THÈSE

UNIVERSITE DE PAU ET DES PAYS DE L'ADOUR

École doctorale des Sciences exactes et leurs applications

Présentée et soutenue le 11 décembre 2015

Par **Charlotte RIBES**

pour obtenir le grade de docteur
de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour
Spécialité : Sciences de la Terre

Interaction entre la tectonique salifère et la sédimentation dans des mini-bassins : Exemple de l'Oligo-Miocène du bassin de Sivas, Turquie.

MEMBRES DU JURY

RAPPORTEURS

• Philippe JOSEPH	Professeur, IFP School
• Philippe RAZIN	Professeur, ENSEGID Bordeaux

EXAMINATEURS

• Emmanuelle VENNIN	Professeur, Université de Bourgogne, Dijon
• Thierry NALPAS	Maître de Conférences, Université de Rennes I

INVITES

• Jean-Claude RINGENBACH	Expert, Docteur, TOTAL Pau
• Philippe CRUMEYROLLE	Ingénieur, Docteur, TOTAL Pau

DIRECTEURS

• Jean-Paul CALLOT	Professeur, Université de Pau et des Pays de l'Adour
• Cédric BONNEL	Maître de Conférences, Université de Pau et des Pays de l'Adour
• Michel LOPEZ	Professeur, Université de Montpellier II

TOTAL COMMITTED TO BETTER ENERGY

UNIVERSITÉ DE PAU ET DES PAYS DE L'ADOUR

UNIVERSITÉ MONTPELLIER 2 SCIENCES ET TECHNIQUES

A mes parents et grands-parents,

« *La nuit était très sombre. L'obscurité était épaisse comme un mur. L'odeur des herbes, le parfum tenace des fleurs emplissaient la tente. Le coussin sentait la menthe des montagnes. J'étais depuis deux jours l'hôte de Müslüm Bey. Depuis deux jours, je ne fermais pas l'œil. Je m'imaginais que si je m'endormais, Müslüm Bey me ferait tuer dans mon sommeil. J'étais sans cesse sur le qui-vive. Cela ne m'était jamais arrivé, je n'avais jamais ressenti une telle méfiance. Une pluie douce tombait sur la nuit. Je me suis levé. Je ne m'étais même pas déshabillé. J'ai tout abandonné là-bas, mon fusil, mes cartouches, tout ce que je possédais, mes jumelles, mon fez. Mon cheval était attaché devant la grande tente, lui aussi je l'ai abandonné et je me suis mis en route...»*

Yaşar Kemal, « *Ince Memed* » (1955)

Remerciements

Cette thèse n'aurait pu être menée à bien sans l'aide de nombreuses personnes. Je tiens donc à exprimer ma reconnaissance à tous celles et ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude à mes directeurs de thèse. Je remercie Jean-Claude Ringenbach qui a accepté d'encadrer une sédimentologue *padawan* pendant presque 4 ans. J'ai pris un réel plaisir à travailler avec toi, j'ai beaucoup appris à tes cotés tant en structurale qu'en conduite de Jeep. Je suis fière d'avouer aujourd'hui que grâce à toi je vois en 3D, et que je suis devenue une coiffeuse un peu structuraliste !
Je remercie vivement Jean-Paul Callot, pour m'avoir confié ce sujet de thèse passionnant. J'ai apprécié ton investissement et ton soutien, et beaucoup appris de ton expérience. J'espère que les petits Callot me pardonneront de t'avoir monopolisé durant de nombreuses soirées et week-ends.
Merci à Philippe Crumeyrolle de m'avoir formé et aidé durant cette thèse. Je te remercie pour tes conseils avisés, ton intérêt pour ce travail et surtout ta patience avec la « *català burro* ». Je garderai un bon souvenir de nos discussions fleuries et de nos missions de terrain.
Je remercie, Cédric Bonnel de m'avoir encadré, accompagné et lancé sur ce vaste sujet.
Dernier directeur, mais non des moindres, Michel Lopez, qui m'a formé à la géologie de la Licence au Master et surtout m'a donné le goût de la recherche. Je te remercie d'avoir accepté d'intervenir dans cette thèse et de m'avoir soutenue. Je n'oublierai pas nos fructueuses discussions ! Je tiens également à remercier l'équipe Bassins de l'université de Montpellier pour sa formation de qualité, son aide pour la préparation de la soutenance et plus particulièrement Aurélien Gay, qui m'a convaincue de tenter ma chance dans la recherche, merci !

Mes remerciements s'adressent également aux membres du jury, à Philippe Joseph et Philippe Razin pour avoir accepté de rapporter ce mémoire, ainsi qu'à Emmanuelle Vennin et Thierry Nalpaz pour avoir accepté de le juger.

Durant ces longs mois à Sivas, j'ai passé une partie de mon temps avec André Poisson, « Dédé » mon grand-père turc. André, je te remercie de m'avoir fait découvrir ce splendide bassin, d'avoir partagé tes connaissances géologiques mais aussi ton amour de la Turquie. Cela a été un très grand plaisir de vivre ces quelques mois avec toi.
J'ai partagé l'étude ce bassin avec Etienne Legeay et Alexandre Pichat. Etienne, je te remercie pour ton soutien, ton aide, et surtout ta bonne humeur. Alex, merci pour ton aide et ton enthousiasme. Je suis heureuse de ces trois années avec vous à Sivas devant une chorba, un iran, un thé, une Efès, des chenilles...sans oublier les bons moments passés à Pau !
Je tiens également à remercier Haluk Temiz et Kaan Kavak de l'Université de Sivas, pour nous avoir transmis leur connaissance sur le bassin de Sivas, leur hospitalité et leur aide logistique sur le terrain. Je remercie les étudiants turcs, Emre, Ardi, Tarek, Fourcan, Neslihan et d'autres, qui nous ont accompagné sur le terrain, ainsi que les copines de chambrées, Sünay et Inayet, qui nous ont fait découvrir les meilleurs kebaps et les salons de thé branchés de la ville ! Teşekkür ederim !

Pour leur aide sur le terrain, le partage de leurs expériences et leurs implications, je souhaite remercier Bruno Vrielynck, Michael Denis, Jean-Francois Salel, Damien Dhont, Jean Letouzey, Jean-Marie Rouchy, Bertrand Fasentieux, ainsi que les étudiants de l'université de Pau Marine Larrey, Romain Rubi, Jocelyn Balansa et Baptiste Rouby. Je remercie plus particulièrement Paolo Datillo, qui m'a encadré au début de ce projet, et avec qui j'ai pris beaucoup de plaisir à travailler.

Je tiens à remercier très chaleureusement le service STRU de Total qui m'a si bien accueillie et que je quitte avec une certaine tristesse. Je remercie plus particulièrement Edouard, Laurent, Magali, Thomas et Marie-Laure pour leur soutien.

Je souhaite remercier également le département LFC–R de l'Université de Pau pour leur sympathie et leur accueil. J'ai été très heureuse de passer ces 4 ans en votre compagnie.

Un immense merci aux thésards, Post-Doc et ATER, dits la « bande de précaires », ainsi qu'aux Palois pour leur joie de vivre, leur réconfort et pour la vie en dehors de la fac. Je remercie plus particulièrement Nesma, Julia et Atiria (Nacj riot !) pour leur amitié précieuse, Damien pour ces encouragements et son aide, Laura, Tiphanie, Matthieu B., Nemo, Kaveh, Romain, Viviane, Coralie, Mariela, Lina, Julie, Matthieu M., Abdel, Yacine, Hind, Emilie (ptit Jo) et bien d'autres, qui se reconnaîtront, pour leur soutien et surtout pour nos activités « extra-scolaires ».

Mes remerciements vont tout particulièrement à mes parents qui m'ont soutenue et encouragée durant ces nombreuses années à faire ce dont j'avais envie. Je ne vous remercierai jamais assez. Je remercie également ma sœur et mes amis de longues dates de m'avoir soutenue et d'avoir accepté de remettre à « plus tard »…

Enfin, j'ai une pensée toute particulière pour celui avec qui je partage ma vie. Celui qui est devenu mon collègue et compagnon d'aventures turques. Pour tout ce que tu m'as apporté, merci Charlie.

« Têtes de Turc »

Avant-propos

Dans le cadre d'un large projet sur la tectonique salifère et le remplissage des mini-bassins salifères initié par Jean-Claude Ringenbach (Total) et Jean-Paul Callot (UPPA) en 2011, portant sur le bassin de Sivas en Turquie, deux thèses ont été menées en parallèle, dédiées toutes deux aux aspects structuraux et sédimentaires.

La présente thèse se focalise principalement sur la description du remplissage sédimentologique et stratigraphique des mini-bassins salifères du bassin de Sivas. Cette étude discute les interactions entre tectonique salifère et sédimentation et s'appuie également sur les résultats de la thèse de Charlie Kergaravat, mené en parallèle, portant plus précisément sur l'analyse structurale de ces mêmes mini-bassins.

Initialement, le choix du bassin de Sivas a été orienté grâce à la connaissance de Jean Letouzey, qui a su «pressentir» les possibilités inexploitées de ce bassin pour mener des d'études détaillées sur des analogues de mini-bassins salifères connus en subsurface. Malgré un certain nombre de publications indiquant la présence de dépôts salifères, le bassin de Sivas est apparu rapidement au cours des premières missions de terrain avec André Poisson (Orsay) et Bruno Vrielynck (Paris VI) comme relativement vierge à l'aune de la compréhension moderne de la tectonique salifère et de la sédimentation associée.

Un effort de cartographie sédimentaire et structurale détaillée a d'abord été nécessaire, concentré sur la zone centrale du bassin de Sivas qui montre les affleurements les plus spectaculaires. Le besoin d'une meilleure compréhension du cadre géodynamique pour intégrer la tectonique salifère est apparu rapidement indispensable. Ce travail sur le cadre géodynamique large a débuté avec une thèse en 2013, conduite par Etienne Legeay. Une quatrième thèse additionnelle a également débuté en 2013 sur la genèse des évaporites conduite par Alexandre Pichat. Une part de l'analyse présentée ici fait appel à certains résultats préliminaires de ces thèses.

Cette thèse présente une carte géologique détaillée de la zone centrale du bassin de Sivas associée une charte chrono-stratigraphique. L'influence de l'halocinèse sur le système sédimentaire dans ces mini-bassins est évaluée, en essayant de caractériser et discriminer la part des facteurs de contrôle externes inhérents à la dynamique du bassin et des facteurs internes liés aux mouvements des évaporites et des systèmes sédimentaires lors du remplissage des mini-bassins. Les principaux résultats de ces travaux ont donné lieu à deux publications dans les revues « *Sedimentology »* et « *Basin Research* », et un troisième article soumis prochainement. Les travaux initiaux, basés sur nos stages de Master 2 en 2012, ont fait l'objet de deux publications préliminaires qui sont annexées à ce mémoire. Par ailleurs, les travaux de tectonique salifère étant par essence intégrateur, j'ai participé aux travaux de publications de C. Kergaravat, et les deux publications soumises dans le cadre de son travail de thèse sont aussi présentées en annexe du mémoire.

Table des matières

Table des illustrations IX

INTRODUCTION GENERALE 1

Organisation du manuscrit 5

PARTIE 1 État de l'art, problématique et objectifs de la thèse 7

CHAPITRE 1 Les bassins salifères 13

I. Les évaporites 13

A. Formation des évaporites 13

B. Variabilité des environnements évaporitiques 16

C. Les grands bassins évaporitiques 19

D. Vitesse de sédimentation des évaporites et implications sur la profondeur et la subsidence des bassins 22

E. Lien entre la matière organique et la précipitation d'évaporites 23

II. Comportements mécaniques des évaporites 24

A. Propriétés mécaniques des évaporites 24

B. Facteur de déclenchement de l'halocinèse : le chargement différentiel 25

III. Tectonique et sédimentation dans des bassins salifères 31

A. Les niveaux de décollements salifères 32

B. Le diapirisme 34

C. Les mini-bassins 49

CHAPITRE 2 Les bassins d'avant-pays 73

I. Définitions 73

II. Séquences de remplissage typique d'un bassin d'avant-pays 74

III. Relations tectonique et sédimentation dans un bassin d'avant-pays 76

IV. Contrôles s'exerçant sur le système sédimentaire dans un bassin d'avant-pays 77

CHAPITRE 3 Les Systèmes Fluviatiles Distributifs (DFS) 79

I. Caractéristiques des systèmes fluviatiles distributifs 79

A. Définition 79

B. Répartition des faciès dans un DFS 81

C. Le ratio accommodation / apport sédimentaire à un instant donné 83

D. Dimensions des DFS 83

E. Terminaison des DFS 84

II. Contrôles sur le développement et l'évolution d'un DFS : influences du climat et de la tectonique 84
A. Influence du climat 84
B. Influence de la tectonique 86
CHAPITRE 4 Problématiques et objectifs de la thèse 91

PARTIE 2 Contexte géodynamique et connaissances historiques sur le Bassin de Sivas 95
CHAPITRE 5 Contexte géodynamique du bassin de Sivas 99
I. La plaque anatolienne 99
II. Géodynamique de l'Anatolie 100
III. Les bassins d'Anatolie centrale 103
CHAPITRE 6 Connaissances historiques sur le bassin de Sivas 107
I. Travaux antérieurs sur la série lithostratigraphique du Crétacé à l'Oligocène du bassin de Sivas 108
A. La formation TEÇER Crétacé terminal 112
B. La formation GÜRLEVIK Paléocène 112
C. Les formations Paléocène terminal-Eocène 113
D. La formation TUZHISAR 116
E. La formation Oligocène de SELIMIYE 117
II. La série lithostratigraphique du bassin de Sivas de l'Oligocène au Pliocène d'après les travaux antérieurs 119
A. La formation KARAYÜN 120
B. La formation KARACAÖREN 121
C. La formation HAFIK 122
A. La formation BENLIKAYA 122
D. La formation INCESU 123
E. La formation MERAKOM 124
F. Les autres formations 124
III. Le style structural du bassin de Sivas d'après les travaux antérieurs 125
IV. L'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Sivas d'après les travaux antérieurs 128
V. La tectonique salifère à Sivas 130

PARTIE 3 Révision préalable sur le bassin de Sivas 137

CHAPITRE 7 Connaissances actualisées sur la géodynamique de la Turquie et du Bassin de Sivas 141

CHAPITRE 8 Connaissances actualisées sur le bassin de Sivas 145

II. Carte géologique de l'ensemble du bassin de Sivas 145

III. La carte géologique de la zone centrale à mini-bassins 148

IV. Coupes structurales à travers la zone à mini-bassins 154

V. Succession stratigraphique révisée du Maastrichtien au Pliocène 154

PARTIE 4 Etudes sur les interactions entre la tectonique salifère et la sédimentation au cours du remplissage des mini-bassins de Sivas. 161

