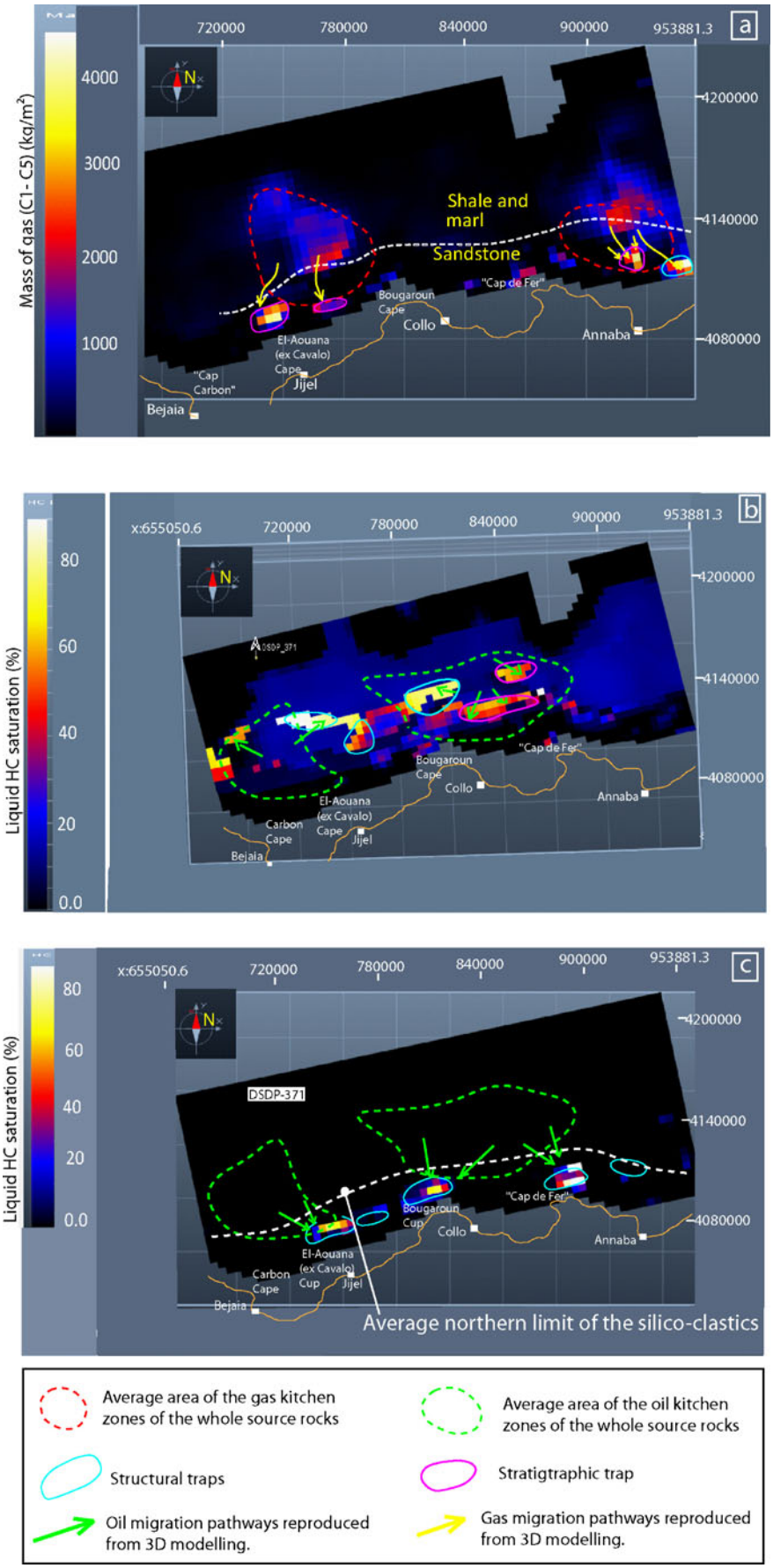


Fig. 18 Results of 3D petroleum system modeling in terms of oil and gas trapped in structural and stratigraphic traps, considering a second scenario without fault, **b** mass of gas (C1–C5) trapped inside Lower Langhian, **d** liquid hydrocarbon saturation inside Lower Messinian reservoirs. Except for Late Oligocene, the hydrocarbon accumulations occurred in the continental to transitional domain, either in structural or in structural and stratigraphic combined traps

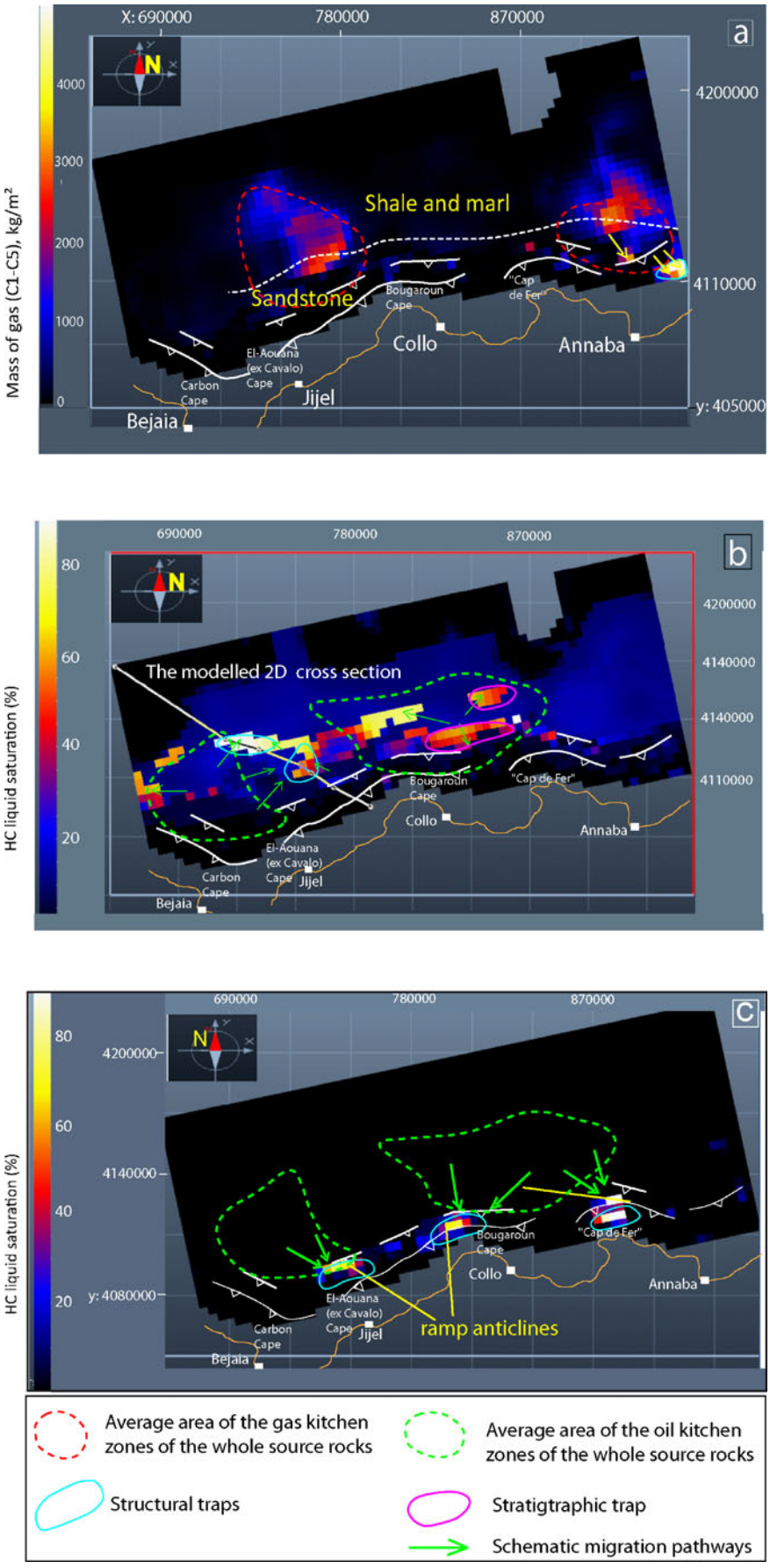


Fig. 19 Results of 3D petroleum system modeling in terms of hydrocarbon charge in the study area considering a scenario with sealing faults, **b** mass of accumulated gas (C1–C5) accumulated within the Lower Langhian reservoir, gas (C1–C5) accumulations (saturation) within the Lower Messinian reservoir

migration flow from deep areas toward the upper margin which disadvantage somewhat trapping in the deep-structured areas.

The lower Langhian reservoir is dominated by sandstone facies in the continent and locally in the slope, near the margin (Figs. 11 and 12). The model without faults depicts gas accumulations (mass of C1–C5 varying from 2,000 to +4,000 kg/m^2) in the latter, on the structured part of the margin (ramp anticlines) (Fig. 18b), which is the same mode of charge given by the 2D modeling in complex zones (Fig. 14), off Annaba area. This could be explained by the fact that hydrocarbons migrated without any barriers from the deeper parts of the basin southward (Figs. 16d, 18b). The case with sealed faults (but discontinuous laterally) shows that no gas was charged in the previous accumulated zones, except for Annaba area where oil is still present (Fig. 19b). The same reservoir (Langhian) shows just minor accumulations of oil, it is rather gas bearing reservoir on the margin where siliciclastic facies occur (Figs. 12). Furthermore, the Lower Serravallian reservoir depicts almost the same oil saturations (40–+80 %) in both 3D scenarios (Figs. 18c and 19c), thanks to its widespread coarse sediments which make the drainage areas well developed.

On the contrary to what was obtained for Langhian reservoir, the Lower Messinian records much more oil accumulated in the ramp anticlines, off Jijel, Bougaroun, and Annaba, on the upper margin with the presence of sealing faults "Cap de Fer" (Annaba) (Fig. 19d). The sealing faults play the role of a barrier that contributes to trap and preserve hydrocarbons. In this case, the oil migration occurred possibly through the fault gaps.

The reservoirs display structural and stratigraphic traps that could be charged depending mainly on the source rock potential, seals distribution, and the sealing capacity of the reverse faults that are parallel to the margin. Taking into account the rapid facies changes in the pre-salt series, as predicted by the Dionisos model, and the hypothetical source rocks considered based on the analogy with the other segments of the Western Mediterranean and few new geochemical analysis (Langhian marls), the prediction of a commercial accumulation depends particularly on the seals distribution, sealing capacity (granulometry, capillary pressure, porosity, and permeability of the fault rock) of the Quaternary reverse faults, the potential, and extension of the Miocene source rocks. Furthermore, the expulsion efficiency of the source rocks are related to the amount (TOC must be upper than 2 % in our case study) and the potential of the organic matter.

Regarding the deposition of very thick Messinian salt and evaporites layers (>1,500 m), without considering the permeability of the listric faults (Figs. 2 and 4), the model does not predict any hydrocarbon charge in the Plio-Quaternary reservoirs (turbidites) the salt windows between diapirs does not allow vertical hydrocarbon migration (Fig. 16). However, permeable faults in the Messinian evaporites may exit and could play a role of conduit for vertical hydrocarbon migration.

If the pressures do not differ a lot in the both scenarios, the hydrocarbon migration and their distribution differ in most reservoirs.

Thanks to the occurrence of the required petroleum system elements (SR, reservoir, charge, … Table 3) and their probable efficiency, the most prolific zones are defined on the margin and even beyond the margin toe, with a maximum limit of 60 to 65 km farther north, and the most prospective zones for immediate exploration are located at the NW part of the gulf of Bejaia for the Serravallian target, northwestern side of the Annaba plateau for the Langhian reservoir, and immediately off the capes, such as El-Ouana, Bougaroun and "Cap de Fer". In such zones, the oil and gas accumulations occurred in the ramp anticlines, close to the shoreline, at less than 2,000 m water depth (Fig. 2a, b). However, the Langhian target (structural trap) located off Jijel is very deep, either in terms of bathymetry (Fig. 1b) or of depth.

Although the probable prospectivity of the study area regarding the size, the variety of facies, the thickness of the sedimentary cover, and the presence of the source rocks in the Algerian onshore margin and the surrounding Mediterranean basins, the different hypotheses about the distribution and the potential of the most probable source rocks and the uncertainties in facies distribution are the main risk in exploration.

Conclusion

The integration of onshore and the offshore data (seismic) led to an identification of the nature and ages of the sedimentary infill in the deep offshore basin. The ages of the sub-salt series corresponds to the Oligo-Miocene times. The OMK unit characterized by coarse-grained sediments records the opening phase of the Algerian basin, it considered as a synrift deposit. The post-orogenic series attributed to the Langhian–Tortonian ages represent the post-rift deposits. From Late Tortonian to present day, the Algerian margin has been submitted to an inversion with a coeval flexural basins development at the slope toe.

2D structural modeling has been used to reconstruct the successive geometries of the pre-salt Oligo-Miocene thrusts during the tectonic inversion. During the Quaternary shortening of the margin amounts to 10 km according to the balanced sections.

Stratigraphic modeling was used to predict facies distribution in the offshore basin. This facies modeling enabled to outline the lateral offshore distribution of the alluvial to fluvio-marine conglomerates during the beginning of rifting of the Algerian Basin at Late Oligocene which is consistent

with the interpretations . During the drifting period at Oligo-Miocene times, the sedimentary basin was sourced by the kabylian basement itself. However, after the collision between Kabylian (LK) and Africa, the sediments were sourced from Maghrebian thrust belt, in the south .The thick sandstones observed onshore extend up to the toe of the margin due to the relatively low diffusivity of the river systems at that time.

The Pliocene series in the present day offshore basin comprise turbidites and deep sea fans, as deduced from seismic profiles at the toe of the margin and fine-grained sediments in the deep basin as described in the DSP-371 well.

At least, three anoxic events might have been existed and characterized by modeling relative to the geodynamic and eustatic evolution of the eastern Algerian basin, these are: Burdigalian, which coincided with the maximum flooding of the basin during the rifting period, the second is the late Langhian which is related to the maximum transgression and finally the Messinian event which is characterized by widespread hypersaline and confined environments that took place within and around the Mediterranean. Such environments are favorable for organic matter deposition and burying after preservation.

The geothermal model shows high heat flow during the Late Oligocene to Lower Miocene with a thermal cooling during post-rift period. Surface geothermal gradient and heat flow measurements undertaken in south-Balearic and Provencal basins (from shallow cores and DSDP wells), constitute valuable constraints for the 3D thermal modeling.

The results of the basin modeling depict overpressures reaching 2,000–4,000 psi particularly in the deep troughs and close to the sealed faults near the margin. This is caused mainly by the presence of the thick Messinian salt that limits the vertical expulsion and migration of fluids which are mainly oriented laterally to the southern border of the basin.

Regarding the high thermal maturity of the Burdigalian and Langhian source rocks, the 3D model depicts mostly oil accumulation in Late Oligocene reservoir in a large area of the basin and in both Langhian and Lower Messinian reservoirs off Annaba (plateau) most probably in the ramp anticlines, as indicated by both 2D and 3D PS modeling.

The expelled hydrocarbons from Burdigalian and Langhian source rocks would have been accumulated in combined stratigraphic/structural or in structural traps that might have been already formed at Tortonian folding event.

Besides, the dynamic model that results from 3D Temis Flow modeling predicts oil accumulation either in structural or stratigraphic traps in the margin or beyond the slope toe, in the area extending average 60 to 65 km from the coast line. Stratigraphic traps occurred near the Present day slope toe thanks to facies variation which is locally combined to a structural component. The structural traps are associated to the Quaternary north-verging ramps on the upper Margin that might have been charged from Miocene source rocks in beneath.

Regarding the morphostructure of the basin and the most probable location of the kitchen zones, lateral migration pathways occurred from the depocenters at the margin foot toward both to the ramp anticlines in the upper margin to the south and to structural highs in the deep basins. Furthermore, the basin modeling depicts vertical HC migration from deep Burdigalian and Langhian source rocks toward the overlying Miocene reservoirs. It is known that HC Migration could occur even through very fine-grained sediments (shale) thanks to buoyancy force sustained by continuous high hydrocarbon flow from the source rocks.

There are no migration pathways reaching the Plio-Quaternary reservoirs despite a presence of windows of relatively permeable (shale) facies in the Messinian salt. Together with the Upper Messinian evaporites, they constitute the main barrier for the vertical hydrocarbon migration. However, with a presence of permeable faults in the Messinian package, vertical migration could occur.

The timing of oil and gas charge is the same as the trap formation (Tortonian–Quaternary), this means that the risk related to this parameter is lower, although other kinetic parameters yield different timing.

During the Messinian salinity crisis oil and gas seepage (low amounts) occurred from Miocene sub-salt reservoirs because of partial depressurization that is due mainly to the removal of more than 1,000 m of sea water by evaporation.

Despite uncertainties about extension of the reservoirs observed on the field to the deep offshore basin, the main risk for any hydrocarbon occurrence in the study area is related to the existence of effective source rocks in the area and to the regional extension of the thick seals. Besides, the relatively high TOC content and high organic quality would have conditioned the expulsion efficiency from the source rocks.

In terms of prospectivity, in addition to the Bejaia gulf which is the most structured area, Annaba plateau may also be considered as a prospective zone regarding the shallow water in a large area. In these areas, the thick layers of Numidian flysch there played both roles of overburden and preservation.

Acknowledgments This study was carried out in the context of the SPIRAL research project whose members we would like to thank for all the fruitful discussions that we have had over the last months. We would also like to thank Sonatrach and Alnaft managers who facilitated the access to data and for the authorization for publication. Bernard Carpentier, Isabelle Kowaleski, and Benoit Chauveau are warmly acknowledged for their help when operating the modeling software. We also thank Massinissa Benadellouahed from Ifremer, Christian Gorini from Paris VI University and Madjid Badsi for fruitful discussions on the geophysical and stratigraphic interpretations at regional scale.

References

Afilhado A, Moulin M, Klingelhoefer F, Aslanian D, Schnurle P, Nouzé H, Rabineau M, Beslier MO (2015) Deep crustal structure across an young passive margin from wide- angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) - II. Sardinia's margin, accepted to BSGF, ILP special Volume

Aguirre J, Sánchez-Almazo IM (2004) The Messinian post-evaporitic deposits of -the Gafares area (Almeria-Níjar basin, SE Spain). A new view of the "Lago-Mare" Facies. Sediment Geol 168:71–95

Aite MO, Gélard JP (1997) Post-collisional palaeostresses in the Central Maghrebides (Great Kabylia, Algeria). Bull Soc Geol Fr 168:423–436

Arab M, Bracène R, Roure F, Zazoun RS, Mahdjoub Y, Badji R (2015) Source rocks and related petroleum systems of the Chelif basin, (western Tellian domain, north Algeria). Mar Pet Geol 64:363–385

Aslanian D, Moulin M, Olivet JL, Unternehr P, Matias L, Bache F, Rabineau M, Nouzé H, Klingelheofer F, Contrucci I, Labails C (2009) Brazilian and African passive margins of the central segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. Tectonophysics 468(1-4):98–112

Auzende JM, Olivet JL, Bonnin J (1974) Le détroit sardano-tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne. Tectonophysics 21:357–374

Bache F, Olivet JL, Gorini C, Rabineau M, Baztan J, Aslanian D, Suc JP (2009) Messinian Erosional and Salinity Crises: View from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). Earth Planet Sci Lett 286:139–157

Bache F, Popescu SM, Rabineau M, Gorini C, Suc JP, Clauzon G, Jolivet L, Rubino JL, Melente-Dobrinescu MC, Estrada F, Londeix L, Armijo R, Meyer B, Jolivet L, Jouannic G, Leroux E, Aslanian D, Reis ATD, Mocochain N, Dumurdžanov N, Zagorchev I, Lesic V, Tomic D, Namik ÇN, Brun JP, Sokoutis D, Csato I, Ucarkus G, Çakir Z (2012) A two-step process for the reflooding of the Mediterranean basin after the Messinian Salinity Crisis. Basin Res 24:125–153

Bertoni C, Cartwright J, Hermanrud C (2013) Evidence for large-scale methane venting due to rapid drawdown of sea level during the Messinian salinity crisis. Geology 41:371–374

Bossière G, Peucat JJ (1985) New geochronological information by Rb-Sr and U-Pb investigations from the pre-Alpine basement of Grande Kabylie (Algeria). Can J Earth Sci 22:675–685

Bouillin JP (1986) Le bassin maghrébin: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. Bull Soc Geol Fr 8(4): 547–558

Bouyahiaoui B, Sage F, Abtout A, Klingelhoefer F, Yelles-Chaouche K, Schnürle P, Marok A, Déverchère J, Arab M, Galve A, Collot J-Y (2014) Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. Geophys J Int 201:1912–1938

Burke K, Wells GL (1989) Trans-African drainage system of the Sahara: was it the Nile? Geology 17:743–747

Caldarelli C, Martini P, Smith D (2013) Source rocks potential and maturity modelling in the southern Adriatic Sea: Key controls for predicting hydrocarbon distribution. Search and Discovery Article, AAPG European Regional Conference & Exhibition, Barcelona, Spain

Carbonnel G, Courme-Rault MD (1997) Ostracodes miocènes d'Algérie : systématique, biostratigraphie, distribution palinspatique. Numéro 1 de Mémoires du Muséum d'histoire naturelle de Lyon., p 131

Carminati EM, Wortel JR, Spakman W, Sabadini R (1998) The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. Earth Planet Sci Lett 160:651–665

Catuneanu O (2006) Principles of sequence stratigraphy, Elsevier., p 375

Cavazza W, Roure FM, Spackman W, Stampfli GM, Zeigler PA (eds) (2004) The Transmed Atlas. The mediterranean region from crust to mantle, geological and geophysical framework of the Mediterranean and the surrounding areas. Springer, XXIII., p 141

Colin C, Siani G, Liu Z, Blamar D, Skonieczny C, Zhao Y, Bory A, Frank N, Duchamp-Alphonse S, Thil F, Richter T, Kissel C, Gargani J (2014) Late Miocene to early Pliocene climate variability off NW Africa (ODP Site 659). Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 401:81–95

Csato I, Catuneanu O, Grangeon D (2014) Millennial-Scale sequence stratigraphy: numerical simulation with Dionisos. J Sediment Res 84:13

Déverchère J., Yelles K., Domzig A., Mercier de Le'pinay B., Bouillin J.P., Gaullier V., Bracène R., Calais E., Savoye B., Kherroubi A., Le Roy P., Pauc H., Dan G. (2005) Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. Geophysical research letters 32: L04311, doi: 10.1029/2004GL021646.

Docouto D, Popescu SM, Suc JP, Melinte-dobrinescu MC, Barhoun N, Gorini C, Jolivet L, Poort J, Jouannic G, Auxietre JL (2014) Lago Mare and the Messinian salinity crisis: evidence from the Alboran Sea (S. Spain). Mar Pet Geol 52:57–76

Domzig A, Le Roy C, Yelles K, Déverchère J, Bouillin JP, Bracène R, Mercier de Lépinay B, Le Roy P, Calais E, Kherroubi A, Gaullier V, Savoye B, Pauc H (2006) Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore Western Algeria (Maradja 2003 Cruise). Compt Rendus Geosci 338:80–91

Durand-Delga M (1969) Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ Serv géol Algérie 39:89–131

Emery D, Myers KJ (1996) Sequence stratigraphy. BP exploration, stockley Park. Blackwell Science Ltd, Uxbridge, London

Erickson AJ (1970) The measurement and interpretation of heat flow in the Mediterranean, and Black Ph.D thesis. Mass. Inst. of Technol, Cambridge, Mass, p 272

Erickson AJ, Von Herzen RP (1978) Down hole temperature Measurements, Deep Sea Drillings Project, leg 42A. Initial Rep Deep Sea Drill Proj 42(1):857–871

Faccenna C, Piromallo C, Crespo-Blanc A, Jolivet L, Rossetti F (2004) Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23:1–21

Fauquette S, Suc JP, Bertini A, Popescu SM, Warny S, Bachiri N, Taoufiq B, Perez Villa MJ, Chikhi H, Feddi N, Subally D, Clauzon G, Ferrier J (2006) How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. Elsevier. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 238:281–301

Fluteau F, Ramstein G, Besse J (1999) Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. J Geophys Res 104(D10): 11995–12018

Géry B, Feinberg H, Lorenz C, Magné J (1981) Définition d'une série-type de l'< <Oligo-Miocène kabyle> > ante nappes dans le djebel Aissa-Mimoun (Grande Kabylie, Algérie). CR Acad Sc Paris, t 292(II):1529–1532

Gladstone R, Flecker R, Valdes P, Lunt D, Markwick P (2007) The Mediterranean hydrological budget from a Late Miocene global climate simulation. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 251: 254–267

Gorini C, Montadert L, Rabineau M (2015) Dual Messinian lowstand megasequences in the deep basin of the Eastern and western Mediterranean: a combined conceptual model. Marine and Petroleum Geology, Special Volume, Messinian events and hydrocarbon exploration in the Mediterranean

Granath JW and Casero P (2004) Tectonic setting of the petroleum systems of Sicily. AAPG Hedberg Series, no 1:391–411

Granjeon D (1996) Modélisation stratigraphique déterministe- conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique, Géosciences Rennes. Université de Rennes 1, Rennes

Granjeon D (1997) Modélisation stratigraphique deterministe: conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. Th_ese Doct. University of Rennes 1, France, p 175

Granjeon D (2009) 3D stratigraphic modeling of sedimentary basins. AAPG Annual Convention and Exhibition. AAPG Search and Discovery, Denver

Granjeon D, Joseph P (1999) Concepts and applications of a 3-D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. In: Harbaugh JW, Watney WL, Rankey EC, Slingerland R, Goldstein RH (eds) Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations. SEPM Special Publications., pp 197–210

Griffin DL (2002) Aridity and humidity: two aspects of late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 182:65–91

Haq BU, Shutter SR (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. Science 322:64–68

Haq B, Hardenbol J, Vail P (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235(4793):1156–1167

Hodell DA, Curtis JH, Sierro FJ, Raymo ME (2001) Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic. Paleoceanography 16(2):164–178

Hsü KJ, Cita MB, Ryan WBF (1973) The origin of the Mediterranean evaporites initial reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp 1203–1231

Hsü KJ, Montadert L et al (eds) (1978) Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (well DSDP-371), 42, part 1. U.S Government Printing Office, Washington, pp 1079–1094

Hutchison I, Von Herzen RP, Louden KE, Sclater JG, Jemsek (1985) Heat flow in the Balearic and Tyrrhenian basins, western. J Geophys Res 90:685–701

Iadanza A, Sampalmieri G, Cipollari P, Cosentino D, Mola M (2013) Hydrocarbonon-seep Scenarios in the Western Mediterranean Margin during the Messinian Salinity Crisis: Onland Case Studies from the Italian Peninsula, Search and Discovery Article #41176

Klingelhoefer F, Evain M, Afilhado A, Rigoti C, Loureiro A, Alves D, Leprêtre A, Moulin M, Schnurle P, Benabdellouahed M, Baltzer A, Rabineau M, Feld A, Viana A, Aslanian D (2015) Maging proto-oceanic crust off the Brazilian continental margin. Jeophysical Journa International 200(2):471–488

Köhler CM, Heslop D, Krijgsman W, Dekkers MJ (2010) Late Miocene paleoenvironmental changes in North Africa and the Mediterranean recorded by geochemical proxies (Monte Gibliscemi section, Sicily). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 285:66–73

Krijgsman W, Hilgen FJ, Raffi I, Sierro FJ, Wilson DS (1999) Chronology, causes and progression of the Messenia Salinity Crisis. Nature 400:652–655

Larrasoaña JC, Roberts AP, Rohling EJ (2013) Dynamics of green Sahara periods and their role in Hominin evolution. PLoS ONE 8:c76514. doi: 10.1371/journal.pone.0076514

Leroux E, Rabineau M, Aslanian D, Granjeon D, Droz L, Gorini C (2014) Stratigraphic simulations of the shelf of the Gulf of Lions: testing subsidence rates and sea-level curves during the Pliocene and Quaternary. Terra Nov. 26(3):230–238

Leroux E, Aslanian D, Rabineau M, Moulin M, Granjeon Gorini C, Droz L (2015) Sedimentary markers in the Provençal Basin (western Mediterranean): a window into deep geodynamic processes. Terra Nov. 27(2):122–129

Lofi J, Rabineau M, Gorini C, Berné S, Clauzon G, De Clarens P, Moutain GS, Ryan WBF, Steckler MS, Fouchet C (2003) Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the Western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. Mar Geol 198(3–4):289–317

Lofi J, Gorini C, Berné S, Clauzon G, Dos Reis AT, Ryan WBF, Steckler MS (2005) Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. Mar Geol 217:1–30

Lofi J, Déverchère J, Gaulier V, Gorini C, Gillet H, Guennoc P, Loncke L, Maillard A, Sage F, Thinon I (2011) Seismic atlas of the "Messinian salinity crisis" markers in the Mediterranean and Black seas. Mém Soc Géol Fr 179:72

Maillard A, Gaullier V, Vendeville BC (2003) Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the ligurian-provençal basin, northwest Mediterranean. Mar Pet Geol 20(1):13–27

Martin A.K. (2006) Oppositely directed pairs of propagating rifts in back-arc basins: double saloon door seafloor spreading during subduction rollback. Tectonics, 25, TC 3008, doi: 10.1029/2005TC001885.

Mauffret A (2007) The northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) plate. Tectonophysics 429:21–44

Mauffret A, Pascal G, Maillard A, Gorini C (1995) Tectonics and deep-structure of the north-western Mediterranean Basin. Mar Pet Geol 12:645–666

Mauffret A, De Lamotte DF, Lallemand S, Gorini C, Maillard A (2004) E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). Terra Nov. 16:257–264

Maury R, Fourcade S, Coulon C, El Azzouzi M, Bellon H, Coutelle A, Ouabadi A, Semroud B, Cotton J, Belanteur O, Louni-Hacini A, Piqué A, Capdevila R, Hernandez J, Réhault JP (2000) Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab break-off. C R Acad Sci Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 331:159–173

Mckenzie D (1978) Some remarks on the development of sedimentary basin. Earth and Planetary Science Letter 40:25–32

Medaouri M, Déverchère J, Graindorge D, Bracene R, Badji R, Ouabadi A, Yelles-Chaouche K, Bendiab F (2014) The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. J Geodyn 77:186–205

Meghraoui M, Pondrelli S (2012) Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. Ann Geophys 55: 955–967

Mihoubi A, Schnurle P, Benaissa Z, Badsi M, Bracene R, Djelit H, Geli I, Sage F, Agoudjil A, Klingelhoefer F (2014) Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle 10 seismic modelling and multi-channel seismic pre-stack depth migration. Geophys J Int 198(3):1486–1503

Miller KG, Mountain GS, Wright JD, Browning JV (2011) A 180-million-year record of sea level and ice volume variations. In: Docouto D, Popescu SM, Suc JP, Melinte-dobrinescu MC, Barhoun N, Gorini C, Jolivet L, Poort J, Jouannic G, Auxietre JL (eds) (2014) Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: evidence from the Alboran Sea (S. Spain). Marine and Petroleum Geology 52., pp 57–76

Moulin M, Klingelhoefer F, Afilhado A, Feld A, Aslanian D, Schnurle P, Nouzé H, Rabineau M, Beslier MO (2015) Deep crustal structure across an young passive margin from wide- angle and reflection seismic date (the SARDINIA Experiment)—I- Gulf of Lion's Margin accepted to bSGF., ILP special Volume

Negredo A, Fernandez M, Torné M, Doglioni C (1999) Numerical modeling of simultaneous extension and compression: the Valencia trough (Western Mediterranean). Tectonics 18(2):361–374

Orr WL (1986) Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils. Adv Org Geochem 10:499–516

Palacios JM, Sotomayor J, Quesada S (2003) The Mio-pliocene turbidite system of the Valencia trough. Search and Discovery Article. AAPG International Conference, Barcelona, Spain

Panza GF, Raykova RB, Carminati E, Doglioni C (2007) Upper mantle flow in the western Mediterranean. Earth Planet Sci Lett 257:200–214

Polyak BG, Fernandez M, Khutorskoy MD, Soto JI, Basov IA, Comas MC, Khain VY, Alonso B, Agapova GV, Mazurova IS, Negredfo A, Tochitsky VO, De la Linde J, Bogadanov NA, Banda E (1996) Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean. Tectonophysics 263:191–218

Porter M.L., Sprague., A.R.G., Sullivan M.D., Jenette D.C., Beaubouef R.T., Garfield T.R., S.P., Rossen C., Sickafoose D.K., Jensen G.N., Friedman S.J., Mohrig D.C. (2006). Stratigraphic organization and predictability of mixed coarse- and fine-grained lithofacies successions in a lower Miocene deepwater slope channel complex system, Angola Block 15. The American association of Petroleum Geologists, doi: 10.1306/12158800M883273

Potter PE, Szatmari P (2009) Global Miocene tectonics and the modern world. Earth Sci Rev 96:279–295

Rabineau M., Berne S., Olivet J.L., Aslanian D., Guillocheau F., and Joseph P. (2005a) Paleo sea level reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). Earth and Planetary Science Letters, 252, Issue 1-2: 119-137. doi: 10.1016/j.epsl.2006.09.033

Rabineau M, Serge B, Aslanian D, Olivet JL, Josephc P, Guillocheau F, Bourillet JF, Ledrezen E, Granjeon D (2005b) Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. Mar Pet Geol 22:775–804

Rabineau M, Berne S, Olivet JL, Aslanian D, Guillocheau F, Joseph P (2006) Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500, 000 yr). Earth Planet Sci Lett 252(1–2):119–137

Rabineau M, Leroux E, Aslanian D, Bache F, Gorinid C, Moulin M, Molliex S, Droz L, Dos Reis AT, Rubino JL, Guillocheau F, Olivet JL (2014) Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the Gulf of Lion. Earth and Planet Sci Lett 388:353–356

Raymond D, Bossière G. (1972) Carte géologique simplifiée du Nord-Ouest de la grande Kabylie. Travaux de laboratoire associé au CNRS. N°145 "Géologie des Chaînes Méditerranéennes". Service de Documentation et de Cartographie Géographiques du CNRS

Réhault J-P, Boillot G, Mauffret A (1985) The western Mediterranean basin. In: Stanley DJ, Wezel FC (eds) Geological evolution of the Mediterranean Basin. Springer, Verlag, Berlin, pp 101–129

Roca E, Frizon de Lamotte D, Mauffret A, Bracène R, Vergés J, Benaouali N, Fernàndez M, Muñoz JA, Zeyen H (2004) TRANSMED Transect II. In: Cavazza W, Roure F, Spakman W, Stampfli GM, Ziegler PA (eds) The TRANSMED Atlas—The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer, Berlin Heidelberg

Roure F., Casero P. and Addoum B. (2012) Alpine Inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. Tectonics 31: 1-28, TCXXXX, doi: 10.1029/2011TC002989.

Rudkiewicz JL, Behar F (1994) Influence of kerogen type and TOC content on multiphase primary migration. Org Geochem 21:121–133

Saadallah A, Belhai D, Djellit H, Seddik N (1996) Dextral strike-slip fault motion along the internal-external Maghrebides boundary and formation of a flower structure in the Calcareous Range, Djurdjura massif (Algeria). Geodin Acta 9:177–188

Slatt, R.M. and O'Brien, N.R. (2011) Pore types in the Barnett and Woodford gas shales: contribution to understanding gas storage and migration pathways in fine-grained rocks. AAPG Bulletin, 95, Issue 12, 2017-2030. doi: 10.1306/03301110145

Strzerzynski D, Déverchère J, Cattaneo A, Domzig A, Yelles K, Mercier De Lepinay B, Babonneau N, Boudiaf A (2010) Tectonic inheritance and Pliocene-Pleistocene inversion of the Algerian margin around Algiers: Insights from multibeam and seismic reflection data. Tectonics 29:TC2008. doi: 10.1029/2009TC002547

Thomas MFH, Bodin S, Redfern J, Irving DHB (2010) A constrained African craton source for the Cenozoic numidian flysch: Implications for the palaeogeography of the western Mediterranean basin. Earth Sci Rev 101:1–23

Tissot BP, Welte DH (1984) Petroleum formation and occurrence. Springer, Berlin, p 699

Ungerer P, Burrus J, Doligez B, Chenet PY, Bessis F (1990) Basin evaluation by integrated 2D modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation and migration. Am Assoc Pet Geol Bull 74:309–335.

Vail PR, Mitchum RM Jr, Thompson S (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 4, Global cycles of relative changes of sea level. In: Payton (ed) Seismic stratigraphy: application to hydrocarbon exploration, AAPG-Memoir No. 26, AAPG Tulsa., pp 1301–1321

Vila JM (1980) La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Doctorate Dissertation. Univ. Paris VI, France, p 665

Wildi W (1983) La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev Géol Dyn Géogr Phys 24:201–297

Williams GD, Dobb A (1993) Tectonics and seismic sequence stratigraphy. Geological Society Special Publication n° 71

Zito G, Mongelli F, De Lorenzo S, Doglioni C (2003) Heat flow and geodynamics in the Tyrrhenian Sea. Terra Nov. 15(6):425–432. doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00507.x

ANNEXE (3) COMPLEMENTAIRE

Article (1) en co-auteur publié sur la structure et l'évolution géodynamique de la marge orientale algérienne (Offshore Annaba):

Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhoefer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnürle, P., Marok, A., Déverchère, J., **Arab, M**., Galve, A., Collot, J.Y., 2014. Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean.Geophys. J. Int., 201: 1912- 1938.

Article (2) publié dans le journal Marine and Petroleum Geology en Juin 2015, traitant des roches mères et systèmes pétroliers miocènes et crétacés du bassin de Chélif (Tell occidental) et ayant été utilisé dans les travaux de la présente thèse.

Arab, M., Bracène, R., Roure F., Zazoun, R.S., Mahdjoub, Y., Badji, R. (2015) Source rocks and related petroleum systems of the Chelif basin, (western Tellian domain, north Algeria). Marine and Petroleum Geology, **64**: 363- 385.

Geophysical Journal International

Geophys. J. Int. (2015) **201,** 1912–1938
GJI Geodynamics and tectonics

doi: 10.1093/gji/ggv102

Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean

B. Bouyahiaoui,[1] F. Sage,[2] A. Abtout,[1] F. Klingelhoefer,[3] K. Yelles-Chaouche,[1] P. Schnürle,[3] A. Marok,[4] J. Déverchère,[5] M. Arab,[6] A. Galve[2] and J.Y. Collot[2]

[1]*Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG), BP* 63 *Bouzaréah* 16340 *Alger, Algérie. E-mail: b.bouyahiaoui@yahoo.com*
[2]*UMPC, UNSA, CNRS, IRD, Géoazur,* 250, *Avenue Albert Einstein, F*-06560 *Valbonne, France*
[3]*Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), ZI de la Pointe de Diable, F*-29280 *Plouzané, France*
[4]*Department of Earth and Universe Sciences, University of Tlemcen, BP* 119, 13000 *Tlemcen, Algeria*
[5]*Université de Brest (UBO), CNRS UMR*6538 *Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer, F*-29280 *Plouzané, France*
[6]*Sonatrach Exploration, Algerian National Oil Company, Algeria*

Accepted 2015 February 26. Received 2015 February 25; in original form 2014 June 30

SUMMARY

We determine the deep structure of the eastern Algerian basin and its southern margin in the Annaba region (easternmost Algeria), to better constrain the plate kinematic reconstruction in this region. This study is based on new geophysical data collected during the SPIRAL cruise in 2009, which included a wide-angle, 240-km-long, onshore–offshore seismic profile, multichannel seismic reflection lines and gravity and magnetic data, complemented by the available geophysical data for the study area. The analysis and modelling of the wide-angle seismic data including refracted and reflected arrival travel times, and integrated with the multichannel seismic reflection lines, reveal the detailed structure of an ocean-to-continent transition. In the deep basin, there is an ∼5.5-km-thick oceanic crust that is composed of two layers. The upper layer of the crust is defined by a high velocity gradient and *P*-wave velocities between 4.8 and 6.0 km s^{-1}, from the top to the bottom. The lower crust is defined by a lower velocity gradient and *P*-wave velocity between 6.0 and 7.1 km s^{-1}. The Poisson ratio in the lower crust deduced from *S*-wave modelling is 0.28, which indicates that the lower crust is composed mainly of gabbros. Below the continental edge, a typical continental crust with *P*-wave velocities between 5.2 and 7.0 km s^{-1}, from the top to the bottom, shows a gradual seaward thinning of ∼15 km over an ∼35-km distance. This thinning is regularly distributed between the upper and lower crusts, and it characterizes a rifted margin, which has resulted from backarc extension at the rear of the Kabylian block, here represented by the Edough Massif at the shoreline. Above the continental basement, an ∼2-km-thick, pre-Messinian sediment layer with a complex internal structure is interpreted as allochthonous nappes of flysch backthrusted on the margin during the collision of Kabylia with the African margin. The crustal structure, moreover, provides evidence for Miocene emplacement of magmatic intrusions in both the deep basin and the continental margin. Based on the crustal structure, we propose that the eastern Algerian basin opened during the southeastward migration of the European forearc before the collision, along a NW–SE elongated spreading centre that ran perpendicular to the subduction trend. Such an atypical geometry is explained by the diverging directions of the subduction rollback during the backarc opening: eastward for the Corsica–Sardinia block, and southward for the Kabylian blocks. This geometry of the forearc can be interpreted as the surface expression of a slab tear at depth, which is responsible for atypical magmatism in the overlying backarc oceanic basin.

Key words: Tomography; Composition of the oceanic crust; Continental margins; divergent; Africa.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

© The Authors 2015. Published by Oxford University Press on behalf of The Royal Astronomical Society

1 INTRODUCTION

The Mediterranean Sea at present forms a single, 2.5 × 10^6 km^2 basin that is surrounded by continents. However, in further detail, it is composed of a complex mosaic of sub-basins that show different ages and different evolutionary stages, which mark out the Africa–European convergent boundary. While some of these sub-basins are ancient oceans that closed along active subduction zones, such as the eastern Mediterranean basin (e.g. Dercourt *et al.* 1986; Wortel & Spakman 2000; Jolivet *et al.* 2003), some others are still opening, such as the Tyrrhenian basin (e.g. Gueguen *et al.* 1998; Sartori *et al.* 2001; Rosenbaum & Lister 2004a), or opened during the Oligo-Miocene, such as the Liguro-Provençal basin or the Algerian basin (e.g. Bouillin 1986; Faccenna *et al.* 2001; Rosenbaum *et al.* 2002; Gattacceca *et al.* 2007; Billi *et al.* 2011; Sage *et al.* 2011; Fig. 1a). The Mediterranean basin is, moreover, surrounded by orogenic belts that attest to the Cenozoic closure of the oceans that were previously part of the Mediterranean domain. Rapid transition in time and in space from basin opening at the back of the subduction zones to collision zones has characterized the African–Eurasian border for at least 50 Ma (e.g. Jolivet *et al.* 2003), which led to the present-day Mediterranean configuration. Understanding the spatiotemporal

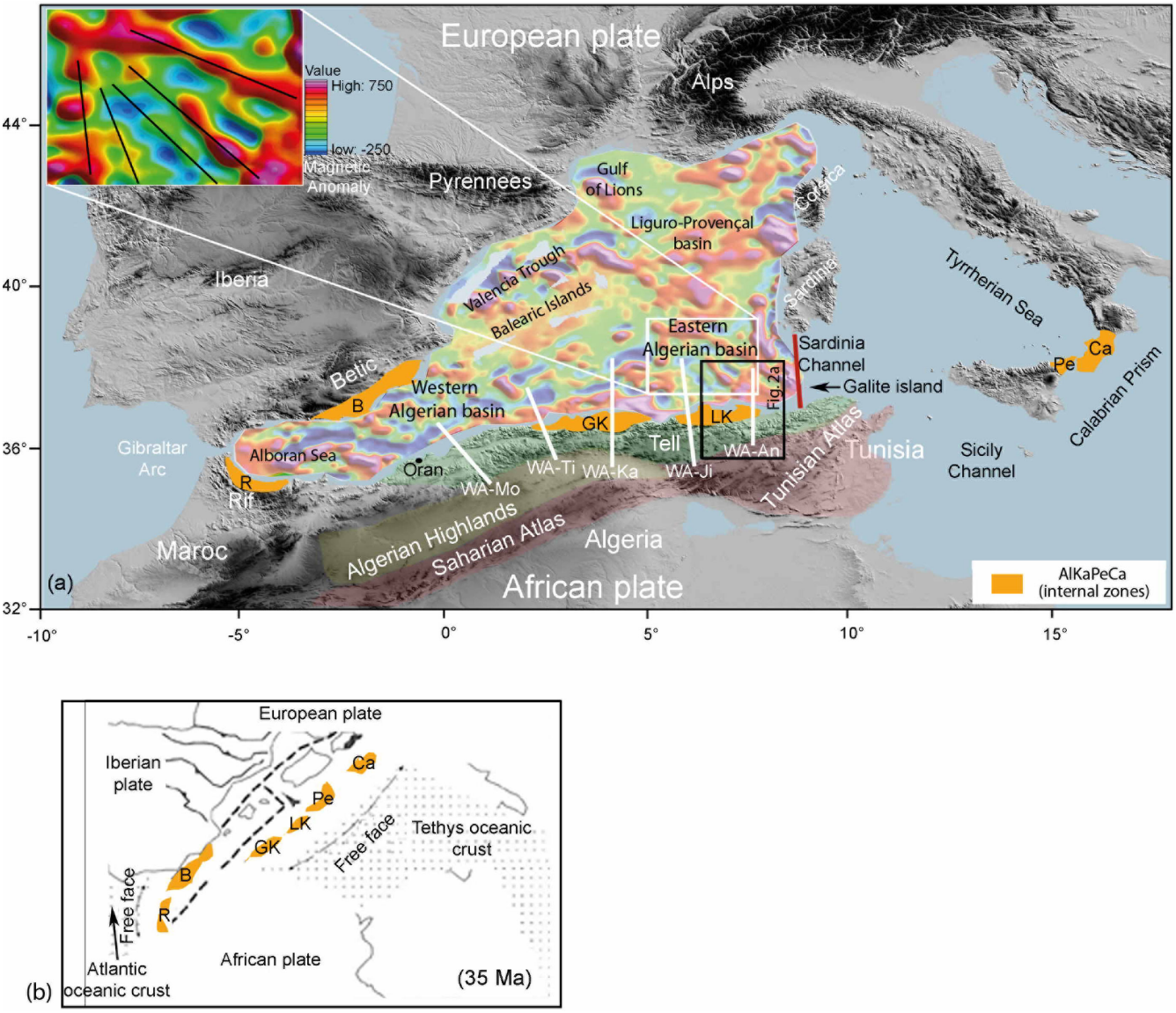


Figure 1. (a) Magnetic anomalies from Galdeano & Rossignol (1977) superimposed on the map of the Western Mediterranean area. White lines: location of the five wide-angle seismic profiles acquired during SPIRAL cruise. WA-An, Annaba profile (this study); WA-Ji, Jijel profile; WA-Ka, Great Kabylia profile; WA-Ti, Tipaza profile and WA-Mo, Mostaganem profile. Red line: location of the wide-angle seismic profile from the European Geotraverse project (Peirce & Barton 1992). White frame: location of the inset that displays regularly organized NW–SE magnetic anomalies in the central part of the eastern Algerian basin (from Schettino & Turco 2006). Black frame: location of the central eastern Algerian basin as displayed in Fig. 2. (b) Western Mediterranean setting at 35 Ma, modified from Gelabert *et al.* (2002), indicating the location of the European forearc (in yellow), before the Algerian basin opening. During the Algerian and Tyrrhenian basin formation, the European forearc was fragmented and migrated to the south and to the east to reach its present day position (shown in (a)), due to subduction rollback (see text for details and references). The names of the forearc fragments were given according to their present-day location, and are from west to east: R, Rif; B, Betics; GK, Great Kabylia; LK, Lesser Kabylia; Pe, Peloritani; Ca, Calabria. They form the AlKaPeCa block defined by Bouillin (1986), with Al, Alboran = R+B; Ka, Kabylia = GK+PK; Pe, Peloritani and Ca, Calabria.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

evolution of the Mediterranean basins is important, to be able to better unravel the process of backarc opening and the evolution of complex convergent plate boundaries.

Numerous kinematic models have been proposed to explain the current structure of the western Mediterranean basin that have mostly been based on magnetic data (Schettino & Turco 2006; Gattacceca *et al.* 2007), crustal structures of the basin and adjacent margins (Mauffret *et al.* 2004), geological observations of the Mediterranean collision zone (Lustrino *et al.* 2011; Carminati *et al.* 2012), kinematic constraints (Gueguen *et al.* 1998; Jolivet & Faccenna 2000) and the integration of different types of data (e.g. tectonic, seismological, geodetic, tomographic, seismic reflection data; Billi *et al.* 2011). All of the kinematic reconstruction models agree that in an initial stage before the opening of the Algerian basin, the Alboran, Kabylia, Peloritani and Calabria blocks, which were defined as the AlKaPeCa block (Bouillin 1986), were part of the European southern margin until ∼23 Ma (Alvarez *et al.* 1974; Cohen 1980; Bouillin 1986; Lonergan & White 1997; Vergés & Sabàt 1999; Frizon de Lamotte *et al.* 2000; Rosenbaum *et al.* 2002; Mauffret *et al.* 2004; Billi *et al.* 2011). The kinematic reconstruction models also agree that in a final stage, the AlKaPeCA blocks accreted by collision along the northern African border, ∼16–18 Ma (Fig. 1a, R, GK, LK) (Monié *et al.* 1984; Saadallah & Caby 1996; Lonergan & White 1997; Faccenna *et al.* 2001; Roure *et al.* 2012), the collision zone being underlain by a detached, northward dipping slab (e.g. van Hinsbergen *et al.* 2014).

Most authors propose that between these two stages, the Algerian basin evolved in relation to a rollback process of the Tethyan slab (Alvarez *et al.* 1974; Cohen 1980; Lonergan & White 1997; Doglioni *et al.* 1999; Frizon de Lamotte *et al.* 2000; Jolivet & Faccenna 2000; Faccenna *et al.* 2001; Gelabert *et al.* 2002; Rosenbaum *et al.* 2002; Mauffret *et al.* 2004; Schettino & Turco 2006; van Hinsbergen *et al.* 2014) enhanced by slab tears to the west and to the east, in good agreement with tomographic studies (Fig. 1a; Spakman *et al.* 1993; Carminati *et al.* 1998; Piromallo & Morelli 2003; Spakman & Wortel 2004; Bezada *et al.* 2013; Palomeras *et al.* 2014; Thurner *et al.* 2014), however the timing and the geometry of the southward European forearc migration are still a matter of debate. To the west, the westward rapid slab rollback under the Alboran Sea would be responsible for the Miocene opening of the western Algerian basin (Réhault *et al.* 1984; Gueguen *et al.* 1998; Jolivet & Faccenna 2000; Vergés & Fernàndez 2012; Medaouri *et al.* 2014; van Hinsbergen *et al.* 2014). Here, the westward verging slab would still be attached to the surface lithosphere beneath the Betic and Rif belts, but would be detached under the Alboran (Palomeras *et al.* 2014; Thurner *et al.* 2014), where the lithospheric mantle might be driven into the asthenospheric mantle (Bezada *et al.* 2013; Palomeras *et al.* 2014; Thurner *et al.* 2014). Recent studies devoted to the crustal structure of the western Algerian margin and the adjacent basin have proposed that the surface expression of the slab tear in this area is a 'STEP' fault (subduction-transform edge propagator; Govers & Wortel 2005) that is edging the western Algerian basin to the south (Vergés & Fernàndez 2012; Medaouri *et al.* 2014; Badji *et al.* 2015) and follows the slab retreat parallel to the continent–ocean boundary (Medaouri *et al.* 2014; Badji *et al.* 2015).

To the east, the subduction is still active under the opening Tyrrhenian basin (e.g. Jolivet & Faccenna 2000; Rosenbaum & Lister 2004a; Rosenbaum *et al.* 2008; Gallais *et al.* 2013). The way the slab migrated from the Kabylian area to its present-day position is not clear, mainly because the evolution of the eastern Algerian basin remains poorly understood. In particular, little is known about its crustal structure, and that of its southern margin. While some studies have proposed that the deep basin has resulted from delamination of a continental lithosphere (Roure *et al.* 2012), most studies have considered the eastern basin as an oceanic domain that was formed by backarc accretion, bounded to the south by its continental margin (Alvarez *et al.* 1974; Cohen 1980; Lonergan & White 1997; Doglioni *et al.* 1999; Frizon de Lamotte *et al.* 2000; Jolivet & Faccenna 2000; Faccenna *et al.* 2001; Gelabert *et al.* 2002; Rosenbaum *et al.* 2002; Mauffret *et al.* 2004; Schettino & Turco 2006). According to these models, the eastern Algerian margin might instead be considered a rifted stretched (e.g. Gueguen *et al.* 1998; Jolivet & Faccenna 2000), or transcurrent (e.g. Mauffret *et al.* 2004; Schettino & Turco 2006), continental margin segment, with implications on the way the slab escaped to the east.

The aim of this study was to determine the crustal structure of the eastern Algerian basin and its southern margin in the Annaba region (Fig. 2a), to better constrain the kinematic models of the eastern Algerian basin and the eastward migration of the slab. This study is based on: (1) new data acquired in 2009 during the Sismique Profonde et Investigation Régionale au Nord de l'Algérie (SPIRAL) cruise, which included a 240-km-long onshore-offshore wide-angle seismic profile, deep-penetrating multichannel seismic (MCS) lines and gravimetric and magnetic data (Fig. 2a); and (2) additional available data that included multibeam bathymetry and high-resolution seismic data, industrial deep-penetrating MCS data, and complementary gravimetric and magnetic data (Fig. 2a).

2 GEOLOGICAL SETTING

2.1 Kinematic reconstruction of the eastern Algerian basin

The eastern Algerian basin forms a 150 00 km^2 basin that is bounded by the eastern Algerian margin to the south, the Sardinia Channel to the east, the Liguro-Provencal basin to the north, and the western Algerian basin to the west (Fig. 1a). Its oceanic nature is suggested by an ∼400-km-wide and ∼200-km-long set of magnetic anomalies that trend N–S to NW–SW as they diverge southward within the eastern Algerian basin (Fig. 1a, insert; Galdeano & Rossignol 1977; Schettino & Turco 2006). Indeed, these are the only clear, regularly organized, magnetic anomalies that have been identified in the western Mediterranean domain. In other parts of the basin, disorganized magnetic anomalies have been interpreted as the result of irregular and sporadic accretion processes at the back of the subduction zones, based on the atypical structure of the oceanic crust (Contrucci *et al.* 2001; Rollet *et al.* 2002). In contrast, the set of regular anomalies observed within the eastern Algerian basin suggests that a steady oceanic accretion occurred in this part of the basin. The timing and geometries proposed for the formation of this part of the basin, however, vary from one model to another, mainly because the age of these anomalies is still not known. In the simplest model, the Algerian basin opened at the back of the AlKaPeCa blocks, as it migrated to the south with an arcuate shape (Gueguen *et al.* 1998; Jolivet & Faccenna 2000; Gelabert *et al.* 2002; Rosenbaum *et al.* 2002; Rosenbaum & Lister 2004b; Michard *et al.* 2006; Schettino & Turco 2006). The set of regular anomalies was explained by an oceanic accretion stage that resulted from the coeval divergent southward displacement of the Kabylies, and the Corso–Sardinian block toward the east (Gelabert *et al.* 2002), possibly along a complex spreading system that involved transform faults and triple junctions (Schettino & Turco 2006).

Other models have proposed a two-stage oceanic opening. In these two-stage models, the south and southeast migration of the

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

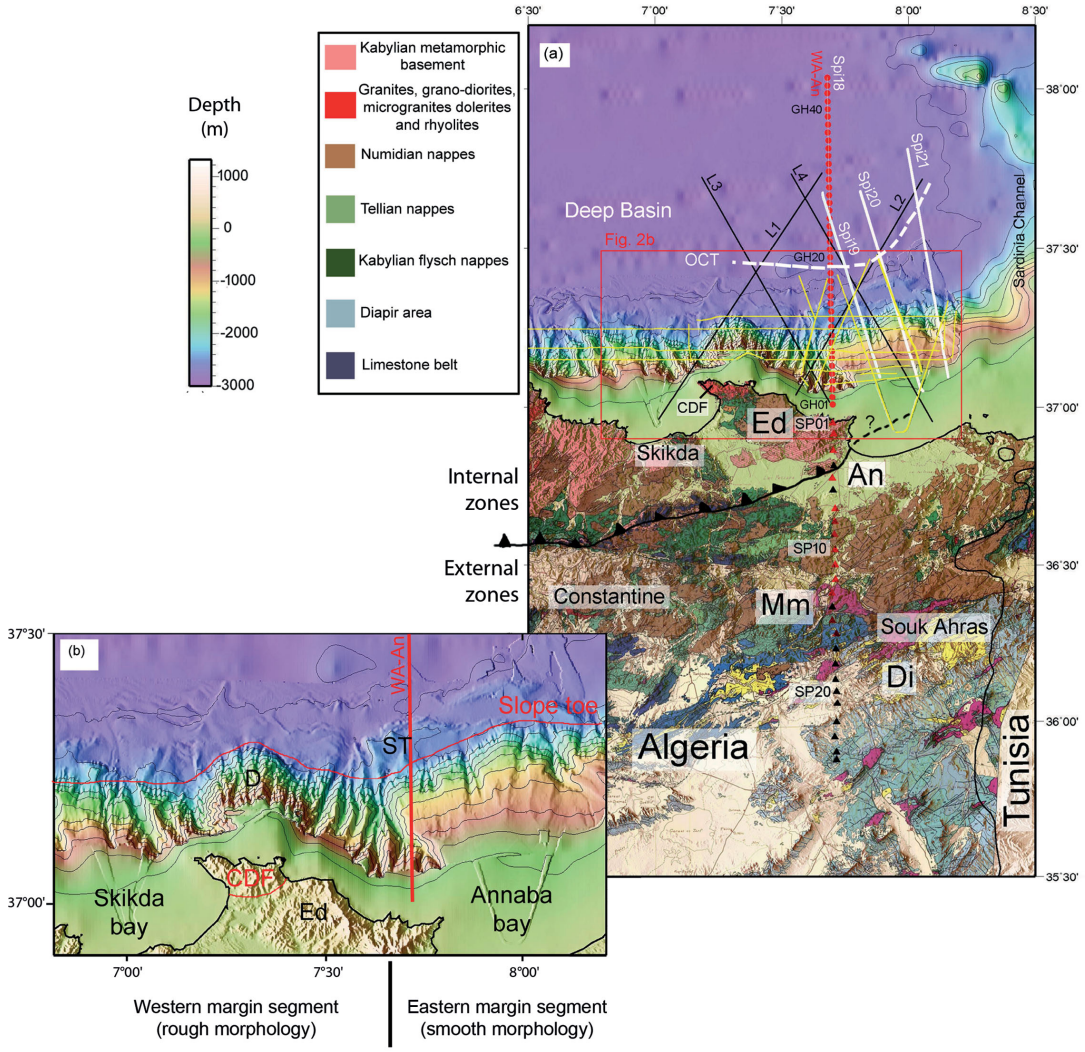


Figure 2. (a) Location of the data set used in this study, superimposed on the bathymetric map provided by Maradja2/Samra cruise (2005) (Kherroubi *et al.* 2009) and by ETOPO1 1-min global relief (www.ngdc.noaa.gov) in the offshore domain, and on the eastern Algerian geological map in the onshore domain (Vila 1978). The geological map shows the different structural units of the study area including the Internal zones (Lesser Kabylia, Fig. 1, LK) and External zones (Tell). Ed, Edough massif; CDF, Cap de Fer; An, Annaba basin; Mm, Mellègue Mountains and Di, Diapir area. Red dots, OBS position (numbered GHxx); Triangles, land station position (numbered SPxx); Red triangles, stations which recorded usable data. Black triangles: stations recorded only noise. White lines: location of the multichannel seismic lines, magnetic and gravity data acquired during SPIRAL cruise. Black lines: location of the seismic reflection, gravity and magnetic data provided by Sonatrach. Yellow lines: high-resolution seismic profiles acquired during Maradja2/Samra cruise (2005). Red frame: location of the area displayed in (b). White dotted line (OCT): ocean-continent transitional zone after this study. (b) Bathymetric map of the study area from Maradja2/Samra cruise (2005) (Kherroubi *et al.* 2009) and from ETOPO1 1-min global relief (www.ngdc.noaa.gov). CDF, cap de Fer, Ed, Edough massif.

AlKaPeCa and Corso-Sardinia blocks was followed by oceanic accretion along a NW–SE spreading centre, which led to the observed regular anomaly pattern (Cohen 1980; Mauffret *et al.* 2004). As the Corso-Sardinia block is assumed to be fixed in its present-day position from 15 to 18 Ma, this implies that an ∼400-km-wide oceanic domain opened toward the west. This might have been accommodated either by a N–S intra-oceanic subduction located at ∼5°30′E (Cohen 1980), or by the western migration of the neo-formed oceanic floor along a transform zone located north of the Algerian margin (Mauffret *et al.* 2004). In the first case, the oceanic accretion allowed the southwestward migration of the Lesser Kabylia toward the African margin after the Greater Kabylia collage (Cohen 1980). In the second case, the accretion occurred after the coeval Greater and the Lesser Kabylia collages (Mauffret *et al.* 2004). These two-stage models where accretion occurred after the main collision phase are compatible with a STEP-fault evolution of the margin following the slab tear and the eastward migration of the slab along the eastern Algerian margin, symmetrical to the evolution proposed for the western Algerian margin by Medaouri *et al.* (2014) and Badji *et al.* (2015).

2.2 Geology of the onshore domain

The north Algerian geology derives from the Tethys Ocean closure during the Algerian basin opening, and the subsequent collage of the AlKaPeCa blocks along the North African margin. This is marked by the southward thrusting of the internal zones, formed by the Palaeozoic European crystallophyllian basement of the AlKaPeCa blocks and its Mesozoic carbonated sedimentary cover, which is represented by the limestone of the 'Dorsale Kabyle' (Rivière *et al.* 1977; Bouillin 1979; Géry *et al.* 1981; Djellit 1987; Bracene 2001), over the external zones formed by the North African

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

margin (Fig. 2a). The North African margin is composed of parautochthonous Tellian units that include sediments from Trias to Eocene times (Fig. 2a), which lie above the African basement that outcrops more than 180 km south of the shoreline. Between the internal and external zones, the suture zone is marked by flysch units of various ages. These correspond to allochthonous clastic sediment deposited in the closed Tethyan oceanic domain, and include the Massilian and Mauritanian flysch, which have been interpreted as Cretaceous deposits (Djellit 1987), and the Numidian flysch, which has been interpreted as Oligo-Miocene deposits (Bouillin *et al.* 1970). These allochthonous flysch formations are found on the foreland, although they are also backthrusted on the internal zones (Fig. 2a; Durand-Delga 1969).

The onshore part of the study area includes the different units of this Alpine collision zone: along the shoreline, the Edough Massif (Fig. 2a, Ed) corresponds to a crystallophyllian basement that is composed of a variety of Neoproterozoic and Palaeozoic metamorphic rock (Laouar *et al.* 2002), which is locally overlain by allochthonous flysch, and has intrusions of eruptive rock (Hilly 1962). The origin of this massif has been debated for a long time. Although at first it was considered as part of the African margin (Vila 1980; Bouillin 1986; Frizon de Lamotte *et al.* 2000; Caby *et al.* 2001), recent studies indicate that it is part of the European basement that forms the eastward extension of the Lesser Kabylia, and thus is part of the internal zones (Laouar *et al.* 2002; Bruguier *et al.* 2009). South of the Edough Massif, there is a large sedimentary basin that is formed by the African Mesozoic to Cenozoic sedimentary cover, between the Mellegue Massif and the Saharan flexure, with this area characterized by intense Triassic salt diapirism [Fig. 2a, 'diapir area' (Di); Dubourdieu 1956; Rouvier 1977; Chikhi Aouimeur 1980; Pertthuisot & Rouvier 1992]. Between the diapir area and the Edough Massif, the E–W elongated, Quaternary Annaba basin extends over an area of ∼1200 km^2 (Fig. 2a, An). The Cretaceous to Oligo-Miocene flysch consists of several sheets that deformed and stacked along thrusts, to form an ∼1.5-km-thick sediment pile with a complex internal structure (Hilly 1962). The Numidian flysch is particularly well represented SE of Annaba, where its outcrops over 3500 km^2 (Fig. 2a). The accurate location of the Alpine suture is not known in the study area. It is probably located underneath the flysch cover, south of the Edough Massif, and it probably extends to the east in the offshore domain (Fig. 2a).

2.3 Geology of the offshore domain

Little is known about the deep crustal structure offshore of the Annaba region. Indeed, previous studies have essentially been based on high-resolution seismic reflection data, which resulted in detailed imaging of the recent sedimentary cover. These data show that the margin and the deep basin edge were reactivated by contraction during the Plio-Quaternary (Kherroubi *et al.* 2009), with the recent margin inversion indicated by older deep penetrating seismic profiles (Mauffret 2007). The average Moho depth, as given by gravity modelling of the European Plate, is of the order of 25 km below the margin and 15 km below the deep basin (Grad *et al.* 2009). East of the Annaba area, the Sardinian Channel is underlain by a 10-km-thick to 25-km-thick continental basement that is overlain by a 4-km-thick sedimentary cover, as shown by the wide-angle seismic data from the European Geotraverse project (Peirce & Barton 1992). The basement crops out on Galite Island (Fig. 1a), and this is interpreted as part of the internal zones (Tricart *et al.* 1994; Bouillin *et al.* 1998; Mascle *et al.* 2004; Belayouni *et al.* 2010).

3 ACQUISITION, DATA QUALITY AND PROCESSING

In the present study, new geophysical data was acquired during the SPIRAL cruise, which was conducted on the R/V Atalante (Ifremer) in September–November 2009, along the Algerian margin. During this cruise, one onshore–offshore, wide-angle seismic profile (Fig. 2a, WA-An), four MCS lines, and magnetic and gravity data were recorded along the easternmost part of the Algerian margin and the adjacent deep basin (Fig. 2a, Spi18 to Spi21). MCS Line Spi18 is coincident with the wide-angle seismic profile WA-An.

The additional available data used included: (1) bathymetry and high-resolution seismic data acquired in 2005 during the Maradja2/Samra cruises (Fig. 2a, yellow lines; Déverchère *et al.* 2005; Domzig *et al.* 2006; Kherroubi *et al.* 2009; Yelles *et al.* 2009); (2) time-migrated industry seismic lines provided by Sonatrach (Fig. 2a, lines L1 to L4) and (3) gravity and magnetic data (provided by CRAAG and Sonatrach; Fig. 2a, lines L1–L4).

3.1 Wide-angle seismic data

The complete onshore–offshore profile is 240 km in length, along which 42 ocean-bottom seismometers (OBS; Fig. 2a, red circles) and 25 land stations (Fig. 2a, red and black triangles) were deployed. The average spacing between the OBS and between the land stations was 3 and 5 km, respectively. The OBS used were MicroOBS, MicroOBS+ and OldOBS from Ifremer (Auffret *et al.* 2004). The land stations used were of the Geostar-2000, Geodevice and Kinemetrics types.

The seismic source used for the wide-angle profile was a 146-l airgun array tuned to the first peak, which was composed of eight 16-l airguns and two 9-l airguns. The airgun array generated 807 shots along the profile, every 60 s, leading to 150-m shot spacing.

The marine instrument positions were corrected for drift during their descent to the seafloor using the first-arrival direct wave. Clock drift of the internal clock of the seafloor instruments was corrected linearly. On far offsets, the signal-to-noise ratio was improved by processing the OBS and land station data, to facilitate arrival identification and interpretation. The processing sequence included: spectral deconvolution (whitening), 4–18 Hz bandpass filtering (Butterworth), and automatic gain control.

Offshore, all OBS except one (which was lost; GH14) recorded good quality data (e.g. see Figs 3 and 4). For the *P*-wave arrivals, the data showed higher signal-to-noise ratio on the vertical geophone component than on the hydrophone and horizontal geophone components, with clear arrivals identifiable up to a 65-km offset in the deep basin, and a 50-km offset at shallow water depth (Figs 3a,b, and Appendix 1). *S*-wave arrivals were also observed on the horizontal geophone of 18 OBS located within the deep basin (Fig. 5b, blue dots) for offsets that ranged between ∼15 km and ∼40 km (Fig. 4). The other OBS did not show any *S*-wave, either because the seafloor instruments were equipped with hydrophone only (Fig. 5b, black dots), or because *S*-waves did not get generated or were not detectable on the dataset due to poor signal-to-noise ratio (Fig. 5b, red dots).

For the onshore part of the profile, only the 13 stations located within an 80-km range from the shoreline recorded usable data (Fig. 2a, red triangles). The absence of useful signals from the other stations was probably related to the lack of energy at large offset and/or to complex geologic structures that affected the wave propagation, rather than to dysfunction of the instruments. The data acquired showed good signal-to-noise ratio, with identifiable

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

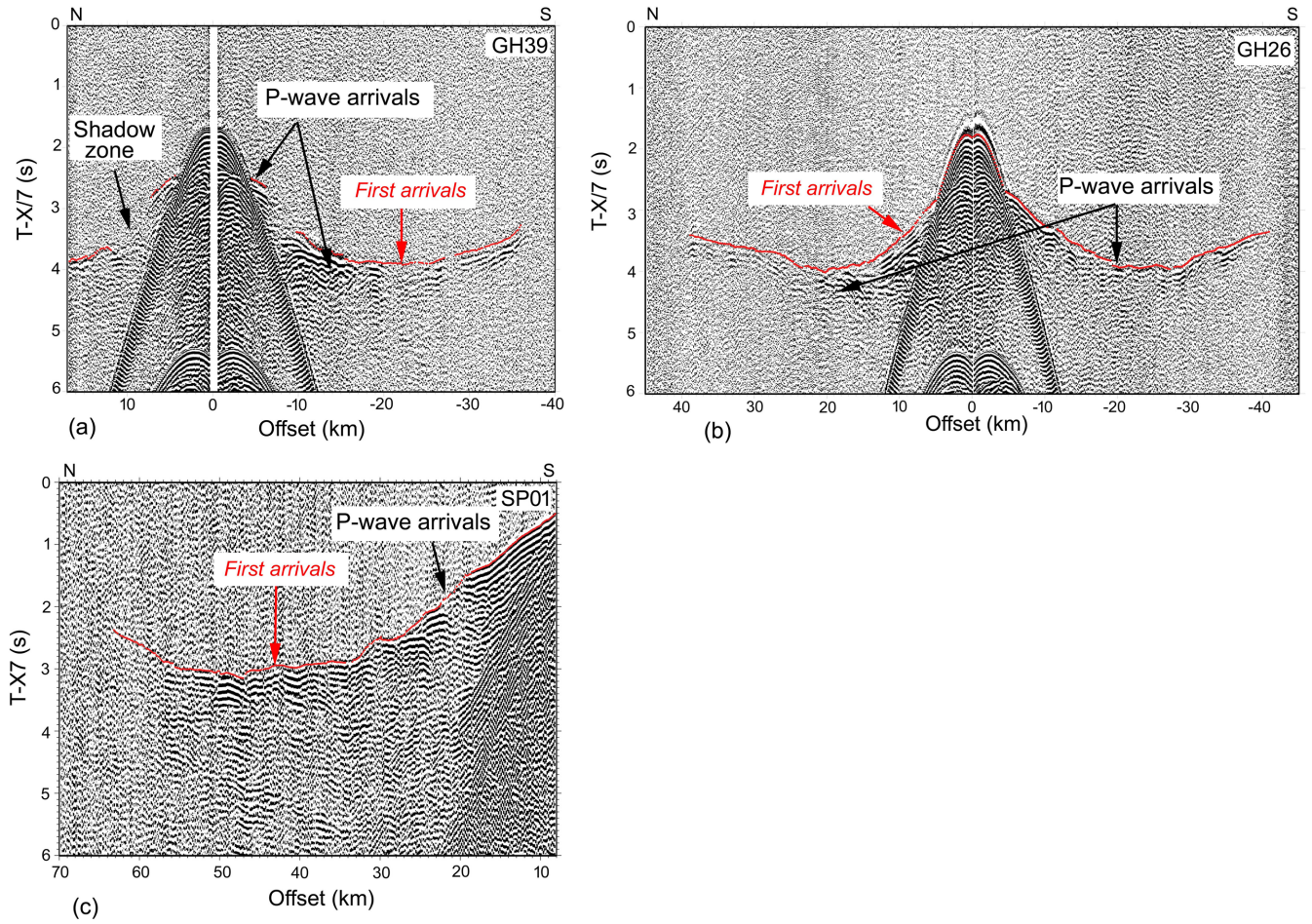


Figure 3. Examples of representative wide-angle sections recorded along WA-An profile and showing *P*-wave arrivals. (a) and (b) OBS sections (GH39 and GH26, respectively) located within the deep basin, (c) land-station section (SP01) located onshore 2 km south of the shoreline. These seismic sections correspond to the vertical component records. They were displayed after data processing including: deconvolution whitening, Butterworth filter (4–18 Hz), Automatic Gain Control (AGC), with a 7 km s^{-1} velocity reduction. Red lines: picks of the first arrivals used for first arrival tomography.

arrivals for some stations, to ∼70 km distance (Fig. 3c, Appendix 1). No *S*-waves were observed for these sections.

3.2 Multichannel seismic data

The SPIRAL MCS data (Fig. 2a, Spi18 to Spi21) were acquired using a 4.5-km-long streamer (Ifremer) composed of 360 channels with a 12.5-m interval. The seismic source was an airgun array composed of 13 airguns of various volumes tuned to the first bubble pulse, to generate low-frequency signals for deep penetration (dominant frequency, ∼25 Hz) (Avedik *et al.* 1993). The seismic source used a total volume of 3040 cubic inches (49.8 l), with an inter-shot of 20 s, which provided 50-m shot spacing. The MCS data were recorded with a 4-ms sample rate.

The processing sequence applied to the data used the Geocluster software (CGG Veritas package), and included: (1) quality control of the dataset; (2) zero-phase conversion of the single bubble wavelet; (3) common mid-point (CMP) gathering (CMP distance, 6.25 m; coverage, 45-fold); (4) reverse Q-filtering to remove the nonstationary phase components of the data, and external mute for the removal of the stretched part of the signal of the refracted waves; (5) normal moveout (NMO) velocity analyses performed every 200 CMP (1250 m), in three successive iterations; (6) spherical divergence correction based on the compensation laws (Newman 1973) and the smoothed NMO-velocity model; (7) multiple attenuation using the two complementary methods of surface-related multiple elimination based on the subtraction of a model of the multiple to the dataset (Berkhout & Verschuur 1997), and a parabolic stack radon transform based on the velocity difference between the multiples and the primaries (Bradshaw & Ng 1987); and (8) Kirchhoff pre-stack time migration. The final pre-stack time migration velocity model was obtained after five iterations of velocity picking performed on migrated CMPs every 1250 m. The processed section was plotted after application of a two-window, time-variant, Butterworth frequency filter of [3–8–20–30 Hz] and [3–8–20–30 Hz], applied from the seabed to the top of the acoustic basement, and deeper than the top of the acoustic basement, respectively (Fig. 5).

The additional multichannel seismic lines L1 to L4 of Fig. 2a were acquired and processed in 2000 by Western-Geco (Cope 2003) for Sonatrach. The seismic source consisted of a tuned first peak from a sleeve airgun array of 3000 ci (45 l) shot at a pressure of ∼2000 psi and towed at 6 m in depth (Arab *et al.* 2014; Medaouri *et al.* 2014). The shot point interval was 25 m. The receiver was a 480-channel (12.5 m each), 6000-m-long streamer towed at 8 m in depth. The processing sample interval was 4 ms for a processing record length of 10 000 ms (Arab *et al.* 2014). The processing sequence is detailed in Medaouri *et al.* (2014).

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

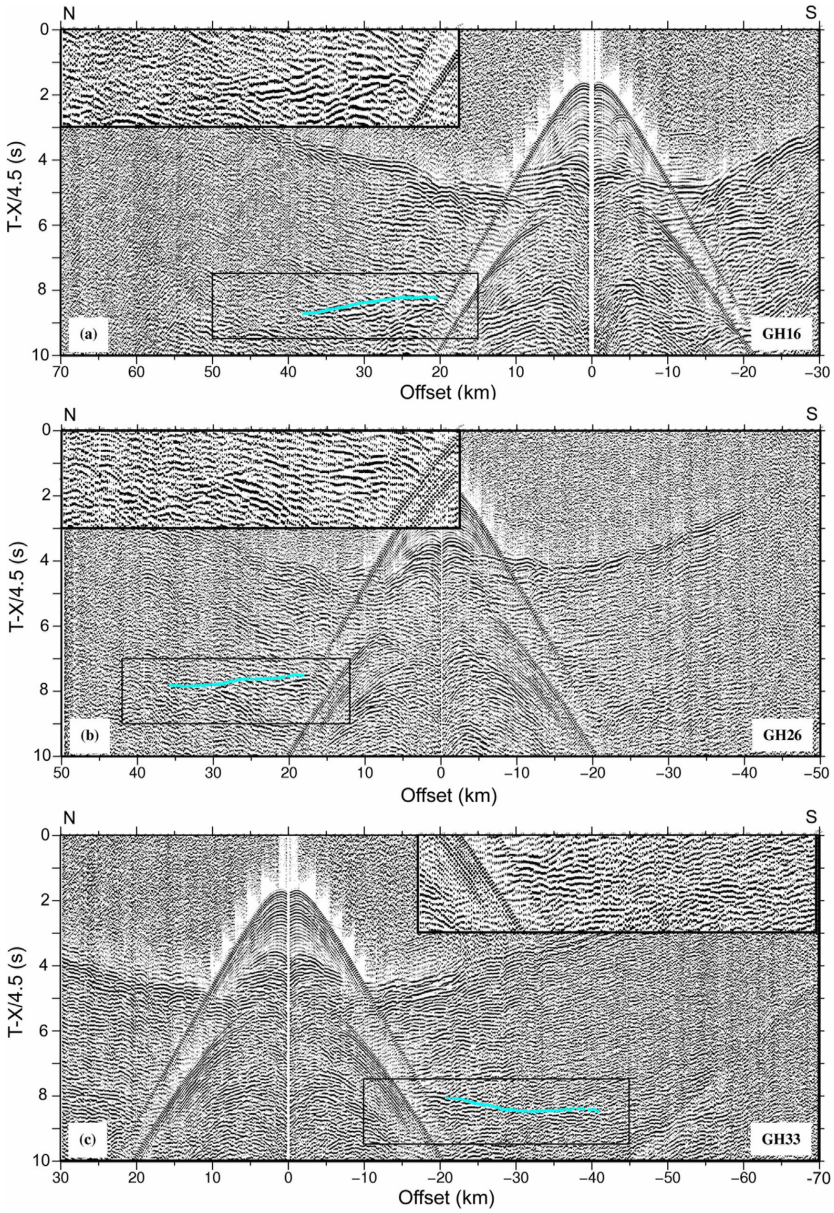


Figure 4. Examples of representative sections recorded within the deep basin along WA-An profile for (a) OBS GH16, (b) OBS GH26 and (c) OBS GH33. The black frames indicate the location of the zooms presented at the top of each seismic section. The blue dots point out the *S*-wave traveltimes used for modelling. The *S* waves come from *P*-wave conversion along subsurface interfaces. The three seismic sections correspond to the horizontal component records of the OBSs. They were displayed after data processing including: deconvolution whitening, Butterworth filter (4–18 Hz), Automatic Gain Control (AGC), with a 4.5 km s^{-1} velocity reduction.

3.3 Gravity and magnetic data

Four gravity and magnetic profiles were acquired offshore of the Annaba area during the SPIRAL cruise along the MCS lines (Fig. 2a, white lines). The gravity data were recorded with a 25-m interstation spacing, using a Lockheed Martin BGM-5 gravimeter. These data were tied to absolute gravity via a reference point located in Oran Harbor (Fig. 1a) and using a terrestrial Scintrex CG3 gravimeter. One gravity measure was recorded every 10 s, after filtering. The instrument drift was linearly corrected between ties, before and after the cruise. The Free Air and the Bouguer anomalies were calculated after Eötvös correction, with 1-mGal precision. The magnetic data were recorded at 150-m (60-s) intervals, using a SeaSPY magnetometer, which measured the total intensity of the geomagnetic field with an ∼0.2-nT precision.

The distances between the SPIRAL profiles, which were of the order of 12 km, did not provide adequate coverage for gravity and magnetic anomaly mapping, so that existing data provided by Sonatrach were also used (Fig. 2a, black lines). These existing profiles had an average length of 80 km.

4 RESULTS

4.1 Morphology

The easternmost Algerian margin is characterized by two distinct morphological domains, with the location of the wide-angle profile marking the limit between these two. West of the wide-angle

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

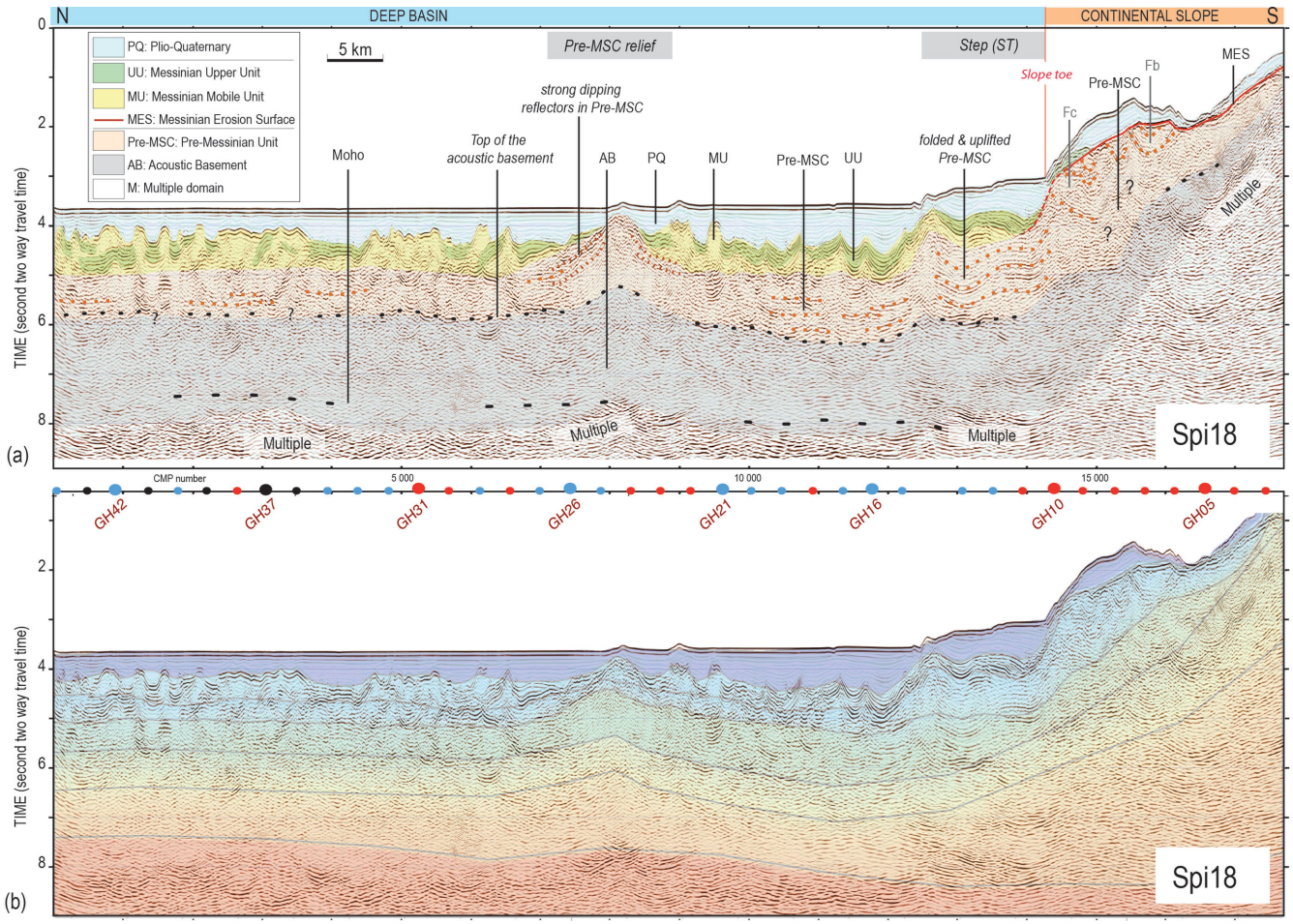


Figure 5. Time-migrated MCS profile Spi18 (coincident with the wide-angle Line WA-An; see Fig. 2a for location) with superimposition of the seismic interpretation of the line (a), and the *P*-wave velocity–depth model deduced from forward modelling of the wide-angle data converted into a two-way traveltime section (b). The dots at the top of the seismic section mark the location of the OBS (Blue dots: *S* waves observed on the horizontal geophone; Red dots: no *S* wave detected on the horizontal geophone; Black dots: No *S* wave recorded because the receivers were hydrophones only).

line (Fig. 2b, the western margin segment), the continental shelf reaches a maximum width of 15 km within the Skikda Bay, and reaches half this width west and east of the bay, offshore of Cap de Fer (Fig. 2b, CDF). The continental slope extends over 18 km and shows a regular, abrupt, 8° average slope. This sector is marked by abundant erosive gullies that generally run parallel to the slope line. Offshore of Cap de Fer, the slope has a 12-km-wide, dome-like, rounded shape (Fig. 2b, D). East of the wide-angle line (Fig. 2b, eastern margin segment), the continental shelf from Annaba Bay to the Tunisian border is wider (∼25 km) (Figs 2a and b). Here, the slope is greater, and of the order of 35 km, and it is marked by a slope break located mid-slope. The slope is gentle (4°) in its upper part, which extends over 25 km, and sharply increases at the deep slope to reach 9° on average.

The deep basin shows a smooth morphology and a uniform depth throughout the study area, with a maximum depth of ∼2800 m. The seafloor depth gradually decreases east of Line Spi21, while approaching the Sardinia Channel (Fig. 2a). Along the continental slope and between 7°35′E and 8°00′E, a ∼2500-m-deep, ∼27-km-long step overhangs the rest of the abyssal plain (Fig. 2b, ST). This step was interpreted as the result of recent margin reactivation (Kherroubi *et al.* 2009).

4.2 Multichannel seismic data interpretation

4.2.1 Architecture of the acoustic units

The seismic interpretation proposed below is based on the seismic units defined in previous studies conducted on the Algerian margin and within the adjacent deep basin. All of these studies use the Messinian units (as mobile unit [MU] and upper unit [UU]) and surfaces (as Messinian erosion surface [MES]) for chronostratigraphic markers, as they can be recognized easily in the seismic lines (Auzende 1978; Déverchère *et al.* 2005; Domzig 2006; Domzig *et al.* 2006; Mauffret 2007; Kherroubi *et al.* 2009; Yelles *et al.* 2009) and they have been well dated (5.96–5.32 Ma; Gautier *et al.* 1994; Krijgsman *et al.* 1999). We thus defined three sedimentary seismic units, as Messinian (UU-MU), pre-Messinian (Pre-MSC) and post-Messinian (Plio-Quaternary, PQ) units, using the nomenclature proposed by Lofi *et al.* (2011a,b) on the basis of a recent compilation of Mediterranean studies. It should be noted that a Messinian lower unit (LU) is observed locally within the Mediterranean Sea below a MU (Lofi *et al.* 2011a,b; Arab *et al.* 2014). However, because the Messinian LU could not be clearly identified in the low-resolution dataset of the study, it was included in the Pre-MSC unit in our interpretation of the seismic data.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

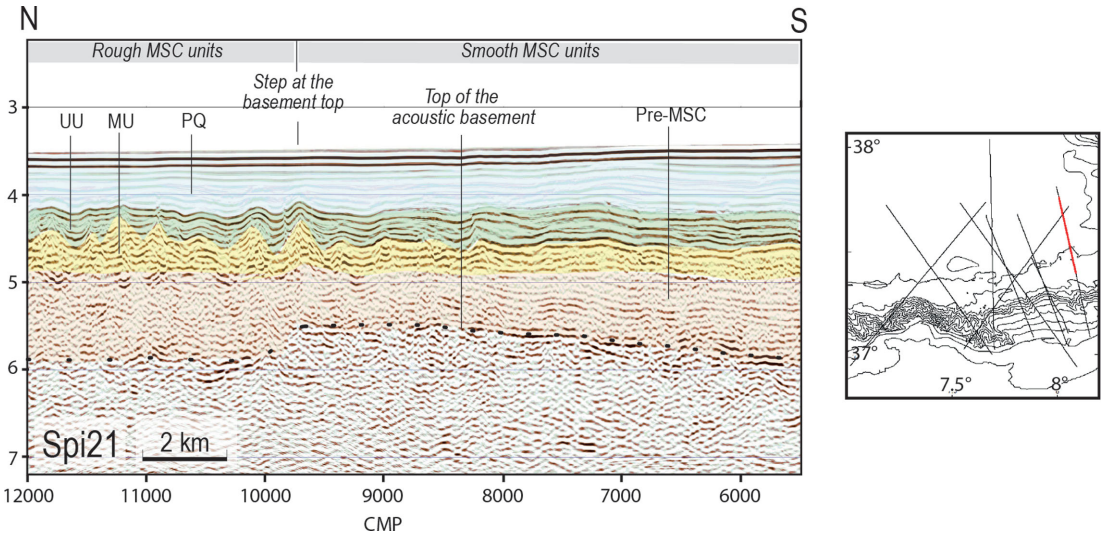


Figure 6. Time-migrated MCS Line Spi21 (see Fig. 2a for location) and seismic interpretation. PQ, Plio-Quaternary unit; UU, upper Messinian unit; MU, mobile Messinian unit; Pre-MSC, pre-Messinian unit. In the northern part of the seismic line, the reflector marking the top of the basement is weak, and lies at a constant depth of ∼5.8 stwtt, whereas it is more continuous and shallower in its southern part. This change in the top of the basement morphology corresponds to a change in the Messinian unit facies, from rough to smooth.