CHAPITRE 9 Influence de l'halocinèse sur le remplissage continental d'un mini-bassin : Cas du mini-bassin d'Emirhan 171

I. Introduction et méthodologie 171

II. Article publié dans la revue Sedimentology 173

A. ABSTRACT 173

B. INTRODUCTION 174

C. GEOLOGICAL SETTING 175

D. DATA AND METHODS 178

E. PALAEOCURRENTS AND SEDIMENT PROVENANCE 180

F. FACIES ASSEMBLAGES, GEOMORPHIC SETTING AND STRATAL PATTERN 180

G. STRATIGRAPHIC ASSEMBLAGES AND SPATIAL AND TEMPORAL VARIATIONS 190

H. DEPOSITIONAL MODEL 196

I. DISCUSSION 199

J. CONCLUSIONS 205

K. ACKNOWLEDGEMENTS 206

III. Données complémentaires sur le mini-bassin d'Emirhan 207

IV. Enseignements sur le mini-bassin d'Emirhan 208

A. Modèle de dépôt de la formation Karayün basé sur le mini-bassin d'Emirhan 208

B. Organisation verticale de la séquence de dépôt 208

C. Influence de la tectonique salifère sur la sédimentation à l'échelle d'un mini-bassin 209

CHAPITRE 10 Influence de l'halocinèse sur un système continental remplissant plusieurs mini-bassins : Cas des mini-bassins de Sivas durant le remplissage de la formation Karayün 211

I. Introduction et méthodologie 211

II. Article sous presse dans la revue Basin Research 213

A. ABSTRACT 213
B. INTRODUCTION 214
C. GEOLOGICAL SETTING and STRATIGRAPHY 215
D. DATA AND METHODS 218
E. KARAYÜN FORMATION REGIONAL STRATIGRAPHY 220
F. SALT TECTONICS FORCING ON SYN-TO POST-DEPOSITIONAL MINI-BASINS INFILL 230
G. DISCUSSION 241
H. CONCLUSION 246
I. ACKNOWLEDGEMENTS 247
III. Compléments sur l'étude de la formation Karayün 248
A. Premiers dépôts sur la canopée : Formation de Selimiye ? 248
B. Niveau évaporitique entre les formations Selimiye et Karayün dans les mini-bassins : mise en place de glaciers ou lacs pérennes ? 251
C. Géométries des grandes structures en bordure de mini-bassins 255
IV. Enseignements sur le remplissage des mini-bassins de Sivas par la formation Karayün 257
A. Modèle de dépôt de la formation Karayün 257
B. Organisation verticale de la séquence de dépôt 257
C. Influence de la tectonique salifère sur le système sédimentaire dans une zone à mini-bassins 258
D. Accommodation induite par le fluage des évaporites versus accommodation régionale 258

CHAPITRE 11 Influence de l'halocinèse sur un système marin peu profond et une émersion : Cas du remplissage des mini-bassins de Sivas par la formation marine de Karacaören et la formation continentale de Benlikaya 261

I. Introduction et méthodologie 261
II. Article en préparation 263
A. ABSTRACT 263
B. INTRODUCTION 264
C. GEOLOGICAL SETTING AND PREVIOUS WORKS ON THE MIOCENE SERIES OF THE SIVAS MINI-BASINS 265
D. DATA AND METHOD 268
E. FACIES ANALYSIS AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS 269
F. STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE AND REGIONAL CORRELATION BETWEEN THE DIFFERENT MINI-BASINS 287
G. PALAEOCURRENT ANALYSIS AND SEDIMENT PROVENANCE 295
H. DISCUSSION 295

I. Conclusion 301
J. Acknowledgments 302
III. Donnés complémentaires sur les formations de Karacaören et de Benlikaya 303
A. Datations paléontologiques et isotopiques 303
B. Influence de la tectonique salifère 306
IV. Enseignements sur le remplissage des mini-bassins de Sivas par les formations Miocène 318
A. Modèle de dépôts des formations Karacaören et Benlikaya 318
B. Organisation verticale de la séquence de dépôts Miocène dans les mini-bassins 318
C. Influence de la tectonique salifère versus la tectonique régionale sur le système sédimentaire 319

PARTIE 5 Discussion générale et synthèse 321
CHAPITRE 12 Discussion générale et synthèse 327
I. Histoire tectono-sédimentaire du Bassin de Sivas 327
A. Evolution du bassin à partir du dépôt des évaporites autochtones 329
B. Développement de la seconde génération de mini-bassins sur la canopée 331
II. Les facteurs de contrôle s'exerçant sur un système sédimentaire dans des mini-bassins . 342
A. Accommodation par fluage des évaporites 342
B. Accommodation régionale 347
C. Les déformations halocinétiques en bordure de mini-bassins 349
III. Prédictions sur la distribution des réservoirs 352
A. Contexte de faible apport sédimentaire 352
B. Contexte de fort apport sédimentaire 353
IV. Enseignements 355

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES 357
I. Les mini-bassins secondaires de Sivas 357
II. Facteurs de contrôle d'un système sédimentaire en contexte de mini-bassins salifères ... 361
III. Quelle influence exerce la tectonique salifère sur un système sédimentaire d'avant-pays ? 365
IV. Perspectives 366

Références Bibliographiques 369
Annexes 385

Table des illustrations

FIGURE 1 : TYPE DE COUVERTURES POUR LES 25 PLUS GRANDS CHAMPS D'HYDROCARBURES D'APRES WARREN (2006). 1
FIGURE 2 : SCHEMAS ILLUSTRANT QUELQUES TYPES DE PIEGES LIES A LA TECTONIQUE SALIFERE, D'APRES HUDEC (2012). 2
FIGURE 3 : SEQUENCE DE CRISTALLISATION TYPIQUE A PARTIR DE L'EVAPORATION DE 1000M D'EAU DE MER, D'APRES JACKSON *ET AL.* (2010A) MODIFIE D'APRES HANDFORD (1991). 14
FIGURE 4 : PHOTOGRAPHIES DE MINERAUX EVAPORITIQUES. (A) GYPSE SELENIQUE, PHOTOGRAPHIE DE IAN WEST, (B) GYPSE LAMINAIRE A RIDE DE VAGUES, PHOTOGRAPHIE DE IAN WEST, (C) ANHYDRITE ENTEROLITHIQUE, PHOTOGRAPHIE DE IAN WEST, (D) ANHYDRITE EN MOSAÏQUE «CHIKEN WIRE», PHOTOGRAPHIE DE IAN WEST, (E) CRISTAUX DE HALITE, PHOTOGRAPHIE DE IAN WEST, (F) PSEUDOMORPHOSES DE TREMIES DE HALITE, PHOTOGRAPHIE DE PIERRE THOMAS. 15
FIGURE 5 : PRINCIPALES ZONES D'ACCUMULATION D'EVAPORITES A L'ACTUEL SOUS FAIBLE TRANCHE D'EAU, D'APRES WARREN (1989). 16
FIGURE 6: BLOC DIAGRAMME SCHEMATIQUE MONTRANT DEUX TYPES DE SABKHAS : (A) LA SABKHA MARINE COTIERE, ET (B) LA SABKHA CONTINENTALE. CES DEUX BLOCS MONTRENT LES SOUS-ENVIRONNEMENTS, LES LITHOFACIES ET L'ORGANISATION SEDIMENTAIRE DE CE TYPE DE SABKHA, D'APRES BENISON *ET AL.* (2001). 17
FIGURE 7 : REPARTITION DES FACIES EN FONCTION DU MODELE DE DEPOTS DE RAMPE OU DE PLATEAU, D'APRES WARREN (2006). . 17
FIGURE 8 : (A) ORGANISATION SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE SICILE ALIMENTE PAR DE L'EAU DE MER DURANT LE MESSINIEN, D'APRES ROUCHY & BLANC-VALLERON (2006); ET (B) ORGANISATION SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE MADRID DURANT LE MIOCENE EN MILIEU CONTINENTAL, D'APRES ROUCHY & BLANC-VALLERON (2006). 18
FIGURE 9 : ILLUSTRATION SCHEMATIQUE DU DIACHRONISME DES CONDITIONS EVAPORITIQUES DANS UN SYSTEME DE SOUS-BASSINS TELS QUE LA MER MEDITERRANEE AU MESSINIEN, D'APRES ROUCHY & BLANC-VALLERON (2006). 18
FIGURE 10 : EXEMPLE DE SEQUENCES EVAPORITIQUES POUR LES EVAPORITES (A) DU BASSIN DE LA MER DU NORD ET (B) DU BASSIN DE SANTOS AU BRESIL, D'APRES MOHRIAK *ET AL.* (2009). 19
FIGURE 11 : CARTE ILLUSTRANT LA LOCALISATION DES BASSINS CONTENANT DES EPISODES EVAPORATOIRES MAJEURS DEPUIS LE NEOPROTEROZOÏQUE, D'APRES WARREN (2006). 19
FIGURE 12 : VOLUME DES EVAPORITES ET DE LA HALITE, ET MOYENNES DES TEMPERATURES AU COURS DU TEMPS, D'APRES JACKSON *ET AL.* (2010B) MODIFIE D'APRES WARREN (2006). 20
FIGURE 13 : CHANGEMENTS DES VOLUMES DE HALITE A L'ECHELLE MONDIALE PAR RAPPORT AUX CYCLES DES SUPERCONTINENTS, D'APRES WARREN (2006). 20
FIGURE 14 : CONTEXTES GEODYNAMIQUES FAVORISANT L'ACCUMULATION D'EVAPORITES A L'ECHELLE DE BASSIN ENTIER (LES EVAPORITES SONT REPRESENTEES EN ROUGE) D'APRES WARREN (2006). 21
FIGURE 15 : VITESSE DE SEDIMENTATION DE DIFFERENTS ENVIRONNEMENTS EN METRE PAR MILLION D'ANNEES, D'APRES BIJU-DUVAL (2002). 22
FIGURE 16 : (A) PRODUCTIVITE ORGANIQUE DES ENVIRONNEMENTS HYPERSALINS A L'ACTUEL, D'APRES ROUCHY & BLANC-VALLERON (2006) MODIFIE D'APRES WARREN (1986) ; (B) TENEURS EN MATIERES ORGANIQUE DES SEDIMENTS ACTUELS, D'APRES ROUCHY & BLANC-VALLERON (2006) MODIFIE D'APRES WARREN (1986). 23
FIGURE 17 : (A) EVOLUTION DE LA DENSITE D'UNE COUCHE EVAPORITIQUE COMPRENANT PRINCIPALEMENT DE LA HALITE AVEC UN FAIBLE POURCENTAGE D'ANHYDRITE, COMPAREE A D'AUTRES SEDIMENTS CLASTIQUES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR AVEC UN GRADIENT GEOTHERMIQUE DE 30°C/KM. LA DENSITE DU SEL DIMINUE LEGEREMENT LORS DE L'ENFOUISSEMENT PAR RAPPORT AUX AUTRES SEDIMENTS DONT LA DENSITE AUGMENTE AVEC L'ENFOUISSEMENT DU A LA COMPACTION, D'APRES JACKSON & TALBOT (1986). 24
FIGURE 18 : COMPARAISON DES PROFILS DE RESISTANCE DUCTILE DU SEL A DES PROFILS DE RESISTANCE D'AUTRES ROCHES SEDIMENTAIRES SOUMIS A DE L'EXTENSION OU DE LA COMPRESSION EN FONCTION DE L'ENFOUISSEMENT, D'APRES JACKSON *ET AL.* (1994) D'APRES DES DONNEES COMPILEES DE WEIJERMARS *ET AL.* (1993). 24
FIGURE 19 : ILLUSTRATION DU CHARGEMENT DIFFERENTIEL ASSOCIE A UNE VARIATION LATERALE DE FACIES SEDIMENTAIRE ET D'EPAISSEUR SEDIMENTAIRE ENTRAINANT LE FLUAGE DES EVAPORITES, AVEC P LA DENSITE, D'APRES JACKSON *ET AL.* (1986).. 26
FIGURE 20 : ILLUSTRATION DU CONCEPT DE 'DOWNBUILDING' ET DE L'EVOLUTION D'UN DIAPIR PASSIF, MODIFIE D'APRES HUDEC *ET AL.* (2011) MODIFIE D'APRES BARTON (1933). 26