4.2.2 Acoustic units in the deep basin

Along the main MCS profile (Spi18), which is coincident with the wide-angle profile, the Messinian units form a clear set of reflectors within the sedimentary cover observed between 4-s and 5-s two-way travel times (stwtt) in the deep basin (Fig. 5, Spi18). These units consist of the UU and the underlying MU. The UU is ∼0.35-stwtt thick, and has a typical layered facies that shows high amplitude, and high continuity reflectors (Lofi *et al.* 2011a). Below UU, the MU forms folds and diapirs. The top of the MU is observed at ∼4.4 stwtt, which is mostly the same depth as elsewhere in the western Mediterranean (Domzig 2006; Kherroubi *et al.* 2009; Lofi *et al.* 2011a). We note a slight change in the Messinian unit facies and deformation along the seismic line. Close to the margin, the UU reflectors appear to be continuous and the salt tectonics are characterized by well-designed folds and diapirs, whereas far from the margin, numerous diapirs of smaller size interrupt the UU reflectors (Fig. 5). Here, the result is a complex structure of the Messinian unit, so that it is difficult to define the exact shape of the MU diapirs among a discontinuous UU unit. These Messinian units (UU, MU) pinch out along the margin toe at 2.6 stwtt and 4.0 stwtt, respectively (Fig. 5).

Above the Messinian units, the PQ unit is characterized by high continuity, low amplitude reflectors. The PQ unit thickens from the central part of the deep basin to the margin toe, from ∼0.3 stwtt to ∼1 stwtt.

Below the UU and MU units, the Pre-MSC unit is characterized by sub-horizontal stratification, especially at the southern edge of the basin below the bathymetric step (Fig. 5, ST). The Pre-MSC unit shows a relatively constant thickness in the central part of the deep basin (∼1–1.2 stwtt), to the northern edge of the bathymetric step. Here, the thickness of the Pre-MSC unit sharply increases, to reach ∼1.7 stwtt below the bathymetric step.

Far from the margin, the top of the acoustic basement is marked by an irregular, discontinuous reflector at ∼5.8 stwtt depth. As this approaches the margin, it shows enhanced continuity and it deepens to 6.5 stwtt (Fig. 5). At the basin edge, the Pre-MSC and MSC units are folded and uplifted below the bathymetric step. The vertical throw of the seismic markers along the northern step edge, which was of the order of ∼0.6 stwtt, has been explained by Plio-Quaternary contractive deformation of the margin (Kherroubi *et al.* 2009).

Similar facies and distribution of the shallowest acoustic units are observed throughout the deep basin of the study area. In particular, the discontinuous basement top shows a uniform depth of ∼5.8 stwtt through the deep basin, ∼15 km from the slope toe and beyond. In the ∼15-km-wide area that bounds the margin, the top of the basement has enhanced continuity and smoother morphology as it deepens, to reach 6.5 stwtt to 6.9 stwtt, as the Pre-MSC unit is thicker in this area. An exception is the easternmost part of the area, where the basement top lies at ∼5.5 stwtt over a 35-km distance from the slope toe (Fig. 6). Here, it is thus shallower than elsewhere in the vicinity of the margin. All along the eastern part of the Algerian margin, the changes in the basement top geometry and facies toward the margin coincide with the lateral change in the Messinian unit acoustic facies described above for Line Spi18.

At CMP number ∼8000 along Line Spi18, an ∼15-km-wide relief is formed by the top of the pre-Messinian unit (Fig. 5). The Messinian and post-Messinian units bevel on the relief sides, whereas the pre-Messinian reflectors dip gently toward the relief edges. This relief is also observed along Line Spi19 (see Fig. 2a for location), at its junction within Line Spi18.

4.2.3 Acoustic units on the continental margin

Along Line Spi18, below the continental slope and the continental shelf, the Messinian event is characterized by a MES that truncates the underlying reflectors (Fig. 5). Above the MES, the PQ unit has a thickness of between 0.1 stwtt and 0.5 stwtt. Under the MES, the upper part of the Pre-MSC unit is characterized by sets of dipping reflectors with opposite dip (Fig. 5). To go further into the seismic interpretation of the seismic units along the margin, we used the high-resolution seismic lines available in the study area, which show different images between the eastern and western segments of the study area.

Along the eastern segment of the study area, which is marked by a smooth morphology (Fig. 2b), the high-resolution seismic reflection

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

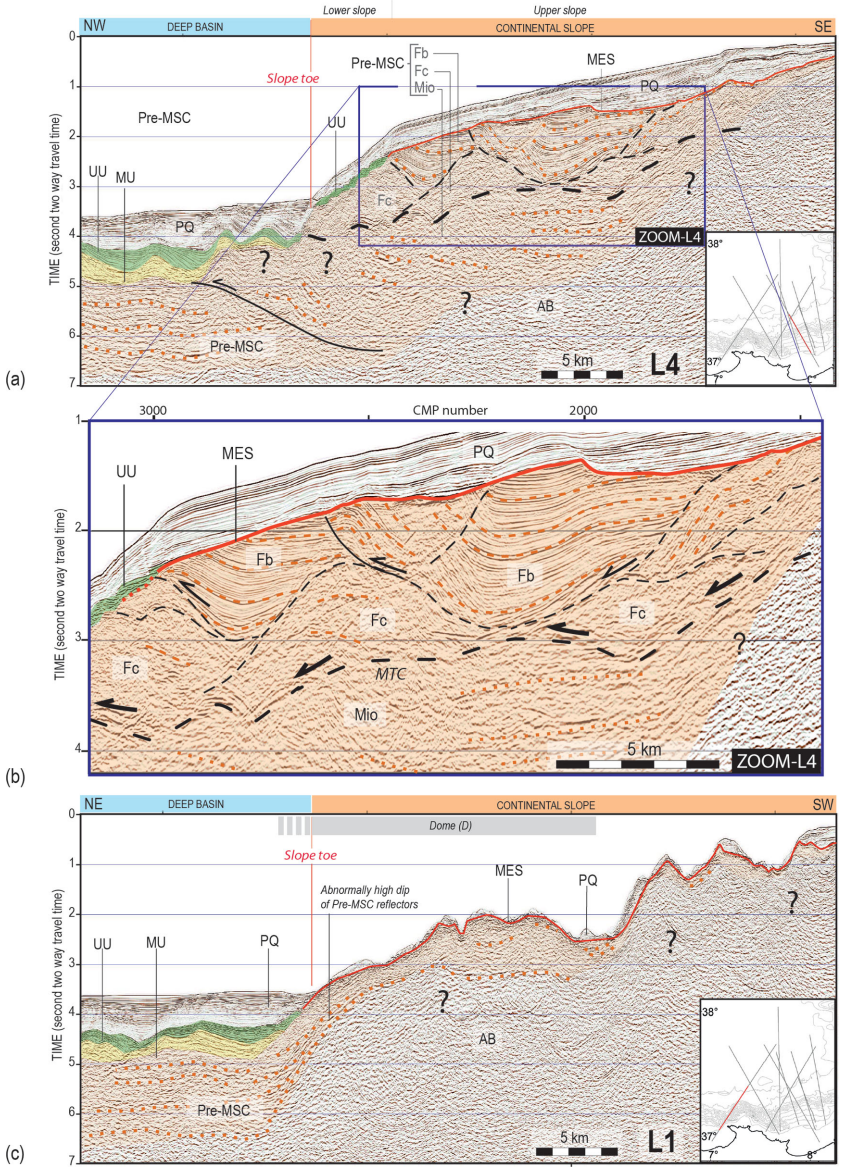


Figure 7. Seismic reflection lines and seismic interpretation illustrating the margin structure east of the wide-angle Line WA-An /Spi18 (a, b), and west of these (c). (a) Time-migrated MCS profile L4 (see Fig. 2a for location) provided by Sonatrach and its zoom of this line on the margin seismic image (b). The pre-Messinian units Fb (bedded) and Fc (chaotic) form subunits below the Messinian Erosion Surface (MES). Each subunit shows its own reflectivity and deformation patterns. The subunits limits are usually sharp and marked by clear unconformities. Fb-Fc subunits lie in unconformity over a deeper subunit Mio, characterized by low-frequency reflectors that appear less deformed than Fb-Fc reflectors. (c) Time-migrated MCS profile L1 (see Fig. 2a for location) provided by Sonatrach. West of Line WA-An/Spi18, the PQ unit is thin, and only a few reflectors are locally observed just below the PQ unit. These rare reflectors show poor lateral continuity and chaotic organization, except at the deep margin, where Pre-MSC reflectors are clearly identified over a thickness of few hundreds of milliseconds of two-way traveltime, with an unusually high dip compared to the area located east of the wide-angle Line WA-An.

lines show that the Pre-MSC unit can be split into three units: Fb, Fc, and Mio (Figs 7a and b). The Mio forms the deepest unit at the top of the acoustic basement and is overlain in unconformity by Fb and Fc, which differ from each other according to their acoustic facies. The seismic unit Fb is characterized by clear sub-parallel reflectors, whereas Fc is devoid of reflectors, or shows a chaotic pattern (Fig. 7b). The Fb and Fc units can be divided into sub-units that show lateral extensions of ∼5 km to ∼12 km. Each Fb and Fc sub-unit is characterized by its own deformation and reflectivity patterns, and the contact between the sub-units is sharp and is usually marked by clear unconformities (Fig. 7b). Locally, lateral changes in reflectivity inside some of the sub-units accompany increases in the reflector dip, which suggests that a complex internal organization prevents seismic imaging of the sub-unit reflectors (see for example Fig. 7b, for CMP numbers ∼1500 to 2000, or 2200 to 2600). The density of the available seismic lines is not sufficient to define the three-dimensional (3D) accurate spatial organization of the Fb and Fc sub-units. It is however clear that they are folded in the lines shot both parallel and perpendicular to the margin, and that the sharp contact between the folded sub-units is tectonic rather than erosive (Figs 7a and b). As the numerous folds imply a contractive tectonic environment, these contacts are interpreted as thrusts, which lead to the stacking of the subunits over thicknesses that locally reach ∼1.4 stwtt (Fig. 7a; i.e. ∼2800 m, according to the velocity–depth model). The seismic lines show that the Fb and Fc subunits are observed below the slope and up to the shelf break, which is located ∼20 km

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

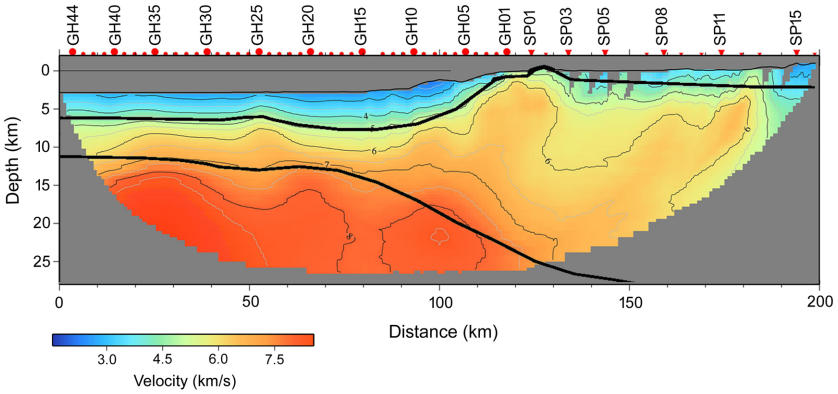


Figure 8. *P*-wave velocity–depth model deduced from seismic tomography inversion of the traveltime of the first arrivals. Isovelocity contours are displayed every 0.5 km s^{-1}. Black lines: layer boundaries taken from the forward model; Red dots: OBS locations; Red inverted triangles: land station locations.

from the shoreline (Fig. 7a). This suggests that they probably extend below the continental shelf, although at such a shallow depth, the strong multiple prevents their imaging.

Below Fb-Fc, Mio is characterized by low-frequency, low-dipping reflectors. These reflectors are characterized by a deformation pattern that differs from that observed in Fb-Fc. The Fb-Fc/Mio boundary is marked by a high-amplitude, irregularly shaped and discontinuous reflector that gently dips toward the deep basin (Figs 7a and b). Across this boundary, the clear unconformity and the change in the deformation style between Fb-Fc and Mio strongly suggest that it corresponds to a major tectonic contact that allows the emplacement of Fb-Fc sub-units above Mio.

Along the western segment of the study area marked by rough morphology (Fig. 2b), the seismic image is very different from that of the eastern segment. The MES shows an irregular topography (Fig. 7c). The PQ unit is thinner than in the eastern segment, with a thickness between 0 stwtt and 0.3 stwtt that shows local thickening up to ∼0.4 stwtt. In this area, the maximum penetration below the Messinian surface is of the order of ∼1.7 stwtt, and is thus much lower than in the eastern zone. Only a few, low-frequency reflectors are observed locally just below the PQ unit. These rare reflectors show poor lateral continuity, except at the deep margin, where Pre-MSC reflectors are clearly identified over a thickness of a few hundreds of milliseconds of two-way times (Fig. 7c). Here, the Pre-MSC reflectors show abnormally high dip, compared to elsewhere in the study area.

4.3 Wide-angle seismic data modelling

4.3.1 First arrival seismic tomography

The travel-times of all first arrivals were picked (Fig. 3) and modelled using the Tomo2D tomographic inversion code, to calculate the velocity field along the onshore-offshore wide-angle seismic profile (Korenaga *et al.* 2000). A weight was assigned to the picks according to the quality of the seismic data. This quality depends on the signal-to-noise ratio, and the signal impulsiveness and lateral continuity on several consecutive shots. Four quality levels were defined for the first arrival picks, based on the picking uncertainty. This picking uncertainty was estimated as the time difference between a given pick and the averaged line crossing the 10 neighboring picks. This varied from 0.016 s (twice the sampling interval) for the clearest arrivals observed at the small offset and/or with high amplitude, to 0.1 s for noisy and less-impulsive arrivals that showed low lateral coherence at large offsets. On some OBS, multiple arrivals were clearer than primary arrivals for offsets greater than 70 km. In this case, the multiple travel-times were picked and the time differences between the multiples and the primaries were subtracted for the modelling. For these picks, the uncertainty was estimated to be 0.13 s. Altogether, more than 14 000 picks were used for the modelling, including ∼38 per cent of excellent quality (uncertainty, from 0.016 to 0.035 s), ∼49 per cent of medium uncertainty (from 0.07 to 0.1 s), and 13 per cent with an uncertainty of 0.13 s.

We performed the inversion for the testing of more than 20 different initial models, with different combinations of input parameters (e.g. smoothing, damping, correlation length). The final model was selected based on the lowest root mean square (RMS) error that led to a geologically plausible structure while avoiding small artefacts that might have resulted in lower RMS, without being supported by the data. The final velocity–depth model (Fig. 8) has a RMS of 0.12.

In the deep basin, the iso-velocity lines of the velocity model are broadly horizontal (Fig. 8), with a velocity gradient greater than 0.5 km s^{-2}, and velocities between 1.6 km s^{-1} and 5.0 km s^{-1} from the seafloor down to ∼7.0 km in depth. Deeper, between 7.0 km and 12.5 km in depth, the crustal basement velocities range between 5.0 km s^{-1} and 7.0 km s^{-1}, as the velocity gradient decreases to 0.2 km s^{-2} to 0.4 km s^{-2}. A ∼20-km-long anomaly can be observed at ∼50 km along the velocity model, where the isovelocity contours representative for sedimentary layers (1.6 km s^{-1} to 3.0 km s^{-1}) dome up, and those for basement velocities between 6 km s^{-1} and 7.5 km s^{-1} deepen, thereby indicating a local thickening of the crust (Fig. 8). Below the continental slope, the shallow part of the model characterized by sedimentary velocities gradually thins toward the continent, whereas the 7 km s^{-1} isovelocity contour deepens from 12 km to 25 km, which indicates a southward gradual thickening of the crust. In the basement, the velocity gradient of 0.1 km s^{-2} to 0.2 km s^{-2} is lower than that observed for the crust of the deep basin.

This tomographic model shows the main structures of the velocity-depth distribution, but fails to image details such as velocity contrasts along interfaces, velocity inversions, or highly detailed velocity gradients in the subsurface layers, as only first arrivals are used and the grid size was 0.5 km × 0.5 km. To better constrain these parameters, forward-type modelling was performed using a combination of information taken from the wide-angle data and from the coincident reflection MCS profile Spi18.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

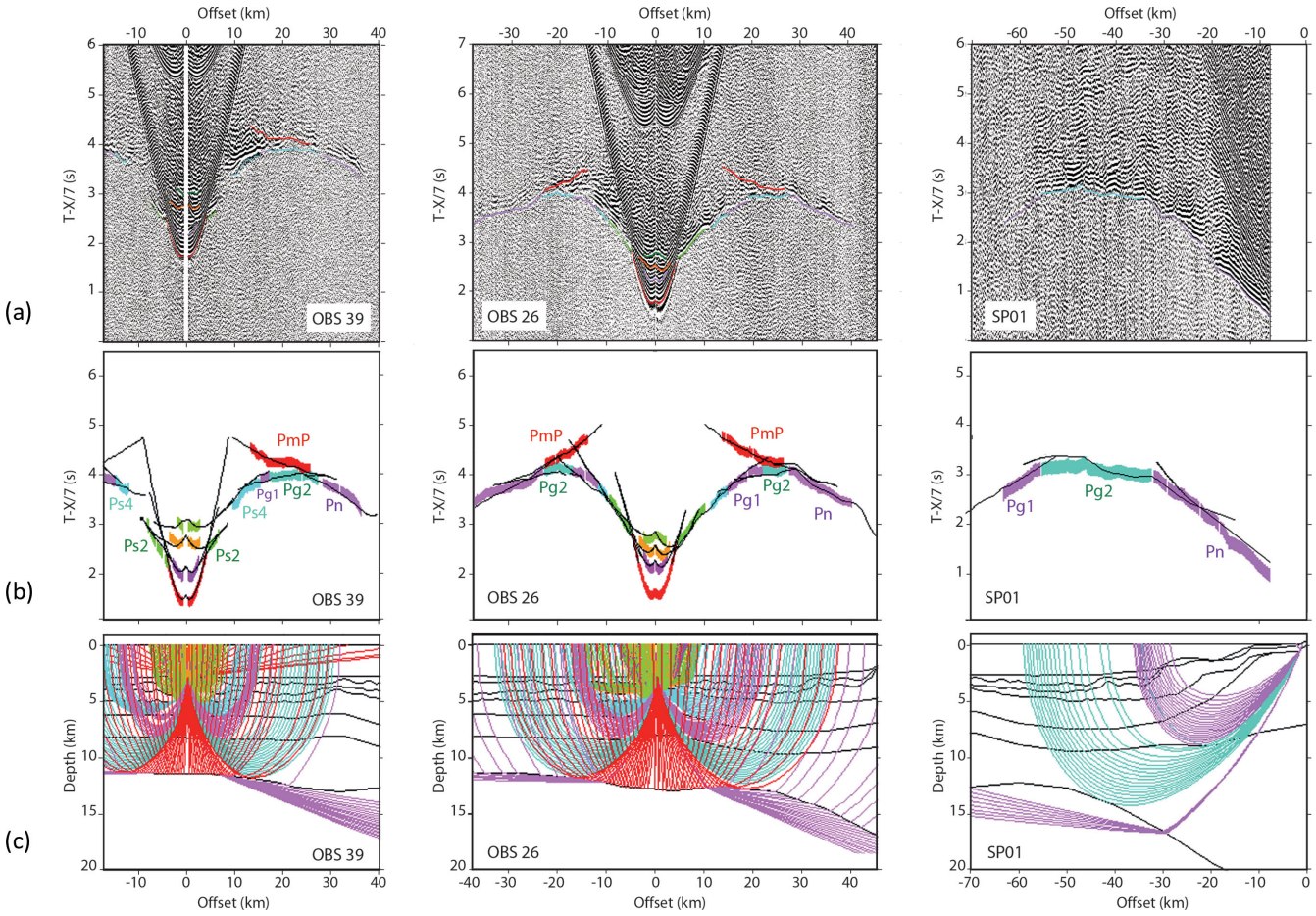


Figure 9. Forward modelling of the refracted and reflected arrivals performed for OBS GH39 (left-hand panel), OBS GH26 (centre panel) and the land station SP01 (right-hand panel). (a) Picks of the first and second arrivals superimposed on the data, (b) observed travel times plotted with the picking uncertainty and calculated travel times produced by ray tracing and (c) ray tracing through the *P*-wave velocity–depth model.

4.3.2 Forward modelling of P-wave travel-times

The forward modelling consisted of 2D ray tracing within a 2D velocity-depth model to fit the observed travel-times of both the refracted and reflected arrivals observed in the dataset (Zelt & Smith 1992) (Fig. 9). The modelling was performed on the set of first arrival picks that were previously used for the tomographic inversion, complemented by a set of secondary arrivals picked from refracted and reflected *P*-waves (Fig. 9a and Appendix 1), considering an uncertainty between 0.03 and 0.13 s. The geometry of the sedimentary layer boundaries was given by the interfaces picked along the coincident MCS Line Spi18 (Fig. 5a). The depth of the layers was then adjusted using velocity information determined from the wide-angle seismic data, from top to bottom of the model, to reduce the misfit between the observed and calculated travel-times (Figs 9b and c).

The quality of the velocity-depth model is evaluated by considering the fit between the predicted and observed travel-times, which was evaluated by the RMS error and the chi-square (χ^2) parameter. The χ^2 is defined as the RMS travel-time misfit between the calculated and observed arrivals normalized to the picking error. The RMS travel-time misfit obtained was 0.114, with a χ^2 of 1.799, for a total number of 22 289 picks correctly reproduced by modelling (Table 1). These modelled picks correspond to more than 87 per cent of the 25541 arrivals picked along the seismic sections, including the refracted and reflected waves. Given the large number of modelled picks for the Pg (8360), Pn (2815) and PmP (2357) taken into account for modelling (Table 1), even the deep structure was constrained with confidence.

Table 1. Residual traveltimes and χ^2 errors for all of the phases picked along the Annaba wide-angle profile.

Phase	Number of modelled picks	Rms error (s)	χ^2 error
Water	1865	0.035	0.245
Ps2	1207	0.077	1.202
Ps3	1905	0.123	3.065
PsP1	958	0.060	0.739
PsP2	1406	0.067	0.919
PgP1	1416	0.072	1.504
Pg1	2391	0.107	1.550
Pg2	5969	0.153	2.877
Pn	2815	0.118	1.698
PmP	2357	0.111	1.490
All phases	22289	0.114	1.799

Two-point ray tracing between source and receivers shows well-resolved and unconstrained parts of the velocity model (Fig. 10). The ray coverage was generally very good, due to the good quality of the data and to the close shot and receiver spacing. In the marine part of the model, the superficial, intermediary and deep layers were well sampled by reflected and turning rays. For the continental part, the superficial and intermediary layers were less well sampled

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

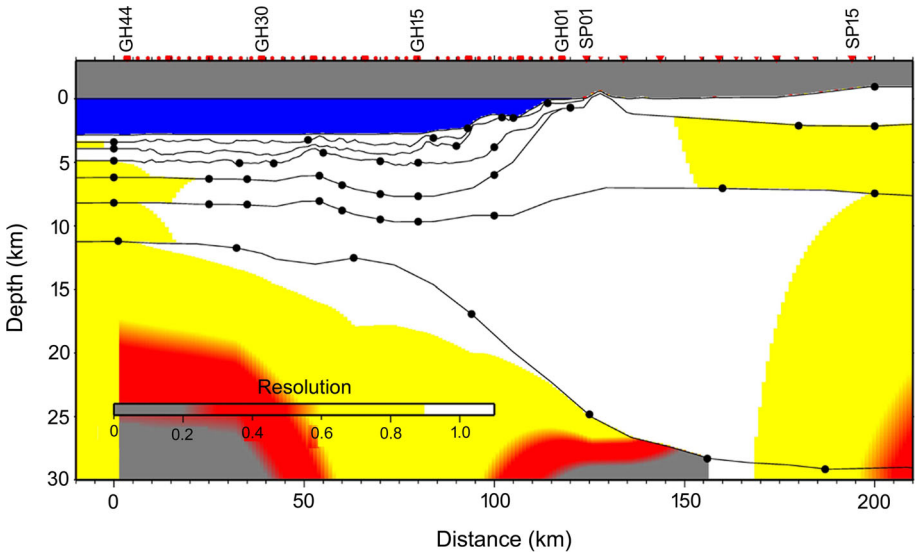


Figure 10. Resolution parameter for all velocity nodes (blacks dots) of the velocity–depth model. The white and yellow areas can be considered well resolved. A value above 0.5 is considered acceptable (Zelt 1999). The blue colour corresponds to the sea water layer.

southward towards the end of the line. This was because the shots were fired only in the marine part, which meant that the model was not reversed from 115-km to the end of the profile. In this region, the velocity–depth model was thus less constrained.

The resolution parameter was defined by the number of rays that passed along a given velocity node, and therefore it depended on the node spacing (Zelt & Smith 1992). Layers defined by a large number of velocity nodes need numerous rays that pass through each node, to be well constrained, while layers with smaller numbers of nodes can be well constrained by just a few rays that pass through the layer. Nodes with values greater than 0.5 are considered to be well resolved (Fig. 10, white and yellow areas). Most parts of the model have good resolution (values >0.7), which indicates that each velocity node is well constrained (Fig. 10). The resolution decreases to 0.5 for depths greater than 15 km offshore, because the Pn was observed only on a few OBS sections. The onshore part of the model shows a resolution of ∼0.5, due to the absence of reverse shots in this region. Care was taken to include the fewest possible velocity nodes in this region.

The 2D velocity depth model resulting from forward travel-times and amplitude modelling consists of 8 layers (Fig. 11). The water layer was modelled with a velocity of 1.54 km s^{-1}. This relatively high velocity is consistent with values reported in the literature for the Mediterranean Sea (Klingelhoefer *et al.* 2008; Gailler *et al.* 2009; Leprêtre *et al.* 2013; Mihoubi *et al.* 2014). It can be explained by the high salinity of the Mediterranean basin seawater.

The structure of the eastern Algerian margin and the adjacent deep basin offshore of Annaba was modelled according to the six units (Fig. 11) that correspond to the seismic units defined on the MCS Line Spi18 (Fig. 5), and also to the acoustic basement and the Mohorovicic discontinuity (Moho). From top to bottom, these units are:

– The PQ layer, which is modelled using velocities from 1.9 km s^{-1} to 2.2 km s^{-1}, and thicknesses from ∼400 m to ∼1000 m.

– The Messinian layer UU-MU that has velocities from 3.4 km s^{-1} to 3.8 to 4.0 km s^{-1}, and a total thickness of from 500 m to 1500 m. The two Messinian units UU and MU are modelled by a single layer, as a subdivision into two layers is not required to successfully model the wide-angle seismic data, and the modelling was undertaken using the minimum structure approach. The complex shape of the top the Messinian units observed on the MCS line is slightly smoothed in the velocity model, to avoid instabilities of the modelling code.

– The pre-Messinian sedimentary units, Pre-MSC, modelled by two velocity layers: in the deep basin, the shallowest Pre-MSC1 unit has velocities from 3.0 km s^{-1} to 4.0 km s^{-1}, and the deepest Pre-MSC2 unit has velocities from 4.0 km s^{-1} to 4.8 km s^{-1}. The Pre-MSC1 unit is characterized by velocities lower than the velocities defined for the Messinian layer, and it allows the modelling of the shadow zone observed between arrivals Ps2 and Ps3 observed on some OBS records within the deep basin (Fig. 9 and Appendix 1). The Pre-MSC2 unit allows modelling of a refracted arrival Ps3 that is clearly observed in the data (Fig. 9), and that shows velocities greater than those defined for the Messinian layer. The absence of discontinuity within the Pre-MSC unit in the MCS lines (Fig. 5), and the absence of a velocity step between the Pre-MSC1 and Pre-MSC2 units within the velocity model, both suggest that this limit does not correspond to a vertical change within the sedimentary cover. Indeed, the limit between these two units marks the value of the velocity that becomes greater than the velocity within the Messinian layer, which allows the re-emergence of refracted waves.

At the continental margin, the shallowest pre-Messinian layer, the Pre-MSC1 unit, has velocities from 3.0 km s^{-1} to 4.0 km s^{-1} (Fig. 11). It is 3 km thick at the deep margin, and thins rapidly upslope. The Pre-MSC2 gradually thins below the margin, while the velocities increase from sedimentary to crustal velocities (4.0–4.8 km s^{-1} to 5.1–5.2 km s^{-1}) between 100-km and 117-km along the velocity–depth model. As the velocity–depth model is poorly constrained by the *P*-wave travel-times in the shallow southern on-land part (Figs 10 and 11), indirect constraints provided by gravimetric studies (Boubaya 2006) and by geological observations were used to build this part of the initial velocity–depth model. On land, the wide-angle line crosses the diapir area, which corresponds to the thick sedimentary cover of the African basement (Fig. 2a). Its thickness is not known accurately, although gravity modelling indicates a thickness of ∼4 km for the sedimentary layer in this area (Boubaya 2006), while a gravimetric study conducted in western

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

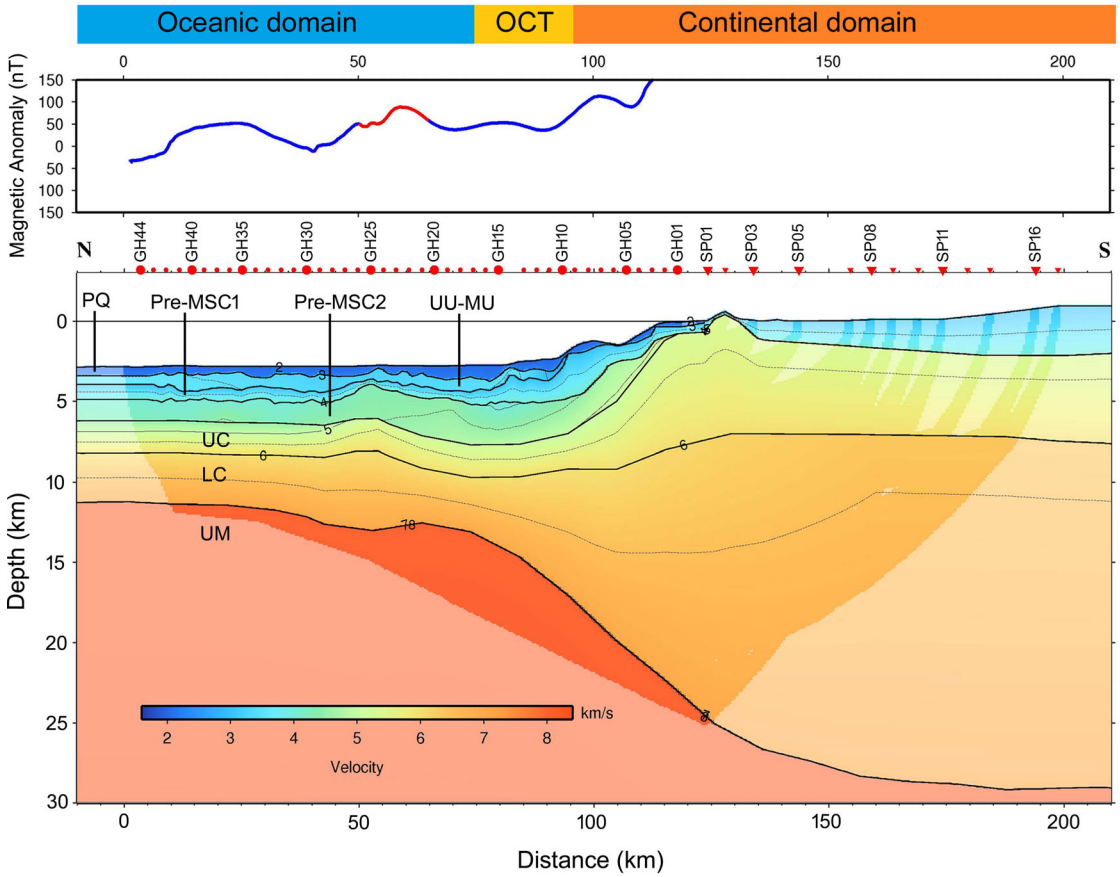


Figure 11. Results of forward *P*-wave velocity modelling along the Annaba profile WA-An. Upper panel: magnetic anomaly acquired during SPIRAL cruise reduced to pole. Lower panel: *P*-wave velocity–depth model deduced from forward modelling. Red circles: OBS location; Red inverted triangles: location of the land stations used in the modelling. Isovelocity contours are displayed every 0.5 km s^{-1}. Parts of the model that are unconstrained by ray-tracing are shaded. PQ, plio-quaternary; UU-MU, upper unit and mobile Messinian unit; Pre-MSC1, pre-Messinian layer 1; Pre-MSC2; pre-Messinian layer 2; UC, upper crust; LC, lower crust; UM, upper mantle.

Tunisia indicated that the depth of the Paleozoic sediments might exceed 5 km (Jallouli *et al.* 2005). However, it appears from forward modelling that thicknesses of the order of 4 km to 5 km did not allow correct modelling of the observed travel-times, and the best results were obtained for a 2-km-thick to 3-km-thick layer with an average velocity of 3.5 km s^{-1} (Fig. 11). It should be noted that the terrestrial part of the model is not covered by the reverse shots, and thus precise modelling of the reflectors at this place was not possible.

Below the sedimentary units, two layers with crustal velocities that correspond to the acoustic basement were identified in the MCS data. The shallowest layer that corresponds to the upper crust (UC) was characterized by velocities from 4.8 km s^{-1} to 6.0 km s^{-1}. The deeper layer that corresponds to the lower crust (LC) was defined by velocities from 6.0 km s^{-1} to 7.1 km s^{-1}. The whole crust was ∼5.5 km thick within the deep basin. However, between 40 km and 65 km along the forward velocity–depth model, a 2 km over-thickening of the basement layers can be observed (Fig. 11), which was also imaged in the tomographic model (Fig. 8). This crustal over-thickening was located below the bump formed by the Pre-MSC unit described in the MCS Line Spi18 (Fig. 5). Below the continental slope, the crustal layers showed a sharp increase in thickness from ∼7 km at the basin edge to more than 20 km at the shoreline. Here, the uppermost crustal layer reaches the surface. A similar velocity increase at shallow depth was also observed in the tomographic model (Fig. 8), which confirms its existence.

The deepest layer of the model (the upper mantle; UM) was characterized by velocities of the order of 8 km s^{-1}. The depth of the Moho was ∼12 km beneath the deep basin, and this gradually deepened below the margin, to reach ∼25 km at the shoreline.

4.3.3 *S*-wave travel-time modelling

A total of 1574 *S*-waves arrivals were picked in the deep basin (Fig. 4 and Appendix 2). These *S*-waves, which cannot be produced by the seismic source triggered in the water layer, result from a conversion of *P*- to *S*-waves at subsurface interfaces.

The modelling of the *S*-wave travel-times was performed by ray tracing, to determine the interface along which the conversion from *P*-waves to *S*-waves occurs, the layers in which the *S*-waves propagate, and the *S*-wave velocity and the related value of the Poisson's ratio (σ) in these layers, computed according to the relation:

$$\sigma = \frac{V_P^2 - 2V_s^2}{2(V_P^2 - V_s^2)}$$

In a first step, the *S*-wave velocities and the Poisson's ratio values were assumed for the different layers of the final *P*-wave velocity–depth model presented in Fig. 11, based on a compilation of values given in the literature for the oceanic crust and the underlying upper mantle (Christensen 1978; Spudish & Orcutt 1980; Purdy 1983; Karson *et al.* 1984; Price & Morgan 2000). Ray tracing in this velocity–depth model was then performed (Fig. 12), and

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

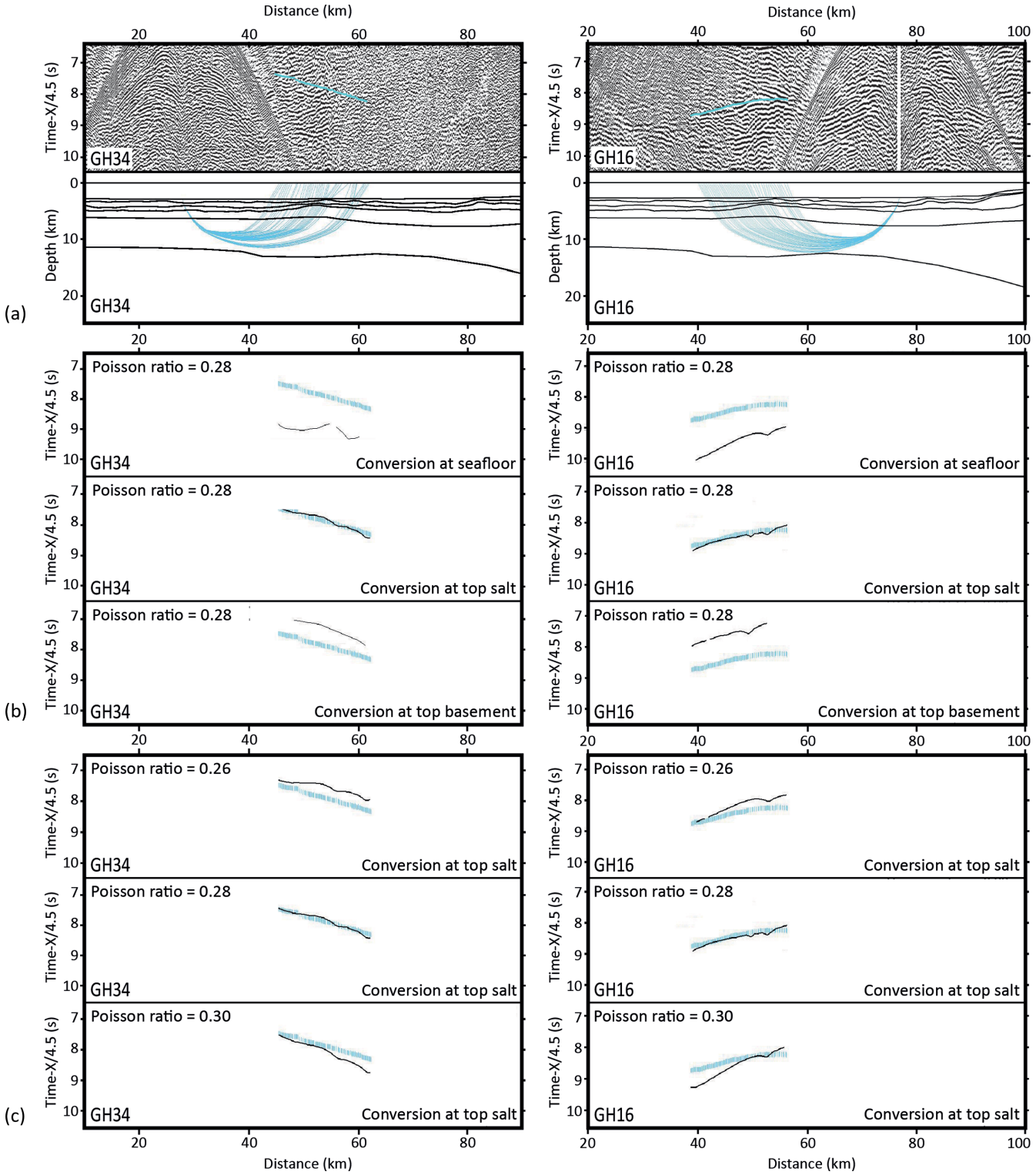


Figure 12. Examples of *S*-wave traveltime modelling by ray tracing shown for OBS GH34 (left-hand panel) and GH16 (right-hand panel) (see location of the OBSs in Fig. 5b). (a) Top panel: picks of phase PSg2 superimposed on a zoom of the seismic section. Bottom panel: example of ray tracing in the lower crust, using a Poisson's ratio of 0.28 and a *P*- to *S*-wave conversion at the top of the salt layer. (b) Ray tracing performed to test the conversion interface along which *P* waves convert to the *S* waves picked in the data, considering a Poisson's ratio of 0.28 in the LC. From top to bottom, the three panels show the observed travel-times (blue picks) and the calculated traveltimes (black line) for *P*- to *S*-wave conversion occurring at the seafloor, at the top of the salt layer, and at the top of the basement. (c) Ray tracing performed to test the Poisson's ratio in layer LC. From top to bottom, the three panels show the observed traveltimes (blue picks) and the calculated traveltimes (black line) for a Poisson's ratio in the LC of 0.26, 0.28 and 0.30, and *P*- to *S*-wave conversion occurring at the top of the salt layer.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

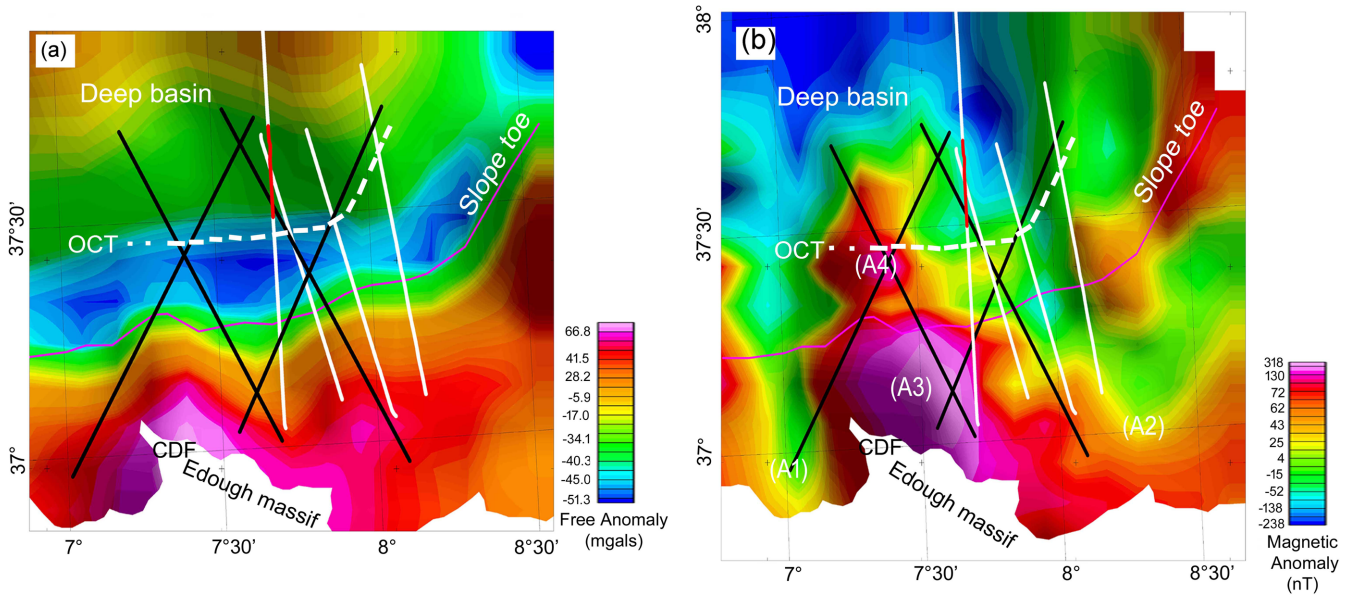


Figure 13. (a) Gravity map (free air anomaly) and (b) magnetic anomaly map reduced to pole in the study area. White lines: gravity and magnetic data acquired during SPIRAL cruise. Black lines: additional available data. Purple line: slope toe location (see also Fig. 2b). Red line: location of the local overthickening of the basement units observed along the *P*-wave velocity–depth model. White dotted line (OCT): ocean-continent transition zone after this study. CDF: Cap de Fer.

comparisons of the picked/computed travel-times were made, to determine the interface of the model along which the *P*-wave to *S*-wave conversions occurred. For each tested interface, the Poisson's ratio and related *S*-wave velocity were changed, until a satisfactory fit between the computed and observed travel-times was obtained.

The *P*-wave to *S*-wave conversion interface is known to be associated with high impedance contrast (White & Stephen 1980), which is usually provided by the seabed, the top of the salt layer, or the top of the oceanic crust, so each of these three interfaces was tested. Whatever the conversion interface was, the ray tracing indicated that the observed *S*-waves traveled down to the deepest layers of the LC and UM models (Fig. 12b). Based on the *P*-wave velocity within the upper mantle UM ($\geq$8.0 km s^{-1}), we considered a constant Poisson's ratio of 0.25, as usually given for mantle rock at a similar depth (Christensen 1978; Spudish & Orcutt 1980; Purdy 1983; Karson *et al.* 1984; Price & Morgan 2000). For each tested conversion interface, Poisson's ratio values in the crustal layers were tested to adjust the computed to the observed travel-times, and the corresponding *S*-wave velocity was determined.

These tests demonstrate clearly that conversion at the seabed leads to unrealistic values of the Poisson's ratio in the LC of $\sim$0.24, which falls without the bounds defined for crustal rock (Christensen 1978; Spudish & Orcutt 1980; Purdy 1983; Karson *et al.* 1984; Price & Morgan 2000). No value of the Poisson's ratio was found to successfully model the *S*-wave travel-times. Indeed, the best fit was finally obtained for a conversion that occurred at the top of the Messinian salt layer (Fig. 12b). This result is consistent with our observation of the *S*-wave only where the Messinian salt layer is thick in the deep basin (Fig. 5), and with previous studies that indicated that the top of the salt layer is a good candidate for this kind of conversion in the Mediterranean basin (Lelgemann & Klaeschen 1999) and elsewhere (Ogilvie & Purnell 1996). This is probably because this interface is associated with a high impedance contrast, as required for this type of conversion (White & Stephen 1980).

With a *P*-wave to *S*-wave conversion occurring at the top of the salt layer, the travel-times and the offsets of the *S*-waves were best reproduced for a Poisson's ratio of 0.28 (Fig. 12c) and an average Vs of 3.6 km s^{-1} in the LC layer. For these values, the RMS travel-time misfit was 0.162, and χ^2 was 6.347. For a perturbation of 0.02 (7.2 per cent) of the Poisson's ratio in the LC, the percentage of the modelled picks decreased significantly (Fig. 12c). We thus estimate the final value of the Poisson's coefficient in the LC to be 0.28 $\pm$ 0.1.

4.4 Gravity and magnetic maps

The free-air-anomaly gravity map shows values from $-$57 mGal to $+$87 mGal (Fig. 13a). The map in Fig. 13a shows two E-W elongated positive anomalies: the first marks the continental shelf and the adjacent continental slope, with greater than $+$80 mGal offshore of the Edough Massif (Fig. 13a); the second one is within the deep basin north of 37°36′N. Between these two positive anomalies, a set of negative anomalies with values lower than $-$50 mGal mark the edge of the deep basin, just north of the slope toe. This set consists of three E-W to NE-SW trending anomalies and it appears to extend further to the NE.

The magnetic anomaly map shows values from $-$238 nT to $+$318 nT (Fig. 13b). This map shows several long-wavelength anomalies (extension, $\geq$25 km). Two negative anomalies, A1 and A2, with values from $-$52 nT to $+$13 nT and from $-$52 nT to $+$54 nT, respectively, correspond to the Skikda and Annaba Bays. Between these two negative anomalies, there are two positive anomalies, A3 and A4, with values from $+$95 nT to $+$318 nT. The A3 anomaly corresponds to the dome-like part of the continental slope that was observed offshore of Cap de Fer (Fig. 13b). In the northern part of the study area, the deep basin is characterized by negative anomalies, from $-$100 nT to $-$238 nT. These negative values sharply increase to positive ones along a NS trending corridor located at $\sim$8°E, west of the Sardinia Channel.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

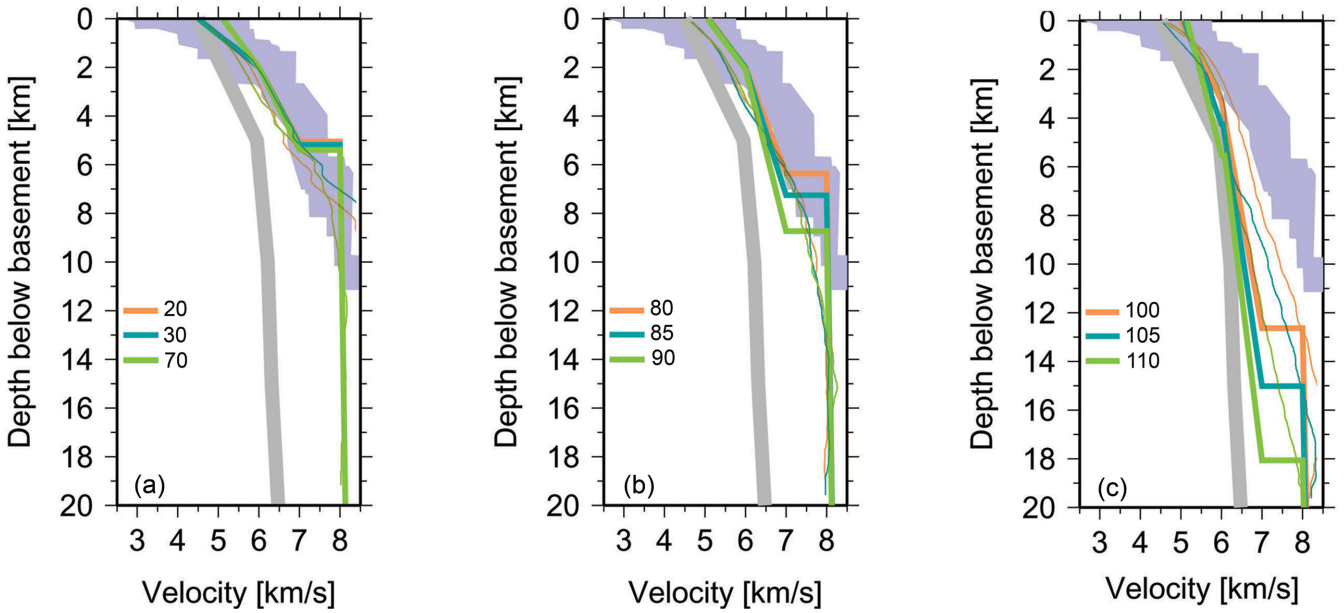


Figure 14. 1-D velocity–depth profiles in the basement and upper mantle extracted from the *P*-wave velocity–depth models along line WA-An, compared to 1-D velocity–depth profiles computed in other geodynamic contexts. Coloured lines: 1-D velocity–depth profiles extracted from the forward velocity–depth model (thick lines) and from the tomographic velocity–depth model (thin lines). Location along the velocity–depth model is given in km on the left-hand side of the diagrams. Grey areas: compilation for extended continental crust from Christensen & Mooney (1995). Blue areas: compilation for Atlantic oceanic crust from White *et al.* (1992). (a) From the northern end of the profile up to ∼75 km in the velocity–depth model (Fig. 11), the velocity laws are situated within the bounds of oceanic crust. (b) Between ∼75 and ∼95 km in the velocity–depth model (Fig. 11), the velocity laws are intermediate between continental and oceanic velocity laws. Finally, between ∼95 km and the southern end of the velocity–depth model (Fig. 11), the velocity laws are within the bounds of continental crust.

5 DISCUSSION

The velocity–depth model computed from forward modelling can be split into three domains that show distinct velocity–depth features. Comparison of the 1D velocity–depth profiles extracted from underneath the basement for each of these three domains (White *et al.* 1992; Christensen & Mooney 1995) help to define the extent of each of the domains of different nature of the crust along the wide-angle profile (Fig. 14). For the tomographic model the vz-profiles were extracted underneath the 4.5 km s^{-1} isocontour, which then represents basement. Subsequently the discussion is extended throughout the study area, using the interpretation of the seismic reflection lines, which are crucial to discuss the nature and origin of the margin sediment and the lateral changes in the margin structure and in the continent transition location. Finally, we propose a scenario for the geodynamic evolution of the eastern Algerian margin and its adjacent basin that is deduced from these new results.

6.1 Structure of the deep basin

6.1.1 Southward thickening of the sediment

In the northern part of the model, the sedimentary cover of the deep basin shows an ∼3-km thickness that increases to ∼5 km at the foot of the margin (Fig. 11). The seismic reflection data indicated that in detail, the thickening was gradual for the post-MSC units, and was sharp in the ∼15 km area bounding the slope toe for the Pre-MSC unit. Here, the local over-thickening of the Pre-MSC unit is underlined by a continuous negative gravity anomaly that reaches minimum values of ∼50 mGal (Fig. 13a). The large-scale southward increase in the sediment thickness that was already observed in the 1970's all along the Algerian margin had been interpreted as the result of lithospheric bending related to the Algerian margin contractive reactivation (Auzende *et al.* 1972; Auzende *et al.* 1975). Near the margin, the short wavelength over-thickening can be partly explained by thrusts related to the margin reactivation (Kherroubi *et al.* 2009). However, over-thickening was still observed a few kilometers north of the reactivated area, where the Pre-MSC unit is not deformed. This might be due to the presence of Oligocene sediment that contributed to the thickening of the Pre-MSC unit, and also to higher rates of Miocene subsidence along the margin toe (Arab *et al.* 2014). The easternmost part of the study area (Fig. 6, Line Spi21) is an exception, as the Pre-MSC unit is thinner here than elsewhere, above a shallower basement marked by an increase in the gravity anomaly values (Fig. 13b).

6.1.2 A thin magmatic oceanic crust

From the northern end of the profile up to 75 km (Fig. 11, oceanic domain), the crust is modelled using two layers. The shallowest layer, UC, is 2.2 km thick, with velocities from 4.8 km s^{-1} to 6.0 km s^{-1}, while the deepest, LC, is 3.3 km thick, with velocities from 6.0 km s^{-1} to 7.1 km s^{-1}. These velocity values are situated within the bounds of the oceanic crust, as compiled by White *et al.* (1992) for the Atlantic Ocean (Fig. 14a). However, except between 40 km and 60 km, the crust is ∼5.5 km thick, thinner than the typical oceanic crust, which usually has a thickness of 7 km (White *et al.* 1992). Nevertheless it is consistent with the oceanic crust thickness in other parts of the western Mediterranean Sea (Hinz 1973; Vidal *et al.* 1998; Contrucci *et al.* 2001; Gailler *et al.* 2009; Grevemeyer *et al.* 2011; Leprêtre *et al.* 2013; Mihoubi *et al.* 2014) as compiled by Gailler *et al.* (2009, Fig. 15a). The velocity-depth

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

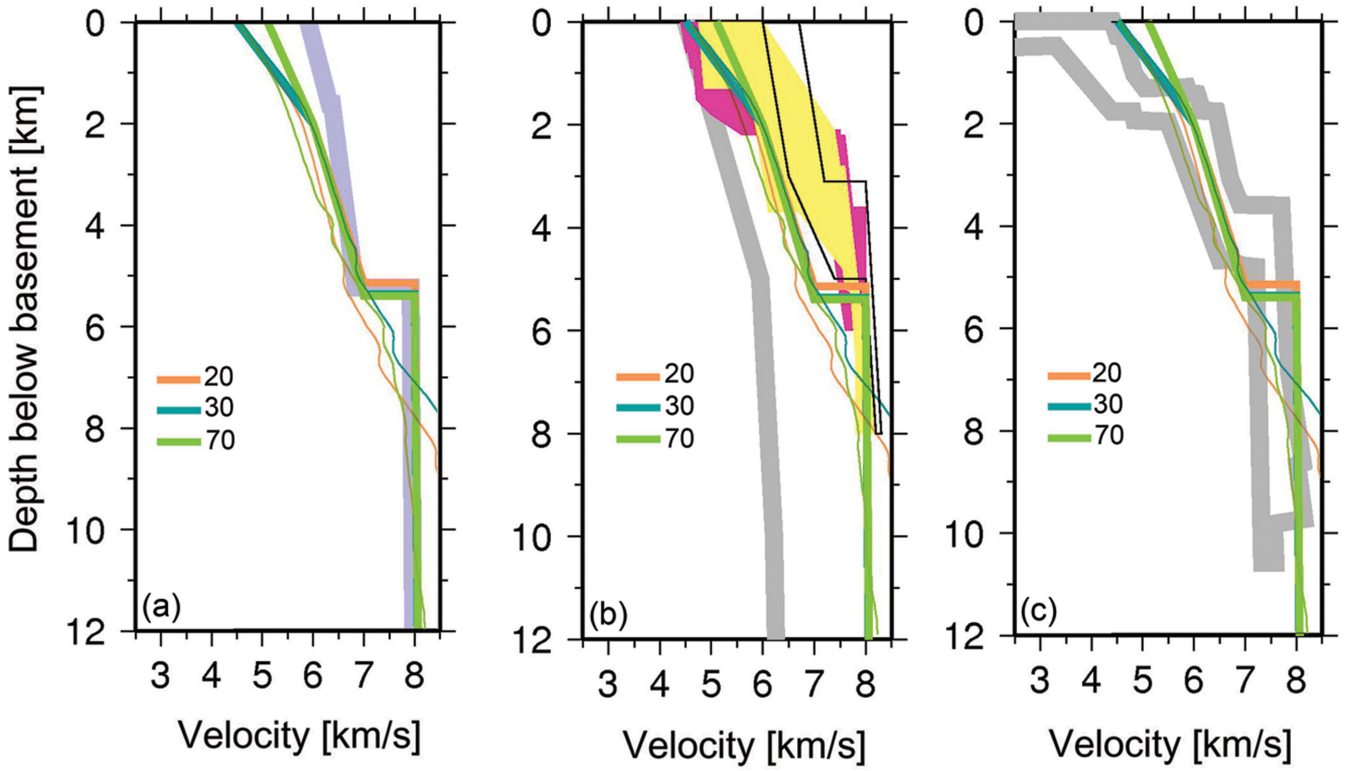


Figure 15. 1-D velocity–depth profiles in the basement and upper mantle extracted from the forward *P*-wave velocity–depth model (thick coloured lines) and from the tomographic velocity–depth model (thin coloured lines) in the oceanic domain along line WA-An, compared to 1-D velocity–depth profiles computed in other geodynamic contexts. (a) Blue area: compilation for oceanic crust in western Mediterranean, offshore Sardinia, from Gailler *et al.* (2009). (b) Compilation of velocity laws computed for seismic crusts mainly composed by more or less altered peridotites. Pink area: compilation for ocean-continent transition zone in the southern Iberia Abyssal from Dean *et al.* (2000). Yellow area: compilation for rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfound land (Canada) from van Avendonk *et al.* (2006). Transparent area: compilation for the western Iberia passive continental margin from Afilhado *et al.* (2008). (c) White area: compilation for Mohns Ridge oceanic crust, created along a slow but hot spreading ridge (Klingelhoefer *et al.* 2000).

profiles extracted from the tomographic model indicate a similar crustal thickness, with a sharp increase of the velocity gradient representing the Moho from 70 to 20 km model distance. Between 80 and 90 km model distance the velocities from the tomographic model do not image the Moho discontinuity but closely follow the same gradient as the forward modelled ones. This can be explained by the lack of arrivals reflected at the crust-mantle boundary in the tomographic model.

An abnormally thin oceanic crust is frequently associated with processes of oceanic floor creation that are dominated by tectonic extension rather than by magmatic accretion, either due to very slow accretion rates (Jackson *et al.* 1982; Minshull & White 1996; Grevemeyer *et al.* 1997; Jokat & Schmidt-Aursch 2007), or to an abnormally cold accretion context, like along intra-oceanic fracture zones or transform margins (Fox & Gallo 1984; White *et al.* 1984; Sage *et al.* 1997) or along ocean-continent transition during the earliest phases of ocean spreading (Whitmarsh *et al.* 1996; Nicholls *et al.* 1981). In these cases, the seismic crust often includes altered peridotites, and presents specific velocities and thicknesses, as illustrated by the examples compiled in Fig. 15b. Crustal velocities range from 5.0 km s^{-1} to 5.5 km s^{-1}, and from 7.8 km s^{-1} to 8 km s^{-1}, with the velocity controlled by the degree of serpentinization that decreases with increasing depths (e.g. Christensen 1966; Francis 1981; Minshull *et al.* 1991). Velocities of the order of 7.5 km s^{-1} or more are systematically found at the base of the seismic crust. The crust is modelled by a 4.0-km thick to 5.0-km-thick layer (Dean *et al.* 2000; van Avendonk *et al.* 2006; Afilhado *et al.* 2008; Prada *et al.* 2014; Fig. 15b). This thickness corresponds to the maximum depth reached by the hydrothermal circulation that is responsible for serpentinization of the upper mantle material (Francis 1981; Minshull *et al.* 1991; Chian *et al.* 1999; Dean *et al.* 2000). In the Annaba area, the distinct velocity gradients within the two crustal layers (0.55 km s^{-1} and 0.33 km s^{-1}, for the UC and LC, respectively), and the absence of velocities greater than 7.1 km s^{-1} at the base of the seismic crust, suggest that although the crust is thinner than the normal oceanic crust, it is not dominantly composed of altered peridotites.

The Poisson ratio provides further arguments to discuss the nature of the crust. The value of the Poisson ratio in the Annaba area is constrained to be ~0.28 in the LC. This value falls within the bounds given for gabbroic rock (Carlson & Miller 1997), but out of the bounds given for altered peridotites (Miller & Christensen 1997), even if pure gabbro and peridotites with 10 per cent to 20 per cent serpentinites can show similar Poisson's ratios at *P*-wave velocities of 6.1 km s^{-1} to 7.2 km s^{-1} (Horen *et al.* 1996). These data strongly suggest that the nature of the lower oceanic crust offshore of Annaba is dominantly magmatic, and composed of gabbroic rock rather than of peridotites, even if small amounts of more or less altered mantle rock cannot by excluded. The crustal 1D velocity–depth profile in the Annaba deep basin is very similar to that modelled for Mohns Ridge (Fig. 15c). Here, geochemical data were combined with the results of wide-angle modelling to show that the oceanic crust is abnormally thin, but composed of a continuous magmatic crust, made of gabbro and basalt (Klingelhoefer & Géli

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

2000; Klingelhoefer *et al.* 2000). In this case, slow but hot accretion processes have led to low but steady magmatic production, which explains the abnormal crustal thickness.

The WA-Ji profile is located 170 km westward of the Annaba profile WA-An (Mihoubi *et al.* 2014), and it crosses the area of the eastern Algerian basin that is characterized by the regular, NW-SE-trending magnetic anomaly set that extends to the margin toe offshore of Jijel (Fig. 1a). Here, the regular anomaly pattern suggests a period of continuous and steady magmatic accretion, in contrast with other parts of the western Mediterranean Sea. Although the study area is located just south of this regular set of magnetic anomalies (Fig. 1a), the velocity-depth model computed offshore of Annaba is very similar to that computed offshore of Jijel, in terms of the velocity and thickness of the oceanic crustal layers (Mihoubi *et al.* 2014). Both models are consistent with a Mohns-like crustal structure and accretion style. In detail, the velocity gradients plotted along the tomographic model in the Annaba area show a slight, lateral variability of the crustal velocity. Although forward wide-angle seismic models of the Annaba and Jijel regions are very similar to first order, the complex magnetic patterns of the magnetic anomalies and the variable velocity gradients suggest a slightly more heterogeneous magmatic crust and related accretion processes in the Annaba region than in the region characterized by the regular magnetic anomaly pattern.

Between ∼40 km and ∼65 km along the model, a crustal over-thickening of 2 km can be observed for both the tomographic and the forward velocity–depth models (Figs 8 and 11), which corresponds to a relief involving the Pre-MSC reflectors along the coincident MCS line (Fig. 5). The magnetic profile recorded along the wide-angle line clearly shows a positive anomaly related to this over-thickening (Fig. 11), whereas it is not related to a specific anomaly on the magnetic and gravity maps (Figs 13a and b). This suggests that the over-thickening is a local feature that may be interpreted as magmatic in origin.

This crustal magmatic over-thickening might be explained by syn-expansion of magmatic intrusion that was emplaced within the backarc basin, as described for the Ligurian Sea (Rollet *et al.* 2002), where volcanoes of similar extent have been described. It can alternatively be explained by post-collisional magmatism related to slab break-off, as proposed for the magmatic bodies described onshore (Maury *et al.* 2000; Caby *et al.* 2001; Laouar *et al.* 2005). The two MCS lines crossing this structure show that Pre-MSC reflectors above the crustal thickening are inclined outward of the structure (Fig. 5), regardless of the profile orientation. Such geometry is compatible with a Miocene magmatic phase, which would have occurred prior to the Messinian event, as shown by the overlaps of the Messinian reflectors at the top of the Pre-MSC unit.

6.2 Margin structure

6.2.1 A stretched continental margin

From 95 km to the southern end of the profile (Fig. 11, continental domain), the velocities can be correlated with those for the thinned continental crust from a compilation proposed by Christensen & Mooney (1995). Along the wide-angle seismic profile, the continental basement progressively rises from below the margin, to outcrop near the coast (Fig. 11); this is in agreement with the outcrop of the Edough Massif that represents the crystalline basement immediately along the shoreline (Fig. 2a). The internal/external zone thrust boundary that is crossed by the wide-angle seismic line north of the Edough Massif (Fig. 2a) is not resolved in our velocity–depth model. This might be explained as the suture zone probably brings two crystalline basements into contact with little velocity contrast, but also by poor resolution of the velocity–depth model for its continental part due to the absence of reverse shots. Lack of constraints results here in a slightly different velocity repartition in the tomographic and the forward model, even though they both allow a good fit of the modelled and observed travel times. Indeed, similar travel times are modelled in the forward model by laterally homogenous velocity in UC and LC, and along the tomographic model by a local lateral lowering of the crustal velocity compensated in depth by a ∼3-km continental ward shift of the Moho that is also slightly steeper (Fig. 8). Because of this discrepancy, the detailed distribution of the *P*-wave velocities within the continental crust cannot be interpreted. However, the tomographic and forward velocity models both show a gradual deepening of velocities higher than 6.5 km s^{-1} under the continental slope, indicating a gradual crustal thinning of ∼15 km over an ∼35-km distance between the Edough Massif on-land and the margin toe (Fig. 11). The margin is narrow compared to most of the continental rifted margins (e.g. Crosby *et al.* 2011, and references therein). However, this is similar to other Mediterranean rifted margins, such as the northern Liguria margin (Contrucci *et al.* 2001; Rollet *et al.* 2002; Dessa *et al.* 2011), and the western Sardinia margin (Gailler *et al.* 2009).

Compared to other sections of the Algerian margin, the Annaba margin is the only one that has a typical stretched margin structure. In the Jijel area (Fig. 1a, Line WA-Ji), the crustal thinning is gradual for the LC, while it is sharp for the UC, which shows an ∼7-km thinning over less than 4 km in distance (Mihoubi *et al.* 2014). This geometry can be explained by oblique rifting that led to heterogeneous thinning of the different crustal levels (Mihoubi *et al.* 2014). In the Tipaza area, which is located ∼450 km west of our wide-angle seismic line (Fig. 1a, Line WA-Ti), a narrow zone of crustal thinning was proposed to have resulted from a late transcurrent episode connected with the westward migration of the Alboran domain, which cut through the distal part of the rifted margin formed in an earlier stage of the evolution of the Algerian basin (Leprêtre *et al.* 2013; Medaouri *et al.* 2014). Finally, in the Mostaganem area (Fig. 1a, Line WA-Mo), there is sharp thinning of the continental crust of 10 km over a 10-km distance, which is interpreted as depicting a STEP-fault that was formed along the westernmost part of the Algerian basin, due to the slab retreat of the Alboran subduction (Badji *et al.* 2015). Thus the structure of the northern Algerian margin appears to be segmented due to its geodynamic evolution that differs from one place to another. In this complex context, the Annaba segment shows the preserved structure of the stretched southern margin of the backarc basin opened at the rear of the AlKaPeCa forearc.

6.2.2 A variable crustal thickness along the eastern margin

The AlKaPeCa blocks outcrop in the Edough Massif, where they reaches ∼1000 m in elevation along the northern side of the suture zone (Fig. 2b), and then disappear eastward below the flysch to outcrop again in the Galite Island, offshore of Tunisia (Fig. 1a) (Tricart *et al.* 1994; Bouillin *et al.* 1998; Mascle *et al.* 2004; Belayouni *et al.* 2010). Between these basement outcrops, the basement top is ∼4 km deep in the Annaba Bay area, and is buried below the Pre-MSC and PQ sedimentary units. If we assume that the Moho depth compensates for the surface topography, as suggested by the velocity–depth model that crosses the Edough Massif, this lateral change in the basement top topography indicates that the AlKaPeCa crust is much thinner in the Annaba Bay area than in the

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

Edough area or in the Sardinia Channel (Peirce & Barton 1992). In the Annaba Bay area, the suture zone is expected to be located offshore (Fig. 2a). The internal zones should reach their maximum thickness north of this. A thin continental crust north of the suture zone implies that the AlKaPeCa forearc was thinned in the Annaba Bay area before its collage to the African margin.

6.2.3 Record of the Miocene margin evolution by the Pre-MSC sediment

Above the continental basement, the velocity–depth model images a pre-Messinian sedimentary layer that exceeds 2 km in thickness below the slope (Fig. 11, Pre-MSC). The reflection seismic data show that the upper part of these sediments corresponds to the deformed sub-units Fb-Fc, the interpretation of which is discussed in the following paragraph.

The deformation of the Fb unit is pre-Messinian in age, as indicated by the Fb-reflector truncation along the MES (Figs 5 and 7b). Considering the evolution of the Algerian basin, two interpretations can be proposed:

(1) The Fb, Fc and Mio units might correspond to the Oligo-Miocene sediment deposited on the northern flanks of the AlKaPeCa blocks, including the syn- to post-rift sediments. In this hypothesis, they thus correspond to autochthonous sediment that includes a lateral equivalent of the Oligo-Miocene Kabylian units that outcrop onshore in the Kabylian area (Rivière *et al.* 1977; Bouillin 1979; Géry *et al.* 1981; Djellit 1987; Bracene 2001), and the southern continuity of the Pre-MSC units that are observed within the deep basin. In this case, the deformation observed that includes folds and thrusts might have been acquired during the collision of the AlKaPeCa blocks with the African margin. However, in this case, the clear unconformity interpreted as a major tectonic contact between the Fb/Fc and Mio units becomes difficult to explain.

(2) The Fb and Fc units might alternatively correspond to the allochthonous flysch unit that was back-thrust on the AlKaPeCa blocks during the collision. Such back-thrust flysch is known for Greater and Lesser Kabylia, where it corresponds to stacked and deformed units of flysch of various ages (Durand-Delga 1969; Vila 1980; Wildi 1983; Bouillin 1986; Djellit 1987; Bracene & Frizon de Lamotte 2002).

The extension and thicknesses of the Fb-Fc subunits, and their structural relationships, are compatible with the flysch outcrops described onshore (Vila 1980; Djellit 1987). These outcrops show various lithologies of marine clastics. The grain-size of the strata is either contrasted within stratified subunits, or it is very homogenous (Vila 1980). Their deformation varies from one subunit to another, from low levels of deformation that involve monoclinal, low-dipping strata, to high levels of deformation that involve thrusts, folds and verticalization of the strata. We thus propose that below the margin, the Fb subunits can be explained by the relatively low deformation rates and the contrasted lithology of the strata, whereas the Fc subunits can be explained by higher levels of deformation and/or homogenous lithology. Where the Fc subunits lie just above Mio, this might also correspond to soft sediments that were deposited along the margin before the collision, and then subsequently dragged and reworked by the flysch emplacement during the collision.

For this interpretation, the Mio unit corresponds to syn- and post-rift sediments that were deposited over the AlKaPeCa blocks during the evolution of the backarc basin, and afterward possibly deformed during the collision. It should be noted that we do not know of any lateral equivalent of these Fb-Fc subunits elsewhere along the Algerian margin (offshore), which means that these thick and well-organized allochthonous nappes might be restricted to the eastern end of the Algerian margin.

The seaward extension of the deformed Fb-Fc allochthonous units below the slope is uncertain, mainly because recent faults that have been attributed to margin reactivation (Kherroubi *et al.* 2009) have disrupted the unit organization below the deep slope (Fig. 7a). These allochthonous nappes do not extend to the deep basin in this part of the Algerian margin, as at the basin edge, the sub-horizontal geometry of the pre-Messinian deposits is generally in lateral continuity with the deep basin sediment (Figs 5 and 7a).

The dataset does not show any continuity of the Fb unit into the western margin segment that is characterized by the rough morphology (Fig. 2b). Here, the few reflectors observed just below the Messinian surface (Fig. 7c) might correspond either to a lateral equivalent of the pre-Messinian sediment of the deep basin, and thus to Mio, or to the poorly organized Fc flysch. The total sediment thickness, which is much less than east of Line Wa-An, favors the first hypothesis.

Offshore of the Cap de Fer (Fig. 2b, CDF), the particular morphology of the slope is such that it is marked by a dome-like rounded shape (Fig. 2b, D). This brings to mind the rounded shape of magmatic bodies known onshore along the Algerian margin, such as Cap de Bougaroun, Beni Toufout, El Milia, Filfila, and El Aouana (Vila 1978). It might thus correspond to the magmatic northern offshore extent of Cap de Fer, in agreement with the positive anomalies observed on the gravity and magnetic maps for this position (Figs 13a and b). Along the northern flank of the dome, the unusually high dip of the pre-Messinian reflectors suggests that the pre-Messinian units have been tilted toward the deep basin (Fig. 7c). These observations suggest that in this region, Miocene magmatism deeply modified the margin structure, including the pre-Messinian sediment.

6.3 A sharp ocean–continent transition zone

Between 75 km and 95 km along the line (Fig. 11, OCT), the model depicts intermediate velocities that are greater than in a typical continental crust, but slower than in a typical oceanic crust (Fig. 14b). We associate this domain with the ocean–continent transitional zone (OCT). In the Annaba region, the width of the OCT is 20 km, which is similar to that in the Jijel area (Mihoubi *et al.* 2014), but greater than that in the Tipaza area (Leprêtre *et al.* 2013) and the Greater Kabylia area (Aïdi *et al.* 2013), where it is of the order of 10 km wide. This OCT is narrow when compared to most of the other western Mediterranean margins: ∼90 km in the Gulf of Lions (Gailler *et al.* 2009); 35 km to 40 km along the northern Liguria margin (Rollet *et al.* 2002; Dessa *et al.* 2011); and 40 km along the western Sardinian margin (Gailler *et al.* 2009). The OCT domains that bound the rifted margins are alternatively explained by: (1) serpentinized mantle, which is mechanically exhumed in the continental rupture area (Beslier *et al.* 1995; Brun & Beslier 1996; Chian *et al.* 1999; Dean *et al.* 2000); (2) oceanic crust that is accreted at slow or very slow accretion rates and is rich in mantle rock and exhumed gabbros (Whitmarsh *et al.* 1996); or (3) stretched continental crust, that is fractured and intruded by magmatic material (Whitmarsh & Miles 1995). However, in these three cases, *P*-wave velocities greater than 7.5 km s^{-1} are systematically modelled at the base of the crust (Whitmarsh & Miles 1995; Whitmarsh *et al.* 1996; Funck *et al.* 2004; Klingelhoefer *et al.* 2005). The nature of these OCT thus

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

differs from that offshore of Annaba, where the Moho is characterized by a sharp velocity increase, from 7.1 km s^{-1} to 8.0 km s^{-1}.

The detailed interpretation of a dense net of reflection seismic lines along the basin edge indicates that the thick pre-Messinian sediment observed along the deep basin southern edge includes syn-rift sediment (Arab *et al.* 2014). In this area, the 10-km-wide bathymetric step observed along the deep basin edge (Fig. 5) would thus belong to the continental domain, although this block is located within the OCT in our velocity–depth model (Fig. 11). Indeed, the OCT domain defined in the velocity model might represent the area across which the crustal turning rays cross both the continental and oceanic edges, as this area is modelled by averaged continental and oceanic velocities. The OCT could thus be much narrower than 20 km, located along the northern edge of the bathymetric step. Following Arab *et al.* (2014), the OCT along the eastern Algerian margin might be located north of the over-thickened Pre-MSC unit marked in our dataset by both a strong negative gravity anomaly (Fig. 13a), and the lateral change in the Messinian salt deformation style. In the easternmost part of the study area, along Line Spi21 (Fig. 6), the OCT would locate further to the north, 35 km from the margin toe, thus implying a northward inflexion of the OCT east of the study area (Fig. 2a). This inflection marks the transition to the continental domain of the Sardinia Channel, where wide-angle seismic modelling indicates a 10-km-thick to 25-km-thick continental crust (Fig. 1a; Peirce & Barton 1992). The easternmost part of the study area would thus be part of the continental Sardinia Channel.

6.4 Implication for kinematic models

In the study area, the geophysical dataset presented above brings new constraints to the structure of the eastern Algerian basin and its southern continental margin. The data interpretation strongly suggests that the offshore domain in the Annaba area corresponds to a rifted margin segment that separates the internal zones to the south, here represented by the Edough Massif, from the deep eastern Algerian oceanic basin to the north. Below the eastern segment of the margin, we interpret the burying of the continental basement top as a marker of the longitudinal thinning of the AlKaPeCa blocks between the Edough Massif and the Sardinia Channel before the collision. In the same area, a thick sequence of flysch units might have been back-thrust over the margin. North of the margin, a regular magnetic anomaly pattern that is observed in the centre of the eastern Algerian basin characterizes a period of steady oceanic accretion. The velocity–depth models offshore of Jijel and Annaba were similar to first order, and they indicate that in the regular anomaly pattern area, and south of it, the eastern Algerian basin is characterized by a thin oceanic crust that is dominantly composed of magmatic rock, thus recalling the crustal structure of the Mohns Ridge formed in a slow but hot context. These results open new insights into the kinematic models proposed to date for the evolution of the eastern Algerian basin and the adjacent margin.

The two-step kinematic models proposing that the regular magnetic pattern was created after the southeastward migration of the AlKaPeCa blocks imply accommodation of the newly created oceanic space to the west, either by subduction (Cohen 1980), or along a transform zone along the eastern Algerian margin (Mauffret *et al.* 2004). On the one hand, a fossil subduction trench along the western edge of the anomalies would be marked by an anomalous depth of the oceanic basement and an anomalous sediment thickness and deformation that have never been described in previous studies (Schettino & Turco 2006; Mauffret 2007; Mihoubi *et al.* 2014). On the other hand, transform zones are characterized by a sharp thinning of the oceanic crust that tends to be a-magmatic, over a width of 30 km to 40 km (Fox & Gallo 1984; White *et al.* 1984; Minshull *et al.* 1991). In velocity–depth models, this consists of a 2-km-thick to 4-km-thick crust with velocities from ∼5 km s^{-1} to 7.8–8.0 km s^{-1} from top to bottom (Cormier *et al.* 1984; White *et al.* 1984; Potts *et al.* 1986; Minshull *et al.* 1991), a structure that is not imaged in the Jijel velocity–depth model (Mihoubi *et al.* 2014) and the Annaba velocity–depth model.

The one-phase, Gelabert-type kinematic model (Gelabert *et al.* 2002) that proposed gradual oceanic opening accompanied by southeastward arc migration appears to better account for the basin crustal structure. This model implies that during the opening stage, (1) an asthenospheric rise filled the void caused by arc migration, and (2) the trend of the spreading centre axis, as given by the NW-SE magnetic anomaly pattern, was more or less perpendicular to the subduction trench (Fig. 16b), which is an unusual configuration. Indeed, the expected and observed direction of backarc extension and/or accretion along the ocean/continent subduction zones is more or less parallel to the trench direction, whatever the driving force of the backarc opening is (slab pull effect: e.g. Malinverno & Ryan 1986; Royden 1993; mantle flow in the asthenospheric wedge overlying the slab: e.g. Rodkin & Rodnikov 1996; or extrusion processes: e.g. Tapponnier *et al.* 1986; Mantovani *et al.* 2001). Only a few examples related to specific kinematic contexts show rifts or spreading centres running perpendicular to the trench. This is the case where the convergence direction is oblique to the subduction zone, which leads to strain partitioning and lateral escape of the continental edge, and subsequent basin opening (e.g. Andaman Sea: Diehl *et al.* 2013; California Gulf: Karig & Jensky 1972).

In the case of the eastern Algerian basin, the geometry of the backarc accretionary system is thus an exception. This can be explained by the evolution of the trench geometry that gradually passed from linear, or slightly arcuate, to cubit (Figs 16a and b), as the Corso-Sardinia and the Kabylian blocks migrated eastward and southward, respectively (Gelabert *et al.* 2002). Numerous kinematic reconstructions propose that the Alpine collision along the African margin was followed by the eastward migration of the slab and the related opening of the Tyrrhenian basin (e.g. Carminati *et al.* 1998; Spakman & Wortel 2004). This implies the tear of the slab below the Sardinia Channel and the southern edge of the Tyrrhenian Sea, as the slab retreated eastward. We propose that this slab tear occurred earlier, during the migration of the AlKaPeCa blocks, due to the divergent directions of the slab retreat, as eastward east of the Corso-Sardinia block, and southward south of the Kabylian blocks (Fig. 16b), following the model of the double saloon door geometry proposed by Martin (2006). Slab tear faults open asthenospheric windows and are thus associated with thermal anomalies responsible for anomalous magmatic processes in the overlying lithosphere (Keskin 2003; Faccenna *et al.* 2005; De Asti *et al.* 2006; Rosenbaum *et al.* 2008). In the context of the Miocene backarc opening of the eastern Algerian basin, we propose that abnormally hot oceanic accretion could have occurred just above the tear fault. In particular, such warmer accretion might have led to the production of a thin but magmatic crust along a 200-km-long spreading centre, thus leading to more continuous magma production, compared to the other western Mediterranean sub-basins.

To the south, the oceanic opening was necessarily accompanied by longitudinal, E-W extension of the AlKaPeCa blocks along the forearc, before the collision (Fig. 16b). This extension can be accommodated either by extensional or transcurrent deformation, as

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

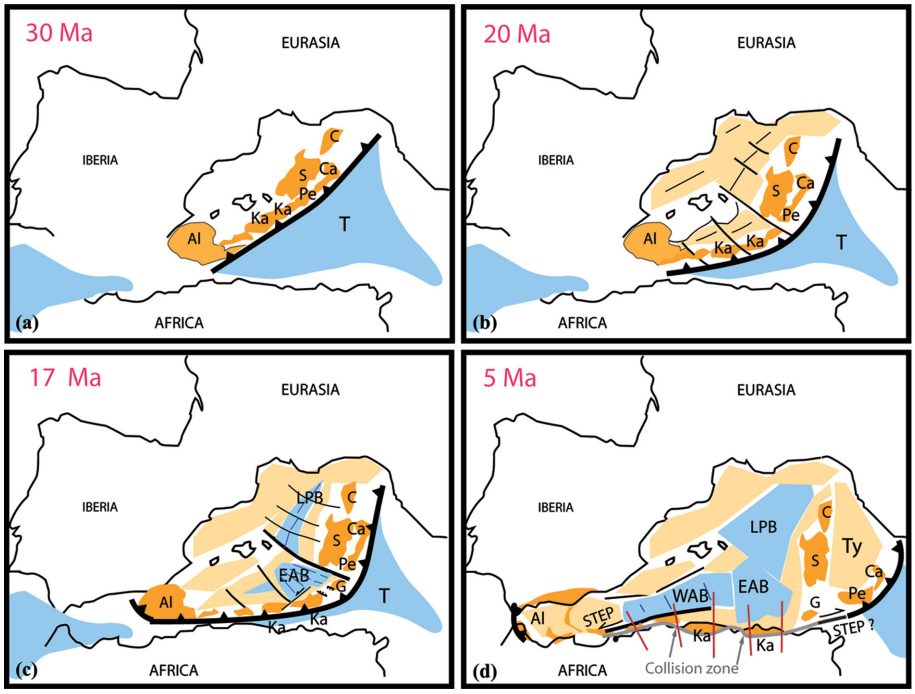


Figure 16. Kinematic reconstruction of the eastern Algerian basin between 30 and 5 Ma, in the context of the western Mediterranean evolution. (a) 30 Ma. The AlKaPeCa block forms the European forearc at the southern Eurasian continent, along the Tethyan subduction zone that presents a linear shape (b) 20 Ma. Due to the rollback process, the AlKaPeCa and Corso-Sardinia blocks migrate southward and south-eastward as a rifting stage occurs in backarc position at the rear of these blocks. (c) 17 Ma. As the AlKaPeCa blocks migrate to the south and to the southeast, the forearc elongates along the subduction zone that becomes even more arcuate. Related to this arcuate shape, a NW–SE slab tear may emplace below the eastern Algerian basin, opening an asthenospheric window that causes a positive thermal anomaly. Above it, the thin but magmatic oceanic crust of the Eastern Algerian Basin forms along a NW–SE spreading centre. The creation of the oceanic domain is accommodated at its southern edge by extensive and/or transcurrent deformation of the forearc along the free edge of the subduction. Between 17 and 15 Ma, the collision between the Kabylian blocks and the African edge occurs. After the collision, two STEP-faults may develop as slab tears propagate to the west along the western Algerian margin and below the Alboran domain, and to the east along the southern edge of the opening Tyrrhenian domain. (d) 5 Ma. Oceanisation of Tyrrhenian basin begins. Al, Alboran; Ca, Calabrian; C, Corsica; EAB, eastern Algerian basin; G, Galite Island; Ka, Kabylia; LPB, Liguro-Provençal basin; Pe, Peloritani; S, Sardinia; T, Tethys; Ty, Tyrrhenian Sea; WAB, western Algerian basin; red lines, location of the SPIRAL wide-angle seismic lines. The kinematic reconstruction of the western Algerian basin is from Medaouri *et al.* (2014) and reference therein.

presently observed along the Aegean arc (ten Veen & Kleinspehn 2003; Marsellos *et al.* 2010; Kokinou *et al.* 2012). It may explain the crustal thinning of the continental crust observed north of the suture zone in the study area, between Edough Massif and Galite Island. In this area, the basement topography that was low at the time of the collision might have favored the emplacement of thick sequences of flysch units on the internal zones, which are today preserved below the upper margin, as no relief could prevent the flysch back-thrusting to the north (Fig. 16c).

The kinematic model proposed above explains why there is no STEP-fault along the southern edge of the eastern Algerian margin, in contrast with the western Algerian margin (Medaouri *et al.* 2014; Badji *et al.* 2015). Indeed, west of Algiers, the narrow western Algerian basin opened more or less parallel to the margin (Fig. 16c) after the collage of the European forearc to the African margin. This led to the development of a STEP-fault together with the westward slab retreat (Fig. 16c). In contrast, in the case of the eastern Algerian basin, the surface expression of the slab tear may have been the opening of the oceanic basin rather than a STEP, because the lateral expansion of the European arc remained possible along the subduction free edge before the collision (or at the early beginning of the collision) (Fig. 16b), in agreement with a propagation in opposite directions of a slab tear allowing for the birth of a triangular basin of NW oriented seafloor spreading at this place (Fig. 16b; Gelabert *et al.* 2002; Martin 2006). Indeed, the eastern Algerian basin opening belongs to the pre-Kabylian collision stage, whereas the western Algerian basin and the Tyrrhenian basin opening north of a STEP-faults belongs to the post-collision stage, with a symmetric type evolution on both sides of the collision zone.

7 CONCLUSIONS

New wide-angle seismic data constrained by MCS reflection, gravity and magnetic data have allowed the imaging of the deep structure of the eastern Algerian basin and its southern margin in the Annaba region (easternmost Algeria).