FIGURE 21 : RESTAURATION DE SECTION A PARTIR D'UN MODELE PHYSIQUE MONTRANT L'EVOLUTION AU COURS DU TEMPS D'UNE PROPAGATION SEDIMENTAIRE SUR UNE COUCHE TABULAIRE DE SILICONE ANALOGUE D'UNE COUCHE D'EVAPORITES, D'APRES GE *ET AL.* (1997)..... 27
FIGURE 22 : (A) ILLUSTRATION DES DIFFERENTS STADES DE DIAPIR POSSIBLE PENDANT UNE PHASE D'EXTENSION REGIONALE QUI SERA DEPENDANTE DE LA QUANTITE DE SEL DISPONIBLE, DU TAUX RELATIF D'EXTENSION ET DE SEDIMENTATION, D'APRES HUDEC (2007) MODIFIEE D'APRES VENDEVILLE & JACKSON (1992) ; (B) COUPES D'UN MODELE ANALOGIQUE ILLUSTRANT L'INITIATION DU FLUAGE DES EVAPORITES JUSQU'AU DIAPIR REACTIF A PARTIR D'UNE FAILLE NORMALE DANS LES SEDIMENTS INFRA-EVAPORITE, D'APRES JACKSON & VENDEVILLE (1994). 28
FIGURE 23 : COUPES SCHEMATIQUES ILLUSTRANT LE DECLENCHEMENT DU FLUAGE DES EVAPORITES LORS DE LA COMPRESSION, (A) LIE AU FLAMBAGE DES SERIES SEDIMENTAIRES SUPRA-EVAPORITES, OU (B) LIE A LA MISE EN PLACE DE FAILLES INVERSES, ENTRAINANT DANS LES DEUX CAS UN CHARGEMENT DIFFERENTIEL, MODIFIE D'APRES STEWART *ET AL.* (1996), DOOLEY *ET AL.* (2007) ET BRUN & FORT (2011). 29
FIGURE 24 : COUPES CONCEPTUELLES ILLUSTRANT LA COMPRESSION A L'ORIGINE DU FLUAGE DES EVAPORITES DANS LA CEINTURE DE PLIS DU ZAGROS, MODIFIE D'APRES SHERKATI (2005). 29
FIGURE 25 : DIAGRAMME SCHEMATIQUE MONTRANT LES EFFETS DE CONTRAINTES SUR DES STRUCTURES SALIFERES PREEXISTANTES. (A) DURANT LA COMPRESSION, LES EVAPORITES VONT SE SOULEVER POUR ACCOMMODER LA DEFORMATION. DANS UN CAS NATUREL, LES EVAPORITES S'ECOULERAIENT A LA SURFACE SOUS FORME DE GLACIERS. (B) DURANT L'EXTENSION, LES EVAPORITES SUBSIDENT POUR ACCOMMODER LA DEFORMATION, D'APRES HUDEC & JACKSON (2007). 29
FIGURE 26 : COUPES SCHEMATIQUES ILLUSTRANT LES DEUX TYPES D'INSTABILITES GRAVITAIRES A L'ORIGINE DU FLUAGE DES EVAPORITES, ET LE TYPE DE DEFORMATION EN FONCTION DES DOMAINES EXTENSIF, TRANSITION ET COMPRESSIF DANS LES SERIES SUPRA-EVAPORITES : (A) LE GLISSEMENT GRAVITAIRE LIE A LA BASCULE DU PLANCHER GENERE UNE PENTE ENTRAINANT LE GLISSEMENT DES EVAPORITES ET DES SERIES SUPRA-EVAPORITES. (B) GLISSEMENT ET ETALEMENT GRAVITAIRE SUR UNE MARGE PASSIVE LORS DE LA PROGRADATION DE SEDIMENTS CLASTIQUES ENTRAINANT UN CHARGEMENT DIFFERENTIEL ET L'ETALEMENT DES EVAPORITES ET DES SERIES SUPRA-EVAPORITES ASSOCIEES, MODIFIE D'APRES BRUN & FORT (2011). 30
FIGURE 27 : LOCALISATION DES PRINCIPAUX BASSINS SALIFERES, MODIFIE D'APRES HUDEC & JACKSON (2006) ET HUDEC & JACKSON (2007). AD SOUTH ADRIATIC; AG AGADIR; AL ATLAS; AM AMADEUS; AN APPENINES; AP APPALACHIAN PLATEAU; AQ AQUITAINE; AR ARABIAN; AZ AMAZON; BB BOHAI BAY; BE BETIC; BG BENGUELA–NAMIBE; BL BALEARIC; BP BONAPARTE; BR BERRECHID; CA CARSON; CB CUBAN; CG CANNING; CK CANKIRI; CN CARNAVON; CP CAMPOS; CR CARPATHIAN; CS CHU–SARYSU; CT CANTABRIAN–WEST PYRENEES; DD DNEPR–DONETZ; DK DANAKIL; DS DEAD SEA; EA EAST ALPINE; EB EBRO; EM EMIRATES; EN ERITREAN; ER ESSAOUIRA; ES ESPIRITO SANTO; ET EAST TEXAS; FL FLINDERS; FP FLEMISH PASS; GB GUINEA-BISSAU; GC GULF COAST; GE GEORGES BANK; GK GREAT KAVIR–GARMSAR–QOM; GN GABON; GQ GUADALQUIVIR; HP HAYMANA–POLATLI; HS HORSESHOE; HT HAITIAN; IL ILJAC–TABRIZ; IO IONIAN; JA JEANNE D'ARC; JU JURA; KL KALUT; KM NORTH KERMAN; KQ KUQA; KT KATANGA; KW KUWAIT; KZ KWANZA; LC LOWER CONGO; LG LIGURIAN; LP LA POPA; LU LUSITANIAN; LV LEVANTINE; MA MAESTRAT; MD MANDAWA; MJ MAJUNGA; MK MACKENZIE; MN MOESIAN; MO MONCTON; MP MISSISSIPPI; MS MESSINIAN; MT MAURITANIA; MZ MOZAMBIQUE; NK NORDKAPP; NL NORTH LOUISIANA; OF OFFICER; OM OMAN–FAHUD; OR ORPHEUS; OU ORIENTE–UCAYALI; PA PALMYRA; PC PRICASPIAN; PI PARRY ISLANDS–CENTRAL ELLESMERE; PT PETENCHIAPAS; PX PARADOX; PY PRIPYAT; RF RUFIJI; RH RHODANIAN; RM RIO MUNI; SA SABINAS; SB SABLE; SC SICILIAN; SE SENEGAL; SF SAFI; SG SERGIPE–ALAGOAS; SI SALTVILLE; SK SOMALI–KENYA; SL SALINA–SIGSBEE; SN SANTOS; SR SALT RANGE; SS SCOTIAN SLOPE; ST SOUTH TEXAS; SU SURINAME; SV SVERDRUP; SW SOUTH WHALE; SX SIVAS ; SZ SUEZ; TF TARFAYA; TV TRANSYLVANIAN; TY TYRRHENIAN; WH WHALE; YE YEMENI; ZG ZAGROS; ZS ZECHSTEIN. 31
FIGURE 28 : MARGE PASSIVE ANGOLAISE PRESENTANT UN NIVEAU DE DECOLLEMENT EVAPORITIQUE PERMETTANT UN GLISSEMENT GRAVITAIRE, D'APRES BRUN & FORT (2011). 32
FIGURE 29 : A) COUPE D'UNE SECTION 2D PASSANT A TRAVERS LA ZONE CENTRALE DU ZAGROS MONTRANT LA PROPAGATION VERS L'AVANT-PAYS DE PLIS ASYMETRIQUES VERS DES CHEVAUCHEMENTS IMBRIQUES SUR UN NIVEAU DE DECOLLEMENT SALIFERE FIN, D'APRES CALLOT *ET AL.* (2012) MODIFIE D'APRES SHERKATI *ET AL.* (2006). B) COUPE D'UNE SECTION 2D PASSANT A TRAVERS LE SUD DE LA CHAINE DU FARS DES PLIS DE DETACHEMENTS SANS VERGENCE PARTICULIERE SUR UN NIVEAU DE DECOLLEMENT SALIFERE EPAIS, D'APRES CALLOT *ET AL.* (2012) MODIFIE D'APRES JAHANI *ET AL.* (2009). 33

FIGURE 30 : BLOC DIAGRAMME SCHEMATIQUE ILLUSTRANT LES DIFFERENTES GEOMETRIES DE CORPS SALIFERES EXISTANTES, EN FONCTION D'UNE SOURCE LINEAIRE (A) OU PONCTUELLE (B). L'EVOLUTION TEMPORELLE ET DONC DE MATURITE DE LA STRUCTURE S'OBSERVE VERS L'ARRIERE-PLAN, D'APRES JACKSON (1991). 34
FIGURE 31 : EXEMPLE DU DIAPIR DE GIFHORN EN MER DU NORD PRESENTANT DEUX GENERATIONS DE SYNCLINAUX PERIPHERIQUES MIGRANT VERS LE DIAPIR AU COURS DU TEMPS, D'APRES HUDEC *ET AL.* (2011) MODIFIE D'APRES BALDSCHUHN *ET AL.* (2001). 35
FIGURE 32 : RESTAURATION SCHEMATIQUE DE LA MISE EN PLACE D'UN DIAPIR ET DES SEDIMENTS ADJACENTS, D'APRES HUDEC (2011), MODIFIE D'APRES TRUSHEIM (1957), ... 35
FIGURE 33 : CONTROLES SUR LA GEOMETRIE DES DIAPIRS PROCHE DE LA SURFACE ET DES COUCHES SEDIMENTAIRES ENVIRONNANTES. (A) QUAND R NET > A SED, LE DIAPIR S'ELARGIT. (B) QUAND R NET =A SED, LE DIAPIR CROIT VERTICALEMENT. (C) QUAND R NET < A SED, LA TAILLE DU DIAPIR DIMINUE. LES POINTS ROUGES MARQUENT LA POSITION DES TERMINAISONS SEDIMENTAIRES PAR RAPPORT A UNE LIGNE DE REFERENCE FIXE, D'APRES GILES & LAWTON (2002). 36
FIGURE 34 : SEQUENCE HALOCINETIQUE IDEALISEE OBSERVEE AUTOUR DU DIAPIR EL PAPALOTE DANS LE BASSIN DE LA POPA AU MEXIQUE, D'APRES GILES & LAWTON (2002). 38
FIGURE 35 : MODELE DE DEPOT ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ASSOCIES AU DEVELOPPEMENT DE SEQUENCES HALOCINETIQUES SUR LA BORDURE DU DIAPIR EL PAPALOTE DANS LE BASSIN DE LA POPA, D'APRES GILES & LAWTON (2002) ET ROWAN ET AL. (2003). 39
FIGURE 36 : GEOMETRIE ET CARACTERISTIQUES DES DEUX SEQUENCES HALOCINETIQUES TYPIQUES (A) CROCHET (HOOK) ET (B) EVENTAIL (WEDGE), LE TRAIT ROUGE MARQUE LA DISCORDANCE ANGULAIRE ENTRE CHAQUE SEQUENCE HALOCINETIQUE. (C) L'EMPILEMENT VERTICAL DE SEQUENCES HALOCINETIQUES DE TYPE CROCHET VA FORMER UNE SEQUENCE COMPOSITE DE TYPE TABULAIRE ; (D) L'EMPILEMENT VERTICAL DE SEQUENCES HALOCINETIQUES DE TYPE EVENTAIL VA FORMER UNE SEQUENCE COMPOSITE DE TYPE FUSEAU, LES FLECHES DANS LES PARTIES GRISEES SOULIGNENT LES AXES DE PLIS, D'APRES GILES & ROWAN (2012). 40
FIGURE 37 : ILLUSTRATION DES GEOMETRIES ET DE L'EVOLUTION DES DEUX TYPES DE SEQUENCES HALOCINETIQUES : (A) EN CROCHET (HOOK) DONT L'EMPILEMENT VERTICAL FORME DES SEQUENCES COMPOSITES TABULAIRES ; ET (B) EN EVENTAIL (WEDGE) DONT L'EMPILEMENT VERTICAL FORME DES SEQUENCES COMPOSITES EN FUSEAU, D'APRES GILES & ROWAN (2012). 42
FIGURE 38 : SEQUENCE HALOCINETIQUE (HS), COMPOSITES (CHS) ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE (DS) DE LA BORDURE EST DU DIAPIR EL PAPALOTE DANS LE BASSIN DE LA POPA AU MEXIQUE SUR DES SERIES MAASTRICHTIENNES ET PALEOCENES, D'APRES GILES & ROWAN (2012). 43
FIGURE 39 : EXEMPLES D'EVENTAILS SEDIMENTAIRES OBSERVES DANS LA FORMATION EOCENE CARROZA PRES DU DIAPIR LA POPA DANS LE BASSIN DE LA POPA, D'APRES ANDRIE *ET AL.* (2012). 43
FIGURE 40 : EXEMPLES DE SERIES SEDIMENTAIRES PROCHES DU MUR D'EVAPORITES DE MOAB DANS LE BASSIN DU PARADOX, D'APRES TRUDGILL (2011). 44
FIGURE 41 : COUPE PASSANT A TRAVERS LA VALLEE FISHER ET LE DIAPIR D'ONION CREEK, METTANT EN EVIDENCE L'EROSION DES SERIES ADJACENTES AU DIAPIR, D'APRES TRUDGILL (2011) MODIFIE D'APRES DANE (1935), HUDEC (1995), ET DOELLING (2002). 44
FIGURE 42 : BLOCS DIAGRAMMES ILLUSTRANT LA MIGRATION DES CHENAUX FLUVIATILES AU COURS DU SOULEVEMENT D'UN DIAPIR DURANT LE DEPOT DE LA FORMATION KAYENTA (JURASSIQUE) DANS LE BASSIN DU PARADOX (USA), D'APRES BROMLEY (1991). 45
FIGURE 43 : BLOCS DIAGRAMMES SCHEMATIQUES DU DIAPIR DE BAKIO (PAYS BASQUE ESPAGNOL) AU MILIEU ET FIN DE L'ALBIEN, METTANT EN EVIDENCE LE DEVELOPPEMENT D'UNE PLATEFORME CARBONATEE SUR LE DIAPIR ET DE LA REMOBILISATION DE CES CARBONATES DANS LES FACIES AUTOUR DU DIAPIR, D'APRES POPRAWSKI *ET AL.* (2014). 46
FIGURE 44 : COUPE SCHEMATIQUE DU DIAPIR EL GORDO DANS LE BASSIN DE LA POPA AU MEXIQUE, D'APRES GILES *ET AL.* (2008). 46
FIGURE 45 : (A) IMAGE SATELLITE EN RELIEF MONTRANT DEUX GLACIERS DE SEL PROVENANT DU CŒUR D'ANTICLINAUX DANS LA CHAINE PLISSEE DU ZAGROS (NASA, HTTP://ASTERWEB.JPL.NASA.GOV/GALLERY.ASP?CATID=40). (B) IMAGE SATELLITE EN RELIEF GOOGLE EARTH MONTRANT UN GLACIER DE SEL QUI ALIMENTE PAR DES FLUIDES RICHES EN SULFATES L'ENVIRONNEMENT DE SABKHAS CONTINENTALES OU PRECIPITENT DES EVAPORITES, ZAGROS (IRAN). 47
FIGURE 46 : (A) CARTE SISMIQUE EN « VARIANCE », (B) INTERPRETATION GEOLOGIQUE DE LA CARTE PRECEDENTE MONTRANT L'EXTRUSION DES EVAPORITES DIAPIRIQUES SOUS FORME DE GLACIERS EN SURFACE, (C) SECTION SISMIQUE REPOSITIONNEE SUR LA CARTE B MONTRANT LA LOCALISATION DU DIAPIR A L'EST ET DES SUCCESSIONS DE GLACIERS A L'OUEST, (D) SCHEMA