The analysis and modelling of the *P*-waves indicate that the crust of the deep basin in the Annaba area is ∼5.5 km thick and oceanic in nature. Based on *S*-wave modelling and the Vp/Vs ratio, the lower crust is mainly composed of gabbros, thus supporting that the seafloor spreading was mainly controlled by magmatic accretion. Comparison of the basin crustal velocity structure with that observed in other studies suggests some similarities with the oceanic crust produced along slow but hot spreading centres.

Below the continental slope, the continental margin crust gradually thins from 22 km at the shoreline, to 7 km at the slope toe. This thinning, which is regularly distributed across the upper and lower crusts, characterizes a typical rifted margin. This part of the Algerian margin might thus correspond to a rifted segment that was inherited from backarc opening at the rear of the Lesser Kabylia block, which is here represented by the Edough Massif that now

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

outcrops along the coast. We also note a probable thinning of the continental crust along the margin, between the Edough Massif and the Sardinia Channel, which implies that the AlKaPeCa forearc thinned locally prior to the collision.

Between the continental and the oceanic domains, the OCT defined in the *P*-wave velocity–depth model is narrow (<20 km) and the base of the crust does not show the high velocities, which suggests a narrow zone across which the seismic rays turn in the adjacent continental and oceanic domains. From the interpretation of the seismic reflection data, we propose that the ocean-continent transition localizes within the deep basin, ∼15 km from the slope toe.

Based on the new crustal structure and the magnetic anomaly pattern of the deep basin, we reviewed the numerous kinematic reconstruction models proposed in the literature for the eastern Algerian basin. We did not find any evidence for a two-step kinematic model that assumes that the eastern Algerian basin opened after the AlKaPeCa/Africa collision. We propose that the central part of the basin that is characterized by well-organized, 200-km-long, NW-SE trending anomalies was formed during the southeastward migration of the AlKaPeCa blocks above the retreating slab. During the oceanic accretion, the spreading centre was orthogonal to the subduction trench. We explain this unusual pattern by divergent directions of the rollback, eastward for the Corsica-Sardinia block, and southward for the Kabylian blocks, probably favored by slab tear at depth. This oceanic opening was probably accompanied by extension along the AlKaPeCa forearc, with this thinning being preserved today along the margin between the Edough Massif and the Sardinia Channel, north of the suture zone. The geometry of the slab retreat differs from that observed along the western Algerian margin, along which the slab tear developed along the ocean-continent transition together with a STEP-fault in the overlying lithosphere.

ACKNOWLEDGEMENTS

The SPIRAL Project was funded by the Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG), Direction Générale de la Recherche Scientifique et du Développement Technologique (DG-RSDT), and Sonatrach (a national oil company), in Algeria, and the Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER (IFREMER), Centre National de Recherche Scientifique (CNRS), Institut pour la Recherche et le Développement (IRD), and the Universities of western Britany (UBO), Nice-Sophia Antipolis, and P. and M. Curie Paris 6, in France. The authors would like to thank the captain and crew of the R/V Atalante, as well as the OBS, MCS and land station teams, for their efficient work during the data acquisition. We also wish to acknowledge SONATRACH and Agence Nationale pour la Valorisation des Ressources en Hydrocarbures (ALNAFT, Algeria) for allowing us to use and publish additional geophysical data (seismic lines, gravity and magnetic data). We are grateful to S. Operto for providing the processing sequence applied to the wide-angle data, L. Schenini for assistance in the MCS data processing, B. Mercier de Lépinay for processing of the Maradja/Samra high-resolution seismic data and for kindly providing his scripts, and Y. Thomas for MCS data pre-processing. The authors would also like to thank R. Laouar and D. Saadane for having taken the time to accompany us on the field in the Annaba area to introduce us to the onshore geology, R. Bracene and F. Abbassene for constructive discussions on eastern Algeria, G. Rosenbaum and M.-A. Gutscher for scientific discussions regarding the opening of the eastern Mediterranean basin, and M.-O. Beslier for comments that helped improve the quality of the manuscript. The MCS profiles were processed using Geocluster (CGG Veritas), and Seismic Unix (Stockwell 1999) processing software. The Generic Mapping Tool (GMT) software was used in the preparation of most of the figures (Wessel & Smith 1995). We thank Pr. Louden and an anonymous reviewer for their reviews of the manuscript that allowed significant improvements to be made.

REFERENCES

Afilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn, A., Mendes-Victor, L. & Shimamura, H., 2008. From unthinned continent to ocean: the deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38°N, *Tectonophysics,* **458,** 9–50.

Aïdi, C. *et al.*, 2013. Deep structure of the Algerian continental margin in the Great kabylies—insights from wide-angle seismic modeling, AGU2013, T21A-2522. Continental Rifts and Rifted Margins, Posters. CONTROL ID: 1794050.

Alvarez, W., Cocozza, T. & Wezel, F.C., 1974. Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal, *Nature,* **248,** 309–314.

Arab, M. *et al.*, 2014. Origin and tectono-sedimentary evolution of the eastern Algerian Basin (offshore) from Upper Oligocene to Present Day, *Basin Research Journal*, BRE-073-2014, in press.

Auffret, Y., Pelleau, P., Klingelhoefer, K., Géli, L., Crozon, J., Lin, J. & Sibuet, J.C., 2004. MicrOBS: a new generation of bottom seismometer, *First Break,* **22,** 41–47.

Auzende, J.M., 1978. Histoire Tertiaire de la Méditerranée occidentale, *PhD thesis,* Paris VII University, 232 pp.

Auzende, J.M., Bonnin, J. & Olivet, J.L., 1975. La marge nord-africaine considérée comme marge active, Art N° 257 - contribution COB N° 338, 681–690.

Auzende, J.M., Olivet, J.L. & Bonnin, J., 1972. Une structure compressive au nord de l'Algérie, *Deep-Sea Res.,* **19,** 149–155.

Avedik, F., Renard, V., Allenou, J. & Morvan, B., 1993. 'Single bubble' airgun array for deep exploration, *Geophysics,* **58,** 366–382.

Badji, R. *et al.*, 2015. Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator ?, *Geophys. J. Int.,* **200,** 1029–1045.

Belayouni, H., Brunelli, D. & Clocchiatti, R., DiStaso, A., ElHassani, I.A., Guerrera, F. & Kassaa, S., 2010. La Galite Archipelago (Tunisia, North Africa): stratigraphic and petrographic revision and insights for geodynamic evolution of the Maghrebian Chain, *J. Afr. Earth Sci.,* **56,** 15–28.

Berkhout, A.J. & Verschuur, D.J., 1997. Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Part 1: theoretical considerations, *Geophysics,* **62**(5), 1586–1595.

Beslier, M.O., Bitri, A. & Boillot, G., 1995. Structure of the ocean continent transition on a passive continental-margin—multichannel seismic-reflection in the Iberia Abyssal-Plain (Portugal), *C. R. A. S., Série II,* **320**(10), 969–976.

Bezada, M.J., Humphreys, E.D., Toomey, D.R., Harnafi, M., Dávila, J.M. & Gallart, J., 2013. Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging, *Earth planet. Sci. Lett.,* **368,** 51–60.

Billi, A. *et al.*, 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean, *Bull. Soc. Géol de France,* **182**(4), 279–303.

Boubaya, D., 2006. Etude géophysique multi-méthodes du nord est Algérien: implications sur le lien entre le diapirisme salifère et l'extension de la couverture "thin-skinned extension", in *Mémoire de magister,* USTHB University, Algiers, 140 pp.

Bouillin, J.P., 1979. La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une region-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie, in *Mém. Soc. Géol. France,* N.S., LVII, 1978, Mém. N° 135, parution 1979, Paris.

Bouillin, J.P., 1986. Le bassin Maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, *Bull. Soc. Géol. de France,* **8**(4), 547–558.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

Bouillin, J.P., D.Delga, M., Gelard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond, D., Tefiani, M. & Vila, J.M., 1970. Definition of a Massylian flysches and a Mauretanian flysches in heart of allochton flysches of Algeria, *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Séances De L'Académie Des Sciences, Série D,* **270**(19), 22–49.

Bouillin, J.-P., Poupeau, G., Tricart, P., Bigot-cormier, F., Mascale, G. & Torelli, L. l'équipe scientifique embarquée, 1998. Premières données thermo-chronologiques sur les socles sarde et kabylo-péloritain submergés dans le canal de Sardaigne (Méditerranée occidentale), *C. R. A. S., Paris,* **326,** 561–566.

Bracene, R., 2001. Géodynamique du Nord de l'Algérie: impact sur l'exploration pétrolière, *PhD thesis,* Cergy-Pontoise Univertsity, 101 pp.

Bracene, R. & Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary inversion, *Tectonophysics,* **357**(1–4), 207–226.

Bradshaw, A. & Ng, M., 1987. Multiple attenuation by parabolic stack Radon transform: Geo-X Systems internal paper.

Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D. & Caby, R., 2009. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean, *Chem. Geol.,* **261,** 192–184.

Brun, J.P. & Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins, *Earth planet. Sci. Lett.,* **142**(1–2), 161–173.

Caby, R., Hammor, D. & Delor, C., 2001. Metamorphic evolution, partial melting and Miocene exhumation of lower crust in the Edough metamorphic core complex, west Mediterranean orogen, eastern Algeria, *Tectonophysics,* **342,** 239–273.

Carlson, R. & Miller, D., 1997. A new assessment of the abundance of serpentinite in the oceanic crust, *Geophys. Res. Lett.,* **24,** doi:10.1029/97GL00144.

Carminati, E., Lustrino, M. & Dogliono, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints, *Tectonophysics,* **579,** 173–192.

Carminati, E., Wortel, M.J.R, Spakman, W. & Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence, *Earth planet. Sci. Lett.,* **160,** 651–665.

Chian, D.P., Louden, K.E., Minshull, T.A. & Whitmarsh, R.B., 1999. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **104**(B4), 7443–7462.

Chikhi Aouimeur, F., 1980. Les rudistes de l'Aptien supérieur de Djebel Ouenza (Algérie, Nord-Est), *PhD thesis,* USTHB University, Algiers, Algeria, 111 pp.

Christensen, N.I., 1966. Elasticity of ultrabasic rocks, *J. geophys. Res.,* **71,** 5921–5931.

Christensen, N.I., 1978. Ophiolites, seismic velocities and oceanic crustal structure, *Tectonophysics,* **47,** 131–157.

Christensen, N.I. & Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust—a global view, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **100**(B6), 9761–9788.

Cohen, C.R., 1980. Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean, *Tectonophysics,* **68,** 283–311.

Contrucci, I., Nercessian, A., Bethoux, N., Mauffret, A. & Pascal, G., 2001. A Ligurian (Western Mediterranean Sea) geophysical transect revisited, *Geophys. J. Int.,* **146**(1), 74–97.

Cope, M.J., 2003. Algerian licencing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier, *Free Break,* **21,** 37–42.

Cormier, M.H., Detrick, R.S. & Purdy, G.M., 1984. Anomalously thin crust in oceanic fracture zones: new seismic constraints from the Kane fracture zone, *J. geophys. Res.,* **89,** 10 249–10 266.

Crosby, A.G., White, N.J., Edwards, G.R.H., Thompson, M., Corfield, R. & Mackay, L., 2011. Evolution of deep-water rifted margins: testing depth-dependent extensional models, *Tectonics,* **30**(1), doi:10.1029/2010TC002687.

De Astis, G., Kempton, P.D. & Peccerillo, A., 2006. Trace element and isotopic variations from Mt. Vulture to Campanian volcanoes: constraints for slab detachment and mantle inflow beneath southern Italy, *Contrib. Mineral. Petrol.,* **151,** 331–351.

Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B. & Louden, K.E., 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia abyssal plain from seismic refraction profiles: the IAM-9 transect at 40 degrees 20′N, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **105**(B3), 5859–5885.

Dercourt, J. *et al.*, 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias, *Tectonophysics,* **123,** 241–315.

Dessa, J.X. *et al.*, 2011. The GROSMarin experiment : three dimensional crustal structure of the north Ligurian margin from refraction tomography and preliminary analysis of microseismic measurements, *Bull. Soc. Géol. de France,* **182**(4), 305–321.

Déverchère, J. *et al.*, 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdès, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.,* **32**(4), doi:10.1029/2004GL021646.

Diehl, T., Waldhauser, F., Cochran, J.R., Kamesh Raju, K.A., Seeber, L., Schaff, D. & Engdahl, E.R., 2013. Back-arc extension in the Andaman Sea: tectonic and magmatic processes imaged by high-precision teleseismic double-difference earthquake relocation, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **118,** 2206–2224.

Djellit, H., 1987. Evolution tectono-metamorphique du socle Kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysches en petite Kabylie occidentale (Algerie), *PhD thesis,* Univ. Paris- University, France.

Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E. & Sabat, F., 1999. On the interference between the early Apennines–Maghrebides back-arc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene geodynamics of the Western Mediterranean, *Bull. Soc. Geol. Ital.,* **118,** 75–89.

Domzig, A. *et al.*, 2006. Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *Compt. Rendus Géosci.,* **338**(1-2), 80–91.

Domzig, A., 2006. Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne, *PhD thesis,* UBO University, Brest, France, 332 pp.

Dubourdieu, G., 1956. Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins-Algéro-tunisiens) publication du service de la carte géologique de l'Algérie, Bulletin N° 10, 659 pp.

Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure de l'Algérie septentrionale, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie,* **39,** 89–131.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L. & Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean, *Geophys. J. Int.,* **145**(3), 809–820.

Faccenna, C., Civetta, L., D'Antonio, M., Funiciello, F., Margheriti, L. & Piromallo, C., 2005. Constraints on mantle circulation around the deforming Calabrian slab, *Geophys. Res. Lett.,* (32), L06311, doi:10.1029/2004GL021874.

Fox, J.J. & Gallo, G.G., 1984. A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries: implication for the structure of oceanic lithosphere, *Tectonophysics,* **104,** 205–242.

Francis, T.J.G., 1981. Serpentinization faults and their rôle in the tectonic of slow spreading ridges, *J. geophys. Res.,* **86,** 11 616–11 622.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B.A., Bracene, R. & Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics,* **19**(4), 740–761.

Funck, T., Jackson, H.R., Louden, K.E., Dehler, S.A. & Wu, Y., 2004. Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada), *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **109**(B9), doi:10.1029/2004JB003008.

Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J.L. & Aslanian, D. P. Sardinia Sci. & O.B.S.T. Tech., 2009. Crustal structure of a young margin pair: new results across the Liguro-rovencal Basin from wide-angle seismic tomography, *Earth planet. Sci. Lett.,* **286**(1–2), 333–345.

Galdeano, A. & Rossignol, J-C., 1977. Assemblage à altitude constante de cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée, *Bull. Soc. géol. France,* **7**, 461–468.

Gallais, F., Graindorge, D., Gütscher, M.-A. & Klaeschen, D., 2013. Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (Southern Italy), *Tectonophysics,* **602,** 141–152.

Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B. & Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications, *Earth planet. Sci. Lett.,* **258,** 359–377.

Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J. & Violanti, D., 1994. Age and duration of the Messinian salinity crisis, *Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences Série II,* **318**(8), 1103–1109.

Gelabert, B., Sabat, F. & Rodriguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Terra Nova,* **14**(2), 93–100.

Géry, B., Feinberg, H., Lorenz, C. & Magné, J., 1981. Définition d'une série type de « l'Oligo-miocène Kabyle » anté-nappes dans le Djebel Aissa-Mimoun (grande Kabylie, Algérie), *C.R. Acad. Sci. Paris,* **292,** 1529–1532.

Govers, R. & Wortel, M.J.R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones, *Earth planet. Sci. Lett.,* 505–523.

Grad, M. & Tiira, T. ESC Working Group, 2009. The Moho depth map of the European Plate, *Geophys. J. Int.,* **176,** 279–292.

Grevemeyer, I., Ranero, C., Leuchters, W., Pesquer, D., Booth-Rea, G. & Gallart, J., 2011. Seismic constraints on the nature of crust in the Algerian-Balearic basin—implications for lithospheric construction at back-arc spreading centres, *EOS, Trans., Am. geophys. Un.*, Abstract T53D-04.

Grevemeyer, I., Weigel, W., Whitmarsh, R.B., Avedik, F. & Dehghani, G.A., 1997. The Aegir Rift: crustal structure of an extinct spreading axis, *Mar. geophys. Res.,* **19,** 1–23.

Gueguen, E., Doglioni, C. & Fernander, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics,* **298,** 259–269.

Hilly, J., 1962. Etude géologique du massif de l'Edough et du cap de fer (Est-constantinois). Publication de la carte géologique de l'Algérie, Bulletin N°19, 408 pp.

Hinz, K., 1973. Crustal structure of Balearic Sea, *Tectonophysics,* **20**(1–4), 295–302.

Horen, H., Zamora, M. & Dubuisson, G., 1996. Seismic waves velocities and anisotropy in serpentinized peridotites from Xigaze ophiolite: abundance of serpentine in slow spreading ridge, *Geophys. Res. Lett.,* **23**(1), 9–12.

Jackson, H.R., Reid, I. & Falconer, R.K.H., 1982. Crustal structure near the Arctic Mid-Ocean Ridge, *J. geophys. Res.,* **87**(B3), 1773–1783.

Jallouli, C., Chikhaoui, M., Braham, A., Turki, M.M., Mickus, K. & Benassi, R., 2005. Evidence for Triassic salt domes in the Tunisian Atlas from gravity and geological data, *Tectonophysics,* **396,** 209–225.

Jokat, W. & Schmidt Aursch, M.C., 2007. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean, *Geophys. J. Int.,* **168**(3), 983–998.

Jolivet, L. & Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics,* **19**(6), 1095–1106.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E. & Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens, *Am. J. Sci.,* **303,** 353–409.

Karig, D. & Jensky, W., 1972. The proto-Gulf of California, *Earth planet. Sc. Lett.,* **17,** 169–174.

Karson, J.A., Collins, J.A. & Casey, J.F., 1984. Geologic and seismic velocity structure of the crust/mantle transition in the Bay of Islands ophiolite complex, *J. geophys. Res.,* **89**(B7), 6126–6138.

Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophys. Res. Lett.,* **30**(24), 8046–8059.

Kherroubi, A. *et al.*, 2009. Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea: new evidence for contractional tectonic reactivation, *Mar. Geol.,* **261**(1–4), 17–32.

Klingelhoefer, F. & Géli, L., 2000. Geophysical and geochemical constraints on crustal accretion at the very-slow spreading Mohns Ridge, *Geophys. Res. Lett.,* **27**(10), 1547–1550.

Klingelhoefer, F., Géli, L., Matias, L., Steinsland, N. & Mohr, J., 2000. Crustal structure of a superslow spreading centre: a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72° N, *Geophys. J. Int.,* **141,** 509–526.

Klingelhoefer, F., Edwards, R.A., Hobbs, R.W. & England, R.W., 2005. Crustal structure of the NE Rockall Trough from wide-angle seismic data modeling, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **110**(B11), doi:10.1029/2005JB003763.

Klingelhoefer, F. *et al.*, 2008. Preliminary results from the SARDINIA deep seismic cruise on the Western Sardinia and Gulf of Lions conjugate margin pair, in *EGU Meeting April 2008,* Vienna.

Kokinou, E., Alves, T. & Kamberis, E., 2012. Structural decoupling in a convergent forearc setting (southern Crete, Eastern Mediterranean), *Geol. Soc. Am. Bull.,* **124,** 1352–1364.

Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S. & Larsen, H.C., 2000. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *J. geophys. Res.,* **105**(B9), 21 591–21 614.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. & Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature,* **400**(6745), 652–655.

Laouar, R., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.-E. & Toubal, A., 2002. Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria, *J. Afr. Earth Sci.,* **35,** 271–283.

Laouar, R., Boyce, A.J., Arafa, M., Ouabadi, A. & Fallick, A.E., 2005. Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria), *J. Afr. Earth Sci.,* **41,** 445–465.

Lelgemann, H. & Klaeschen, D., 1999. AVA analysis in the eastern Mediterranean, *Phys. Chem. Earth, Part A: Solid Earth Geod.,* **24,** 467–474.

Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M.O., Yelles, K., Déverchère, J. & Bracene, R., 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **118,** 1–18.

Lofi, J. *et al.*, 2011a. Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas, pp. 1–72, 1 CD Projet GDR Marges "Eclipses", Actions Marges, Total, BRGM.

Lofi, J. *et al.*, 2011b. Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis, *Bull. Soc. Géol. de France,* **182**(2), 163–180.

Lonergan, L. & White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics,* **16**(3), 504–522.

Lustrino, M., Duggen, S. & Rosenberg, C.L., 2011. The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting, *Earth-Sci. Rev.,* **104,** 1–40.

Malinverno, A. & Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennnines as result of the arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonics,* **5,** 227–245.

Mantovani, E., Cenni, N., Albarello, D., Viti, M., Babbucci, D., Tamburelli, C. & D'Onza, F., 2001. Numerical simulation of the observed starin field in the central-eastern Mediterranean region, *J. Geodyn.,* **31,** 519–556.

Marsellos, A.E., Kidd, W.S.F. & Garver, J.L., 2010. Extension and exhumation of the HP/LT rocks in the Hellenic fore-arc ridge, *Am. J. Sci.,* **310,** 1–36.

Martin, A.K., 2006. Oppositely directed pairs of propagating rifts in back-arc basins: double saloon door seafloor spreading during subduction rollback, *Tectonics,* **25,** TC3008, doi:10.1029/2005TC001885.

Mascle, G.H. *et al.*, 2004. Structure of the Sardinia Channel: crustal thinning and tardi-orogenic extension in the Apenninic-Maghrebian orogen; results of the Cyana submersible survey (SARCYA and SARTUCYA) in the western Mediterranean, *Bull. Soc. géol. Fr.,* **175**(6), 607–627.

Mauffret, A., 2007. The Northwestrn (Maghreb) Boundary of the Nubia (Africa) Plate, *Tectonophysics,* **429,** 21–44.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemant, S., Gorini, C. & Maillard, A., 2004. E-W opening of the Algerian basin (Western Mediterranean), *Terra Nova,* **16**(5), 257–264.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

Maury, R.C. *et al.*, 2000. Post-collision neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff, *C.R. Acad. Sci. Paris,* **331,** 159–173.

Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles, K. & Bendib, F., 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system, *J. Geodyn.,* **77,** 186–205.

Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R. & Goffé, B., 2006. Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif-Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications, *C. R. Geosci.,* **338,** 92–114.

Mihoubi, A. *et al.*, 2014. Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modeling and multichannel seismic pre-stack depth migration, *Geophys. J. Int.,* **198,** 1486–1503.

Miller, D.J. & Christensen, N.I., 1997. Seismic velocities of lower crustal and upper mantle rocks from the slow spreading Mid-Atlantic Ridge, south of the Kane Transformation Zone (MARK), in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results,* Vol. 153, pp. 437–451, eds Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J. & Ethon, D., College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Minshull, T.A. & White, R.S., 1996. Thin crust on the flanks of the slow-spreading Southwest Indian Ridge, *Geophys. J. Int.,* **125,** 139–148.

Minshull, T.A., White, R.S., Mutter, J.C., Buhl, P., Detrick, R.S., Williams, C.A. & Morris, E., 1991. Crustal structure at the Blacks Spur Fracture Zone from expanding spread profiles, *J. geophys. Res.,* **96,** 9955–9984.

Monié, P., Caby, R. & Maluski, H., 1984. 40Ar/39Ar investigations within the Grande-Kabylie Massif (northern Algeria): evidences for its Alpine structuration, *Eclog. Geol. Helv.,* **77,** 115–141.

Newman, P., 1973. Divergence effects in a layered Earth, *Geophysics,* **38,** 481–488.

Nicholls, I.A., Ferguson, J., Jones, H., Marks, G.P. & Mutter, J.C., 1981. Ultramafic blocks from the océan floor southwest of Australia, *Earth planet. Sci. Lett.,* **56,** 362–374.

Ogilvie, J.S. & Purnell, G.W., 1996. Effects of salt-related mode conversions on subsalt prospecting, *Geophysics,* **61**(2), 331–348.

Palomeras, I., Thurner, S., Levander, A. & Liu, K., 2014. Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: mapping its lithospheric structure, *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **15,** 140–160.

Peirce, C. & Barton, P.J., 1992. Southern Segment of the European Geotraverse—a wide-angle refraction survey in the Sardinia Channel, *Mar. Geophys. Res.,* **14,** 227–248.

Pertthuisot, V. & Rouvier, H., 1992. Les diapirs du Maghreb central et oriental : des diapirs variés, résultats d'une évolution structurale et pétrogénétique complexe, *Bull, soc, géol, France,* **163**(6), 751–760.

Piromallo, C. & Morelli, A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area, *J. geophys. Res.,* **108**(B2), 2065, doi:10.1029/2002JB001757.

Potts, C.G., Whitev, R.S. & Louden, K.E., 1986. Crustal structure of Atlantic fracture zones II: the Vema fracture zone and transverse ridge, *Geophys. J. R.. astr. Soc.,* **86,** 491–513.

Prada, M., Sallares, V., Ranero, C.R. & Vendrell, G., 2014. Seismic structure of the Central Tyrrhenian basin: geophysical constrains on the nature of the main crustal domains, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **119,** 1–19.

Price, C. & Morgan, J., 2000. Lithospheric structure of Scotland-II Poisson's ratios and waveform modelling, *Geophys. J. Int.,* **142,** 737–754.

Purdy, G.M., 1983. The seismic structure of 140 Myr old crust in the western central Atlantic Ocean, *Geophys. J. R. astr. Soc.,* **72,** 115–137.

Réhault, J.-P., Boillot, G. & Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution, *Mar. Geol.,* **55,** 445–475.

Rivière, M., Bouillin, J.P., Courtois, C., Gélard, J.P. & Raoult, J.F., 1977. Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'Oligo-Miocène kabyle (Grande Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne), in *Bull. Soc. Géol. France,* Série 7, T. XIX, N°5, pp. 1171–1177.

Rodkin, M.V. & Rodnikov, A.G., 1996. Origin and structure of back-arc basins: new data and model discussion, *Phys. Earth planet. Int.,* **93,** 123–131.

Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.O., Guennoc, P., Rehault, J.P., Sosson, M. & Truffert, C., 2002. Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean, *Tectonics,* **21**(3), doi:10.1029/2001TC900027.

Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F.P., Peccerillo, A. & Miller, M.S., 2008. Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism, *Tectonics*, **27**(2), doi:10.1029/2007TC002143.

Rosenbaum, G. & Lister, G.S., 2004a. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides, *Tectonics,* **23**(1), doi:10.1029/2003TC001518.

Rosenbaum, G. & Lister, G.S., 2004b. Formation of arcuate orogenic belts in the western Mediterranean region, *Geol. Soc. Am., Special Papers,* **383,** 41–56.

Rosenbaum, G., Lister, G.S. & Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene, in: Rosenbaum, G. & Lister, G.S. 2002—reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen, *J. Virtual Explor.,* **8,** 107–126.

Roure, F., Casero, P. & Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere, *Tectonics,* **31,** TC3006, doi:10.1029/2011TC002989.

Rouvier, H., 1977. Géologie de l'extrême Nord tunisien: tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine, *PhD thesis,* Pierre et Marie Curie University, Paris, France, 898 pp.

Royden, L.H., 1993. The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries, *Tectonics,* **12,** 303–325.

Saadallah, A. & Caby, R., 1996. Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria), *Tectonophysics,* **267,** 257–273.

Sage, F. *et al.*, 2011. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: example of the south-western Alps-Ligurian basin junction during the Cenozoic, *Mar. Petrol. Geol.,* **28,** 1263–1282.

Sage, F., Pontoise, B., Mascale, J. & Basile, C., 1997. Structure of oceanic crust adjacent to as transform margin segment: the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin, *Geo-Mar. Lett.,* **17,** 31–39.

Sartori, R., Carraraa, G., Torelli, L. & Zitellini, N., 2001. Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian Sea (Sardinia Basin and western Bathyal plain), *Mar. Geol.,* **175,** 47–66.

Schettino, A. & Turco, E., 2006. Plate kinematics of theWestern Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene, *Geophys. J. Int.,* **166**(3), 1398–1423.

Spakman, W. & Wortel, M.J.R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics, in *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle,* pp. 31–52, eds Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, GM. & Ziegler, P., Springer-Verlag.

Spakman, W., van der Lee, S. & van der Hilst, R., 1993. Travel-time tomography of the European Mediterranean mantle down to 1400 km, *Phys. Earth planet. Inter.,* **79**(1–2), 3–74.

Spudish, P. & Orcutt, J.A., 1980. A new look at the seismic velocity structure of oceanic crust, *Res. Geophys.,* **18,** 627–645.

Stockwell, J.W., 1999. The CWP/SU: seismic unix package, *Comput. Geosci.* **25**(4), 415–419.

Tapponnier, P., Peltzer, G. & Armijo, R., 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia, in *Collision Tectonics,* Vol. 19, pp. 115–157, eds Coward, M.P. & Ries, A.C., Geol. Soc. Spec. Publ.

Ten Veen, J.H. & Kleinspehn, K.L., 2003. Incipient continental collision and plate boundary curvature: late Pliocene-Holocene transtensuinal Hellenic forearc, Crete, Greece, *J. Geol. Soc., Lond.,* **160,** 161–181.

Thurner, S., Palomeras, I., Levander, A., Carbonell, R. & Lee, C.-T., 2014. Ongoing lithospheric removal in the western Mediterranean: evidence from Ps receiver functions and thermobarometry of Neogene basalts (PICASSO project), *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **15,** 1113–1127.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

Tricart, P., Torelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F. & Zitellini, N., 1994. Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean), *Tectonophysics,* **238,** 317–329.

Van Avendonk, H.J.A., Holbrook, W.S., Nunes, G.T., Shillington, D.J., Tucholke, B.E., Louden, K.E., Larsen, H.C. & Hopper, J.R., 2006. Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada, *J. geophys. Res.,* **111,** B11404, doi:10.1029/2005JB004156.

Van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M. & Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation, *Tectonics,* **33,** 393–419.

Vergés, J. & Fernàndez, M., 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: the Betic–Rif orogenic system, *Tectonophysics,* **579,** 144–172.

Vergés, J. & Sabàt, F., 1999. Constraints on the Western Mediterranean kinematics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa, in *The Mediterranean Basin: Tertiary Extensions within the Alpine Orogen,* Vol. 156, pp. 63–80, eds Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Séranne, M., Geol. Soc. Spec. Publ.

Vidal, N., Gallart, J. & Danobeitia, J.J., 1998. A deep seismic crustal transect from the NE Iberian Peninsula to the Western Mediterranean, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **103**(B6), 12 381–12 396.

Vila, J.M., 1978. Carte structurale au 1/50.000 de la chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens. Service de cartes géologiques, Algérie/Sonatrach.

Vila, J.M., 1980. La chaine alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisien, *PhD Thesis,* Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), France, 665 pp.

White, R.S. & Stephen, R.A., 1980. Compressional to shear wave conversion in oceanic crust, *Geophys. J. R. astr. Soc.,* **63,** 541–565.

Wessel, P. & Smith, W.H.F., 1995. New version of the generic mapping tools released, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.,* **76**(33), 329, doi:10.1029/95EO00198.

White, R.S., Detrick, R.S., Sinha, M.C. & Cormier, M.H., 1984. Anomalously seismic crustal structure of oceanic fracture zones, *Geophys. J. R. astr. Soc.,* **79,** 779–798.

White, R.S., McKenzie, D. & Onions, R.K., 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare-earth element inversions, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **97**(B13), 19 683–19 715.

Whitmarsh, R.B. & Miles, P.R., 1995. Models of the development of the West Iberia rifted continental-margin at 40 degrees 30′N deduced from surface and deep-tow magnetic-anomalies, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **100**(B3), 3789–3806.

Whitmarsh, R.B., White, R.S., Horsefield, S.J., Sibuet, J.C., Recq, M. & Louvel, V., 1996. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: crustal structure west of Galicia Bank, *J. geophys. Res.: Solid Earth,* **101**(B12), 28 291–28 314.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Géol. Dyn. géog. Phys.,* **3**(24), 201–297.

Wortel, M.J.R. & Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region, *Sciences,* **290,** 1910–1917.

Yelles, A. *et al.*, 2009. Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: the Khayr al Din bank, *Tectonophysics,* **475**(1), 98–116.

Zelt, C.A., 1999. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltime data, *Geophys. J. Int.,* **139,** 183–204.

Zelt, C.A. & Smith, R.B., 1992. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.,* **108,** 16–34.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on July 3, 2015

Marine and Petroleum Geology 64 (2015) 363–385

Contents lists available at ScienceDirect

Marine and Petroleum Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpetgeo

Research paper

Source rocks and related petroleum systems of the Chelif Basin, (western Tellian domain, north Algeria)

Mohamed Arab [a, b], Rabah Bracène [a], François Roure [c, d], Réda Samy Zazoun [e, *], Yamina Mahdjoub [b], Rabie Badji [a]

[a] Sonatrach-Division Exploration, Avenue du 1er Novembre Bat 'C' BP 68M, Boumerdès, Algeria
[b] Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire, USTHB, BP 32, Bab Ez Zouar, Algiers 16111, Algeria
[c] Geosciences Department, IFP Energies nouvelles, Rueil-Malmaison, France
[d] Tectonic Group, Utrecht University, The Netherlands
[e] Sonatrach-Division Technologies et Développement, Avenue du 1er Novembre, Boumerdès, Algeria

ARTICLE INFO

Article history:
Received 25 June 2014
Received in revised form
9 March 2015
Accepted 23 March 2015
Available online 31 March 2015

Keywords:
Tellian nappes
Pull-apart basin
Tliouanet field
Algeria
Oil expulsion
Petroleum systems

ABSTRACT

In the Chelif basin, the geochemical characterization reveals that the Upper Cretaceous and Messinian shales have a high generation potential. The former exhibits fair to good TOC values ranging from 0.5 to 1.2% with a max. of 7%. The Messinian series show TOC values comprised between 0.5 and 2.3% and a high hydrogen index (HI) with values up to 566 mg HC/g TOC. Based on petroleum geochemistry (CPLC and CPGC) technics, the oil-to source correlation shows that the oil of the Tliouanet field display the same signature as extracts from the Upper Cretaceous source rocks (Cenomanian to Campanian). In contrast, oil from the Ain Zeft field contains oleanane, and could thus have been sourced by the Messinian black shale or older Cenozoic series. Two petroleum systems are distinguished: Cretaceous (source rock) – middle to upper Miocene (reservoirs) and Messinian (source rock)/Messinian (reservoirs). Overall, the distribution of Cretaceous-sourced oil in the south, directly connected with the surface trace of the main border fault of the Neogene pull-apart basin, rather suggests a dismigration from deeper reservoirs located in the parautochthonous subthrust units or in the underthrust foreland, rather than from the Tellian allochthon itself (the latter being mainly made up of tectonic mélange at the base, reworking blocks and slivers of Upper Cretaceous black shale and Lower Miocene clastics). Conversely, the occurrence of Cenozoic-sourced oils in the north suggests that the Neogene depocenters of the Chelif thrust-top pull-apart basin reached locally the oil window, and therefore account for a local oil kitchen zone. In spite of their limited extension, allochthonous Upper cretaceous Tellian formations still conceal potential source rock layers, particularly around the Dahra Mountains and the Tliouanet field. Additionally they are also recognized by the W11 well in the western part of the basin (Tahamda). The results of the thermal modelling of the same well shows that there is generation and migration of oil from this source rock level even at recent times (since 8 Ma), coevally with the Plio-Quaternary traps formation. Therefore, there is a possibility of an in-situ oil migration and accumulation, even from Tellian Cretaceous units, to the recent structures, like in the Sedra structure. However, the oil remigration from deep early accumulations into the Miocene reservoirs is the most favourable case in terms of hydrocarbon potential of the Chelif basin.

© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The study area is located in the external zone of the Rif-Tell or Maghrebides fold-and-thrust belt which is part of the southernmost segment of the Alpine orogen (Durand-Delga et al., 1980; Bracène and Frizon de Lamotte, 2002; Roure et al., 2012) and trends roughly east-west in northern Algeria (Fig. 1a–b). The Chelif Basin is a predominantly Neogene transtensional basin located

* Corresponding author.
E-mail addresses: Mohamed.arab@ep.sonatrach.dz (M. Arab), redasamy.zazoun@ep.sonatrach.dz (R.S. Zazoun).

http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.03.017
0264-8172/© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

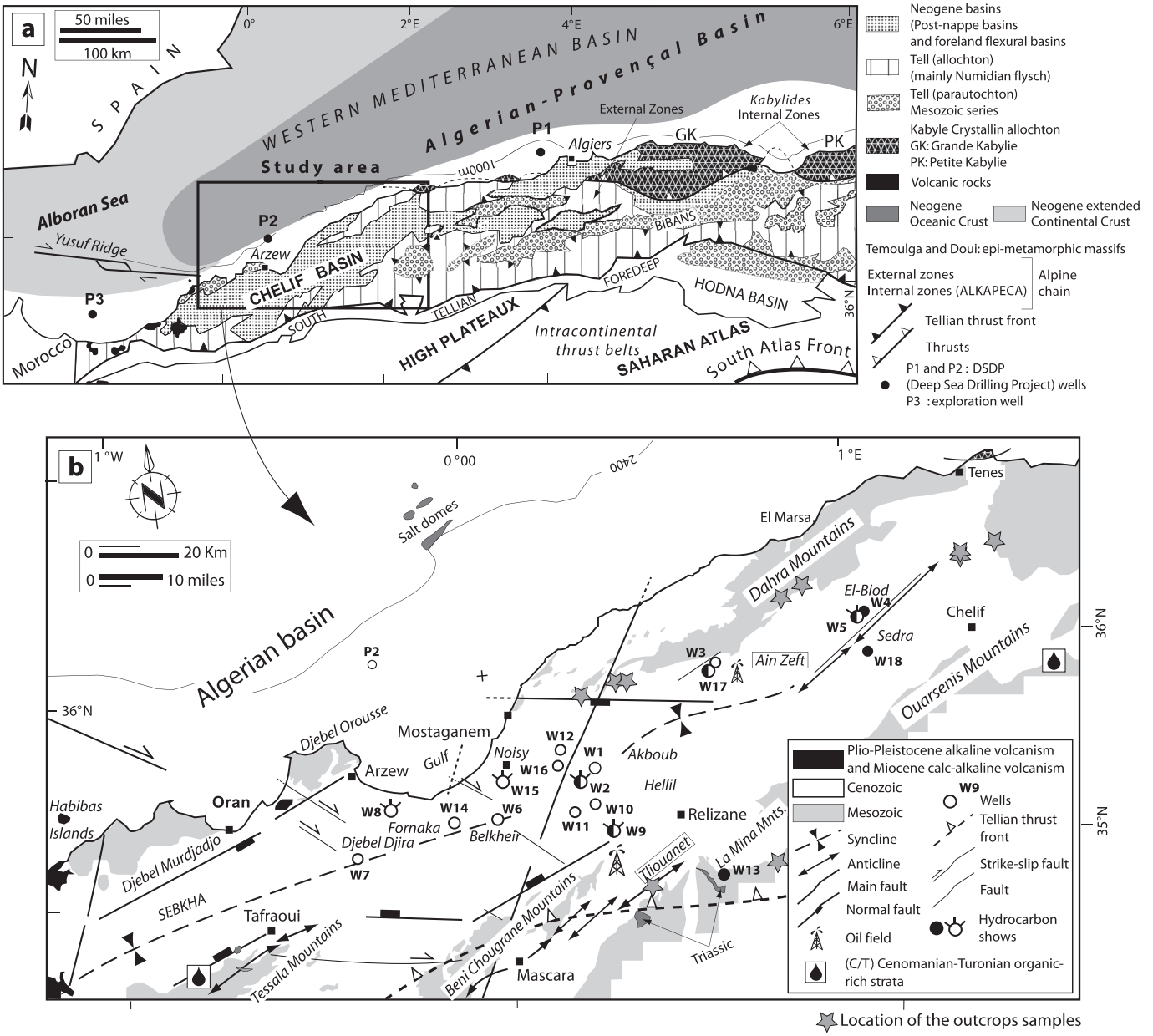


Figure 1. (a) Geological setting of the Chelif Basin and wells location map and petroleum results (b).

within the Northern Algerian foothills. It is part of the African margin and located southwest of the "Dorsale calcaire" which constitutes the surface expression of the paleo-suture between (1) exotic terranes of European affinities (Kabylides Crystalline Massifs and associated Mesozoic to Eocene sedimentary cover) and (2) the Tellian allochthon. The Chelif basin consists of Mesozoic basinal units derived from the former passive margin of North Africa (Benaouali-Mebarek et al., 2006, and references therein). The Neogene sedimentary infill of the Chelif Basin rests on top of allochthonous basinal Mesozoic to Paleogene shales, carbonates and sandstone units of the southern Tellian allochthon.

Since the discovery of the oil fields of Ain zeft and Tliouanet in the Chelif Basin in 1872 followed by the discovery of oil at Oued Gueterini in 1948 in the Hodna area (Kheidri et al., 2007), Northern Algeria constitutes an interesting zone for hydrocarbon (HC) exploration. However, the origin of the discovered oil is still under debate.

The aim of this paper is to (1) identify potential source rocks in the Chelif Neogene Basin and in its allochthonous Tellian substratum, as well as in the underlying foreland, (2) establish oil to source rock correlations in order to trace the origin of the oils in the producing fields, (3) assess the timing of HC migration and trapping, and (4) define the main petroleum systems.

2. Geological framework

2.1. Neogene sedimentary infill of the Chelif Basin

The Chelif Basin is located in the western part of the Tellian Atlas. It is an elongated basin spanning 350 km in ENE-WSW direction (Fig. 1a) filled by Miocene to Pliocene series on Mesozoic and Paleogene substratum (Figs. 2 and 3). The Jurassic sediments are characterized by calcareous deposits while the Cretaceous sediments are mainly composed of sandstones at its base that are

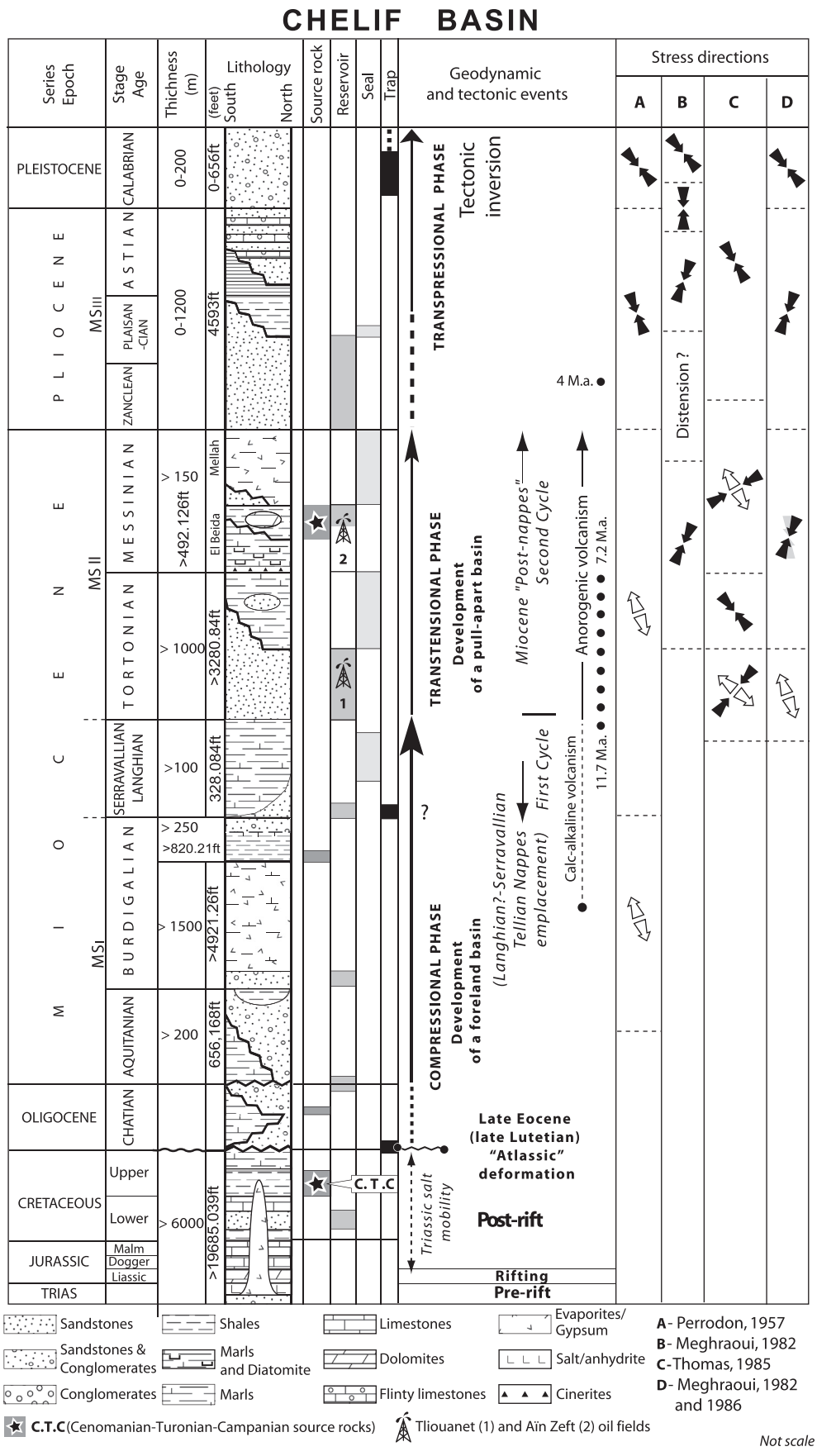


Figure 2. Typical Neogene litho-stratigraphic section and petroleum systems chart of the Chelif Neogene Basin and its substratum.

grading upward into an assemblage of limestones, shales and marls. The thickness of both formations varies from hundreds to thousands of metres (max. 6000 m). The Oligocene facies consists of sandstone deposits changing laterally to dark grey shale (Fig. 2) whose thickness reaches 500 m in the deep basin. The Neogene sedimentary infill can be subdivided into 3 distinct megasequences MSI, MSII and MSIII (Neurdin-Trescartes, 1992, 1995; Fig. 2):

At the base, the marine Lower Miocene megasequence (MSI) was deposited during a compressional episode in a piggyback position on top of the still moving Tellian allochthon. During the Middle Miocene, the sedimentary deposits preserved on top of the Tellian units and especially in the western sub-basin of the Chelif record the influence of arc-related alkaline and calc-alkaline volcanism. The Aquitanian is represented by conglomerates and sandstones. These change laterally into grey marls containing traces of gypsum. At the northern border, the Burdigalian is composed of conglomerates and continental red sandstones. The Langhian contains sandstones and conglomerates at its basal part, with a lateral facies change to sandstones intercalated with blue marls (Fig. 2).

The thicker Tortonian–Messinian megasequence (MSII) was deposited during the formation of the thrust-top pull-apart basin during an episode of transtension. It comprises dominantly marine siliciclastic deposits at the base, grading into marl, siliciclastics and volcanic debris such as cinerites that are considered as a chronologic marker at the base of the Messinian deposits (Kieken, 1974). At the base of this series, there is a development of sandstone bodies. The Messinian Tripoli formation consists of an alternation of dark grey marls and thin diatomite layers, it is grading upward into an alternation of gypsiferous dark-grey marls and microcrystalline anhydrite. Laterally, the Tripoli formation changes to grey marls and to the lithotamnium limestone (Anderson, 1936; Perrodon, 1957; Rouchy, 1982). The sedimentary cycle began with a transgression at Early Tortonian that is marked by the presence of glauconite and deposition of sandstones. The high concentration of planktonic neritic-oceanic diatomite at Early Messinian (Mansour et al., 2008) indicates a deep environment. Finally, the gypsiferous marls are deposited during the Messinian salinity crisis (Hsü, 1971; Ryan, 2011) which occurred throughout the Mediterranean Sea.

The Plio-Pleistocene sequence (MSIII) was deposited during the last compressional episode, coeval with the inversion of the border faults of the Chelif Basin and the formation of subthrust structural closures in the underthrust foreland. The Pliocene is composed mainly of marine sandstones grading into blue marls and shallow marine sediments, alternating between sandstones and Algae limestones. The Quaternary deposits are made up of continental siliciclastic deposits (Fig. 2).

2.2. Geodynamic evolution and tectonic agenda

The Geodynamic evolution of the Chelif basin includes events of the Tethyian and Mediterranean domains. The opening of the Ligurian Tethys Ocean and coeval development of the northern passive margin of Africa occurred during the Triassic and Liassic. Since the Upper Jurassic the rotation of the African plate with respect to Eurasia induced a slow convergence between the two plates. This led to a progressive closure of the former ocean and to the formation of the circum-Mediterranean Alpine Mountains (Thomas, 1985). During the Late Cretaceous and until the Eocene, foreland inversions developed in the former rift basins of the Saharan Atlas due to a good coupling between the plate boundary and the African lithosphere at a time when the intervening oceanic domain was not yet fully subducted (Frizon de Lamotte et al., 2006; Bracene and Frizon de Lamotte, 2002; Roure et al., 2012).

Surprisingly, the Tellian allochthon consists of Upper Cretaceous to Eocene basinal units derived from the distal part of the former passive margin of North Africa, with a basal decollement located in Triassic evaporites without any evidence for either Lower Cretaceous or Jurassic series in between (Fig. 3). The best interpretation here is to assume what has already been described for the Eastern Algerian and Tunisian Tell that salt canopies made up of Triassic series were already interstratified within the Cretaceous series of the passive margin (Vila et al., 1993; Masrouhi and Koyi, 2012, and references therein) thus, allowing a localisation of the main decollement along these interfaces during the

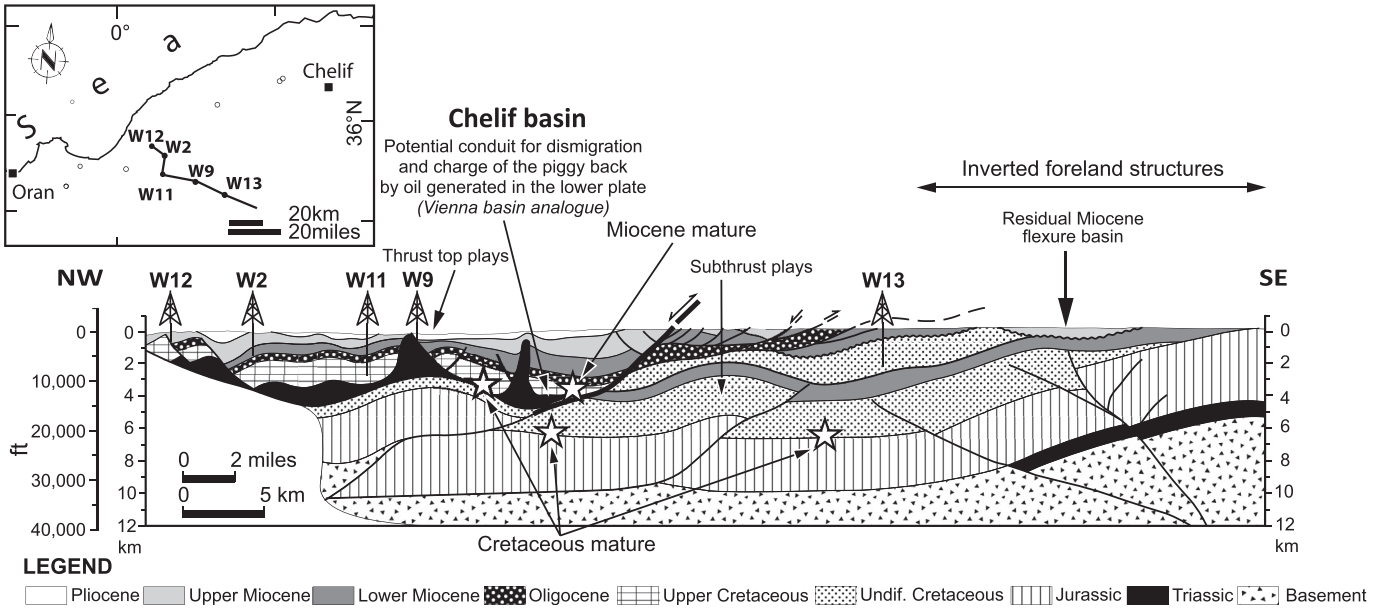


Figure 3. Regional structural cross-section of the Chelif Basin, outlining the Neogene flexural basin, the Langhian and Mesozoic series of the underthrust foreland, the Tellian allochthon, and the Tortonian–Messinian series of the thrust-top pull-apart basin and the main hydrocarbon kitchens and petroleum plays.

subsequent episodes of thrusting. Deep water turbidites of the Oligocene Numidian series were deposited both in the distal portion of the African margin and on top of the southward propagating Tellian tectonic wedge.

During the Neogene, the plate boundary between the Western Mediterranean and the Kabylides in the North and Africa in the South was a dominantly transform boundary where slab detachment and strike-slip faulting accounted for the lateral escape of the Gibraltar arc and Alboran block towards the West and the Tyrrhenian–Calabrian arc towards the East (Hsü, 1971; Olivier, 1984; Thomas, 1985; Carminati et al., 1998; Spakman and Wortel, 2004, and references therein). Due to strain partitioning, numerous episodes of transpression and transtension were recorded in the Chelif area, both in the Tellian allochthon and in the underlying foreland. The paroxysmal phase of thin-skinned deformation resulted in the thrust emplacement of the Tellian allochthon during the Lower Miocene. As a result, Middle Miocene series are currently located in three distinct tectonic positions in the vicinity of the Chelif Basin (Fig. 3): (1) in the autochthonous flexural basin where the Lower Miocene deep water turbidites rest directly on top of Upper Cretaceous black shales in Tiaret, (2) in the footwall of the Tellian allochthon where the Lower Miocene series still constitute a potential seal for the Mesozoic reservoirs of the subthrust prospects, and (3) on top of the Tellian allochthon in a piggyback position.

After the final emplacement of the Tellian allochthon on top of its foreland domain, an episode of transtension occurred along the plate boundary during the Tortonian and Messinian accounting for the formation of thrust-top pull-apart basins in the Chelif area (Roure, 2008; Roure et al., 2012) analogous to what has been described for the Vienna Basin at the junction between the Alps and the Carpathians (Sauer et al., 1992; Seifert, 1996) or in the Gulf of Paria between the Serrania del Interior in Eastern Venezuela to the West and Trinidad to the East (Lingrey, 2007).

Since the Pliocene, a good coupling between the plate boundary and the African foreland exists accounting for the transpressional inversion of former normal faults inherited from the Tethyan rifting in the underthrust African foreland. This new compressional episode has resulted in the formation of subthrust anticlines involving the Mesozoic parautochthonous series and in the refolding of the sole thrust of the overlying Tellian allochthon beneath the Chelif Basin. This can be shown in the eastern part of the Algerian Tell near Constantine (Vila, 1994) as well as in the tectonic windows of the Bibans and Ouarsenis Mountains (Mattauer, 1958) where the lower plate is currently exposed to the surface due to the large amount of tectonic uplift and erosion. Similar structures are observed in the Tempa Rossa and Monte Alpi fields of the Southern Apennines (Casero et al., 1991) and other nappe anticlines described in Northern Sicily (Casero et al., 1991; Roure et al., 2012). The tectonic studies show that the present deformation is mainly compressive with a NNW-SSE direction of shortening (Philip and Thomas, 1977; Meghraoui, 1982; Philip and Meghraoui, 1983; Meghraoui et al., 1986; Meghraoui, 1988; Meghraoui and Doumaz, 1996; Meghraoui et al., 1996; Boudiaf et al., 1998; Domzig et al., 2006; Yelles-Chaouche et al., 2006; Guemache, 2010; Meghraoui and Pondrelli, 2012; Derder et al., 2013; Abtout et al., 2014).

3. Samples and methods

A total of 290 samples have been analysed, 200 from the Middle Miocene series (with only 7 core samples), 75 samples from the Upper Miocene series (basal grey marls, dark-grey marls of Tripoli formation and gypsiferous marls), 6 core samples, 8 samples from the Upper Cretaceous series including 2 cuttings, and 7 samples from the Oligocene series. Nine (9) samples from outcropping formations were collected along the northern and southern borders of the basin. The well samples (mainly Miocene and Oligocene) are from the relatively deep parts of the Neogene basin whereas the outcrop samples (mainly Upper Cretaceous) were taken from the Dahra Mountains in the North and from the La Mina and Ouarsenis Mountains in the South near the Tliouanet oil field. Most of the samples were collected by Sonatrach and its partners during internal exploration studies. Samples were analysed using a LECO analyzer SC144 after eliminating the carbonate fraction by acidification (50% HCL). A total of 58 samples with TOC (total organic carbon) values >0.5 wt.% (Table 1) were selected for Rock–Eval pyrolysis according to the standard technique proposed by Espitalié et al. (1977) using a Rock–Eval 6 apparatus (Behar et al., 2001). Rock–Eval pyrolysis is the most widely used method for screening the petroleum generation potential, thermal maturity and quantity and quality of organic matters in sedimentary rocks (Espitalié et al., 1977).

The well samples have been analysed at the Technology and Development Division of Sonatrach while the analyses of the outcrop samples were conducted at IFP-EN, France. The analytical technique consists of heating 100 mg of crushed rock to 600 C at a temperature rate of 25°/minute in a helium atmosphere. Measured parameters include free hydrocarbons (S1) in mg HC/g rock, hydrocarbons cracked from kerogen (S2) in mg HC/g rock, carbon dioxide released from organic matter (S3) in mg CO_2/g rock, and the temperature of maximum yield of pyrolysate (Tmax) (Barker, 1974; Espitalié et al., 1985, 1986). Only reliable samples were used for interpretation. The selection is based on the following geochemical parameter cut-offs: TOC > 0.5 wt%., S2 > 0.2 mg HC/g dry rock (Peters and Cassa, 1994) and PI (Production Index) > 0.3 (Espitalié et al., 1985, 1986). In addition, 8 samples were submitted to palynofacies analysis and thin sections of kerogen were prepared. Transmitted white light microscopic technique was used for qualitative and quantitative examination of the kerogen components. In addition to the description of the facies, TAI (thermal alteration index) was determined for some samples. TAI is a numerical scale based on thermally induced colour changes in spore and pollen (Peters and Cassa, 1994) or liptinite. TAI is an arbitrary scale (from 1 to 4) that ranks the gradual change in colour and opacity of liptinite with temperature. TAI is equivalent to the lowest levels of organic maturity and is assigned to liptinite showing a greenish-yellow hue. TAI and maturity increase as the colour of liptinite progresses through pale yellow, yellow, amber, deep red-brown, and finally opaque black at TAI = 4 (Beardsmore and Cull, 2001; Peters and Cassa, 1994).

We match the colour of the specimen under the microscope with a TAI standardized scale such as published by Correia (1967), Staplin (1969) and Jones and Edison (1978). Despite its limitations, TAI provides useful data when other maturity parameters fail (Peters and Cassa, 1994).

Chromatography analysis was performed on 5 rock extracts and 9 oil samples. Four rock extracts have been sampled in the 1584 m–1911 m depth interval from Oligocene marls in the W9 well in the Hellil area. Five different types of oil have been sampled in thin Oligocene sandstone layers at 1751 m and 1755 m in the W1 well in the Akboub region, in Middle Miocene sandstones of W4 well (El-Biod) at 1053 m depth, and finally from an Upper Miocene reservoir at 198 m–350 m in the W3 well. They were analysed using CPLC (capillary phase liquid chromatography) and CPGC (capillary phase gas chromatography) techniques.

The samples were extracted using dichloromethane as a solvent. The extracts were fractionated into saturated, aromatic and NSO (nitrogen, sulphur and oxygen) hydrocarbon classes using a column with a silica solid phase. The saturated fraction was analysed in an

Table 1
Geochemical parameters based on TOC cut-off > 0.5% and S2 >0.2 mg HC/g TOC (most of the samples), from Rock Eval Pyrolysis and optical measurements.

Wells	Age	Lithology	Depth (m)	TOC	S2	HI	Tmax	TAI
Areas			Sample name	(%)	(mgHC/g rock)	(mgHC/TOC)	(°C)	
W1 (a)	Oligocene	Dark grey marls	1620	0.5	0.65	100		
			1750	0.5	0.40	90		
			1920	0.5	0.50	80		
W2 (a)	Oligocene	Dark grey marls	1751	0.5	0.40	77	368	
			1913	0.5	0.29	55	389	1.5–2
			2012	0.5	0.11	21	385	
W3 (a)	Upper Miocene (Messinian)	Gypsiferous marls	198	2.3	10.08	440	387	
			202	0.8	0.94	117	377	1.5
		Tripoli marls	346	1.0	1.19	113	428	1.5
			350	1.4	2.25	164	421	
			408	0.7	0.88	129	424	
W5 (a)	Upper Miocene (Messinian)	Grey marls	315	0.6	0.80	105	436	
			700	0.6	1.20	160	438	
	Middle Miocene	Grey marls	2490	0.6	0.23	40	439	
			2520	1.3	0.13	10	443	
			2850	0.6	0.13	22		
			3350	0.5	0.07	12		
			3590	0.7	0.35	42		
			3710	0.7	0.10	14		
			3730	0.5	0.09	17		
			3750	0.6	0.07	11		
			3810	0.6	0.21	33		
			3850	0.5	0.14	27	377	
			3910	1.2	1.28	109	451	
			3930	0.6	0.12	19	455	
			3950	0.8	0.22	26	454	
(W6) (a)	Middle Miocene	Grey marls	830	0.7	0.40	53		
			835	0.7	0.47	65		
			840	0.7	0.47	68		
			845	0.6	0.19	33		
			850	0.6	0.16	29		
			860	0.6	0.32	56		
			925	0.7	0.32	47	425	
			930	0.7	0.52	70	428	
			935	0.7	0.48	64	423	
			950	0.8	0.62	76	422	
W9 (a)	Oligocene	Deep dark grey marls	1584	0.9	1.28	141	439	
			1693	0.8	1.19	149	437	
			1809	0.5	1.45	274	436	1.5
			1966	0.6	0.41	63	439	
(W14) (a)	Upper Miocene (Messinian)	Dark grey marls	570	2.0	4.61	235	422	
			607	2.6	5.70	216	434	
		Grey marls	705	0.9	0.37	77		
			706.2	1.0	1.27	129	425	
			708.8	1.0	0.55	53	429	
			711	0.9	1.66	44	433	
			712	0.8	0.19	22	427	
W15 (a)	Middle Miocene	Dark grey marls	756	0.9	0.49	56	426	1.5
			1306	0.7	0.42	58	434	1.5
W16 (a)	Upper Cretaceous	Black shales	1070	0.9	0.05	6	599	
			1078	1.0	0.11	11	574	
Bouguirat (b)	Upper Cretaceous	Black shales	*bg1*	1.0	1.73	178	448	
			bg2	1.1	1.64	148	445	
Dahra Mountains (b)	Upper Miocene (Messinian)	Gypsiferous marls	*Dhr1*	1.2	3.04	211	421	
			Dh2	1.4	0.49	51	363	
		Dark grey marls	*Dh3*	1.3	5.00	566	426	
			Dh4	2.3	1.37	106	418	
	Burdigalian	Dark grey marls	*Dhr5*	8.2	0.97	12	574	
	Burdigalian		*Dhr6*	2.3	0.09	7	600	
	Upper Cretaceous		*Dhr67*	1.2	0.09	7	416	
	Upper Cretaceous		*Dhr8*	6.9	7.03	102	438	
	Upper Cretaceous		*Dhr9*	5.2	25.03	480	440	
Tliouanet (b)	Upper Cretaceous		*Tt*	3.0	10.14	339	440	
Relizane (b)	Upper Cretaceous		*RZ1*	0.6	0.16	29	422	

(a) Cuttings samples; (b) Outcrops samples.

Agilent_7890 gas chromatograph (GC) that was equipped with an Agilent_7683 auto-sampler coupled to a mass spectrometer (MS). The conditions of the GC equipment were as follows: the carrier gas was He at 1.2 ml/min in constant flow mode; the capillary column was a DB-5 Agilent (5% phenyl, 95% methylsiloxane, 30 m × 0.25 mm id; film thickness 0.25 mm); the temperature of the injector was 280 °C. The GC was programmed with an initial temperature of 70 °C (1 min) that increased to 170 °C at 20 °C/min and then to 310 °C at 2 °C/min (10 min). The transfer line temperature was 280 °C.

4. Results and interpretation

4.1. Lithology and thickness

The Upper Cretaceous series of the Tellian allochthon constitutes the substratum of the Neogene basin. Cretaceous outcrops are locally preserved in the vicinity of the Chelif Basin around the main Neogene depocenters either as well stratified Campanian outcrops or as hard blocks of Cenomanian limestones reworked in the shaly matrix by tectonic process along the sole thrust of the allochthon (Fig. 2). The lithology of the organic carbon-rich strata consists of mainly dark grey shales and marls. The same formation has already been described by Deveaux (1965) in the Mostaganem Plateau. It is composed of dark grey shale with an association of marly limestone.

Elsewhere in the Tahamda area (well W11), the Upper Cretaceous consists of laminated grey marls with 40% of carbonates intercalated locally with basalts and dolomites.

The Oligocene Numidian flysch crops out in the Tellian allochthon on both sides of the Neogene depocenters. However, it may be partly lacking beneath the main depocenters of the basin due to the listric geometry of the Miocene normal faults. It consists of grey to black marls (Fig. 2 and Table 1) deposited in a deep water environment indicated by the presence of pelagic foraminifera. Traces of anhydrite and pyrite are locally present, e.g. in well W11. Mineral carbon varies from 2 to 4% which gives an equivalent of 10–30% in carbonate composition. The bulk thickness varies between 0 and 500 m.

The Middle Miocene consists of grey marls with local presence of pyrite and glauconite. In the El-Biod area (well W5), the top of the formation is made up of thin ash layers (cinerites) between 1700 m and 1800 m depth (Fig. 5). Beyond 2900 m depth, the same marls are locally indurated and shaley with presence of pyrite (Fig. 5). As mentioned above, the Messinian shale contains soft grey marls interbedded with a diatomite formation containing itself a certain proportion of pyrite and glauconite, particularly in the northern part of the basin (Figs. 2 and 6) that record a lateral facies change to grey marls. The entire formation evolves vertically to gypsiferous marls and laterally to lithothamnium limestone on paleohighs (Thomas, 1985).

At outcrops, the Tripoli formation contains a set of laminated and grey marls at the base which evolves progressively to an alternation of marls, diatomite layers and locally inclusions of marly limestone (Perrodon, 1957; Mansour et al., 1994).

4.2. Organic geochemical characteristics and paleo-environment

4.2.1. Organic richness (TOC)

Upper Cretaceous shales (Cenomanian to Campanian) have been sampled from outcrops along the northern and southern borders of the Chelif Basin (Fig. 1b). Except for the Relizane area, their organic carbon content is fair to excellent (Peters and Cassa, 1994) where TOC varies from 1.5 to 6.9 wt.% (Fig. 4 and Table 1). TOC values vary from 0.6 to 3 wt.% in the Relizane and Beni Chograne Mountains near the Tliouanet field to the South whereas in the Dahra Mountains it ranges from 1.2 to 8.2 wt.% (Table 1).

The grey marls of the Oligocene Numidian series in the Hellil area (well W9) are characterized by low to fair organic carbon content, with TOC values ranging from 0.5 to 0.9 wt.% and a mean value of 0.7 wt.%. In the Akboub zone, 5 km farther to the North, core samples from well W2 display weak organic carbon with TOC values around 0.5 wt.% (Table 1).

In the El-Biod area which is considered as the deepest zone towards the East and in the Belkheir area in the western part of the basin, the thick series of Middle Miocene blue marls have generally TOC values less than 0.5 wt.%.

Only a few decimetre-thick beds record values within a range of 0.5–1.5 wt.% at two different depth intervals, i.e. 1825 m–3980 m and 830 m–950 m (Fig. 5 and Table 1). Furthermore, in the Ain Zeft area the TOC values of middle Miocene marls are less than 0.5 wt.% (Fig. 6).

The Messinian well samples have been taken in the north-eastern (El-Biod and Ain Zeft) and south-western parts (Belkheir and Fornaka) of the Chelif basin (Fig. 1b) at depths varying from 500 m to 750 m. The surface samples have been taken from Upper Cretaceous and Messinian outcrops in the Dahra Mountains (Fig. 1).

Three different layers of Messinian sediments have been sampled. From base to top they are 1) grey to dark-grey marls, 2) dark-grey marls either belonging to the Tripoli formation or to its lateral marly equivalent and 3) gypsiferous and sulphur-rich dark-grey marls. The basal layer is characterized by TOCs ranging from 0.5% to 1.3% in the W5 well to East (Fig. 5 and Table 1), 0.5% at W3 (Fig. 6) and 0.8–1% at W14 to the West (Table 1). The dark-grey marls which are intercalated with diatomite (Tripoli formation) have low to good organic carbon content in well W3 (Fig. 6) where the TOC varies from 0.7 to 1.4%. In the Dahra Mountains, samples of the dark-grey marls record good richness with two TOC values of 1.4 and 2.3% (Table 1). They are most likely the equivalent lateral facies of the Tripoli formation. Finally, the sulphur-rich gypsiferous dark-grey marls (yellow colour and sulphur smell in the field observed by Sonatrach's partner CNPC, internal report) is characterized by TOCs ranging from 0.8 to 2.3% in the Ain Zeft area (Fig. 6) and 1.2–1.3% in the Dahra area (Fig. 1b and Table 1). Except for one sample, the grey marls at the base of the Messinian are organically lean compared with the gypsiferous and Tripoli formations (Table 1).

4.2.2. Paleo-environments and organic matter preservation

During the Upper Cretaceous and particularly during the Cenomanian–Turonian, a global rise of eustatic sea level occurred

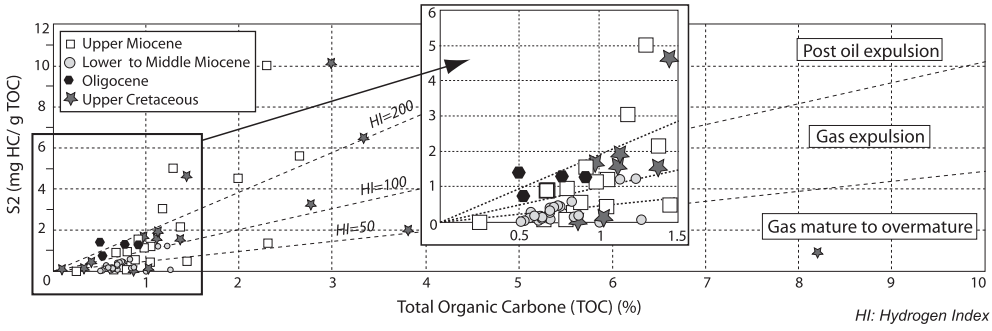


Figure 4. Maturity and expulsion indications: S2/TOC diagram of different source rocks.

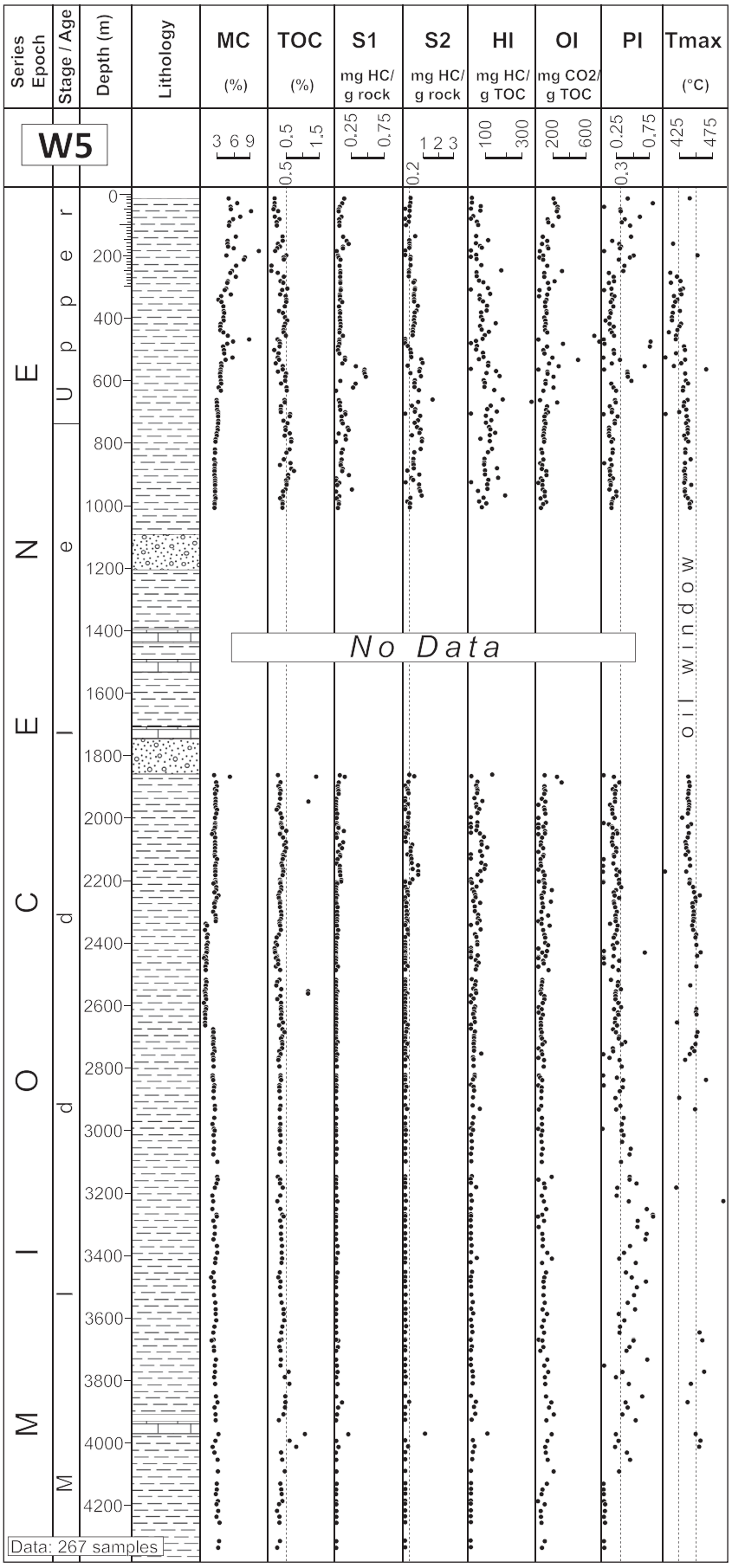


Figure 5. Geochemical log (Rock–Eval data) of the Miocene section (El Biod, Well W5).

resulting in a worldwide anoxic event coeval with the deposition of organic rich strata. This stratigraphic layer has already been studied in Northern Algeria (South-eastern Constantinois Basin) by Lüning et al. (2004). These authors defined a favourable depositional environment in terms of organic matter preservation. In the Chelif Basin, the facies of the sediments and the low OI recorded from the kerogen (less than 50 mg CO_2/g TOC) (Table 1) are also indicative of an anoxic environment.

During the Oligocene, the depositional environment was mainly controlled by the geometry of the Maghrebides – Apenninic flexural basin which was probably disconnected from the Atlantic Ocean where up-welling could have occurred and would have renewed the anoxic zones with minerals that are necessary for the preservation of the organic matter. As in the Maghrebian to Calabre/Peloritan Alpine thrust belt, the Oligocene Numidian series are made up of deep water turbidites or flysch including hemipelagic mudstones (Thomas et al., 2010). They are locally characterized by the presence of pyrite and anhydrite accounting for a locally restricted environment. This depositional environment is assigned to both the slope and basin floor environments within a deep marine setting (Wezel, 1969; Stow et al., 1999; Riahi et al., 2007; Thomas et al., 2010). The geochemical parameters (TOC and S2, Table 1) of the well samples from the Hellil (well W9) and Akboub areas (wells W1 and W2) show a lateral variation from a confined to an open environment.

In the El-Biod area, the OI of the Middle Miocene series is moderate in most samples with values generally ranging from 10 to 200 mg CO_2/g TOC and an average of 100 mg CO_2/g TOC. This area constitutes the main depocenter of the basin with more than 5000 m tick Neogene deposits. Based on the presence of pyrite in the grey marls, its depositional environment was probably a deep water and anoxic environment. Nevertheless, the organic matter should have been preserved from oxidation. However, close to the basin borders, the OI is higher ranging from 100 to 300 at Belkheir and 200–400 mg CO_2/g TOC at Ain Zeft (Fig. 6). This indicates an oxidation and thus a poor preservation of the organic matter as indicated in the graph and the picture of Figure 7 which is probably the main reason for the low HC potential of the analysed samples.

Basal Messinian marls (Fig. 2) are interbedded with thin diatomite layers in the so-called the Tripoli formation (Guido et al., 2007). This Messinian microflora has been studied by Mansour et al. (2008) in the SW Dahra Mountains whose planktonic neritic-oceanic species are more numerous than tychoplanktonic and benthic species. Generally, the planktonic organisms are abundant in the lower part of the section i.e. Early Messinian and their population decreases in the upper part (Late Messinian) to the benefit of tychoplanctonic or planktonic littoral species. This indicates a decrease of bathymetry from a deep marine environment with connection to the Atlantic ocean to an environment closer to littoral (Mansour et al., 2008). These deposits account for a deep marine environment coeval with the marine transgression characterized by the presence of glauconite. The lower part of this formation is characterized by a predominance of planktonic diatomites typical for cold water and thus indicating an upwelling of currents from the deep ocean (Mansour et al., 1994). This facies is also present in Sicily (Schaeffer et al., 1995) and represents a transitional facies between deep marine and evaporitic environment (Mansour et al., 1994).

Moreover, the preservation of laminated diatomites and the absence of burrows in the lower part are an indication of quiet and anoxic conditions (Mansour et al., 1994). These conditions could be favourable for preservation of organic matter (Mansour et al., 1994). The overlaying gypsiferous black marl unit is an indicator of a restricted environment coeval with a generalized regression and salinity crisis (Rouchy et al., 2007) demonstrated by the deposition of algae limestone (Rouchy, 1981) and the precipitation of gypsum.

Based on well observations, the upper part of the Messinian contains white anhydrite or gypsum intercalated with dark-grey marls in the major part of the Chelif basin. As in Sicily (Hardie and Eugster, 1971), the gypsum is presented as selenite facies resulting in primary crystallization from a hypersaline environment. The occurrence of intercalated black shales in the same environment is due to sea level and salinity fluctuations. An almost similar environment is described by Guido et al. (2007) in southern Italy (Calabria and Sicily). Such a hypersaline environment allowed a good protection of the organic matter from biodegradation and oxidation.

4.2.3. Type of organic matter

Biostratigraphic dating of the Upper Cretaceous source rock horizons (IFP-EN/Sonatrach unpublished data, Behar et al., 2006) have confirmed that the Upper Cretaceous organic carbon-rich strata are from the Cenomanian and Campanian. They were sampled in the northern and southern basin margins. The samples show a very low OI fluctuating from 5 to 60 mg CO_2/g TOC and a Hydrogen index (HI) varying from 110 to 480 mg HC/g TOC (Figs. 7 and 8; Table 1). The OI varies generally from 50 to 100 mg CO_2/g TOC. Although the HI/OI plot indicates a Type I organic matter, the HI/Tmax plot rather indicates a Type II marine kerogen mixed with Type III (continental) and/or Type I in few samples (Figs. 7 and 8). The same formation has also been studied in north-eastern Algeria by Lüning et al. (2004) who determined only Type II kerogen. Therefore, the Type I and Type III signatures are probably very limited in this formation. The majority of the samples are aligned along the Type I and/or Type II kerogen (Figs. 7 and 8) and only one sample plotted on the Type IV line (Fig. 8).

The Oligocene samples present an OI varying between 180 and 220 mg CO_2/g TOC and reach a maximum of 350 while the HI values vary from 50 to 92 mg HC/g TOC, positioned below the Type III line (Fig. 8). In the plot HI versus Tmax which is usually used to classify maturity and type of organic matter (Tissot and Welte, 1984; Espitalié, 1986), the samples are aligned along the Type II kerogen although one sample is located in the Type IV kerogen area (Fig. 7). Optical analysis using transmitted light on microscope reveals amorphous organic matter (Fig. 8) in all samples. This result is consistent with the HI/Tmax plot classification indicating a tendency for Type II kerogen.

The Middle Miocene marls of the El-Biod area show very low free hydrocarbons. The residual potential yields also a weak S2 less than 0.2 mg HC/g dry rock in most of the samples. At shallow depths, the HI remains very low even though the Tmax values are lower than 430 °C. HI varies globally from 20 to 80 mg HC/g TOC while OI varies from 10 to 200 mg CO_2/g TOC (Fig. 5). In the Ain Zeft area (well W3), TOC is less than 0.5% indicating that the pyrolysis parameters are not reliable (Fig. 6). In the HI/Tmax plot (Fig. 7), the majority of samples are positioned in the Type IV zone. The high concentration of oxygen is consistent with the optical analysis which reveals the presence of inert organic matter in the Middle Miocene sediments. Moreover, terrestrial material might have been transported by the rivers to the ocean where probably turbidite flows had been deposited in the deep marine environment, given the proximity of the hinterland to the deep basin.

As specified above, the Upper Miocene (Messinian) is composed of grey marls at the base, the Tripoli formation (alternation of thin layers of diatomite and dark-grey marls) and gypsiferous dark-grey marls at the top. The majority of samples show poor residual potential (S2 < 2.5 mg HC/g dry rock, Peters and Cassa, 1994) where the S2 varies from 0.7 to 1.5 mg HC/g dry rock (Table 1). Nevertheless, 4 samples have somewhat higher values varying from 3 to

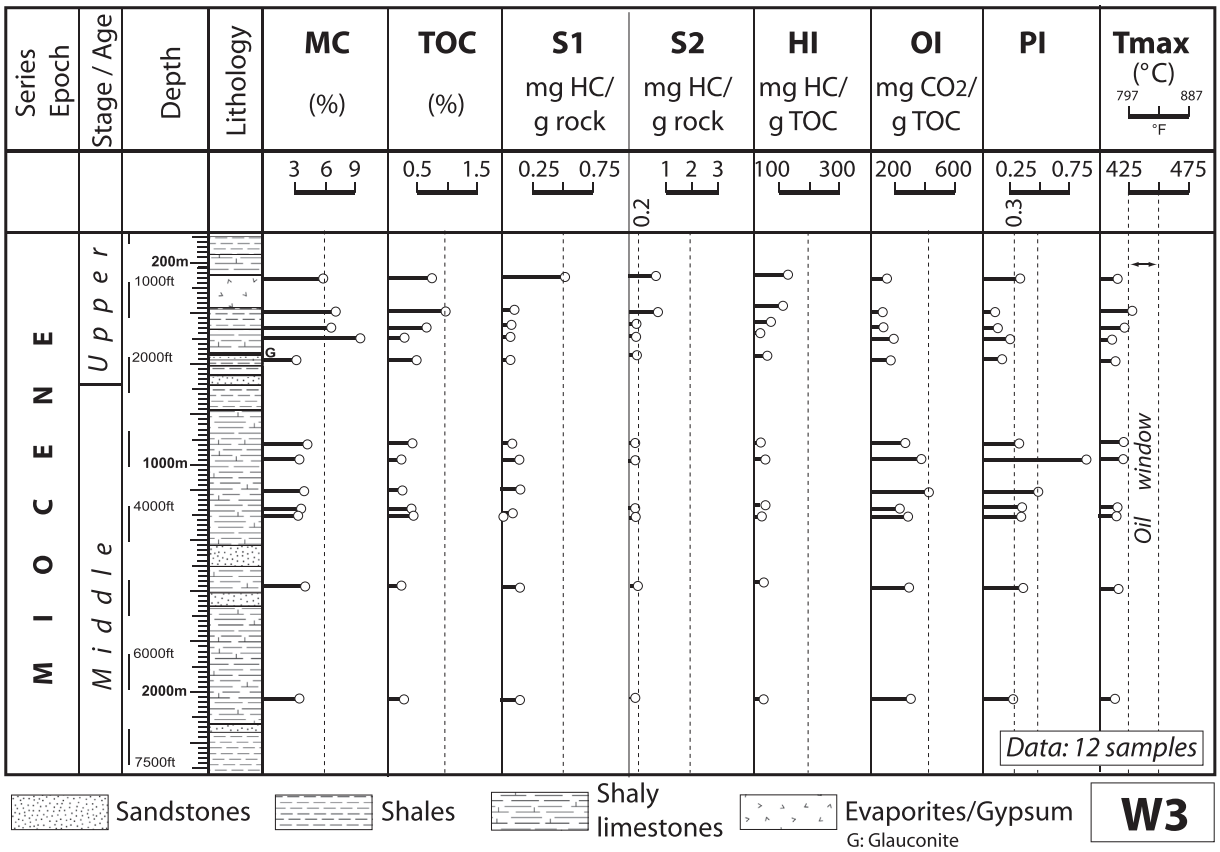


Figure 6. Geochemical log (Rock–Eval data) of the Miocene section (Ain Zeft field, Well W3).

10 mg HC/g dry rock. In the Ain Zeft area, only two samples display fair to excellent HC potential (HI = 211 and 566 mg HC/g TOC). The rest of the samples are characterized by relatively low HI, generally lower than 200 mg HC/g TOC.

Most samples from the El-Biod area (well W5) display a high OI (200–600 mg CO_2/g TOC) and a low to fair HI varying from 10 to 200 mg HC/g TOC and averaging 100 mg HC/g TOC (Fig. 5). However, at Fornaka (well W14) in the western part of the basin HI varies from 29 to 75 mg HC/g TOC between 830 m and 950 m depth and OI from 100 to 200 mg HC/g TOC (Table 1) which reflects a high proportion of oxygen in the organic matter.

In the HI vs Tmax diagram (Fig. 7), samples are outside the Type II kerogen area except for one sample which is characterized by a high petroleum potential of HI = 566 mg HC/g TOC. There are two distinct populations: the first is positioned in the oxidized and/or matrix retention zone and the second population is inside the Type III area. However, regarding the high potential recorded in some samples either along the southern border (Dahra outcrops) or in the Ain Zeft wells, the organic matter can be classified as Type II marine organic matter with contributions of terrestrial humic organic matter. The latter may be explained by the low values of HI at almost the same depths as the gypsiferous marls (Table 1).

Both basal grey marls and marls of the Tripoli formation may be classified geochemically as a mixture of Type II and III (Figs. 7 and 8) due to the proximity of mountains, as Chelif is a typical intramountain basin. Moreover, part of the organic matter might have remained in place and consequently been altered (Fig. 7).

Furthermore, the gypsiferous to anhydrite dark-grey marls of the top Messinian occurred in an evaporitic and restricted environment. In such an environment, the high sulphur content (>2%) and the geochemical characteristics of the rock extract (next chapter) argue for a Type II-S organic matter. Sulphur-rich source rocks are generally deposited in evaporitic and/or anoxic carbonate platform environments (Schaeffer et al., 1995; Di Primio and Horsfield, 1996). The equivalent formation has also been studied and described in southern Italy (Calabria and Sicily) by Schaeffer et al. (1995), where it has been classified as Type II-S (Orr, 1986; Eglinton et al., 1989).

4.2.4. Thermal maturity

Tmax and TAI (Thermal Alteration Index) can be used as indicators for maturity. In the Upper Cretaceous organic carbon-rich layers, Tmax varies regionally from 415° to 460 °C. Some outcrop samples display high residual potential with HI varying from 102 to 480 mg/g TOC and Tmax from 438 to 448 °C. However, at Mozaia near Akboub the organic matter is characterized by low HI values varying between 5 and 12 mg HC/TOC and very high Tmax values ranging from 574 to 599 °C (Table 1) corresponding to the dry gas window. The maturity of the Upper Cretaceous shale which is the deepest formation reached by the wells is less variable. The majority of the samples plot in the oil zone corresponding to a Tmax of 438–448 °C (Fig. 7). Some outcrop samples display high residual potential with HI values varying from 102 to 480 mg HC/g TOC and Tmax from 438 to 448 °C (Fig. 7 and Table 1). The evolution of TOC in the S2/TOC plot is partly due to the advanced thermal maturity where most samples reach the post oil expulsion state (Fig. 4).