STRUCTURAL DU DIAPIR ALIMENTANT LES GLACIERS, LE RECTANGLE NOIR CORRESPOND A LA FIGURE C, D'APRES MOHR *ET AL.* (2007). 48
FIGURE 47 : SECTION SISMIQUE MONTRANT UN MINI-BASSIN SUBSIDANT DANS UNE COUCHE EVAPORITIQUE DANS LE NORD DU GOLFE DU MEXIQUE, D'APRES HUDEC *ET AL.* (2009). 49
FIGURE 48 : EXEMPLES DE MINI-BASSINS SUR DES SECTIONS SISMIQUES DANS LE GOLFE DU MEXIQUE (L'AXE DES DEPOCENTRES EST SOULIGNE PAR LES POINTILLES ROUGES). (A) LES DEPOCENTRES SONT ALIGNES AVEC LE CENTRE DU MINI-BASSIN ET LE RESTENT TOUT AU LONG DE LA SUBSIDENCE DU MINI-BASSIN. (B) CE MINI-BASSIN ENREGISTRE UNE MIGRATION DU DEPOCENTRE AU COURS DU TEMPS SUGGERANT L'INFLUENCE D'UN AUTRE MECANISME QUE LA DIFFERENCE DE DENSITE ENTRE LE CENTRE DU MINI-BASSIN ET CES BORDURES, D'APRES HUDEC & JACKSON (2009). 50
FIGURE 49 : SECTION SISMIQUE MONTRANT LES MIGRATIONS DES DEPOCENTRES AU COURS DU TEMPS DANS UN MINI-BASSIN OBSERVE DANS LE GOLFE DU MEXIQUE. CES MIGRATIONS SUGGERENT L'INFLUENCE DE LA COMPRESSION DURANT LE DEVELOPPEMENT DU MINI-BASSIN, D'APRES HUDEC & JACKSON (2009). 51
FIGURE 50 : COUPE SCHEMATIQUE MONTRANT LA MISE EN PLACE D'UN MINI-BASSIN SUR UN DIAPIR SOUMIS A DE L'EXTENSION, D'APRES HUDEC & JACKSON (2009). 51
FIGURE 51 : COUPE SCHEMATIQUE MONTRANT LA MISE EN PLACE D'UN MINI-BASSIN SUR UN DIAPIR QUI SUBIT DE L'ETALEMENT GRAVITAIRE, D'APRES HUDEC & JACKSON (2009). 51
FIGURE 52 : (A) EVOLUTION SCHEMATIQUE DU MEGA-FLAP DE BARLES (ALPES) SOUS LA MISE PLACE D'UNE NAPPE DE SEL CHARRIANT UN NIVEAU CONDENSE RECOUVRANT LE DIAPIR LE LONG D'UN CHEVAUCHEMENT, D'APRES GRAHAM *ET AL.* (2012). (B) IMAGE SATELLITE HYPER-SPECTRALE D'UN MEGA-FLAP LE LONG DU DIAPIR DE WITCHELINA DANS LA CHAINE DE WILLOURAN (SUD AUSTRALIE), D'APRES GILES & ROWAN {, 2012 #1813). 52
FIGURE 53 : INITIATION ET LOCALISATION DES MURS D'EVAPORITES EN FONCTION DES CONDITIONS AUX LIMITES, Σ1 Σ2 ET Σ3 ETANT LES CONTRAINTES MAXIMALE, INTERMEDIAIRE ET MINIMALE RESPECTIVEMENT, D'APRES JACKSON & TALBOT (1991). 53
FIGURE 54 : EXEMPLE CONCEPTUEL DE GEOMETRIES DE MURS D'EVAPORITES ET DE MINI-BASSINS EN FONCTION DE L'HERITAGE STRUCTURAL, D'APRES BANHAM & MOUNTNEY (2013C). 53
FIGURE 55 : SCHEMA MONTRANT LA LOCALISATION DES CHENAUX ET LOBES TURBIDITIQUES EN FONCTION DES DIAPIRS AU NORD ET MURS D'EVAPORITES AU SUD DE LA ZONE, OBSERVES DANS LES FORMATIONS MIOCENES DANS DE LE BASSIN DU BAS CONGO. LES FLECHES CORRESPONDENT AUX AXES DE TRANSPORTS DES SEDIMENTS, D'APRES OLUBOYO *ET AL.* (2014). 54
FIGURE 56 : BLOC DIAGRAMME SCHEMATIQUE ILLUSTRANT LA FORMATION DE CANOPEES EN FONCTION D'UNE SOURCE PONCTUELLE (A) OU LINEAIRE (B-C). L'EVOLUTION TEMPORELLE ET DONC DE MATURITE DE LA STRUCTURE S'OBSERVE VERS LE PREMIER PLAN, D'APRES JACKSON & TALBOT (1991). 55
FIGURE 57 : TABLEAU SYNTHETISANT LES PRINCIPAUX ANALOGUES DE TERRAIN PRESENTANT DES MINI-BASSINS, MODIFIE D'APRES JOHN COUNTS (*COM. PERS.*) 56
FIGURE 58 : SECTION SISMIQUE REGIONALE INTERPRETEE PASSANT A TRAVERS LE BASSIN DU CENTRAL GRABEN, D'APRES DAVISON *ET AL.* (2000A) 57
FIGURE 59 : RECONSTITUTION SOUS FORME DE COUPES A TRAVERS LA ZONE EN « *WALL AND BASIN* STRUCTURE» (WABS) DANS LE BASSIN DU SVERDRUP AU CANADA, COMPRENANT DEUX GENERATIONS DE MINI-BASSINS. L'INITIATION DES MINI-BASSINS SE FAIT EN CONTEXTE EXTENSIF, D'APRES JACKSON & HARRISON (2006). 57
FIGURE 60 : RECONSTITUTION DE L'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE CENTRALE A PARTIR DU JURASSIQUE MOYEN, AVEC LE DEPOT D'EPAISSE ACCUMULATION D'EVAPORITES DURANT LES PHASES DE RIFTING A ET B, ET LE DEVELOPPEMENT DE MINI-BASSINS DES LE JURASSIQUE SUPERIEUR, D'APRES HUDEC (2013). 58
FIGURE 61 : A) IMAGE SISMIQUE DE LA BATHYMETRIE AU NORD DU GOLFE DU MEXIQUE MONTRANT L'ESCARPEMENT DE LA SIGSBEE AU FRONT DE LA CANOPEE ET LES MINI-BASSINS AU NIVEAU DES DEPRESSIONS, MODIFIE D'APRES HUDEC *ET AL.*, (2009). B) PROFIL SISMIQUE 3D INTERPRETE A TRAVERS LE NORD DU GOLFE DU MEXIQUE MONTRANT DEUX GENERATIONS DE MINI-BASSINS LIMITES PAR UNE CANOPEE, D'APRES KERGARAVAT *ET AL.* (2013). 59
FIGURE 62 : (A) CARTE DU BASSIN D'AVANT-PAYS DU PARADOX AVEC L'EXTENSION DE LA COUCHE EVAPORITIQUE EN GRIS CLAIR, LA LOCALISATION DES MURS D'EVAPORITES AINSI QUE LA CHAINE DE MONTAGNE A L'ORIGINE DE LA SUBSIDENCE FLEXURALE AU FRONT : L'UNCOMPAHGRE, LE TRAIT ROUGE REPRESENTE LE TRAIT DE COUPE DE LA FIGURE B, D'APRES TRUDGILL (2011) MODIFIE D'APRES BARBEAU (2003). (B) MODELE FLEXURAL RESTAURE PASSANT A TRAVERS LE BASSIN DU PARADOX, D'APRES TRUDGILL (2011) MODIFIE D'APRES BARBEAU (2003). 60

FIGURE 63 : SCHEMA DE L'ORGANISATION FACIOLOGIQUE DES FORMATIONS DU BASSIN DU PARADOX AUX ÉTATS-UNIS, D'APRES BARBEAU (2003). 61
FIGURE 64 : RESTAURATION D'UNE COUPE PASSANT A TRAVERS LE BASSIN DU PARADOX DEPUIS LE PENNSYLVANIEN JUSQU'AU PERMIEN, D'APRES KLUTH & DUCHENE (2009). 62
FIGURE 65 : BLOC DIAGRAMME MONTRANT L'INFLUENCE DES MURS D'EVAPORITES LINEAIRES DURANT LE DEPOT DE LA FORMATION FLUVIATILE MOENKOPI DANS LE BASSIN DU PARADOX AUX USA, D'APRES BANHAM & MOUNTNEY (2013C). 63
FIGURE 66 : BLOC DIAGRAMME MONTRANT L'INFLUENCE DES MURS D'EVAPORITES POLYGONAUX SUR UN SYSTEME FLUVIO-LACUSTRE DANS LE BASSIN PRECASPIAN AUX KAZAKHSTAN, D'APRES BANHAM & MOUNTNEY (2013C) MODIFIE D'APRES BARDE *ET AL.* (2002). 64
FIGURE 67 : MODELE DE DEPOT POUR LE REMPLISSAGE PROGRESSIF DE MINI-BASSINS PAR DES TURBIDITES DANS LE GOLFE DU MEXIQUE, D'APRES SINCLAIR & TOMASSO (2002). 65
FIGURE 68 : MODELE DE DEPOTS DURANT LE PALEOCENE DANS LE MINI-BASSIN DE POTRERILLOS DANS LE BASSIN DE LA POPA AU MEXIQUE, D'APRES SHELLEY & LAWTON (2005A). 66
FIGURE 69 : MODELES CONCEPTUELS MONTRANT L'INFLUENCE DE LA SURRECTION DES MURS D'EVAPORITES SUR LA MISE EN PLACE DE COMPLEXE DE TRANSPORTS EN MASSE (MTC) SUR LES BORDURES DE MINI-BASSINS. (A) LES HEMIPELAGITES ET LES TURBIDITES ARGILEUSES RECOUVRENT LES MINI-BASSINS ET LES MURS D'EVAPORITES LISSANT LA TOPOGRAPHIE. (B) LA SUBSIDENCE DU MINI-BASSIN ET LA REMONTEE DES EVAPORITES DANS LES MURS GENERERENT DES TOPOGRAPHIES CONSEQUENTES SUR LES BORDURES DE MINI-BASSINS, ENTRAINANT DES GLISSEMENTS DANS LE MINI-BASSIN S'APPARENTANT A DES COMPLEXES DE TRANSPORT EN MASSE (MTCS). (C) LES HEMIPELAGITES ET LES TURBIDITES ARGILEUSES RECOUVRENT LES MINI-BASSINS ET LES MURS D'EVAPORITES LISSANT LA TOPOGRAPHIE. (D) NOUVELLE GENERATION DE MTCS ASSOCIEE AU SOULEVEMENT DES MURS D'EVAPORITES ET A LA DESTABILISATION. (E) ZOOM DU BLOC D MONTRANT LES SUCCESSIONS DE MTCS SUR LE FLANC ARRIERE. (F) ZOOM DU BLOC D MONTRANT LES SUCCESSIONS DE MTCS SUR LE FLANC AVANT, D'APRES MADOF *ET AL.* (2009). 67
FIGURE 70 : MODELE CONCEPTUEL MONTRANT COMMENT L'INTERACTION ENTRE LE TAUX DE SUBSIDENCE ET L'APPORT SEDIMENTAIRE CONTROLE L'ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE D'UN MINI-BASSIN, D'APRES BANHAM & MOUNTNEY (2013C). 68
FIGURE 71 : BLOC DIAGRAMME CONCEPTUEL MONTRANT L'INFLUENCE DES MURS D'EVAPORITES LINEAIRES DURANT LE DEPOT DE LA FORMATION FLUVIO-LACUSTRE CHINLE DANS LE BASSIN DU PARADOX AUX USA. MODELE ILLUSTRANT UN FAIBLE APPORT SEDIMENTAIRE ET/OU FORTE SUBSIDENCE CORRESPONDANT A UN « HIGH-ACCOMMODATION SYSTEMS TRACT », D'APRES MATTHEWS *ET AL.* (2007). 69
FIGURE 72 : BLOC DIAGRAMME CONCEPTUEL MONTRANT L'INFLUENCE DES MURS D'EVAPORITES LINEAIRES DURANT LE DEPOT DE LA FORMATION FLUVIO-LACUSTRE CHINLE DANS LE BASSIN DU PARADOX AUX USA. MODELE ILLUSTRANT UN FORT APPORT SEDIMENTAIRE ET/OU FAIBLE SUBSIDENCE CORRESPONDANT A UN « LOW-ACCOMMODATION SYSTEMS TRACT », D'APRES MATTHEWS *ET AL.* (2007). 70
FIGURE 73 : SCHEMA DES DEUX TYPES DE BASSIN D'AVANT-PAYS, (A) LE PERIPHERIQUE AU FRONT D'UNE OROGENE, ET LE (B) LE RETRO-ARC EN ARRIERE D'UN ARC MAGMATIQUE, D'APRES DECELLES & GILES (1996). 73
FIGURE 74 : (A) VUE SCHEMATIQUE EN CARTE D'UN BASSIN D'AVANT-PAYS. (B) COUPE TRES SCHEMATIQUE D'UN BASSIN D'AVANT-PAYS, L'EXAGERATION VERTICALE EST D'ENVIRON 10 FOIS. (C) COUPE SCHEMATIQUE REVISEE D'UN BASSIN D'AVANT-PAYS AVEC LE WEDGE-TOP AU FRONT DE LA CHAINE DE MONTAGNE, PUIS EN S'ELOIGNANT LE FOREDEEP, FOREBULGE ET BACK-BULGE, D'APRES DECELLES & GILES (1996). 74
FIGURE 75 : (A) MODELE D'EMPILEMENT VERTICAL D'UN REMPLISSAGE DE BASSIN D'AVANT-PAYS, D'APRES MUTTI *ET AL.* (2003). (B) SCHEMA CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DU BASSIN D'AVANT-PAYS ALPIN, D'APRES SINCLAIR (1997). 75
FIGURE 76 : (A) EXEMPLE DE COUPE EQUILIBREE ET RESTAUREE DU BASSIN D'AVANT-PAYS ALPIN, ET D'UN SCHEMA CHRONOSTRATIGRAPHIQUE MONTRANT LA MIGRATION DES DEPOCENTRES AU COURS DU TEMPS VERS LE SUD-OUEST, D'APRES SINCLAIR (1997). (B) SCHEMA REPRESENTANT UNE MIGRATION THEORIQUE DE LA CHAINE DE PLIS ET CHEVAUCHEMENTS SUR LAQUELLE SE DEVELOPPENT SUCCESSIVEMENT DES BASSINS DITS EN « PIGGY-BACK » EN VERT, COURTOISIE DE JEAN LETOUZEY (2009). 76
FIGURE 77 : LES PRINCIPAUX FACTEURS DE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION AU SEIN D'UN BASSIN D'AVANT-PAYS, D'APRES BARRIER (2002). 77
FIGURE 78 : SCHEMA D'UN DFS CONCEPTUEL MONTRANT DES AVULSIONS SUCCESSIVES. LES CARACTERISTIQUES ARCHITECTURALES DES DEPOTS DE LA ZONE PROXIMALE, MEDIANE ET DISTALE SONT REPRESENTEES DANS LES CADRES, D'APRES NICHOLS & FISHER (2007). 80