In the Hellil area (central part of the basin), the Oligocene samples display Tmax values ranging from 432 to 440 °C at depths between 1584 m and 1966 m (Table 1). In contrast, in the Akboub area the recorded values are lower than 430 °C even at relatively great depths between 1751 m and 2012 m. The TAI (Thermal

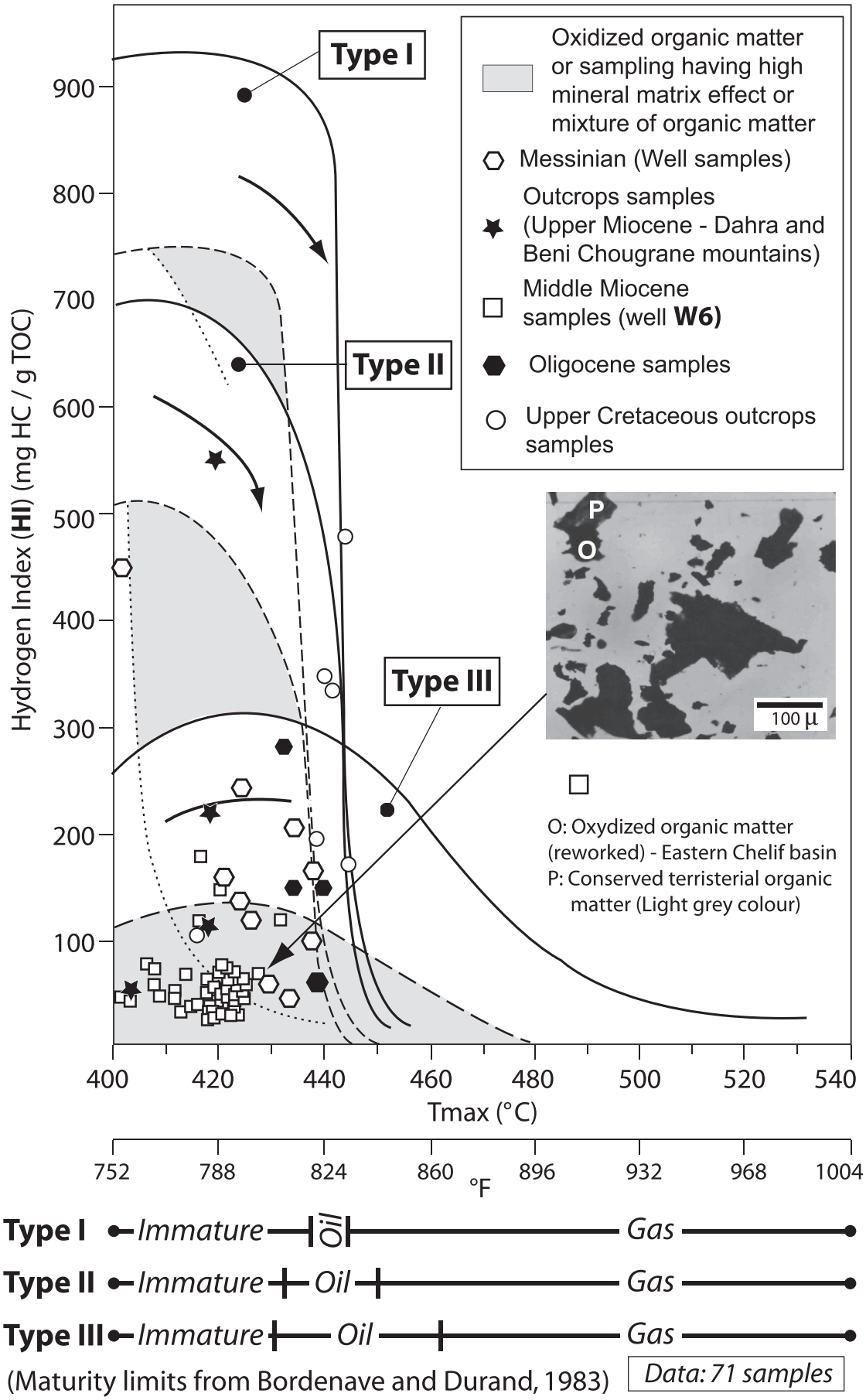


Figure 7. The Hydrogen index (HI) versus Tmax (maximum temperature pyrolysis) plot for Upper Cretaceous, Oligocene and Miocene samples from wells and outcrops.

Alteration Index) is about 1.5 which is an additional indication of an immature state (Table 1).

Burdigalian dark-grey marls were sampled in the Dahra outcrops. They have been found only along the basin borders and their presence in the deep basin area is unlikely. They are represented by two samples presenting a poor residual potential (eg. Peters and Cassa, 1994), with S2 values of 1 and 0.1 mg HC/g TOC which correspond to HI values of 7 and 12 mg HC/g TOC respectively. The sample of residual potential that is higher than S2 >0.2 mg HC/g TOC shows a Tmax of 574–600 °C (Table 1) which indicates late gas window.

A large number of Middle Miocene samples are from the W5 well in the El-Biod area (267 including Upper Miocene samples) that record mainly TOCs lower than 0.5% and S2 lower than 0.2 mg HC/g TOC (Fig. 5). Only three samples have reliable TOC, S2 and Tmax data positioned at depths of 2490 m, 3910 m and 3950 m. They show Tmax values of 439 °C, 451 °C and 454 °C. At Belkheir in the western part of the Chelif basin, Tmax values are ranging from 422 to 428 °C. The residual potential S2 is lower than 0.5 mg HC/g dry rock. These values do not fit the Tmax data (Table 1) in terms of maturity. Close to the northern border of the basin in the Noisy area, Tmax varies from 426 to 434 °C and TAI is about 1.5 with a weak petroleum potential of 0.4–0.5 mg HC/g dry rock (Table 1). The Middle Miocene series is characterized by low generative potential and is organically lean. It contains only a few thin organically rich layers. Except for the El-Biod area where few Tmax values are reliable, the same parameter is low elsewhere (<430 °C) most probably measured from deformed and/or flat S2 peaks (the actual pyrograms are no longer available). The low values are either due to the matrix effect for TOC <1% which is the case in the El-Biod well (W5) or due to oxidized organic matter as in Belkheir where OI varies from 100 to 300 mg CO_2/g TOC.

El-Biod is the deepest zone of the basin where the bottom of Middle Miocene marls have not been reached by any well with a maximum depth of 4300 m (Fig. 5). The organic matter samples that reached the oil window are found at about 2500 m but these values most likely reflect a frozen kitchen where the maximum burial is obviously larger. Samples in the gas window are found at 3900 m (Fig. 5). However, both in Noisy (well W15) or Belkheir (well W6) Tmax values are abnormally low corresponding to a weak residual potential of S2 < 0.7 mg HC/g dry rock (Table 1). Such values are indicators of unreliable S2 peaks which do not allow for accurate Tmax measurements by the pyrolyser. This is probably not only due to maturity but also due to matrix retention and alteration of the organic matter either during sedimentation or during storage, considering the high OI in some areas. However, in the case of a pure thermal effect (absence of any other physico-chemical effects) the transformation ratio TR (TR = initial HI − residual HI/initial HI) which can be considered as an efficient thermal indicator is estimated to be 80–90% (with an initial HI of 566 mg HC/g TOC) in both areas (Noisy and Belkheir) indicating condensate to gas window.

As presented in Figure 4, most samples of the organic-rich Messinian are located in the area of high maturity and hydrocarbon expulsion. However, except in the El-Biod (well W5) where Tmax values are 436–438 °C indicating an oil window the rest of the Messinian samples exhibit Tmax values lower than 430 °C (immature state, Fig. 7 and Table 1). In the W3 well the TAI confirms the low maturity. Moreover, most samples are aligned with a type III to mixed type II/III organic matter and some are found to be subjected either to oxidation during the sedimentation and/or during storage but also to matrix retention (Fig. 7). Only two samples from the Dahra Mountains (Table 1) may be mature considering the nature of the organic matter (Type II-S). They belong to the sulphur-rich gypsiferous marl which generates oil at lower Tmax (>420 °C) (Bordenave and Durand, 1993). Heavy

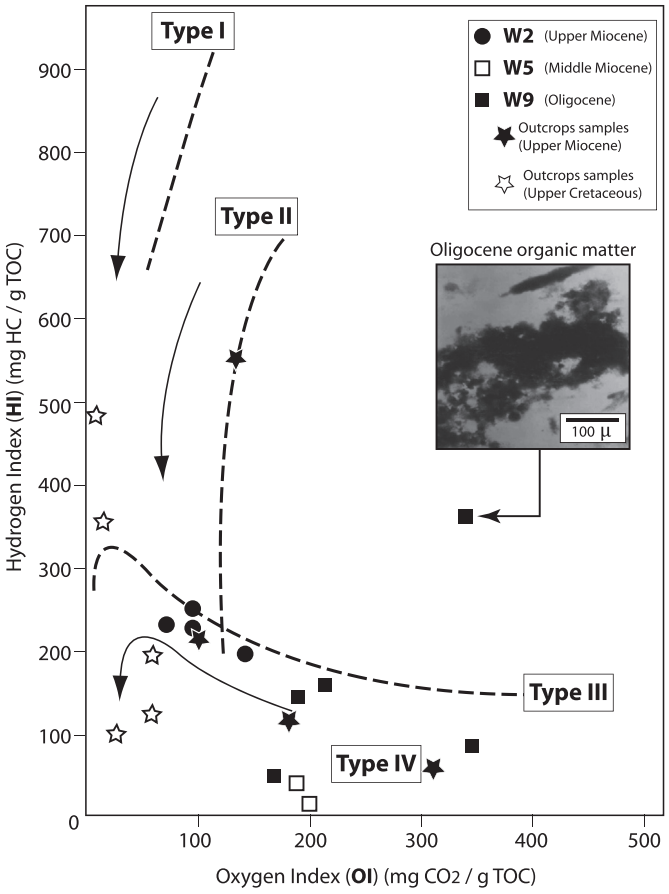


Figure 8. The Hydrogen index (HI) versus Oxygen index (OI) plot for Upper Cretaceous and Miocene samples from wells and outcrops.

sulphured oil seeps are observed in the same layer in the Ain Zeft area (small oil field). Sulphur-rich marine source rocks have been found to generate sulphur-rich heavy oils at low maturities (Orr, 1986; Di Primio and Horsfield, 1996; Lehne and Dieckmann, 2007).

4.3. *Effective source rocks and hydrocarbon potential*

As in the circum-Mediterranean or Tethyan Mesozoic margins and particularly in Northern Algeria, the Upper Cretaceous black shales (Cenomanian–Turonian and Campanian) represent excellent source rocks since they occurred during numerous global anoxic events (Lüning et al., 2004). They are characterized by fair to high residual potential and most samples are found to be at the onset of oil generation.

In the Chelif basin and its Tellian borders, most Messinian samples show good geochemical characteristics. The Messinian contains three organic-rich layers amongst which the dark-grey marls of the Tripoli formation and the gypsum marls. The former were deposited during a maximum flooding event (Zhang et al., 2009) after the maximum transgression of the Tripoli Sea while the latter were deposited in a confined and hypersaline environment. However, the entire stratigraphic level is found to be immature in a large part of the Chelif basin due to insufficient burial to reach the required temperature of oil generation. Nevertheless the Ain Zeft field is an indication of a generation of hydrocarbons from mainly gypsum marls which contain type II-S organic matter.

The Middle Miocene cannot be considered as a potential source rock because its organic-rich layers are thin and preservation of organic material is fair to low. Moreover, most samples present low

TOC values (Figs. 5 and 6). This is mainly due to dilution of the organic matter especially for the Middle Miocene because of the high sedimentation rates recorded in the deep part of the basin. The Oligocene dark grey marls have almost identical characteristics except in the Hellil area (well W9) where few samples present fair organic carbon content and relatively good residual potential.

Although the Burdigalian series presents fair to excellent organic carbon content, the limited number of samples and the absence of data related to the conservation of its organic matter prevent us to consider it as a principal source rock. Moreover, its regional distribution is restricted to the northern border of the basin.

4.4. Petroleum geochemistry

4.4.1. Liquid chromatography analysis (CPLC)

The normalized percentage of the aliphatic, aromatic and NSO fractions of each sample of rock extract and oil are plotted in a ternary diagram (Fig. 9). Four rock extracts from grey Oligocene marls that have been sampled in the western part of the basin (W9) are characterized by high content of aliphatic hydrocarbons varying between 55 and 70% whereas the proportion of aromatic and NSO compounds is rather low (30–45%). Two oil samples from Oligocene sandstones of the W1 well were also analysed and present different proportions of NSO and aliphatic hydrocarbons. The first sample shows 62% of aliphatic hydrocarbons, 15% of aromatics and 36% of NSO compounds. The second sample displays almost the same proportion of aromatics but a higher NSO content (54%) and less n-alkanes (45%) (Fig. 9). The Middle Miocene oil sample from the W4 well (El-Biod) contains 51% of HC saturates, only 9% of aromatics and 40% of NSO.

Three Messinian rock extracts are characterized by their higher aromatics and NSO content which could be an indication of low maturity.

Finally, two oils were sampled from Upper Miocene reservoirs at 198 and 350 m depth in the W3 well showing moderate proportions of aliphatic (42–50%), low aromatic hydrocarbons (3–5%) and higher NSO compounds (45–52%) (Fig. 9). Oils and rock extracts are most probably sourced from marine organic matter considering the lower proportions of aromatics.

4.4.2. Normal alkanes and isoprenoids (gas chromatography)

The Pristane/Phytane (isoprenoids) ratio Pr/Ph is often used as an indicator of redox conditions in the sediments but should be interpreted carefully due to the interference with other factors such as the origin and maturity of the organic matter (Waples and Machihara, 1991; Peters et al., 2005). According to several authors (Brooks et al., 1969; Didyk et al., 1978; Peters et al., 2005), Pr/Ph < 1 indicates reducing conditions, while 1 > Pr/Ph < 3 reflects oxic conditions. Ratios >3 are related to terrestrial sediments (Hunt, 1979). The $^{Pr}/_{nC17}$ – $^{Ph}/_{nC18}$ graph (Fig. 10, from Lumbach et al., 1975, in Chaouche, 1992) is used to define maturity and type of organic matter of the source rock that has generated the oils and extracts. They have been analysed by gas chromatography (GC).

Three rock extracts from Oligocene marls have been sampled from the W9 well in the Hellil area of the western part of the Chelif basin within the depth interval of 1584–1911 m. Two samples from 1693 m to 1911m depth yield values of PR/nC17 between 0.47 and 0.54 and Ph/nC18 between 0.44 and 0.51 (Fig. 10). These samples plot in the zone of sapropelic oil-prone kerogen (type I or type II) whereas the third sample from the same well at 1584 m depth shows higher PR/nC17 (0.62) and lower Ph/nC18 (0.34) that plot in the Type III zone (humic organic matter) (Fig. 10). In the W4 well (El-Biod area), a sample yielding Pr/nC17 and Ph/nC18 values of 0.64 and 0.61 is positioned in the sapropelic kerogen zone at lower

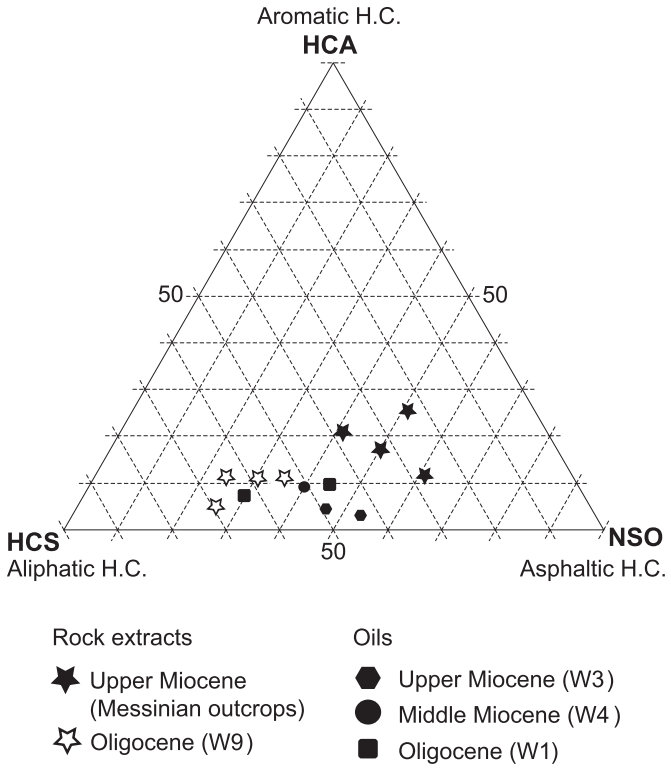


Figure 9. Ternary diagram showing the gross composition of crude oils and rock extracts: aromatic hydrocarbon, saturated hydrocarbons and resins & asphaltenes or NSO (Nitrogen, Sulphur and Oxygen) compounds (wt. %) for oils (from reservoir) and rock extracts (from source rock).

maturity (Fig. 10). Two other oil samples issued from Ain Zeft field (well W3) present a similar Pr/nC17 ratio of 0.33 and Ph/nC18 ratios of 0.42 and 0.53 (Fig. 10). While the sample of higher Ph/nC18 is plotting in the sapropelic kerogen zone, the second plots in the higher maturity zone but no conclusion can be drawn as to the origin of the organic matter (Fig. 10).

Along the southern border of the Chelif Basin in the Tliouanet field, numerous samples have been analysed with GC as part of an internal study conducted by IFP-EN and Sonatrach (Behar et al., 2006) of which we only show the most representative ones. The higher proportion of n-C14 to n-C21 in the chromatogram indicates a higher maturity of the oil (Fig. 11a). Alternatively, the regular decrease of the peak height of n-C30 to n-C19 is also an indication of a marine environment from which the oil has been generated. Its Pr/Ph value of 1.6 is an indication of a highly reduced environment (Fig. 11a). The rock extract shows the same n-alkane distribution in the chromatogram as the Tliouanet oil sample. There is a predominance of n-C15 to n-C21 components indicating relatively advanced maturity (Fig. 11 b).

The oil sample of Ain Zeft field (well W3) and the rock extract from the Messinian shales (outcrops) have also been analysed with gas chromatography (GC). The chromatograms yield a distribution of C15+ n-alkanes that can be used for correlation. The Ain Zeft oil sample displays a high concentration of C21–C35 with a predominance of even number n-alkanes and low Pr/Ph ratios (0.16) (Fig. 11c).

The chromatogram of the Messinian extract from outcropping gypsiferous marls shows a similar n-alkane distribution with a predominance of even number components and a low Pr/Ph ratio (0.5) (Fig. 11 d). Theoretically this is an indication of a source rock deposited in a highly reducing evaporitic environment. As for the oil sample, the n-alkane pattern shows a high proportion of long-

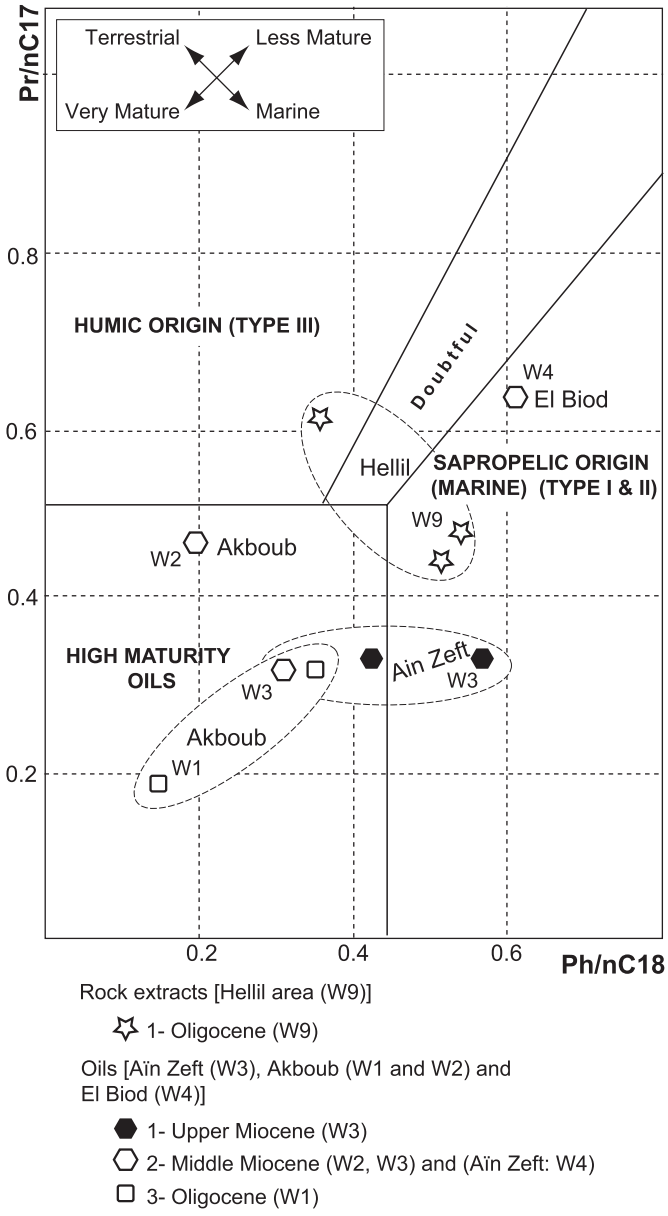


Figure 10. Plot of the phytane to n-C18 alkane (Ph/n-C18) versus pristine to n-C17 alkane (Pr/n-C17) (graph model from Lumbach et al., 1975, in Chaouche, 1992). Are represented samples of oils and rock extracts belonging to the Oligocene and Miocene formations.

chained saturates (C21–C35). The same chromatogram displays a high proportion of small peaks between the major n-alkanes peaks (Fig. 11d). According to Fingas (2010), these small peaks are called unresolved complex mixture or UCM. It is an aggregate of largely unresolved peak of alkane origin.

4.5. Thermal modelling

4.5.1. Input data

The basin modelling software used in this study is Genex4 (Beicip-Franlab, 1995). The geological model involves litho-stratigraphy, tectonics and geothermal history in relationship with the geodynamic evolution of the basin. Physico-chemical concepts and the required geological and geochemical data are used to reconstruct burial and thermal history of the basin, the maturity of source rocks and petroleum generation and expulsion (Tissot and Welte, 1984; Ungerer et al., 1990). Conversion of kerogen to hydrocarbons is driven by temperature and time-dependent kinetic cracking reactions (Tissot and Welte, 1984).

4.5.1.1. Geological data. The required data are geological ages, lithologies and depths of each formation including unconformities expressed as missing section. The first three parameters are issued directly from well data while the last one is assessed either by thermal indicators such as vitrinite reflectance, apatite or zircon fission track measurements or shale porosities.

The total depths for the W5 and W11 wells are 4350 m and 2650 m. The dominant lithology used in the two wells is marl while the other lithofacies vary from sandstones to limestones and partly evaporites for the Messinian strata.

The missing section of the upper part of the Messinian and Plio-Pleistocene in the W5 well is estimated to be 600 m from geometrical extrapolation using seismic profiles. The para-autochthonous Mesozoic and Paleogene strata which constitute the substratum of the Neogene basin are included in the modelling of well W11. Uncertainties related to the unconformities between Turonian and Oligocene and between Oligocene and Neogene sediments render the estimation of missing sections difficult. The erosion resulting from the Quaternary inversion is particularly important for the Miocene source rocks and therefore constitutes a major constraint to take into account. The burial amount in the studied wells is based on assumptions of the erosion during the upper part of the Upper Cretaceous and the Paleocene. It is calculated by extrapolating the thickness of neighbouring Tellian par-autochthonous units. Polvêche (1960) estimated the initial thickness of Paleogene series from outcrops in the Ouarsenis Mountains. The Paleocene is represented by marls and marly limestones with an average thickness of 100 m. It is overlain by Nummulitic limestones and black marls of Eocene age that vary in thickness from 50 to 150 m. The Oligocene is made up of thick series of black shales and alternating grey marls with thin layers of limestone with an average thickness of 500 m estimated from outcrops and wells.

In the absence of paleo-bathymetric data, water depth as well as sea-level variations through time were neglected in the modelling.

4.5.1.2. Geothermal context and boundary conditions. The thermal history of a sedimentary basin is governed by (1) basal heat flow from the asthenosphere, (2) the radiogenic heat produced in the crust and (3) thermal advection through regional water flow. The heat flow variation is governed by the nature of the lithosphere and its thickness variation as a function of the geodynamic setting. 1D thermal modelling in thrust belts remains a difficult task due to the spatial and temporal changes in the lithosphere and the evolution of the crustal architecture. Rifting and passive margin development are usually characterized by a relatively high thermal regime whereas orogenic paroxysms are likely to account for the development of a thicker crust. The latter also have a thick lithospheric root and most foreland flexural basins are instead characterized by relatively low heat flows. Alternatively, post-orogenic slab detachment and rise of an asthenospheric diapir beneath the offshore Algerian basin may have temporally restored an elevated heat flow in the vicinity of the Chelif Basin during its Upper Miocene peak of subsidence.

Another problem with 1D modelling is that they have difficulties to account for tectonic duplication. Before the Langhian, the Tellian allochthon records a completely different thermal evolution compared with the underthrust foreland. The two domains were ultimately superposed with only minor subsequent tectonic contraction.

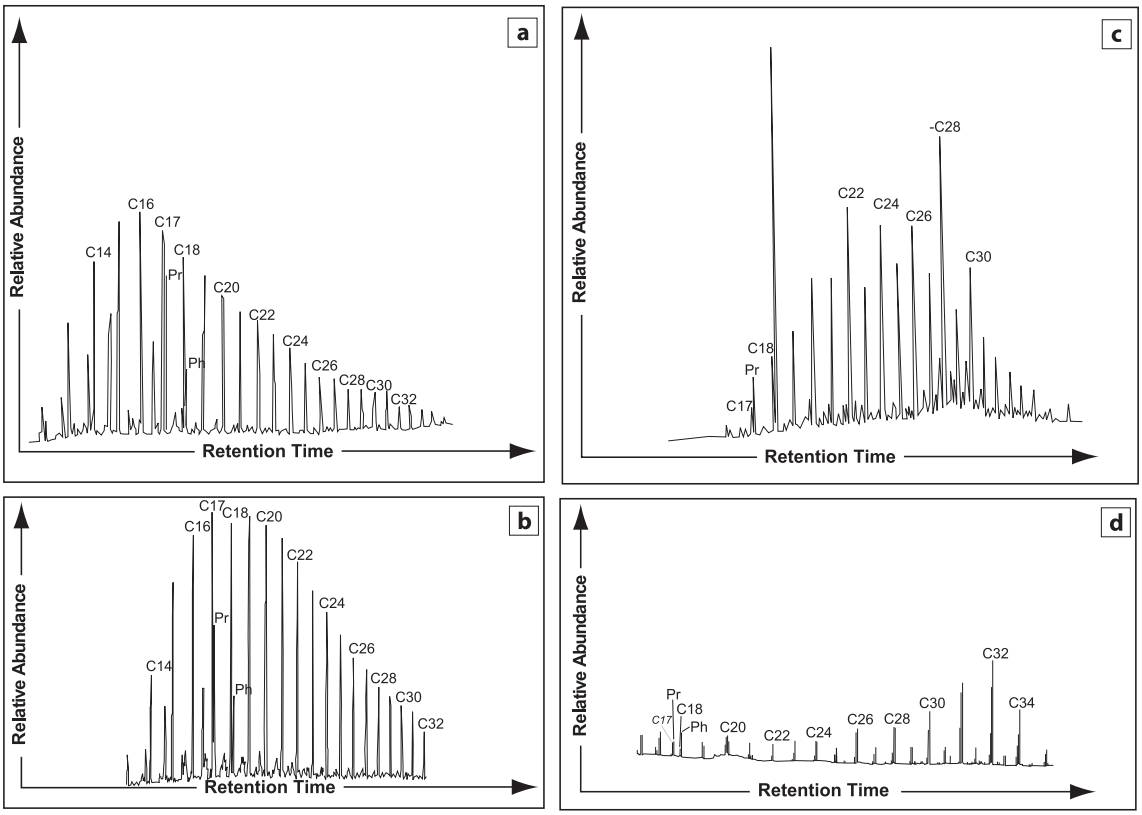


Figure 11. Gas chromatograms of saturated fractions showing the distributions of n-alkanes (nC14 + saturates) of selected rock extract and oil samples. (a) Oil fraction from Upper Miocene reservoir (Tliouanet field). (b) Upper Cretaceous hydrocarbon extract (Chelif basin). (c) Oil fraction from Upper Miocene reservoir (Well W3; Ain Zeft area). (d) Messinian hydrocarbon extract of Messinian gypsiferous marls exposed in the Ain Zeft outcrops.

Today, the North Algerian Tellian Atlas displays a normal crust with a thickness between 30 and 40 km (Marillier and Mueller, 1982; Thomas, 1985).

According to Louni-Hacini et al. (1995), Neogene volcanic activity produced calc-alkaline to shoshonitic andesites and dacites in the Sahel areas of Oran and M'Sirda and alkaline basalts in the Tafna valley. Seventeen new $^{40}K^{40}Ar$ ages (Louni-Hacini et al., 1995) indicate that these volcanics were emplaced during two distinct periods between 11.7 and 7.2 Ma and around 4 Ma. All andesites and dacites were emplaced during the first period and their trace element characteristics are typical of subduction- and/or collision-related magmatism. During the Late Pliocene and Quaternary, volcanic activity occurred in the Moroccan Middle Atlas and in the area of Oran in Algeria (Fig. 1a).

In the Tellian thrust belt, the heat flow increases rapidly towards the Mediterranean Sea. Its overall pattern is comparable with that measured in other Tertiary fold belts (Takherist and Lesquer, 1989). According to these authors, the present day heat flow varies from 80 mW/m^2 in the South to more than 100 mW/m^2 near the offshore.

Present day geothermal gradients have been calculated based on corrected BHT and DST temperatures from wells. They vary from 30 to 35 °C/km to more than 50 °C/km (Fig. 12). Two hotter zones are found. They are in the central part of the Chelif Basin, possibly due to the local occurrence of Neogene diapirs remobilizing the Triassic salt of the Tellian allochthon (Fig. 3) and in the coastal zone near the Gulf of Mostaganem in the vicinity of the neoformed Neogene oceanic lithosphere of the offshore Algerian Basin.

Regionally, the present day heat flow varies from 50 to 85 mW/m^2 (Fig. 13a). The heat flow model is variable through geological time in order to account for geodynamic processes. During the main episodes of tectonic contraction from Upper Cretaceous to Lower Miocene, the mean heat flow value is estimated to 50 mW/m^2 (Fig. 13a). However, we assume a higher heat flow in the deep parts of the Chelif basin due to volcanic activity since the onset of slab detachment and accelerated subsidence during the Tortonian–Messinian (Fenet, 1975; Bellon and Brousse, 1977; Aït Hamou, 1987; Maury et al., 2000) which is estimated at 90 mW/m^2 (Fig. 13a). Finally, present day heat flow has been determined from the geothermal gradient and thermal conductivities of the sediments. Despite a decrease due to the Quaternary tectonic inversion and probable lithospheric thermal cooling it is still high, particularly in the deep parts of the Chelif basin. The reverse shift of heat flow between bottom basement and bottom sediments during the Miocene and Plio-Pleistocene time (Fig. 13a) is most likely due to the blanketing effect caused by high sedimentation rates (Fig. 13b).

4.5.1.3. Geochemical input data. Simulating the generation of hydrocarbons from organic matter requires measurements of organic richness, thickness, type and maturity of the organic rich layers. In the W5 well (El-Biod) from the eastern part of the Chelif Basin, two source rocks are considered for the simulation: the Middle Miocene organic-rich layers and the Messinian shales. Initial TOCs of 2% and 4% are attributed respectively to these horizons. The Tmax data are used for maturity calibration. Bulk kinetic parameters of a standard Type II organic matter have been used for the simulation. Since a Type II-S kinetics is not implemented in the software, the default standard Type II is also used for the gypsiferous Messinian formation.

In well W11 which is located in the Tahamda area in the western part of the basin, two principal source rocks were considered: Cenomanian and Messinian shales with 8% and 4% TOC

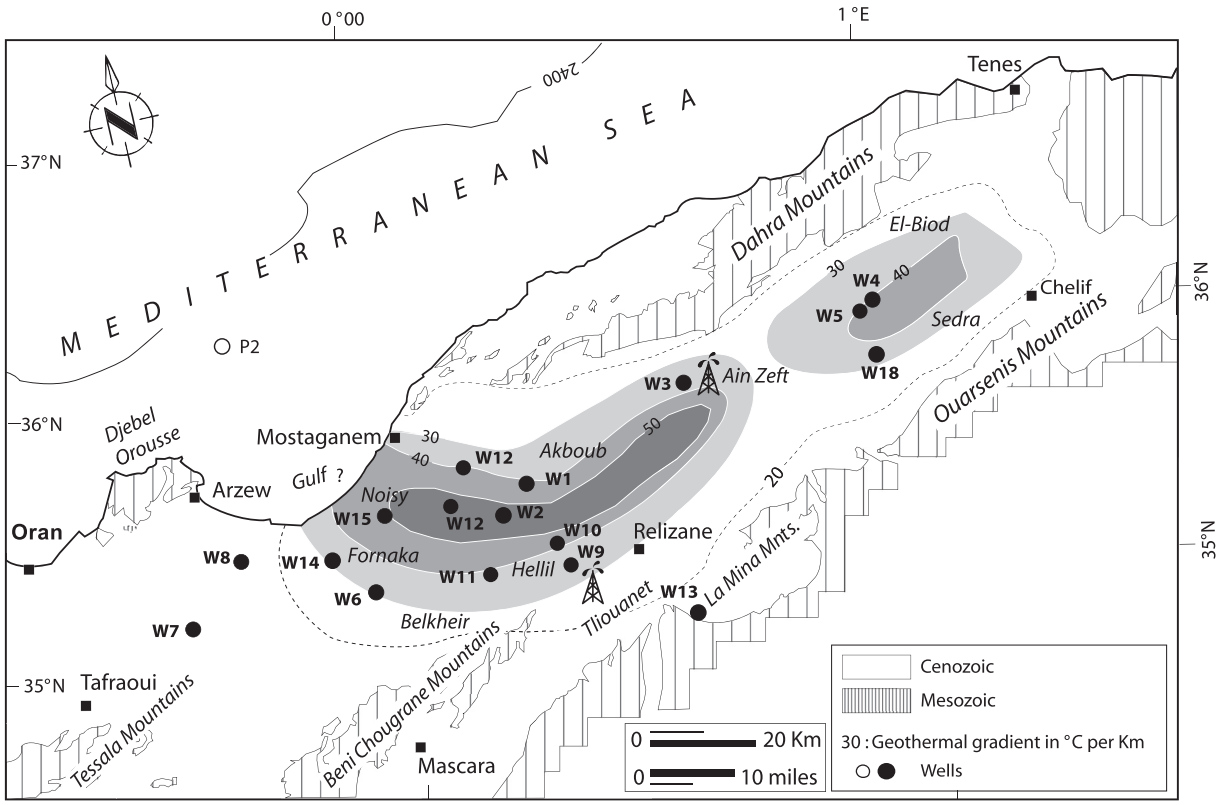


Figure 12. Regional geothermal gradients map (GG) (°C/Km).

respectively. The Langhian and Oligocene series are also included as secondary sources with only 1.5% and 2% TOC. It should be noted that the geochemical data used for this well are mean values based on data from neighbouring wells and outcrops.

4.5.2. Simulation results

4.5.2.1. Burial history. In the western area (well W11), the sedimentation rate recorded during the Upper Cretaceous–Eocene period is 30 m/Ma (Fig. 13b). However, during the Miocene this parameter reached 80 m/Ma which is related to the transtensional evolution of the basin (Fig. 13b).

In the eastern part of the study area, the Neogene series of the Chelif Basin were deposited on top of the Oligocene and Cretaceous Tellian allochthon (Figs. 2 and 3). In the Tellian allochthonous units underlying the post-nappes Neogene series around the basin borders, the Late Oligocene and Burdigalian series are still characterized by deep water turbidites and only minor erosion has occurred in this formerly basinal domain until the onset of tectonic uplift and basin inversion.

During the development of the Middle Miocene syn-compressional piggyback basin (Langhian–Serravallian), the sedimentation rate was very high with 1000 m/Ma resulting in maximum subsidence particularly in the eastern part of the Chelif Basin (Fig. 14a). During the subsequent transtensional opening of the thrust-top pull-apart basin (Tortonian–Messinian), the sedimentation averaged only 100 m/Ma (Fig. 14a). Therefore, the Upper Miocene subsidence represents only 10% of the Middle Miocene subsidence. Because of renewed transpressional foreland inversion in post-Miocene times, the sedimentation rate was less than 100 m/Ma (Fig. 14a) in the relict depocenters when most of the basin was affected by inversion-related uplift and erosion.

4.5.2.2. Hydrocarbon generation and expulsion histories. 1D thermal modelling has been conducted along well W5 in the El-Biod area and along well W11 farther west (Fig. 1b). In the western area (Tahamda), W11 shows that only Upper Cretaceous shales reached the oil generation window 12 Ma ago (Fig. 13a). Oil expulsion was reached since 8 Ma (Fig. 13b) with a maximum expelled oil of 0.8 mg HC/g dry rock (Fig. 13c). However, the Messinian organic rich formations that constitute the second source rock do not reach the oil generation state (Fig. 13b). All Messinian source rocks were modelled using standard Type II kinetics because no Type II-S kinetics were available to model correctly the gypsum marl layer.

In the W5 well, only Middle Miocene organic-rich layers reached the oil generation window and expulsion phase. Oil generation from these layers occurred between 12 and 10 Ma at 4000–4300 m burial depth whilst gas was generated between 6 and 1.5 Ma corresponding to a burial of 4300–5100 m (Fig. 14a). The onset of oil and associated gas expulsion occurred during Tortonian and Messinian times (8-5 Ma). The condensate and associated gas expulsion happened during the Quaternary (Fig. 14b).

The thermal calibration of the present day heat flow model is established using the corrected bottom-hole temperatures (BHT) in the well, while all maturity values are based on Tmax and converted to vitrinite reflectance equivalence (eg. Espitalié, 1986) (Fig. 14c).

The formation of structural traps is related to the Quaternary inversion thus post-dating the Messinian episode of maximum oil expulsion. Nevertheless, a certain amount of hydrocarbons is expelled (Figs. 13c and 14b) after this period. In the W14 well, the Messinian source rock did not reach the hydrocarbon generation window because of an insufficient burial depth (<1000 m, Fig. 13b). However, the gypsum marls of the same formation could have generated commercial amounts of oil at lower temperatures

(<60 °C) in deeper areas. A kinetic model of this organic matter would be required in order to confirm such a scenario.

The Upper Cretaceous series are considered as the main source rock accounting for the oil occurrence in the Upper Miocene reservoir in Tliouanet. They are probably also the source of the gas and oil shows documented elsewhere in the Chelif Basin (Fig. 1b). The Middle Miocene series displays some HC potential in the El-Biod area where the Miocene reservoirs might have been sourced from as indicated by hydrocarbon shows (Fig. 1b).

5. Discussion

5.1. Thermal evolution of the defined source rocks

In addition to an overall high thermal regime, deep burial might have occurred over the entire basin even near its present borders. Despite the uncertainty of Tmax data in most of the Miocene samples, the low residual potential of a number of samples indicates a high thermal maturity of the organically rich strata caused by significant burial under a thick sedimentary cover in the deep basin.

The very high maturity recorded in the Burdigalian samples (Tmax = 574 °C) and high transformation ratios of the organic-rich Messinian strata (TR = 50–80%) from outcrops require a paleo-burial of at least 1500 to over 2500 m in the currently exhumed areas if we apply the regional geothermal gradients varying from 30 to 45 °C/km throughout the Neogene.

Both at the northern and southern borders, the thermal maturity of Upper Cretaceous samples measured by Tmax varies laterally from an immature state to the onset of oil generation. Although spatial heat flow fluctuation could have occurred, the regional thermal maturity depends mainly on subsidence variations in response to local tectonic activity. This created either burial or a sedimentary hiatus during pre-kinematic and syn-kinematic periods. Apart from Late Cretaceous to Eocene inversion episodes affecting the Atlas foreland and the Early Miocene thin-skinned tectonics operating in the Tell (Roure et al., 2012), the Quaternary inversion phase is most critical for the petroleum systems since thick Upper Miocene and Pliocene series were eroded over a large area in the Chelif basin. Up to 1000 m of Mio-Pliocene series have been eroded as estimated from geometrical extrapolation and 1D thermal modelling in the deeper part of the basin (Fig. 14a).

Using outcrop-based geometrical extrapolations of Late Cretaceous and Paleogene missing sections (Polvêche, 1960) and applying the previously defined heat flow model (Fig. 13a), Upper Cretaceous source rocks in the Dahra and Ouarsenis Mountains near the Tliouanet field reached their present day maturity already at Eocene times. These areas do not record an important Neogene burial since the Tellian inversion (Upper Eocene).

5.2. Oil to source rock correlation

In the Ain Zeft area near the northern border of the Chelif Basin, the chemical characteristics of most of the oil and rock extracts reveal that their source rock was deposited in a hypersaline and confined environment. This is consistent with the overall lithofacies description. In addition, the HI of 440 and 566 mg HC/g TOC recorded in the Messinian samples clearly indicates a Type II kerogen. Furthermore, the rapid decrease of the residual potential in the shale samples of the same well or outcrop site (Table 1) is an indication of an early hydrocarbon generation at low Tmax (<430 °C) or temperature (<60 °C). Moreover, there is a good correlation between the basal Tortonian oil and Messinian rock extracts in terms of n-alkane distribution (high proportion of heavy compounds) and low maturity of the samples. The high sulphur content (>2%) and low oil density (26° API) indicate a sulphur-rich and less mature original organic matter as is actually found in the Messinian source rock. The oil samples of the Ain Zeft field were most likely generated by the Messinian shale.

The results of the gas chromatography show that rock extracts of Upper Cretaceous source rocks and oils from the Tliouanet field originated from a Type II marine kerogen and that they are very mature. Moreover, their n-alkane distributions are very similar. The Tmax and TR values indicate that the maturity of the Upper Cretaceous series varies regionally from onset of oil generation to gas window on the southern border of the basin (Fig. 7 and Table 1). The organic matter is also defined as Type II according to Rock–Eval pyrolysis measurements. Furthermore, because of the weak HC potential of the Middle Miocene and Oligocene marls outside the Hellil area and the nature and lower maturity of the Upper Miocene organic matter, the oils of the Tliouanet field were most likely generated and migrated from the Upper Cretaceous source rocks. However, this chemical correlation should be completed by GC–MS biomarker analysis and isotopic data.

According to their geochemical signature, the Tliouanet oils produced from Tortonian reservoirs are quite similar to the oils of the Oued Gueterini field farther east in the Hodna Basin (Fig. 1a). They have strong affinities to extracts from Upper Cretaceous source rocks. These oils were probably generated from a deeper structural unit followed by dismigration from the subthrust para-autochthonous units or underthrust foreland. This interpretation is favoured by the geometry of the Chelif Basin and the location of its main border fault (Fig. 3) This is analogous to Jurassic-sourced oils found in the Neogene reservoirs of the Vienna Basin in Austria (Seifert, 1996) which were actually generated in the lower plate thus accounting for subsequent vertical migration across the sole thrust.

Based on geochemical characteristics, the encountered oil shows from the Oligocene and Miocene formation are indicative of deep source rocks belonging either to Upper Cretaceous or to Oligocene organic carbon rich strata.