FIGURE 79 : SCHEMA ILLUSTRANT LA DISTRIBUTION DES CHENAUX ET DES FACIES DE PLAINES ALLUVIALES, AINSI QUE LA FORME DES CHENAUX EN FONCTION DE LA DISTANCE A L'APEX, D'APRES NICHOLS & FISHER (2007). 81
FIGURE 80 : COUPE CONCEPTUELLE MONTRANT L'EVOLUTION SPATIALE D'UN DFS EN LIEN AVEC L'ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DES DEPOTS, D'APRES TRENDELL (2012). 83
FIGURE 81 : IMAGE SATELLITE DU DFS DE TAQUARI AU BRESIL QUI SE TERMINE DANS LA RIVIERE PARAGUAY, D'APRES BUEHLER (2011). 84
FIGURE 82 : SCHEMAS ILLUSTRANT L'INFLUENCE DU CLIMAT SUR UN DFS, D'APRES OWEN (2014). 85
FIGURE 83 : IMAGE SATELLITE DE DFS DANS LE BASSIN DU TARIM EN CHINE, D'APRES OWEN (2014) MODIFIE D'APRES (HARTLEY *ET AL.*, 2010). 85
FIGURE 84 : SCHEMA ILLUSTRANT UN DFS PRINCIPALEMENT GRESEUX, D'APRES OWEN (2014). 86
FIGURE 85 : SCHEMA ILLUSTRANT UN DFS PRINCIPALEMENT ARGILEUX, D'APRES OWEN (2014). 86
FIGURE 86 : SCHEMAS ILLUSTRANT LES EFFETS DES VARIATIONS DU RATIO ACCOMMODATION / APPORT SEDIMENTAIRE SUR UN DFS AU COURS DU TEMPS, D'APRES OWEN (2014). 87
FIGURE 87 : SCHEMA ILLUSTRANT LES PHASES SUCCESSIVES DE PROGRADATION ET RETROGRADATION DU DFS DE LA FORMATION ORGAN ROCK DANS LE BASSIN D'AVANT-PAYS DU PARADOX (USA) EN LIEN AVEC LES PHASES DE TECTONIQUES COMPRESSIVES ET LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES AU PERMIEN, D'APRES CAIN & MOUNTNEY (2009). 88
FIGURE 88 : COUPE SCHEMATIQUE ILLUSTRANT LES FACTEURS DE CONTROLE ALLOGENIQUES ET AUTOGENIQUE (TECTONIQUE SALIFERE) S'EXERÇANT SUR LE SYSTEME SEDIMENTAIRE EN CONTEXTE DE MINI-BASSINS. 92
FIGURE 89 : CARTE TECTONIQUE DE LA REGION NORD-EST DE LA MEDITERRANEE MONTRANT LES PRINCIPALES SUTURES ET BLOCS. LES SUTURES SONT REPRESENTEES PAR LES LIGNES NOIRES EPAISSES AVEC LA POLARITE DE SUBDUCTION INDIQUEE PAR LES TRIANGLES PLEINS. LES LIGNES NOIRES EPAISSES AVEC LES TRIANGLES VIDES CORRESPONDENT AUX SUBDUCTIONS ACTIVES. LES TRAITS NOIRS FINS AVEC DES TRIANGLES CORRESPONDENT AUX PRINCIPALES ZONES DE CEINTURES DE CHEVAUCHEMENTS ET DE PLIS, D'APRES OKAY (2008). 100
FIGURE 90 : RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES AU PERMIEN SUPERIEUR ET TRIAS SUPERIEUR, RESPECTIVEMENT CARTE (A) ET (B), D'APRES ROBERTSON (2012). 101
FIGURE 91 : RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES AU CRETACE INFERIEUR ET SUPERIEUR, RESPECTIVEMENT CARTE (A) ET (B), D'APRES ROBERTSON (2012). 102
FIGURE 92 : RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE A L'EOCENE MOYEN ET MIOCENE MOYEN, RESPECTIVEMENT CARTE (A) ET (B), D'APRES ROBERTSON (2012). 102
FIGURE 93 : CARTE NEOTECTONIQUE MONTRANT LES PRINCIPALES DEFORMATIONS SUR LA BORDURE EST DE LA MEDITERRANEE, D'APRES ROBERTSON (2012). 103
FIGURE 94 : CARTE DES BASSINS D'ANATOLIE CENTRALE EN RELATION AVEC LES ZONES DU SUTURES, EN ROUGE LES BASSINS D'AVANT-PAYS DE TYPE PERIPHERIQUE ET EN BLEU LES BASSINS LIES A L'ARC MAGMATIQUE, DISTINCTION D'APRES GÖRÜR (1998). IPS : INTRA-PONTIDES SUTURE; ITS : INTRA TAURIDE SUTURE; AS : ANTALYA SUTURE; IAES : IZMIR–ANKARA–ERZINCAN SUTURE; EAFZ : EAST ANATOLIAN FAULT ZONE; MOFZ : MALATYA–OVACIK FAULT ZONE; EFZ : ECEMIS FAULT ZONE ; HB : HAYMANA BASIN; KKB : KIRIKKALE BASIN; CB : ÇANKIRI BASIN; YSB : YOZGAT-SORGUN BASIN; YB : YILDIZELI BASIN; SKB : ŞARKISLA BASIN; SB : SIVAS BASIN; RB : REFAHIYE BASIN; TB : TUZGÖLÜ BASIN; UB : ULUKISLA BASIN; D : DARENDE BASIN, MODIFIE D'APRES BOOTH (2014A). 104
FIGURE 95 : COLONNES STRATIGRAPHIQUES SYNTHETIQUES ET EVENEMENTS TECTONIQUES MAJEURS DANS LES BASSINS ANATOLIENS DU CRETACE A L'ACTUEL ; 1 : ROCHE METAMORPHIQUE ; 2 : OPHIOLITE ; 3 : FLYSCH; 4 : CONGLOMERAT; 5 : GRES; 6 : ARGILES ; 7 : DEBRIS FLOWS; 8 : CARBONATE; 9 : CARBONATE LACUSTRE; 10 : EVAPORITE; 11 : CHARBON; 12 : TRAVERTIN; 13 : ROCHE VOLCANIQUE; 14 : MARNES; 15 : CHERT; 16 : ROCHE PYROCLASTIQUE; 17 : GRANITOÏDES; 18 : EROSION; 19 : RECIF; 20 : CARBONATE DETRITIQUE; 21 : FLUVIATILE ET GYPSE; 22 : CARBONATE LACUSTRE; 23 : GRES ET ARGILE; 24 : CHENAUX ; D'APRES GÖRÜR (1998). 105
FIGURE 96 : CARTE GEOGRAPHIQUE DE LA TURQUIE, D'APRES LE DICTIONNAIRE LAROUSSE (2012). 107
FIGURE 97 : (A) CARTE GEOLOGIQUE DE LA TURQUIE, MODIFIE D'APRES OKAY *ET AL.* (2006A) ; (B) CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DE SIVAS, D'APRES BAYKAL & ERENTÖZ (1966). 108
FIGURE 98 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE CENTRALE DU BASSIN DE SIVAS, D'APRES KURTMAN (1973). 109
FIGURE 99 : LOG SYNTHETIQUE DU REMPLISSAGE DU BASSIN DE SIVAS, D'APRES ONAL *ET AL.* (2008) ACTUALISE D'APRES KURTMAN (1973). 110

FIGURE 100 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE CENTRALE DU BASSIN DE SIVAS, D'APRES POISSON *ET AL.* (2010) ; (1) QUATERNAIRE, (2) TRAVERTIN, (3-4) LACUSTRE FIN MIOCENE-DEBUT PLIOCENE, (5) BASALTES MIOCENE MOYEN, (6) SERIES CLASTIQUES DU MIOCENE MOYEN, (7) SERIES MARINES DU MIOCENE INFERIEUR DE LA FORMATION KARACAÖREN, (8) SERIES CLASTIQUES ROUGES DE OLIGOCENE MOYEN A SUPERIEUR DE LA FORMATION KARAYÜN, (9) GYPSE DIAPIRIQUE, (10) GYPSE RESEDIMENTE, (11) GYPSE OLIGOCENE DE LA FORMATION HAFIK, (12) SERIES CLASTIQUES ROUGES DE LA FORMATION OLIGOCENE DE SELIMIYE (13) CARBONATES ET CLASTIQUES EOCENE INFERIEUR A MOYEN DE LA FORMATION BÖZBEL, (14) CARBONATE CRETACE TERMINAL-PALEOCENE INFERIEURDES FORMATIONS TEÇER ET GÜRLEVIK (15) KARAÇAYIR INTRUSION, (16) OPHIOLITES CRETACE TERMINAL, (17) CARBONATES DE PLATE-FORME MESOZOÏQUE DU TAURUS, (18) BLOC DU KIRSEHIR..... 111
FIGURE 101 : PHOTOGRAPHIE DE LA FORMATION TEÇER RECOUVRANT LES OPHIOLITES DE LA BASE DU BASSIN DE SIVAS DANS UNE STRUCTURE ANTICLINALE (LOCALISATION SUR LA FIGURE 98 ET FIGURE 100 ; PHOTO ETIENNE LEGEAY). 112
FIGURE 102 : PHOTOGRAPHIE DE LA CHAINE DE MONTAGNE DU TEÇER (LOCALISATION SUR LA FIGURE 98 ET FIGURE 100 ; PHOTO ETIENNE LEGEAY). 112
FIGURE 103 : PHOTOGRAPHIE DE LA CHAINE DE MONTAGNE DU GÜRLEVIK (LOCALISATION SUR LA FIGURE 98 ; PHOTO ETIENNE LEGEAY). 113
FIGURE 104 : PHOTOGRAPHIES DE LA FORMATION BAHÇECIK, (A) AFFLEUREMENT PRES DU VILLAGE DE BAHÇECIK AU NORD DU BASSIN DE SIVAS, (B) ZOOM SUR LA TEXTURE DU CONGLOMERAT DANS CETTE FORMATION (LOCALISATION SUR LA FIGURE 98 ET FIGURE 100 ; PHOTOS ETIENNE LEGEAY). 114
FIGURE 105 : PHOTOGRAPHIES DE (A) «GRAUWACKE», (B) FACIES A NUMMULITES, ET (C) SYSTEME TURBIDITIQUE DE LA FORMATION BÖZBEL (LOCALISATION SUR LA FIGURE 98 ET FIGURE 100 ; PHOTOS ETIENNE LEGEAY). 114
FIGURE 106 : (A) LOG SEDIMENTOLOGIQUE SYNTHETIQUE DU CRETACE A L'OLIGOCENE EFFECTUE A L'OUEST (A), AU CENTRE (B) ET A L'EST (C) DU BASSIN DE SIVAS, D'APRES CATER (1991). 115
FIGURE 107 : CARTE PALEOGEOGRAPHIQUE DURANT LE DEPOT DE LA FORMATION BÖZBEL A L'EOCENE, D'APRES CATER (1991)... 115
FIGURE 108 : LOG DE LA FORMATION TUZHISAR AVEC LES PHOTOS ASSOCIEES PRES DU VILLAGE D'ORTAKÖY DANS L'OUEST DU BASSIN DE SIVAS, D'APRES GÜNDOGAN (2005). 116
FIGURE 109 : (A) PANORAMA DE LA FORMATION SELIMIYE RECOUVERTE PAR LA FORMATION BENLIKAYA AVEC UNE FORTE DISCORDANCE ANGULAIRE, (B) FACIES A RIDES ASCENDANTES ET (C) RIDES DE CLAPOTS (LOCALISATION SUR LA FIGURE 98). 117
FIGURE 110 : FORAGE CELLALI-1 MONTRANT L'INTERPRETATION DE L'EMPILEMENT STRATIGRAPHIQUE, D'APRES ONAL (2008). .. 118
FIGURE 111 : EXEMPLES DE LOG SYNTHETIQUES DE LA PARTIE CENTRALE DU BASSIN DE SIVAS PARTANT DE L'OLIGOCENE JUSQU'AU PLIOCENE, MODIFIE D'APRES (ÇINER & KOSUN, 1996), INTEGRANT LES TRAVAUX DE AKTIMUR *ET AL.* (1988), GÖKÇE & CEYHAN (1988), ÇUBUK *ET AL.* (1994), ÇINER *ET AL*. (2002), YALCIN *ET AL*. (2003). 119
FIGURE 112 : LOGS SEDIMENTOLOGIQUES DE LA FORMATION KARAYÜN PRES DU VILLAGE DE KARAYÜN, D'APRES CATER (1991). . 120
FIGURE 113 : CARTE PALEOGRAPHIQUE DURANT LE DEPOT DE LA FORMATION KARAYÜN, D'APRES POISSON (2011)..... 120
FIGURE 114: CARTE PALEOGRAPHIQUE DURANT LE DEPOT DE LA FORMATION KARAYÜN, D'APRES POISSON (2011)..... 121
FIGURE 115 : COUPE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE SCHEMATIQUE PASSANT A TRAVERS LA FORMATION KARAYÜN, KARACAÖREN ET HAFIK, PRES DU VILLAGE DE KARAYÜN, D'APRES CATER (1991). 122
FIGURE 116 : CARTE PALEOGRAPHIQUE DURANT LE DEPOT DE LA FORMATION BENLIKAYA, D'APRES POISSON (2011). 123
FIGURE 117 : VUES PANORAMIQUES ET DE DETAIL DE LA FORMATION INCESU CONGLOMERATIQUE AU SUD DE L'UNIVERSITE DE SIVAS, LOCALISEES SUR LA FIGURE 100. 123
FIGURE 118 : CARTE PALEOGRAPHIQUE DURANT LE DEPOT DE LA FORMATION INCESU, D'APRES POISSON (2011). 124
FIGURE 119 : VUE PANORAMIQUE DE LA FORMATION GRESEUSE A CONGLOMERATIQUE D'INCESU RECOUVERTE PAR LA FORMATION LACUSTRE DE MERAKOM, LOCALISEE SUR LA FIGURE 100. 124
FIGURE 120 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE CENTRALE DU BASSIN DE SIVAS, SUR LAQUELLE EST REPOSITIONNE LE TRAIT DE COUPE EN ROUGE DES TROIS COUPES EN DESSOUS, D'APRES (GUEZOU *ET AL.*, 1996) ; COUPES DE GUEZOU *ET AL.* (1996) ; GÖRÜR (1998) ET POISSON *ET AL.* (2011) PASSANT PAR LE MASSIF DU GÜRLEVIK. 126
FIGURE 121 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE CENTRALE DU BASSIN DE SIVAS, SUR LAQUELLE EST REPOSITIONNEE LE TRAIT DE COUPE EN ORANGE LES TROIS COUPES EN DESSOUS, D'APRES YILMAZ (2006) ; COUPES DE GUEZOU (1996) ; YILMAZ (2006) ET POISSON (2011) PASSANT PAR LE MASSIF DU TEÇER AU SUD ET LA VALLEE DU KIZILMARK AU NORD..... 127
FIGURE 122 : EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE SIVAS DE LA FIN DE L'EOCENE AU MIOCENE, D'APRES CATER *ET AL.*, (1991). 128

FIGURE 123 : EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE SIVAS DE LA FIN DU MAASTRICHTIEN A L'ACTUEL, D'APRES YILMAZ *ET AL.* (2006)..... 128
FIGURE 124 : EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE SIVAS DE LA FIN DU PALEOCENE A LA FIN DU MIOCENE, D'APRES POISSON *ET AL.* (2011)..... 129
FIGURE 125 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE CENTRALE DU BASSIN DE SIVAS MONTRANT LA REPARTITION DES FORMATIONS OLIGO-MIOCENES (LOCALISATION SUR LA FIGURE 100). LES LOGS SEDIMENTOLOGIQUES DE LA FIGURE 126 SONT REPOSITIONNES EN ROUGE ET BLEU SUR CETTE FIGURE. CETTE CARTE EST REPOSITIONNEE SUR LA CARTE REGIONALE DU BASSIN DE SIVAS (FIGURE 100), D'APRES ÇINER *ET AL.* (1996)..... 130
FIGURE 126 : (A) LOG SYNTHETIQUE DE LA FORMATION AGILKAYA ATTRIBUE AU MIOCENE INFERIEUR. LA COUPE EST LEVEE DEPUIS LE VILLAGE DE AGILKAYA, (B) LOG SYNTHETIQUE DES FORMATIONS AGILKAYA ET EGRIBUCAK ATTRIBUEES AU MIOCENE INFERIEUR ET MOYEN. LA COUPE EST LEVEE DEPUIS DU VILLAGE DE KARAYÜN. LES TRACES DES LOGS SONT REPOSITIONNES SUR LA FIGURE 125, D'APRES ÇINER *ET AL.* (1996). NOTEZ LE REDOUBLEMENT DES SERIES CONTINENTALES DANS LE LOG DE DROITE. 131
FIGURE 127 : CARTE METTANT EN EVIDENCE LES EVAPORITES DIAPIRIQUES DANS LA ZONE CENTRALE DU BASSIN DE SIVAS (LOCALISATION SUR LA FIGURE 100), D'APRES ÇUBUK *ET AL.* (1998). 131
FIGURE 128 : LOG STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE DE LA ZONE CENTRALE DU BASSIN DE SIVAS, D'APRES ÇUBUK *ET AL.* (1998)... 132
FIGURE 129 : DEFORMATION DUCTILE DES EVAPORITES PRES DU VILLAGE KARAIBO DANS L'EST DU BASSIN DE SIVAS, D'APRES OCAKOGLU (1999). 132
FIGURE 130 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE CENTRALE DU BASSIN DE SIVAS, DANS LA REGION DE KARAYÜN (LOCALISATION SUR LA FIGURE 100). LE TRAIT BLEU CORRESPOND AU LEVE DE LOG SEDIMENTOLOGIQUE A L'ORIGINE DE LA COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE LA FIGURE SUIVANTE. LE LONG DU TRAIT DE COUPE LES SERIES SONT INTERPRETEES COMME CONFORMES. L'INTERPRETATION EN ROUGE EST RAJOUTEE SUITE A NOTRE CARTOGRAPHIE DE LA ZONE, MODIFIEE D'APRES ÇINER *ET AL.* (2002)..... 133
FIGURE 131 : COLONNE STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE BASEE SUR LES OBSERVATIONS EFFECTUEES DANS LA REGION DE KARAYÜN DU BASSIN DE SIVAS POUR LES FORMATIONS OLIGO-MIOCENES. LES INTERPRETATIONS EN ROUGE, AINSI QUE LES RECTANGLES DE COULEURS ET LES FLECHES SONT RAJOUTEES SUITE A NOTRE ETUDE ; MODIFIE D'APRES ÇINER (2002). 133
FIGURE 132 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA TURQUIE MONTRANT LES DIFFERENTS BLOCS, ET METTANT EN EVIDENCE EN VERT LA REPARTITION DES OPHIOLITES, D'APRES KERGARAVAT (SUBMITTED-A) MODIFIE D'APRES OKAY *ET AL.* (2006B), ÇELIK *ET AL.* (2011) ET STAMPFLI (2000). 141
FIGURE 133 : RECONSTITUTION SOUS FORME DE COUPE SUD-NORD DE L'EST DE L'ANATOLIE DU TRIAS SUPERIEUR A L'EOCENE, D'APRES LEGEAY (2015)..... 142
FIGURE 134 : RECONSTRUCTION DE L'AMALGAMATION DES BLOCS DANS L'EST DE LA TURQUIE DU CRETACE SUPERIEUR A L'EOCENE INFERIEUR, ADAPTEE POUR LE BASSIN DE SIVAS DE BOOTH (2014B). 143
FIGURE 135 : COUPE STRUCTURALE REGIONALE DU BASSIN DE SIVAS, RECOUVRANT AU NORD LE MASSIF DU KIRSEHIR ET AU SUD LE BLOC TAURIDE, D'APRES GUEZOU (1996). 143
FIGURE 136 : CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DE SIVAS, AVEC EN NOIR LES EVAPORITES ALLOCHTONES ET AUTOCHTONE DE LA FORMATION TUZHISAR DATEE EOCENE SUPERIEUR, MODIFIEE D'APRES BAYKAL (1966)..... 146
FIGURE 137 : CARTOGRAPHIE DES EVAPORITES A L'AFFLEUREMENT DANS LE BASSIN DE SIVAS, SANS DISTINCTION ENTRE LES EVAPORITES AUTOCHTONES ET ALLOCHTONES, MODIFIE D'APRES KERGARAVAT *ET AL.* (SUBMITTED-A). 146
FIGURE 138 : IMAGE SATELLITE GOOGLE EARTH DE LA MASSE EVAPORITIQUE FORTEMENT KARSTIFIEES AU NORD DU BASSIN DE SIVAS, (LOCALISATION SUR LA FIGURE 137). ON OBSERVE LA PRESENCE D'UNE MULTITUDE DE DOLINES SUB-COASLESCENTES DE QUELQUES DIZAINES DE METRES DE LARGE CHACUNE. 147
FIGURE 139 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE CENTRALE DES MINI-BASSINS DU BASSIN DE SIVAS (LOCALISATION SUR LA FIGURE 137), D'APRES KERGARAVAT *ET AL.* (SUBMITTED-B). 149
FIGURE 140 : IMAGES SATELLITES GOOGLE EARTH DES MINI-BASSINS D'EMIRHAN (A) ET TUZHISAR (B), (LOCALISATION SUR LA FIGURE 139). 150
FIGURE 141 : (A) PANORAMA D'UN DIAPIR PROBABLEMENT ENCORE ACTIF A 200M DE DENIVELE AU-DESSUS DE LA PLAINE QUATERNAIRE, LOCALISATION SUR LA FIGURE 139, (B-C) PHOTOGRAPHIES D'EVAPORITES DIAPIRIQUES CISAILLES ET BRECHIQUES, (LOCALISATION SUR LA FIGURE 139)..... 150
FIGURE 142 : VUE PANORAMIQUE D'UN DIAPIR SUR LA BORDURE SUD DU MINI-BASSIN D'AGILKAYA PRESENTANT DES STRATIFICATIONS INTERNES (LOCALISATION SUR LA FIGURE 139)..... 151

FIGURE 143 : VUE PANORAMIQUE DE MURS D'EVAPORITES CONTENANT DES BLOCS ET DES MASSIFS D'OPHIOLITES, (A) DANS LE MUR D'EVAPORITES AU SUD DU MINI-BASSIN DE CELALLI, ET (B) AU SUD-EST DU MINI-BASSIN DE TUZHISAR (LOCALISATION SUR LA FIGURE 139). 151
FIGURE 144 : VUE PANORAMIQUE PRES DU VILLAGE D'INKÖY, MONTRANT LE CONTACT CHEVAUCHANT ENTRE LA FORMATION TURBIDITIQUE DE BÖZBEL AU SUD ET LES EVAPORITES DE LA FORMATION TUZHISAR, RECOUVERTE PAR LA FORMATION CONTINENTALE ROUGE DE SELIMIYE. LES EVAPORITES COMPRENNENT AU NIVEAU DE CE CHEVAUCHEMENT DES MASSIFS OPHIOLITIQUES (LOCALISATION SUR LA FIGURE 139). 152
FIGURE 145 : (A) VUE PANORAMIQUE DE LA BORDURE NORD DU MONOCLINAL DE LA FORMATION SELIMIYE, RECOUVERTE EN DISCORDANCE ANGULAIRE PAR LA FORMATION DE BENLIKAYA (LOCALISATION SUR LA FIGURE 139). ENTRE CES DEUX FORMATIONS, DES NIVEAUX EVAPORITIQUES A GALETS D'OPHIOLITES SONT OBSERVES (B), RECOUVERT PAR DES BANCS MARINS ATTRIBUES A LA FORMATION DE KARACAÖREN (D ET C), SUR LA PHOTO (D) SONT OBSERVES DES GALETS DE LA FORMATION SELIMIYE COMPRIS DANS UNE MATRICE CARBONATEE A DEBRIS DE COQUILLES DONT DES HUITRES ; SUR LA PHOTO (C) UN GALET DE LA FORMATION SELEMIYE PERFORE PAR DES ORGANISMES DE TYPE PHOLADES. 152
FIGURE 146 : VUE PANORAMIQUE DE LA FORMATION SELIMIYE RECOUVERTE EN DISCORDANCE ANGULAIRE PAR LA FORMATION BENLIKAYA (LOCALISATION SUR LA FIGURE 139). 153
FIGURE 147 : VUE DE LA DISCORDANCE ANGULAIRE ENTRE LA FORMATION DE SELIMIYE INVERSEE ET LA FORMATION A PENDAGE NORMAL VERS LE SUD-OUEST DANS L'ANTICLINAL DE CELALLI. LA DISCORDANCE EST RECOUVERTE PAR UN INTERVALLE RAVINANT REMANIANT DE NOMBREUX BLOCS DE LA FORMATION SELIMIYE SOUS-JACENTE (LOCALISATION SUR LA FIGURE 139). 153
FIGURE 148 : COUPE STRUCTURALE REGIONALE PASSANT PAR LA ZONE A MINI-BASSINS DU BASSIN DE SIVAS, A PARTIR DE DONNEES DE TERRAIN ET L'INTEGRATION DE DONNEES DE SUBSURFACE PROVENANT DE LA COMPAGNIE PETROLIERE TRANSATLANTIC (LOCALISATION SUR LA FIGURE 136 ET FIGURE 139), D'APRES KERGARAVAT *ET AL.* (SUBMITTED-A). 155
FIGURE 149 : COLONNE STRATIGRAPHIQUE ACTUALISEE DE LA ZONE CENTRALE DU BASSIN DE SIVAS. 157
FIGURE 150 : DATATION DES CINERITES PRELEVEES DANS LA FORMATION DE BENLIKAYA DANS LE MINI-BASSIN DE ÇAYGÖREN, DATE PAR J.-L. PAQUETTE (LABORATOIRE MAGMAS ET VOLCANS, UNIVERSITE BLAISE PASCAL, CLERMONT-FERRAND). 158
FIGURE 151 : DATATION DES CINERITES PRELEVEES A LA BASE D'UNE SEQUENCE EVAPORITIQUE AU NORD DE LA ZONE A MINI-BASSINS ET NORD-EST DE LA VILLE DE SIVAS (LOCALISATION SUR LA FIGURE 139), DATEES PAR J.-L. PAQUETTE (LABORATOIRE MAGMAS ET VOLCANS, UNIVERSITE BLAISE PASCAL, CLERMONT-FERRAND). 158
FIGURE 152 : (A) TECTONIC SETTING OF THE TURKEY AREA, WITH MAIN CONTINENTAL BLOCKS, MAJOR SUTURE ZONES AND OLIGOCENE MIOCENE SIVAS BASIN DEPOSITS, MODIFIED FROM OKAY *ET AL.* (2006). (B) GEOLOGICAL MAP OF THE SIVAS BASIN WITH THE THREE MAJOR UNIT BLOCKS AND LOCATION OF THE STUDY AREA, MODIFIED FROM BAYKAL & ERENTÖZ (1966). .. 176
FIGURE 153 : (A) REGIONAL COMPOSITE LITHOSTRATIGRAPHIC COLUMN SHOWING THE AVERAGE THICKNESS OF THE VARIOUS STRATIGRAPHIC UNITS IN THE CENTRAL SIVAS BASIN. (B) GEOLOGICAL MAP OF THE CENTRAL SIVAS BASIN, SHOWING THE LOCATION OF SALT OUTCROPS (BLACK AND GREY) AND THE POLYGONAL GEOMETRY OF GYPSUM WALLS SURROUNDING THE MINI-BASINS. 177
FIGURE 154 : (A) GOOGLE EARTH SATELLITE VIEW OF THE EMIRHAN MINI-BASIN SHOWING THE MEASURED SEDIMENTOLOGICAL SECTIONS AND THE LOCATION OF PANORAMA VIEWS (COORDINATES: 39°42.6440N; 37°13.6680E). (B) MAPPING OF THE EMIRHAN MINIBASIN, SHOWING THE LOCATION OF PALAEOCURRENT DATA AND SATELLITE AND PANORAMIC VIEWS. 179
FIGURE 155 : PALAEOCURRENT ANALYSES FROM FOUR AREAS OF THE STUDIED EMIRHAN MINI-BASIN ARE PLOTTED AS ROSE DIAGRAMS: (I) WESTERLY-MID PART OF THE MINI-BASIN; (II) EASTERLY-MID PART OF THE MINI-BASIN; (III) WESTERLY-UPPER PART OF THE MINIBASIN AND (IV) EASTERLY-UPPER PART OF THE MINI-BASIN. THE ROSE DIAGRAM PETAL WIDTH IS 10°. VM, VECTOR MEAN PALAEOFLOW DIRECTION AND N, NUMBER OF MEASUREMENTS. LOCATIONS OF THESE MEASUREMENTS ARE SHOWN IN FIGURE 154B. 180
FIGURE 156 : DESCRIPTION AND INTERPRETATION OF 16 LITHOFACIES IN THE EMIRHAN MINI-BASIN (MODIFIED FROM MIALL, 1985, 1996). 181
FIGURE 157 : DESCRIPTION AND INTERPRETATION OF FLUVIAL STRATAL ARCHITECTURES IN THE EMIRHAN MINI-BASIN, MODIFIED AFTER MIALL (1996). 182
FIGURE 158 : STRATIGRAPHIC UNITS, FACIES ASSOCIATIONS AND LITHOFACIES IN THE EMIRHAN MINI-BASIN SUCCESSION. 183
FIGURE 159 : OUTCROP PHOTOGRAPHS OF REPRESENTATIVE LITHOFACIES OBSERVED IN THE EMIRHAN MINI-BASIN AND SUMMARIZED IN FIGURE 156 AND FIGURE 157. (A) LITHOFACIES GMD, EXTRAFORMATIONAL CONGLOMERATE COMPOSED PREDOMINANTLY