5.3. Petroleum system analysis

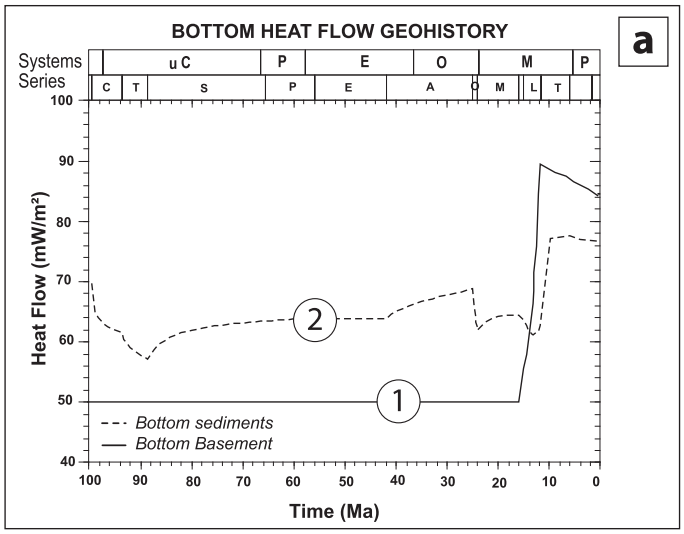
5.3.1. Petroleum system elements

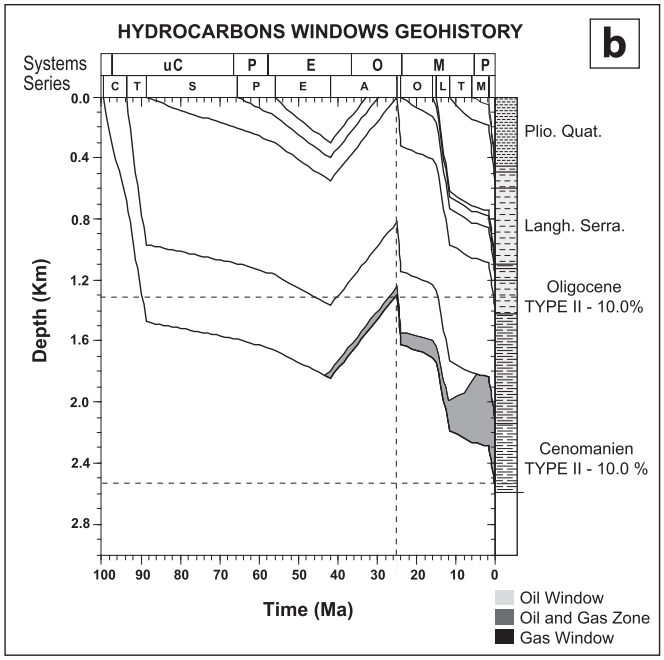
The presence of hydrocarbons in the Chelif Basin demonstrates that geological elements are favourable for the existence of an efficient petroleum system (Fig. 2).

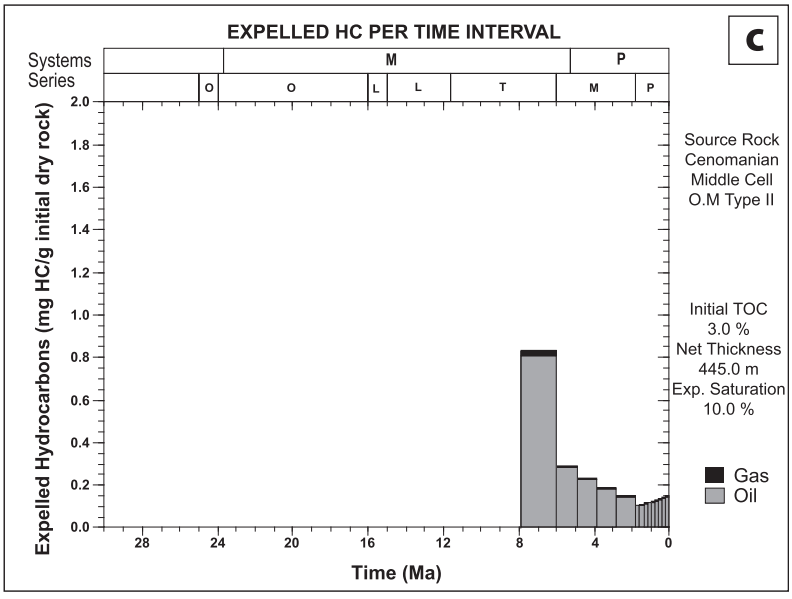
The Tortonian sandstone reservoir presents good characteristics. It is oil bearing in the Tliouanet field while the Middle Miocene reservoirs record oil and gas shows in a large number of wells (Fig. 1b). Despite their limited extension, these reservoirs are well defined in areas such as Ain Zeft and El-Biod (Figs. 5 and 6). They have been studied by Zhang et al. (2009) and Zhang and Jiang (2011) and are generally derived from turbiditic systems (Zhang and Jiang, 2011) whose sandstone bodies are however difficult to predict.

The Eocene compression and thrusting during Lower to Middle Miocene times might have created structural traps in the allochtonous substratum of the Neogene basin. Due to the lateral change of facies (Fig. 2), stratigraphic traps may also exist in the basin and particularly near the basin borders either in the Upper Miocene or in the Middle Miocene series.

Although early anticlines might have already developed in the Tellian allochthon during the Langhian episode of thin-skinned tectonic movements and thrusting especially near the basin borders, the main structural traps formed during the Pliocene episode of transpression resulting in NNW-SSE structural trends (Philip and Thomas, 1977; Philip and Meghraoui, 1983). NE–SW trending (*en-echelon* folds) and fault-related folds were still active during the


BOTTOM HEAT FLOW GEOHISTORY
a
Systems
Series
uC
P
E
O
M
P
C
T
S
P
E
A
O
M
L
T
Heat Flow (mW/m²)
100
90
80
70
60
50
40
2
1
Bottom sediments
Bottom Basement
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
Time (Ma)


HYDROCARBONS WINDOWS GEOHISTORY
b
Systems
Series
uC
P
E
O
M
P
C
T
S
P
E
A
O
L
T
M
Depth (Km)
0.0
0.4
0.8
1.2
1.6
2.0
2.4
2.8
Plio. Quat.
Langh. Serra.
Oligocene
TYPE II - 10.0%
Cenomanien
TYPE II - 10.0 %
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
Time (Ma)
Oil Window
Oil and Gas Zone
Gas Window


EXPELLED HC PER TIME INTERVAL
c
Systems
Series
M
P
O
O
L
L
T
M
P
Expelled Hydrocarbons (mg HC/g initial dry rock)
2.0
1.8
1.6
1.4
1.2
1.0
0.8
0.6
0.4
0.2
0.0
Source Rock
Cenomanian
Middle Cell
O.M Type II
Initial TOC
3.0 %
Net Thickness
445.0 m
Exp. Saturation
10.0 %
Gas
Oil
28 24 20 16 12 8 4 0
Time (Ma)

Quaternary (Philip and Meghraoui, 1983; Meghraoui et al., 1986; Meghraoui and Pondrelli, 2012; Derder et al., 2013).

Recent tectonics created structural traps such as the Sedra anticline in the eastern part of the basin. This can be shown on a geological section by the folding of the Pliocene and the erosion of the Quaternary and parts of the Pliocene (Fig. 16).

The oil accumulation in the Tliouanet and Ain Zeft fields and the recorded hydrocarbon shows in Upper Miocene reservoirs indicate a recent charge derived from dismigration from deeper accumulations through faults and also probably by light oil and gas diffusion. In contrast to Miocene reservoirs which are generally overlain by good seals (thick marls and gypsiferous marls), Pliocene reservoirs carry a high risk in terms of seal capacity and hydrocarbon preservation even in the presence of shales in their seal.

5.3.2. Potential petroleum systems

5.3.2.1. Upper Cretaceous (source rocks)/Miocene reservoirs. In the Tellian allochthon, the Upper Cretaceous (Cenomanian to Campanian) source rocks subcrop below the southern Tliouanet and northern Ain Zeft fields. During basin extension in Tortonian–Messinian times, the Neogene series rest almost directly on the sole thrust of the Tellian allochthon in the central part of the basin. Here, coeval Upper Cretaceous source rocks are more likely to be found at depths appropriate for HC generation in the underthrust foreland and parautochthonous subthrust prospects.

Regionally, the hydrocarbon potential depends on the existence of both reservoirs and kitchen zones. In spite of the presence of a thick Miocene sandstone reservoir unit (200 m) in the Djebel Djira area which belongs to Zone A in the western part of the Chelif basin (Fig. 15), there is no petroleum perspective because of the absence of kitchen zones.

In contrast, zone B is most prospective because of the presence of Tortonian/Messinian reservoirs (TSR and MSR) as well as Upper Cretaceous and Upper Miocene source rocks (Fig. 15). However, as far as exploration results are concerned, wells are mainly dry with only hydrocarbon shows except for the Tliouanet oil field. The principal negative petroleum systems aspects in the Neogene sedimentary infill of the Chelif basin are the fact that reservoirs are missing in a large number of wells and that timing of hydrocarbon migration precedes trap formation. In the Akboub and Hellil areas, the presence of light oil indicates a higher maturity than the rock extracts of the nearby source intervals which require the occurrence of a deeper kitchen and long range lateral and vertical migration. This most likely occurred from the underthrust units towards the Neogene pull-apart either from the deepest parts of the pull-apart basin or from the lower plate using the main border faults of the basin to.

The Zone C consists of two different sub-zones in terms of prospectivity and geology (Fig. 15). The eastern sub-zone is the deepest part of the basin characterized by high sedimentation rates varying from 100 to 1000 m/Ma during the Miocene. Such high sedimentation rates may have caused dilution of the organic matter. Moreover, the geochemical parameters and optical analysis indicate insufficient preservation and alteration of the organic matter in most samples. Furthermore, oil and gas shows recorded from Middle Miocene sands in the W5 well and the small oil accumulation tested from the basal Tortonian reservoir of Sedra (well W18) are either an indication of the generation from deep source rocks such as the Upper Cretaceous or of a re-migration from reservoirs belonging to the substratum (para-autochtonous and allochthonous sediments) near the basin borders (Fig. 3). Such subthrust prospects would clearly constitute the most attractive targets for oil exploration but they have never been tested beneath the southern part of the Chelif Basin. Analogues for this play are the Monte Alpi and Tempa Rosa play-types of the Southern Apennines (Casero et al., 1991). Despite the presence of reservoirs and source rocks, the most critical element remains the relative timing of trap formation and hydrocarbon charge. This is the case for Pliocene and Quaternary structures such as the Sedra structure where only small oil volumes were produced during tests of the Tortonian reservoir at 1122 m depth (Fig. 16).

The northern part of zone C which includes the Ain Zeft oil field and neighbouring areas is more prospective than the southern part. In addition to the sulphur-rich oils which are originating mainly from Messinian gypsiferous dark-grey marls, light oil (unpublished internal work by Sonatrach) is also present in the Upper Miocene reservoirs and might originate from either Upper Cretaceous source rocks or from organic carbon rich Oligocene black shale layers.

The basin modelling results show that both types of source rock (Upper Cretaceous and Middle Miocene) expelled large amounts of oil during the Tortonian. In contrast, during the Pliocene mainly gas has been expelled into the Upper Miocene reservoirs, particularly from Upper Cretaceous source rock in the eastern area due to its deeper burial.

5.3.2.2. Messinian source rocks/Upper Miocene reservoirs. The Messinian source rocks extend along the central part of the basin in the Dahra Mountains and in the Ain Zeft area (Table 1). To be effective, this petroleum system would require:

(1) upward migration to Tortonian sandstones and the presence of a Pliocene structure such as Ain Zeft (W3); (2) the presence of a stratigraphic trap which could be formed by an imbrication between the organic-rich layers of the Tripoli formation, gypsiferous black marls and Messinian algal limestones; (3) the presence of a siliciclastic reservoir within the Messinian strata itself and relatively old (at least Pliocene) structures. The third case is verified in the southern Ain Zeft area by the well W17 which discovered a small oil accumulation in Messinian sandstone reservoirs. This oil had been analysed by gas chromatography and is interpreted as originating from an organic matter deposited in a hypersaline environment with a sulphur content of 2.78% (Ten Haven, 1992).

The thickness of the Pliocene to Lower Quaternary sediments is critical for reaching the required temperature of hydrocarbon generation (>60 °C, eg. Peters and Cassa, 1994) and for expelling sufficient quantities of hydrocarbons from Messinian source rocks. This threshold temperature corresponds to 1500 m burial when considering a normal geothermal gradient. Despite a thick Pliocene series (500 à 1000 m) (Fig. 2) in the Fornaka and Belkheir areas which could host both reservoirs and seals, it will be a challenge to trap any commercial hydrocarbons in this play because of the absence of potential source rocks. This is particularly true in the Western area (zone A). Elsewhere, the Pliocene series are thinner ranging from 0 to 50 m mainly due to the Quaternary erosion which is clearly insufficient to expect any efficient reservoir-seal system.

6. Conclusions

Despite the Tortonian–Messinian extension, Upper Cretaceous series are still well preserved in the allochthon beneath the Chelif Basin. In outcrops, the Upper Cretaceous (Cenomanian to

Figure 13. (a) is the heat flow model at (1) the base of the crust and at (2) the base of sediments which is considered as variable regarding the geodynamic and thermal constraints (Well W11) (b) Graph of the burial and hydrocarbon generation histories of the Upper Cretaceous source rock in the Well W11 (Tahamda). (c) Graph of amounts of expelled oil and gas (in mg HC/g dry rock) from the Upper Cretaceous source rock.

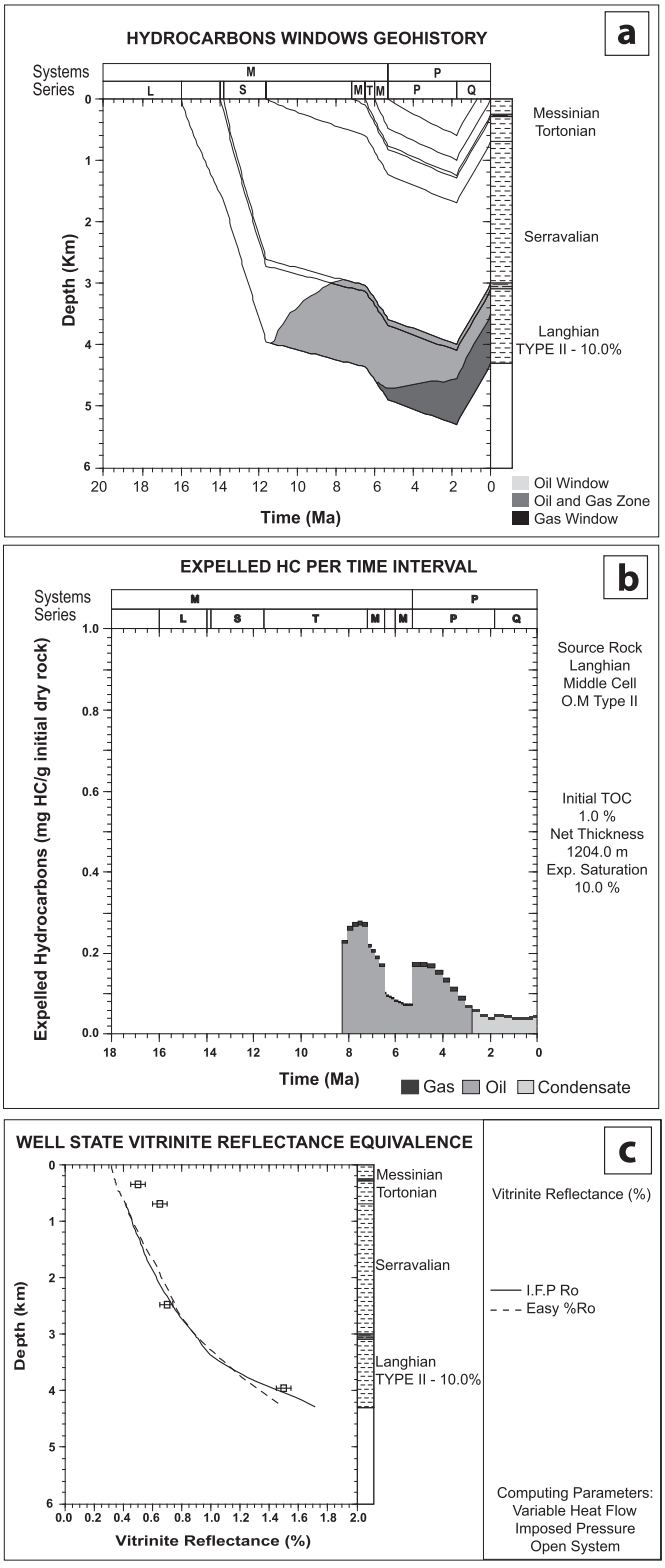


Figure 14. (a) Burial and hydrocarbon generation histories from the Middle Miocene rich layers considered as secondary source rock (Well W5). (b) Graph presenting amounts of expelled oil and gas (in mg HC/g dry rock) per time interval, from the Middle Miocene organically rich layers. (c) Graph of vitrinite reflectance equivalence (VReq) versus depth indicating a calibration between the calculated and measured values.

Campanian) source rocks of the Tellian allochthon are frequently made up of discontinuous patches reworked in tectonic melanges along the sole thrust or of shallow erosional remnants between the main Neogene depocenters and the frontal Tellian thrust. The occurrence of oil with a geochemical footprint of Upper Cretaceous source rocks in the Tliouanet field near the main border fault of the Chelif Basin suggests a dismigration from the subthrust foreland or the parautochthonous structures which formed during the Plio-Pleistocene episode of transpression. This makes the subthrust play a potential target. The main exploration risk is the possible erosion of Cretaceous platform carbonate reservoirs and Albian sands of subthrust prospects prior to the development of the Neogene foreland flexure and deposition of deep water seals due to Late Cretaceous to Eocene foreland inversion (Roure et al., 2012).

The Oligocene Numidian series display locally high organic carbon content in Sicily and Tunisia where they are known to account for effective petroleum systems (El Euchi et al., 2004; Granath and Casero, 2004). Despite the fact that only hydrocarbon shows have been recorded in Oligocene Numidian sandstones in Northern Algeria (eastern Tellian domain), the Oligocene series of the Tellian allochthon in the vicinity of the Chelif Basin show the same overall characteristics and could still constitute a target for petroleum exploration. In the basin itself, only few samples of black marls from the W9 well show fair organic carbon content and fair residual potential at the onset of oil generation.

Despite a significant thickness of Middle Miocene grey marls (av. 2000 to >4000 m), only thin layers are found to be organic-matter rich with a fair to low generative potential within a limited area. This is due in part to the conditions of preservation and probably also of sample storage since many wells were drilled during the 1950s. Furthermore, the low HC potential may also be due to dilution especially in the deepest part of the basin which likely induces a matrix effect during pyrolysis. In addition, optical analysis and Rock–Eval parameters show that there is an effect of oxidation.

In contrast, the basal grey marls, the Tripoli formation and the gypsiferous dark-grey marls of Messinian age have all good geochemical characteristics. According to their transformation ratios, thermal maturity varies regionally from an immature state near the basin borders (Ain Zeft and northern Ouarsenis Mountains) to oil generation (TR = 80%) in Fornaka to the West. However, the kitchen zones of Messinian source rocks may be very limited in area. Such zones exist in the eastern Akboub area, southern Ain Zeft and in El-Biod where the cumulative thickness of the Messinian and Pliocene series reaches an average of 1500 m. In the eastern area (well W5), the 1D basin modelling suggests that the timing of oil generation from the Middle Miocene organic-carbon rich layers which can be considered as a secondary source occurred mainly during the Upper Miocene, and the timing of gas generation from Pliocene to present day. Oil expulsion began at 8 Ma and lasted until 4 Ma. From 5 Ma to present, mainly condensate and gas expulsion occurred. In the western part of the Chelif Basin, the modelling of the W11 well indicates a timing of oil generation in the Cenomanian source rock from 40 Ma to present. However, oil expulsion began only at 8 Ma because oil saturation in the source rock was not sufficient to trigger expulsion earlier. In any case, the GC/GC–MS analysis confirms the correlation between the Ain Zeft oil in basal Tortonian and Messinian reservoirs (which contains oleanane) and the HC extracts of the Late Messinian gypsum dark-grey marls. The main exploration risk for the Neogene hydrocarbon systems relates to the scarcity of clastic reservoirs in the sedimentary infill of the pull-apart basin that is dominated by fine grained growth strata and where most anticlinal structures are controlled by salt domes. Stratigraphic traps and sandy paleo-channels could occur along the flanks of the structures or in intervening lows but they are very

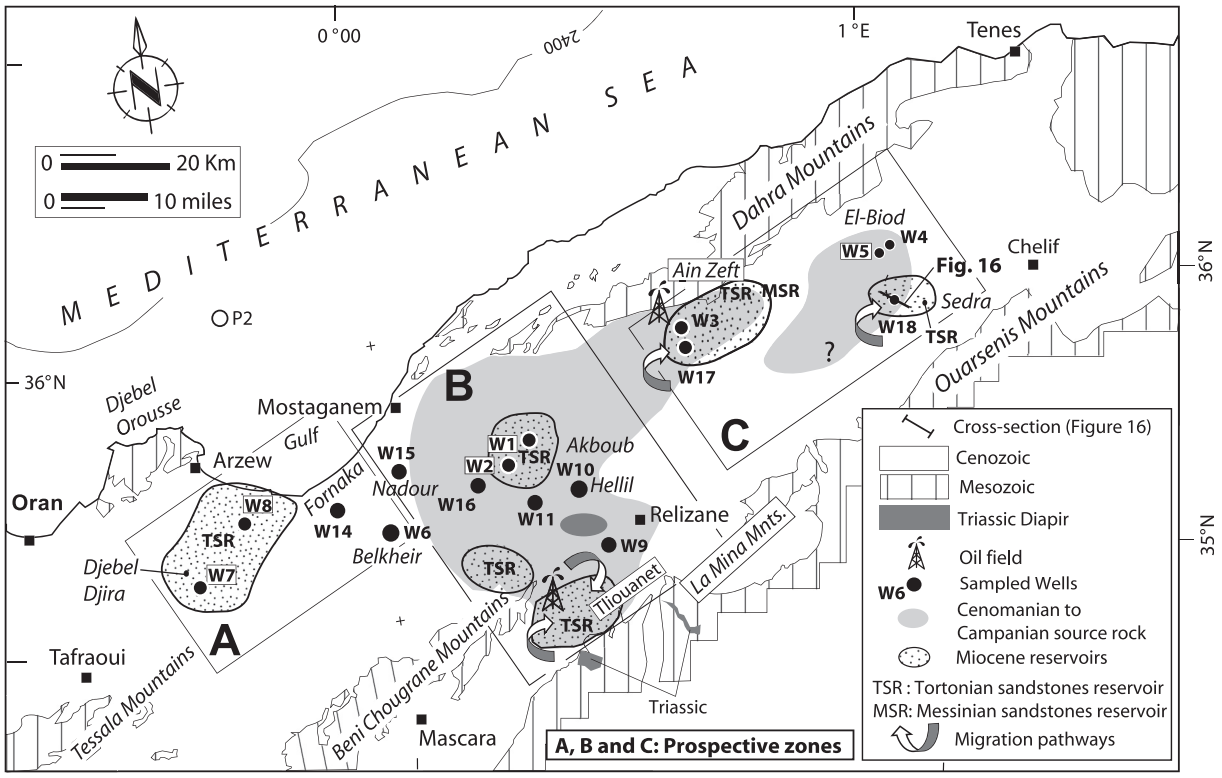
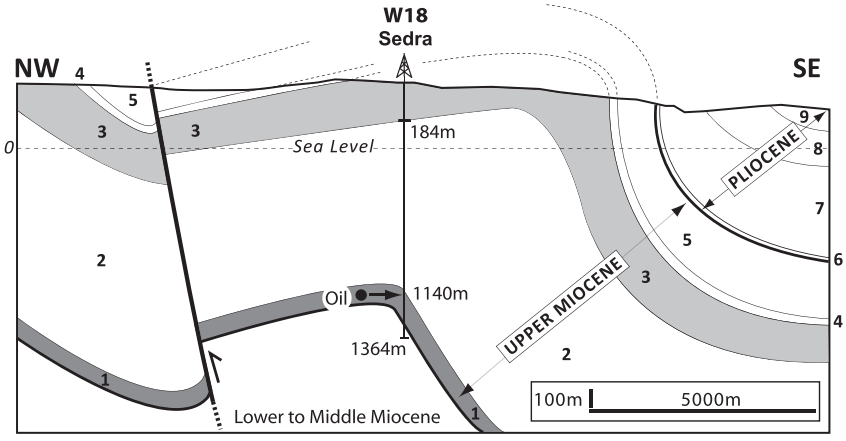


Figure 15. Map showing location of the Upper Cretaceous kitchen zones and the spatial extension of the Miocene reservoirs and zonation in terms of prospectivity of Upper Cretaceous (SR)/Upper Miocene (reservoirs) petroleum system (TSR: Tortonian sandstone reservoir; MSR: Messinian sandstone reservoir; MMR: Middle Miocene reservoir).

difficult to map due to lack of 3D seismic data. Plio-Pleistocene anticlines related to the recent inversion of the basin are likely to post-date the episodes of maximum burial in the Miocene depocenters even if they could host re-migrated oil from older structures or oil escaping vertically from the subthrust units along vertical conduits such as the main border fault of the basin. This is shown by the existence of migrated high mature oil in the Middle Miocene or Oligocene marls of the Chelif basin and by the Tliouanet oil field where charge can be genetically correlated to Upper Cretaceous source rocks most probably derived from an ancient accumulation in the substratum by remigration. A similar mode of petroleum charge is known to occur in the Vienna Basin in Austria (Seifert, 1996) where the oil generated in Jurassic source rocks from the lower plate has migrated upward across the Alpine nappes before being trapped in Neogene clastic deposits of the thrust-top pull-apart basin (Sauer et al., 1992; Seifert, 1996).



Upper Miocene: 1-Sandstones (*Grès de base*); 2-Marls (*Marnes bleus*); 3- Marls (*Marnes à Tripolis)*; 4-Gypsiferous Level; 5- Gypsiferous marles
Pliocene: 6-Sanstones (*Grès de base*); 7-Marls (*Marnes bleus*); 8-Sandstones; 9-Continental deposits

Tenaille, M. (1942), Relizane (ex: Rabelais),Services des Recherches Minières.Unpublished. Sonatrach well report.

Figure 16. Geological section presenting a structure of recent tectonics (Quaternary inversion) and oil accumulation in the Middle Miocene reservoir. This is one of the trap models existing in the Chelif basin.

Acknowledgements

This work was conducted as part of a Master II research work carried out at USTHB University (Algiers). The authors wish to thank Sonatrach and Alnaft for giving access to the well data. We acknowledge M. Kaced and Dj. Belhai for reviewing an early draft of the manuscript and F. Klingelhoefer for the English corrections. We greatly benefited from discussions with A. Lassal and H. Benali. We thank anonymous reviewers for their positive and constructive review and also the Associate Editor Johannes Wendebourg for the assistance in the final version of the paper.

References

Abtout, A., Boukrbout, H., Bouyahiaoui, B., Gibert, D., 2014. Gravimetric evidences of active faults and underground structure of the Cheliff seismogenic basin (Algeria). J. Afr. Earth Sci. 99, 363–373.

Aït Hamou, F., 1987. Etude pétrographique et géochimique du volcanisme d'âge Miocène de la région de Hadjout (Ouest Algérois) (Thèse de magister). Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Bab Ez Zouar, Algiers, Algeria, p. 222.

Anderson, R.V.V., 1936. Geology in the coastal Atlas of Western Algeria. Geol. Soc. Am. Mem. 4, 450.

Barker, C., 1974. Pyrolysis techniques for source-rock evaluation. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 58 (11), 2349–2361.

Beardsmore, G.R., Cull, J.P., 2001. Crustal Heat Flow: a Guide to Measurement and Modeling. Cambridge University Press, United Kingdom, p. 519.

Behar, F., Beaumont, V., De B. Penteako, H.L., 2001. Rock-Eval 6 technology: performances and developments. Rev. l'Institut Français Pétrole 56, 111–134.

Behar, F., Huc, A., Da Silva, M., IFP-EN, Sonatrach Tell-Offshore Team, 2006. Geochemistry of source rocks and oils. In: Roure, F., Addoum, B., et al. (Eds.), Architecture and Petroleum Appraisal of Northern Algeria. IFP-EN and Sonatrach Report, N° 59520, Tell- Offshore JIP, vol. 1, pp. 83–90 (unpublished Report).

Beicip-Franlab, 1995. Genex Single Well (User Guide). Beicip-Franlab, France, p. 464.

Bellon, H., Brousse, R., 1977. Le magmatisme périméditerranéen occidental: essai de synthèse. Bull. la Société Géologique Fr. 7, 469–480.

Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracène, R., Faure, J.L., Sassi, W., Roure, F., 2006. Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: early foreland folding and subduction related deformation. C. R. Géosci. 338, 115–125.

Bordenave, M.L., Durand, B., 1993. Evolution of ideal and concepts in geochemistry. In: Bordenave, M.L. (Ed.), Applied Petroleum Geochemistry. Editions Technip, Paris, pp. 3–14 (Chapter 1).

Boudiaf, A., Ritz, J.F., Philip, H., 1998. Drainage diversions as evidence of propagating active faults: example of the El Asnam and Thenia Faults, Algeria. Terra Nova 10, 236–244.

Bracène, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary inversion. Tectonophysics 357, 207–226.

Brooks, J.D., Gould, K., Smith, J.W., 1969. Isoprenoid hydrocarbons in coal and petroleum. Nature 222, 257–259.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P. Th, Sabadini, R., 1998. The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modelling test to a new evolutionary model. Earth Planet. Sci. Lett. 160, 667–679.

Chaouche, A., 1992. Genèse et mise en place des hydrocarbures dans le bassin de l'Erg Oriental (Sahara Algérien) (Thèse de Doctorat). Université Michel de Montaigne, Bordeaux 3, France, p. 347.

Casero, P., Roure, F., Vially, R., 1991. Tectonic framework and petroleum potential of the southern Apennines. In: Spencer, A.M. (Ed.), Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons. Oxford University Press, U. K, pp. 381–387.

Correia, M., 1967. Relations possible entre l'état de conservation des éléments figurés de la matière organique et l'existence de gisements d'hydrocarbures. Rev. ÍInstitut Français Pétrole 22, 1285–1306.

Derder, M.E.M., Henry, B., Maouche, S., Bayou, B., Amenna, M., Besse, J., Bessedik, M., Belhai, D., Ayache, M., 2013. Transpressive tectonics along a major E–W crustal structure on the Algerian continental margin: blocks rotations revealed by a paleomagnetic analysis. Tectonophysics 193, 183–192.

Di Primio, R., Horsfield, B., 1996. Predicting the generation of heavy oils in Carbonate/Evaporitic environments using pyrolysis methods. Org. Geochem. 24 (10–11), 999–1016.

Deveaux, J., 1965. Pour une mise à jour des connaissances géologiques et pétrolières dans les bassins sublittoraux de l'Algérie Nord occidentale (unpublished report of SN.REPAL, Algeria).

Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Deverchère, J., Bouillin, J.P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., Pauc, H., 2006. Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03cruise). C. R. Géosci. 338, 80–91.

Didyk, B.M., Simoneit, B.R.T., Brassell, S.C., Eglington, G., 1978. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. Nature 272, 216–222.

Durand-Delga, M., Fontobé, J.M., Vila, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26th International Geological Congress, Paris, Collection 5, BRGM, France. Mémoire 115, 67–85.

El Euchi, H., Saidi, M., Fourati, L., El Makerssi, C., 2004. Northern Tunisia thrust belt: deformation models and hydrocarbon systems. In: Swennen, R., Roure, F., Granath, J.W. (Eds.), Deformation, Fluid Flow and Reservoir Appraisal in Foreland Fold-and-thrust Belts, American Association of Petroleum Geologists Memoir, Hedberg Series, vol. 1, pp. 371–390.

Eglinton, T.I., Sinninghe-Damasté, J.S., Kohnen, M.E.L., de Leeuw, J.W., Larter, S.R., Patience, R.L., 1989. Analysis of maturity-related changes in the organic sulfur composition of kerogens by flash pyrolysis-gas chromatography, geochemistry of sulfur in fossil fluides. In: Orr, W.L., White, C.M. (Eds.), Geochemistry of Sulfur in Fossil Fuels, American Chemical Society, ACS Symposium Series, 429, pp. 529–565.

Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A., 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mètres, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Rev. l'Institut Français Pétrole 32, 23–42.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Rev. l'Institut Français Pétrole 40, 563–578.

Espitalié, J., 1986. Use of Tmax as a maturation index for different types of organic matter. Comparison with vitrinite reflectance. In: Burrus, J. (Ed.), Thermal Modelling in Sedimentary Basins. Technip, Paris, pp. 475–496.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1986. Rock-Eval pyrolysis and its applications. Rev. l'Institut Français Pétrole 41, 73–89.

Fenet, B., 1975. Recherches sur l'Alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier Africain, à partir de l'étude d'un élément de l'Orogenèse nord-maghrébin: Les monts de Tessala du Djebel Tessala et les massifs du littoral Oranais (Doctorat d'Etat). Institut polytechnique Méditerranéen, Université de Nice, France, p. 301.

Fingas, M., 2010. Oil spill science and technology. In: Fingas, M. (Ed.), Gulf Professional Publishing. Elsevier. Inc, p. 1192.

Frizon de Lamotte, D., Michard, A., Saddiqui, O., 2006. Some recent developments on the Maghreb geodynamics. C. R. Geosci. 338, 1–10.

Granath, J.W., Casero, P., 2004. Tectonic setting of the petroleum systems of Sicily. In: Swennen, R., Roure, F., Granath, J.W. (Eds.), Deformation, Fluid Flow and Reservoir Appraisal in Foreland Fold-and-thrust Belts. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Hedberg Series, vol. 1, pp. 391–411.

Guemache, M.A., 2010. Evolution géodynamique des bassins sismogènes de l'Algérois (Algérie): approche pluridisciplinaires (méthodes géologiques et géophysiques) (Thèse de Doctorat). Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Bab Ez Zouar, Algiers, Algeria, p. 294.

Guido, A., Jacob, J., Gautret, P., Aggoun-Défarge, F., Mastandrea, M., Russo, F., 2007. Molecular fossils and other organic markers as palaeoenvironmental indicators of the Messinian Calcare di Base Formation: normal versus stressed marine deposition (Rossano Basin, northern Calabria, Italy. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 255, 265–283.

Hardie, L.A., Eugster, H.P., 1971. The depositional environment of marine evaporites : a case of shallow clastic accumulations. Sedimentology 16, 187–220.

Hsü, K.J., 1971. Origin of the Alps and western mediterranean. Nature 233, 44–48.

Hunt, J.M., 1979. Petroleum Geochemistry and Geology. W. H. Freeman and Co Editions, San Francisco, p. 617.

Jones, R.W., Edison, T.A., 1978. Microscopic observations of kerogen related to geochemical parameters with emphasis on thermal metamorphism of kerogen and clay minerals. In: SEPM Pacific Section, Los Angeles, October, 1–12.

Kheidri, H.L., Zazoun, R.S., Sabaou, N., 2007. Neogene tectonic history of the subbibanic and M'Sila basins, Northern Algeria: implications for hydrocarbon potential. J. Pet. Geol. 30 (2), 159–174.

Kieken, M., 1974. Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban. Publication du Service de la Carte géologique de l'Algérie, p. 498, 46, Tome I et II.

Lehne, E., Dieckmann, V., 2007. Bulk kinetic parameters and structural moieties of asphaltenes and kerogens from a sulfur-rich source rock sequence and related petroleums. Org. Geochem. 38 (10), 1657–1679.

Lingrey, S., 2007. Cenozoic deformation of Trinidad: foldbelt restoration in a region of significant strike-slip. In: Lacombe, O., Roure, F., Lavé, J., Vergés, J. (Eds.), Thrust Belts and Foreland Basins, Frontiers in Geosciences. Springer, pp. 163–178.

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Coulon, C., Semroud, B., Cotten, J., Coutelle, A., 1995. Datation 40K-40Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur, 321. Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, pp. 975–982.

Lumbach, G.W.M., Deam, R.J., Leather, J., Hale, J.G., Fedynsky, V.V., Karus, E.V., Polshkov, M.K., 1975. On the origin of petroleum, world petroleum energy model, geophysical and geochemical surface surveys for detection of oil & gas pools. In: Preprint of the Proceedings of the 9th World Petroleum Congress Special Papers 1 & 11, Review #2.

Lüning, S., Kolonic, S., Belhadj, E.M., Belhadj, Z., Cota, L., Baric, G., Wagner, T., 2004. Integrated depositional model for the Cenomanian-Turonian organic-rich strata in North Africa. Earth-Sci. Rev. 64, 51–117.

Mansour, B., Moissette, P., Noël, D., Rouchy, J.M., 1994. L'enregistrement par les associations de diatomées des environnements Messiniens : l'exemple de la coupe de Sig. Geobios 28 (3), 261–279.

Mansour, B., Bessedik, M., Saint Martin, J.P., Belkebir, L., 2008. Signification paléoécologique des assemblages de diatomées du Messinien du Dahra sud-occidental (basin de Chelif, Algérie nord-occidentale). Geodiversitas 30, 117–139.
Marillier, F., Mueller, S., 1982. The western Mediterranean region as an upper-mantle transition zone between two lithospheric plates. Tectonophysics 118 (1–2), 113–130.
Masrouhi, A., Koyi, I.,H., 2012. Submarine "salt glacier" kinematics of Northern Tunisia, a case of Triassic salt mobility in North African Cretaceous passive margin. In: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A., Grant, N.T., Hodgkinson, R. (Eds.), Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity, Special Publications, vol. 363. Geological Society, London, pp. 579–593.
Mattauer, M., 1958. Etude Géologique de l'Ouarsenis Orienta, Algérie. Publication du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, p. 543. Bulletin N° 17, Nouvelle Série.
Maury, R.G., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotton, J., Bellanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Rehault, J.P., 2000. Post-collisional Neogene Magmatism of the Mediterranean Maghreb Margin: a Consequence of Slab Breakoff, vol. 331. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, pp. 159–173.
Meghraoui, M., 1982. Etude néotectonique de la région nord-est d'El Asnam, relation avec le séisme du 10/10/1980 (Doctorat 3° Cycle). Université de Paris VI, France, p. 190.
Meghraoui, M., Cisternas, A., Philip, H., 1986. Seismotectonics of the lower Chelif Basin: structural background of the El -Asnam (Algeria) earthquake. Tectonics 5 (6), 809–836.
Meghraoui, M., 1988. Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique (Thèse de Doctorat). Université de Paris XI, France, p. 356.
Meghraoui, M., Doumaz, F., 1996. Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold. J. Geophys. Res. 101, 17617–17644.
Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M., 1996. Tectonique plioquaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. Bull. la Société Géologique Fr. 167 (1), 141–157.
Meghraoui, M., Pondrelli, S., 2012. Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. Ann. Geophys. 55, 5. http://dx.doi.org/10.4401/ag-4970.
Neurdin-Trescartes, J., 1992. Le remplissage sédimentaire du bassin néogène du Chélif, modèle de référence de bassins intra-montagneux (Doctorat d'Etat). Académie de Bordeaux, France, p. 605.
Neurdin-Trescartes, J., 1995. Paléogéographie du bassin de Chélif (Algérie) au Miocène. Causes et Conséquences. Géologie Méditerranéenne XXII (2), 61–71.
Olivier, Ph, 1984. Evolution de la limite entre Zones internes et Zones externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne) (Thèse de Doctorat). Université Paul Sabatier, Toulouse, France, p. 229.
Orr, W.L., 1986. Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils. Adv. Org. Geochem. 10, 499–516.
Perrodon, A., 1957 (PhD thesis). Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale, vol. 12. Nancy University, Publication du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, p. 328.
Polvêche, J., 1960. Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis Oranais. Service de la Carte Géologique de l'Algérie, p. 577. Bulletin n° 24.
Peters, K.E., Cassa, M.R., 1994. Applied source rock geochemistry. In: Magoon, L.B., Dow, W.G. (Eds.), Petroleum System – from Source to Trap, Memoir, vol. 60. American Association of Petroleum Geologists, pp. 93–117.
Peters, K.E., Walters, C.C., Moldowan, J.M., 2005. The Biomarker Guide. Cambridge University Press, Cambridge, U. K., p. 1155
Philip, H., Thomas, G., 1977. Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie). Revue de Géogr. Physique de Géologie Dynamique 19 (4), 315–324.
Philip, H., Meghraoui, M., 1983. Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam earthquake of October 10, 1983, geodetic determination of vertical and horizontal movements. Bull. Seismol. Soc. Am. 72, 2227–2224.
Riahi, S., Khalfa, K.B., Soussi, M., Ismail-Lattrache, K.B., 2007. The Numidian Flysch complex of Onshore Tunisia (Southern Kroumirie Range)-facies analysis and stratigraphic review. In: 3rd North African/Mediterranean-Petroleum and Geosciences Conference and Exhibition, Tripoli, Libya, 26–28, February 2007.
Rouchy, J.M., 1981. La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée (Thèse Doctorat d' Etat). Université Paris VI, France, p. 295.
Rouchy, J.M., 1982. La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. In: Mémoires du Muséum National de l'Histoire Naturelle, L, p. 267.
Rouchy, J.M., Caruso, A., Pierre, C., Blanc-Valleron, M.M., Bassetti, M.A., 2007. The end of the Messinian salinity crisis : evidences from the Chelif basin (Algeria). Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 254, 386–417.
Roure, F., 2008. Foreland and hinterland basins: what controls their evolution? Swiss J. Geosci. 101, 1–24.
Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African Margin, and delamination of its continental crust. Tectonics 31, TC3006. http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002989.
Ryan, W.B.F., 2011. Geodynamic responses to a two-step model of the Messinian salinity crisis. Bull. la Soc. Géologique Fr. 2, 73–78.
Sauer, R., Seifert, P., Wessely, G., 1992. Guide Book to Excursion in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrust Belt in Austria. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, p. 85.
Schaeffer, P., Reiss, C., Albrecht, P., 1995. Geochemical study of macromolecular organic matter from sulfur-rich sediments of evaporitic origin (messinian of Sicily) by Chemical degradations. Org. Geochem. 23, 567–581.
Seifert, P., 1996. Sedimentary-tectonic development and Austrian hydrocarbon potential of the Vienna Basin. In: Wessely, G., Liebl, W. (Eds.), Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, vol. 5. European Association of Geological Enginering Special Publication, pp. 331–342.
Spakman, W., Wortel, R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Ziegler, P. (Eds.), The TRANSMED Atlas: the Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer, New-York, pp. 31–52.
Staplin, F.L., 1969. Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. Can. Pet. Geol. Bull. 17, 47–66.
Stow, D.A.V., Johansson, M., Braakenburg, N.E., Faugères, J.C., 1999. Deep-water massive sands: facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily. Sediment. Geol. 127 (1–2), 119–123.
Takherist, D., Lesquer, A., 1989. Mise en évidence d'importantes variations régionales de flux de chaleur en Algérie. Can. J. Earth Sci. 26, 615–626.
Ten Haven, H.L., 1992. Geochemistry of Oils and Potential Source Rocks, from North Algeria. N° RL 4925, Total-Algeria (unpublished report).
Thomas, G., 1985. Géodynamique d'un bassin intramontagneux, le bassin de Chélif occidental (Algérie), durant le Mio-Plio-Quaternaire (Thèse d'Etat). Université de Pau et des pays de l'Adour, France, p. 594.
Thomas, M.F.H., Bodin, S., Redfern, J., Irving, D.H.B., 2010. A constrained African craton source for the Cenozoic Numidian Flysch: implications for the palaeogeography of the western Mediterranean basin. Earth-Sci. Rev. 101, 1–23.
Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence. Springer, Berlin, p. 699.
Ungerer, P., Burrus, J., Doligez, B., Chenet, P.-Y., Bessis, F., 1990. Basin evaluation by integrated 2D modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation and migration. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 74, 309–335.
Vila, J.M., 1994. Mise au point des données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens: Trias allochtone, "glacier de sel" sous-marins et vrais diapirs. In: Dercourt, J., Tefiani, M., Vila, J.M. (Eds.), Trias 93, Mémoire du Service Géologique de l'Algérie, vol. 6, pp. 105–152.
Vila, J.M., Sigal, J., Lahondère, J.C., 1993. Position en fenêtre de la série néritique constantinoise sous la nappe de Djemila: observations nouvelles du Djebel Mazela (massif du Djebel Oum Settas, Algérie du Nord-Est). In: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série II, vol. 317, pp. 395–401.
Waples, D.W., Machihara, T., 1991. Biomarkers for Geologists: a practical guide to the application of steranes and triterpanes in petroleum exploration. Am. Assoc. Pet. Geol. 9, 91–100.
Wezel, F.C., 1969. Lineamenti Sedimentologico Del Flysch Numidico Della Sicilia Nord-Orientale. Mem. Degli Instituti Geol. Mineral. Del L'Universita Padova 26, 1–32.
Yelles-Chaouche, A., Boudiaf, A., Djellit, H., Bracène, R., 2006. La tectonique active de la région nord algérienne. C. R. Géosci. 338, 126–139.
Zhang, Y.F., Jiang, Z.X., Wang, Y., Bao, D.D., 2009. Comparative analysis of sequence characteristics among different superimposed stages of the Chelif basin Algeria. Acta Geol. Sin. – Engl. Ed. 83 (6), 1041–1051.
Zhang, Y.F., Jiang, Z.X., 2011. Outcrop characterization of an early Miocene slope fan system, Chelif basin Algeria. Energy Explor. Exploit. 29 (5), 633–646.