of ophiolite, igneous, metamorphic and evaporites clasts in a coarse sand matrix, part of pencil for scale: 010 m. 185
Figure 160 : Representative sedimentary log from sections measured across the Emirhan mini-basin. 188
Figure 161 : (A) Dimensions of sandstone beds from the Emirhan mini-basin determined from mapping and aerial photography. The data represent width and thickness values for apparent individual (not stacked) sandstone bodies and were corrected for obliquity to palaeoflow. Facies Associations: (F.A. A) fluvial conglomerate and floodplain mudstone; (F.A. B) fluvial terminal splay and playa-lake; (F.A. C) fluvial terminal splay and floodplain mudstone; (F.A. D1) amalgamated migrating braided channel complex; (F.A. D2) non-migrating low sinuosity channels; and (F.A. E) saline Lacustrine deposits. (B) Classical plot of channel thickness versus channel width for 66 sandstone bodies..... 189
Figure 162 : Representative views of the Emirhan mini-basin and the six units. Locations of panoramic views are shown in Figure 154A. 192
Figure 163 : Map showing distribution of sandstones and six units making up the Karayun Formation in the Emirhan mini-basin. The map shows the depositional boundaries between the units and the stratal geometries. 194
Figure 164 : (A) Stratigraphic and facies assemblage panel for the Emirhan mini-basin, based on field mapping and correlation of measured outcrop sections. The panel summarizes major stratigraphic thickness changes and angular stratal relationships across the study area. (B) Google Earth satellite view of the eastern part of Unit 5 in the Emirhan mini-basin, showing lateral facies changes from sandstone beds to floodplain mudstone, occurring at a maximum of 500 m from the marine unconformity towards the west. 195
Figure 165 : Schematic depositional model of a sheet-flood dominated fluvial distributary system representing the Karayün Formation, modified after Cain & Mountney (2009). The proximal area is characterized by unconfined flow in alluvial environments. The medial area is characterized by ephemeral streams (unconfined terminal splay), and the distal area exhibits playa-lake and lacustrine environments. 197
Figure 166 : View showing very rapid transition from playa-lake facies association (Unit 3) to large-scale fluvial braided facies association (Unit 4), displaying an abrupt progradational signature. Location of this panoramic view is shown in Figure 154A. 198
Figure 167 : Photographs and satellite views displaying typical interaction between sediment and salt tectonic activity. Locations of panoramic views are shown in Figure 154B. (A) Google Earth satellite view of T geometry affecting Unit 5 on the western border (diapir). (B) View of hook geometry affecting Unit 4 (400 m) on the eastern border (diapir), truncated and onlapped by marine deposits. (C) View of hook geometry affecting a sequence of Unit 3 on the western border (weld). (D) Google Earth satellite view of wedge geometry affecting a sequence of Unit 2 on the western border (diapir). 200
Figure 168 : Diagrammatic cross-section illustrating the subsidence of Emirhan mini-basin through time. Dark lines indicate stratigraphic unit boundaries and dashed lines indicate some sequence boundaries. 203
Figure 169 : Synthesis of depositional environments, stratigraphy, accommodation space/sediment supply ratio and type of halokinetic geometry, as well as interpretations of accommodation type and rates of sediment accumulation and salt rise for the six units of the Emirhan mini-basin. 204
Figure 170 : (A) carte geologique de la bordure Nord-Ouest du mini-bassin d'Emirhan, mettant en evidence un eventail sedimentaire plongeant vers le bas de la serie, separe des series inferieures par une suture evaporitique ; (B) schema evolutif de la reconstruction de cette structure ; d'apres Kergaravat *et al.* (Submitted-b)..... 207
Figure 171 : (A) Tectonic setting of Turkey, with main continental blocks, major suture zones and Oligocene-Miocene Sivas basin deposits, modified from Okay, 2006. (B) Geological map of the Sivas Basin with the three major tectonic units (Pontides, Taurus and Kirşehir massif) and location of the study area, modified from Baykal, F. & Erentöz, C., 1966. Distribution of evaporite formations (in black) in the Sivas basin, showing polygonal pattern of outcrops in the study area (Figure 172). 217
Figure 172 : (A) Regional composite lithostratigraphic column showing average thickness of the various stratigraphic units in the central Sivas Basin. (B) Geological map of the central Sivas Basin, showing location of gypsum and anhydrite outcrops (black and grey) and the polygonal geometry of gypsum walls surrounding the mini-basins. Mini-basins names in red are the studied mini-basins: Emirhan, Karayün, Ilkindi, Arpayazi,

Eğribucak, Yeniköy, Yavu, Eskiboğazkesen, Köy, and Inceyol. (C) Schematic South-North cross-section across the Sivas mini-basins..... 218
Figure 173 : (A) Geological map of the central Sivas Basin, showing location of measured sedimentological sections and palaeocurrent data. Dashed-line rectangle area covered in Figure 173B. (B) Geoeye satellite colour composite image of some Sivas mini-basins showing location of panoramic views and interpreted zooms given on Figure 178, Figure 179, Figure 181, Figure 182, Figure 183 and Figure 184..... 219
Figure 174 : Description and interpretation of lithofacies and stratal architecture of the Karayün Formation in ten mini-basins, with a representative sedimentary log of sections measured across the Karayün Formation..... 222
Figure 175 : Outcrop photographs of representative lithofacies in the Karayün Formation as observed in several mini-basins and summarized in Figure 174. (A) Lithofacies Gt and Ss in the Middle member of the Arpayazi mini-basin, trough cross-stratified conglomerates (Gt) and scours filled by cobbles, granules and abundant intraformational mudclasts (Ss) representing a pebble channel lag. The intra-formational clasts are sub-rounded to rounded and between 1 cm and 20 cm in size; pencil for scale: 0.10 m. (B) Lithofacies St in the Middle member of the Karayün mini-basin, medium-scale fluvial trough cross-bedding in fine- to coarse-grained sandstones; part of hammer for scale: 0.30 m. (C) Lithofacies C in the Upper member of the Ilkindi mini-basin, dark to blue grey carbonaceous micrites with ostracods and plants; part of hammer for scale: 0.30 m. (D) Lithofacies Sr in the Lower member of the Emirhan mini-basin, fine-grained to medium-grained sandstones with climbing-ripple lamination; part of pen for scale: 8 cm. (E) Lithofacies E in the Upper member of the Eğribucak mini-basin, evaporitic beds with laminar and fibrous forms (gypsum and anhydrite), part of Jacob staff for scale: 0.30 m. See Figure 174 for explanation and interpretation of lithofacies..... 223
Figure 176 : Subregional SW-NE stratigraphic panel for the Karayün Formation based on field mapping and correlation of measured outcrop sections. The panel summarizes the main variations in thickness between the ten studied mini-basins. The first development of evaporitic facies is used as a correlative interval or datum for the basal limit of the Upper member. The measured sections are located in Figure 173..... 226
Figure 177 : Summary of the stacking patterns within the Lower, Middle and Upper members of the Karayün Formation in the studied mini-basins. Content and thickness variation of sand/conglomerate, evaporite, carbonate and floodplain mudstone within the Lower, Middle and Upper members in each mini-basin..... 228
Figure 178 : Views of the Karayün Formation and the Lower, Middle and Upper members. The dashed red lines represent the contact between the Lower and Middle member. The dashed black lines represent the contact between the Middle and Upper member. Locations of panoramic views are shown in Figure 173. (A) Transition between the Middle member (high proportion of fluvial conglomerate and floodplain mudstone) and the Upper member (saline lacustrine deposits comprising sandstones, evaporites, dolomudstones and floodplain mudstones) in the Karayün mini-basin. (B) Sharp transition between the Lower member (fluvial terminal splay and playa-lake deposits) and Middle member (highly amalgamated extensive sandstone bodies) in the Emirhan mini-basin. (C) Lower member in the Emirhan mini-basin comprising evaporitic, floodplain mudstone, sandstone and conglomeratic facies. (D) Lower member in the Ilkindi mini-basin comprising evaporitic, floodplain mudstone and sandstone facies..... 229
Figure 179 : Paleogeographic-tectono-stratigraphic diagrams of the Karayün formation in the studied mini-basins. (A) Depositional model illustrating sedimentary pattern of the basal part of the Lower member, showing the inception of a depocenter filled by small terminal splays. The sediment distribution across this area is influenced by elevated topographic highs produced by halokinesis. (B) Depositional model illustrating sedimentary pattern of the uppermost part of the Lower member, showing the coalescence of depocenters filled by terminal splays. The sediment distribution across this area is still influenced by elevated topographic highs produced by halokinesis. (C) Depositional model illustrating sedimentary pattern of the Middle member, showing invasion of voluminous clastic input into this area. This isopachous member seems to cover the diapir, and shows very little evidence of syn-sedimentary halokinesis. (D) Depositional model illustrating sedimentary pattern of the Upper member, showing establishment of a saline lacustrine environment associated with rejuvenation of diapirs leading to disconnection of the mini-basins..... 233
Figure 180 : (A) Larger-scale version of the geoeye satellite colour composite image of Figure 173, showing the northern border of the Ilkindi mini-basin. (B) Line drawing of the Ilkindi border showing depositional

evaporitic beds in close contact with existing salt weld. These evaporitic beds tend to pinch out laterally a short distance away from the northern weld and can be interpreted as chemically remobilized evaporites formed locally in the playa-lake environment of the Lower member. The dashed red lines represent the contact between the Lower and Middle member..... 233
Figure 181 : Conceptual block diagram showing the Emirhan mini-basin. The dashed red lines represent the contact between the Lower and Middle member. The dashed black lines represent the contact between the Middle and Upper member. (A) Larger-scale version of Figure 173B illustrating a succession of hook-shaped stratal geometries and the tabular composite halokinetic sequence on the western border of the Emirhan mini-basin Lower member. (B) Photo view of a typical succession of small hook structures affecting the playa-lake Lower member. (C) Larger-scale version of Figure 173B illustrating the wedge-shaped stratal geometry and the tapered composite halokinetic sequence of the eastern border of the Emirhan mini-basin Lower member. (D) Photo view of a large hook structure affecting the fluvial Middle member, truncated and onlapped by marine deposits. 237
Figure 182 : Conceptual block diagram showing the Karayün mini-basin. The dashed red lines represent the contact between the Lower and Middle member. The dashed black lines represent the contact between the Middle and Upper member. (A) Larger-scale version of Figure 173B illustrating stratal pattern of the western border of the Karayün mini-basin western boundary. (B) Larger-scale version of Figure 173B illustrating stratal pattern of the eastern border of the Karayün mini-basin. (C) Photo view displaying folding of the fluvial Middle member on the western boundary. 238
Figure 183 : Outcrop photographs illustrating the geometry of the western border of the Emirhan mini-basin. (A) View of individual hook structures. (B) Line drawing of detailed hook structures. (C and D) Views of destabilisation breccias derived from the upturned underlying strata. This facies consists of matrix-supported fine to coarse-grained sediment containing angular pebbles or cobbles of the underlying strata..... 239
Figure 184 : (A) Larger-scale version of Figure 173 illustrating the hook-shaped stratal geometry of the Arpayazi mini-basin in the fluvial Middle member. (B) Larger-scale version of Figure 173 illustrating hook-shaped stratal geometry of the Yavu mini-basin in the fluvial Middle member. The dashed red lines represent the contact between the Lower and Middle member. 240
Figure 185 : Four conceptual sketch sections showing the role played by halokinesis in the generation of regional accommodation. (A) Salt-induced local accommodation with low sediment supply resulting from mini-basin subsidence induces changes in stratigraphic thickness which accompany the development of growth strata and small halokinetic structures flanking the mini-basin borders, such as during deposition of the playa-lake Lower member. The topographically elevated salt walls and diapirs are especially well expressed when the sediment supply cannot fill the available accommodation and thus exerts a tight control on the sediment dispersal pattern. (B) Salt-induced local accommodation with high sediment supply resulting from mini-basin subsidence induces stratigraphic thickness changes accompanying the development of growth strata and small halokinetic structures flanking the mini-basin borders such as during deposition of the playa-lake Lower member. When the sediment supply is able to fill the available accommodation produced by mini-basin subsidence, the salt walls and diapirs are not topographically elevated and thus do not exert a local control on the sediment dispersal, such as in the case of the Black Ledge unit of the Chinle formation in the northeast Paradox Basin. (C) Tectonically driven regional accommodation attributed to the foreland flexure leads to the deposition of relatively isopachous series draping and finally obscuring the salt topography, such as observed in the fluvial braided Middle member. (D) Regional and coeval salt-induced accommodation produce very small changes in thickness and facies across the mini-basins, but secondary mini-basins can develop related to local subsidence on top of diapirs driven by salt movement at depth, such as during deposition of the Upper member of the Karayün Formation. 243
Figure 186 : Conceptual models of facies distribution, stratal geometries and thickness variations in a distributive fluvial system based on interpretations of the Sivas mini-basins as well as the Paradox and La Popa Basins. . 245
Figure 187 : Carte geologique de la zone a mini-bassin mettant en evidence les depots de la formation Selimiye en base des mini-bassins ; les cadres rouges correspondent aux zooms des figures suivantes..... 248

FIGURE 188 : EXEMPLES DU CONTACT ENTRE LES EVAPORITES DIAPIRIQUES DE BASE DE MINI-BASSINS EN NOIR, ET LA SUCCESSION : FORMATION DE SELIMIYE, NIVEAU EVAPORITIQUE PUIS FORMATION DE KARAYÜN, METTANT EN EVIDENCE LES NUANCES DE COULEURS ENTRE LES DEUX FORMATIONS (LOCALISATION SUR LA FIGURE 187). (A) PANORAMA A LA BASE DU MINI-BASSIN DE KARAYÜN METTANT EN EVIDENCE LES NUANCES DE COULEURS ENTRE LES SERIES ATTRIBUEES A LA FORMATION SELIMIYE EN ROUGE LIE-DE-VIN ET CELLE DE LA FORMATION KARAYÜN. (B-C-D) IMAGES SATELLITE GEOEYES MONTRANT LA SERIE SELIMIYE SEPAREE DE LA FORMATION KARAYÜN PAR UN NIVEAU EVAPORITIQUE..... 249
FIGURE 189 : TABLEAU RECAPITULATIF DES PROPORTIONS MINERALOGIQUES D'ECHANTILLONS PRELEVES DANS LA FORMATION SELIMIYE AU SUD DE LA ZONE A MINI-BASSINS, A LA BASE DES MINI-BASSINS SOUS LE NIVEAU EVAPORITIQUE ET EGALEMENT JUSTE AU-DESSUS STRATIGRAPHIQUE DANS LA FORMATION KARAYÜN, ANALYSE RX REALISEE PAR JEAN-PIERRE GIRARD DE TOTAL. 250
FIGURE 190 : (A) IMAGE SATELLITE GEOEYES DU MINI-BASSIN D'ISHANI AVEC LA FORMATION DE SELIMIYE ENTOURE EN POINTILLE, (B) CARTE GEOLOGIQUE DETAILLEE DE CE MINI-BASSIN MONTRANT LA PRESENCE DE LA FORMATION DE SELIMIYE SOUS LA FORMATION KARAYÜN SEPARE PAR UN NIVEAU EVAPORITIQUE (LOCALISATION SUR LA FIGURE 187). 250
FIGURE 191 : (A) PANORAMA DU MINI-BASSIN D'ISHANI, AVEC A LA BASE LES ARGILES BLEUES DE LA FORMATION SELIMIYE, UN NIVEAU EVAPORITIQUE (TRAIT POINTILE ROUGE), LA FORMATION KARAYÜN ET LES FALAISES DE CARBONATES A ALGUES ROUGES DE LA FORMATION MARINE DE KARACAÖREN ; (B) ZOOM DES BANCS GRESEUX INTERCALES DANS LES ARGILES BLEUES DE LA FORMATION SELIMIYE..... 251
FIGURE 192 : PHOTOGRAPHIES DE LA BASE DU MINI-BASSIN DE KARAYÜN ET PLUS PRECISEMENT DU CONTACT ENTRE LA FORMATION SELIMIYE ET LE NIVEAU EVAPORITIQUE LA SEPARANT DE LA FORMATION KARAYÜN. 252
FIGURE 193 : PHOTOGRAPHIES DU FACIES DE « CAPROCK » OBSERVE PONCTUELLEMENT AU CONTACT ENTRE LA FORMATION SELIMIYE ET LE NIVEAU EVAPORITIQUE. 253
FIGURE 194 : PHOTOGRAPHIES DU NIVEAU EVAPORITIQUE SEPARANT LA FORMATION SELIMIYE DE LA FORMATION KARAYÜN DANS LE MINI-BASSIN DE KARAYÜN. 253
FIGURE 195 : IMAGE SATELLITE GOOGLE EARTH PRO DU MUR D'EVAPORITES SEPARANT LES BASSINS DE KARAYÜN D'ILKINDI, ET METTANT EN EVIDENCE LA CONNEXION DES NIVEAUX EVAPORITIQUES AU SOMMET DE LA FORMATION SELIMIYE AVEC LE MUR EVAPORITIQUE. 254
FIGURE 196 : MODELES EVOLUTIFS TRES SCHEMATIQUE DE MISE EN PLACE DE GLACIERS ENTRE LES MINI-BASSINS D'ILKINDI ET KARAYÜN, MODIFIE D'APRES KERGARAVAT (2012). 254
FIGURE 197 : (A) IMAGE SATELLITE GEOEYES DU PLI HALOCINETIQUE DE LA BORDURE NORD-EST DU MINI-BASSIN D'ARPAYAZI (LOCALISATION FIGURE 187), (B-C) PHOTOGRAPHIES DU CONTACT EROSIFS ET DU FACIES, ET LOGS SEDIMENTOLOGIQUES SERIES DE LA SERIE RECOUVRANT EN DISCORDANCE LE PLI HALOCINETIQUE..... 256
FIGURE 198 : SCHEMA ILLUSTRANT LA MIGRATION DU DEPOCENTRE DE L'UNITE 5 DURANT LE SOULEVEMENT DE LA BORDURE OUEST DU MINI-BASSIN D'EMIRHAN, D'APRES RIBES *ET AL.* (2015). 256
FIGURE 199 : (A) GENERAL TECTONIC SETTING OF TURKEY, WITH MAIN CONTINENTAL BLOCKS, MAJOR SUTURE ZONES AND OLIGOCENE-MIOCENE SIVAS BASIN DEPOSITS, AFTER RIBES *ET AL.* (2015), MODIFIED FROM OKAY (2006). (B) GEOLOGICAL MAP OF THE SIVAS BASIN SHOWING THE STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION WITHIN THE THREE MAJOR STRUCTURAL UNITS OF THE STUDY AREA, AFTER RIBES *ET AL.* (2015), MODIFIED FROM BAYKAL, F. & ERENTÖZ, C., 1966. THE DISTRIBUTION OF EVAPORITE DEPOSITS (IN BLACK) SHOWS THE POLYGONAL PATTERN ASSOCIATE TO THE SALT WITHDRAWAL (FIGURE 200). 266
FIGURE 200 : (A) REGIONAL COMPOSITE COLUMN SHOWING THE GENERAL STRATIGRAPHY, FACIES ASSEMBLAGE AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE CENTRAL SIVAS BASIN. (B) DETAILED GEOLOGICAL MAP OF THE CENTRAL SIVAS BASIN, SHOWING IN PARTICULAR THE LOCATION OF GYPSUM AND ANHYDRITE OUTCROPS (BLACK AND GREY) AND THE POLYGONAL DISTRIBUTION OF THE GYPSUM WALLS SURROUNDING THE MINI-BASINS. (C) SCHEMATIC SOUTH-NORTH CROSS-SECTION ACROSS THE CENTRAL SIVAS BASIN SHOWING THE CANOPY OVERLYING SITUATION OF SOME MINI-BASINS. 267
FIGURE 201 : (A) DETAILED SEDIMENTOLOGICAL MAP OF THE CENTRAL SIVAS BASIN OF THE MIOCENE SERIES. FOUR STRATIGRAPHICAL UNITS (IN SHADES OF BLUE ON THE MAP) HAVE BEEN DISTINGUISHED IN THE MARINE KARACAÖREN FM; AND TWO STRATIGRAPHICAL UNITS (IN SHADES OF YELLOW ON THE MAP) HAVE BEEN DISTINGUISHED FOR THE CONTINENTAL BENLIKAYA FM. THE MEASURED SEDIMENTOLOGICAL SECTIONS AND MAIN PALAEOCURRENTS ARE INDICATED. THE RECTANGLES BORDERED BY A FIGURE NUMBER SHOW THE POSITION OF THE SITES ILLUSTRATED IN THIS PAPER. 270
FIGURE 202 : SYNTHESIS OF THE FACIES ASSOCIATIONS EVIDENCED IN THE KARACAÖREN AND BENLIKAYA FORMATION OF THE SEVENTEEN MINI-BASINS. 271

FIGURE 203 : SEDIMENTARY LOG OF THE TUZHISAR MINI-BASIN. THIS SECTION REPRESENTS THE MOST COMPLETE SUCCESSION ENCOUNTERED AMONG THE SEVENTEEN SIVAS MINI-BASINS AND IS USED AS THE REFERENCE SECTION. 273
FIGURE 204 : OUTCROP VIEWS OF REPRESENTATIVE DELTAIC FACIES ASSOCIATIONS IN THE KARACAÖREN FORMATION FROM SEVERAL MINI-BASINS. (A) SUBAQUEOUS DISTRIBUTARY CHANNELS FACIES ASSOCIATION K4S IN THE EMIRHAN MINI-BASIN (A; FA K4S). THIS CHANNEL UNCOMFORMABLY OVERLAY THE KARAYÜN FM WITH INTENSE BEDROCK BLOCKS REWORKING (B). IT IS COVERED BY WELL SORTED DISTRIBUTARY MOUTH-BARS (C; FA K2S). (B) MEDIUM-SCALE SIGMOIDS OF THE FACIES ASSOCIATION K3S IN THE BINGÖL MINI-BASIN (A). THIS FACIES IS CONFORMABLY COVERED BY DISTRIBUTARY MOUTH-BARS OF FACIES ASSOCIATION K2S (B). (C) DELTA FRONT FACIES ASSOCIATION K1S IN THE AĞILKAYA MINI-BASIN RECORDING AN ALTERNATION BETWEEN DISTAL DISTRIBUTARY MOUTH-BARS FRINGES PULSES AND PRO-DELTA SHALES SUSPENSION SETTING. (D) LARGE-SCALE SIGMOIDS OF THE FACIES ASSOCIATION K3S IN THE BINGÖL MINI-BASIN FORMING A GILBERT-TYPE DELTA STRUCTURE (A). THE 15-M-HIGH CLINOFORMS SHOW OBLIQUE PARALLEL WEDGE PLANAR FORESETS DOWNLAPPING ON THE UNDERLYING DISTRIBUTARY MOUTH-BARS FA K2S WITH A DOWN-TRANSPORT FACIES TRANSITION FROM CONGLOMERATE TO SANDSTONE TOWARD THE BOTTOMSET (B). (E) DISTRIBUTARY MOUTH-BARS FACIES ASSOCIATION K2S IN THE YAVU MINI-BASIN. THE ESCARPMENT CORRESPONDS TO DECIMETRE- TO METER-THICK STACKED FINING-UPWARD SANDSTONE BEDSETS FORMING AN OVERALL COARSENING-UPWARD SEQUENCE PASSING TO GRAVEL AND PEBBLE CONGLOMERATES ON TOP. 275
FIGURE 205 : CLOSE-UP VIEWS FROM SELECTED OUTCROPS AND ASSOCIATE THIN SECTIONS OF REPRESENTATIVE CARBONATE RAMP FACIES ASSOCIATIONS IN THE KARACAÖREN FORMATION OBSERVED IN SEVERAL MINI-BASINS. (A1-2) BRYOZOAN-LEPIDOCYCLINID-ECHINODERM FACIES ASSOCIATION K1C WITH ABUNDANT BRYOZOANS WITH ERECT RIGID FORM (A), LEPIDOCYCLINID (B) AND ECHINODERM (C) PROBABLY DEPOSITED BELOW THE FAIR-WEATHER WAVE BASE AT ABOUT 40-30M WATER DEPTH ON A DISTAL MID RAMP. (B1-2) CORALLINE RED ALGAL RUDSTONE FACIES ASSOCIATION K2C KNOWN IN THE LITERATURE AS THE FACIES À PRÂLINE. (B3-4) CORALLINE RED ALGAL (A) MIXED WITH EXTRA-FORMATIONAL GRAIN (B) AND OTHER BIOTA (C: LAMELLIBRANCHES; D: ECHINOID) CORRESPONDING TO MIXED FACIES ASSOCIATION K2CS. (C1-2) SMALL, ISOLATED PATCH REEF MOUND-LIKE ALMOST ENTIRELY COMPOSED OF IN SITU GROWING SCLERACTINIAN CORALS COLONIES WITH RARE OCCURRENCES OF SOLITARY CORALS ATTRIBUTED TO THE CORALGAL FACIES ASSOCIATION K3C. C1 CORAL CORRESPOND TO PHYLLOCAENIA SPECIES, C2 CORAL CORRESPOND TO PORITES SPECIES, DETERMINED BY CHRISTIAN CHAIX. (D1-2) BRACKISH FORAMINIFERAL GRAINSTONE OF THE FACIES ASSOCIATION K4C, CONSTITUTED BY A VERY RICH PALAEONTOLOGICAL SUITE INCLUDING PORCELLANEOUS BENTHIC FORAMINIFERS SUCH AS PENEROPLIS (A) AND MILIOLIDAE (B) COATED WITH COMMON CONCENTRIC MICRITIC LAMINAE. (D3) BRACKISH FORAMINIFERAL GRAINSTONE WITH VARIABLE CONTENT OF DETRITAL GRAINS (A) ATTRIBUTED TO THE MIXED FACIES ASSOCIATION K4CS. 277
FIGURE 206 : TRIANGULAR DIAGRAM SHOWING THE BATHYMETRIC FACIES PARTITIONING AND ASSOCIATE FACIES ASSOCIATIONS BETWEEN THE CARBONATE AND SILICICLASTIC POLE OF THE DEPOSITIONAL MODEL 1. 278
FIGURE 207 : SCHEMATIC BLOCK FOR MIXED DELTAIC AND CARBONATE RAMP DEPOSITIONAL MODEL 1 OF THE KARACAÖREN FM. THIS SYSTEM IS BOTH CONTROLLED BY THE TERRESTRIAL INPUT AND THE CARBONATE IN SITU PRODUCTION, DEPENDING OF THE POSITION AND FLUX RATE OF THE RIVER NETWORK. MIXED FACIES DEVELOP ON THE TRANSITIONAL DOMAINS OR ON AREA SUBMITTED TO COASTAL CURRENTS. LOCAL UPLIFTS AND/OR FAULTING BY SALT RISE LED TO POSSIBLE GILBERT DELTA-TYPE DEPOSITIONAL WEDGE. 279
FIGURE 208 : OUTCROP VIEWS AND CLOSE-UP PHOTOS OF RESTRICTED BAY TO COASTAL PLAIN FACIES ASSOCIATION IN THE KARACAÖREN FORMATION AS OBSERVED THROUGH THE MINI-BASINS. (A) TROUGH CROSS-STRATIFICATION (A) TOPPED BY CLIMBING RIPPLES (B) IN A SANDY BRAIDED CHANNEL FA K13; DETAILED VIEW OF PHOTOGRAPH D. (B) OYSTERS BIOHERM IN COSTAL FLOODPLAIN OF THE FACIES ASSOCIATION K11 ; DETAILED VIEW OF PHOTOGRAPH D. (C) CHAROPHYTES AND OSTRACODES LIMESTONE OF THE LACUSTRINE FACIES ASSOCIATION K12 IN THE AKPINAR MINI-BASIN. (D) GENERAL VIEW SHOWING A SANDY BRAIDED CHANNELS (A) SANDWICHED IN THE COASTAL AND INTERDISTRIBUTARY BAY SHALES OF THE FACIES ASSOCIATION K11 IN THE CELALLI MINI-BASIN. (E) TURRITELLA-RICH LOBES FRINGE DEPOSITS OF THE FACIES ASSOCIATION K9 AND K8 IN THE EMIRHAN MINI-BASIN. (F) PYRITIC LEVEL (A) AND SILTSTONE BEDS (B) IN THE DARK BLUE AZOIC INTERDISTRIBUTARY BAY SHALE TO MARL OF THE FACIES ASSOCIATION FA K6 IN THE CELALLI MINI-BASIN. (G) THICK EROSIVE SUBAQUEOUS DISTRIBUTARY CHANNELS OF THE FACIES ASSOCIATION FA K10 CONTAINING ABUNDANT INTRAFORMATIONAL MUDCLASTS SCRAPED ON LATERAL LEVEES OR ON THE BASAL INTERDISTRIBUTARY SHALLY SEQUENCE. (H) LOBE FRINGE DEPOSITS FROM FACIES ASSOCIATION FA K9 SHOWING A THICKENING-THINNING UPWARD LOOP SEQUENCE INTERPRETED AS A FLOODING-WANING FLOW EVENT IN THE INTERDISTRIBUTARY BAY. THIS DEPOSIT IS OFTEN TOPPED BY WAVE-RIPPLES (A). 281

FIGURE 209 : DISTRIBUTION OF THE FAUNA RELATIVE TO SALINITY IN THE RESTRICTED BAY TO COASTAL PLAIN (DEPOSITIONAL MODEL 2 FACIES ASSOCIATIONS). THE CONJUNCTION OF TERRIGENOUS STARVATION AND LARGE FRESH WATER ON FULLY ISOLATED LAGOON LED TO THE DEVELOPMENT OF FRESH WATER CONDITIONS. 282
FIGURE 210 : SCHEMATIC DEPOSITIONAL MODEL OF THE RESTRICTED BAY TO COASTAL PLAIN ENVIRONMENTS REPRESENTING THE DEPOSITIONAL MODEL 2 FOR THE KARACAÖREN FM. THE RESTRICTED BAY TO COASTAL PLAIN ENVIRONMENT RECORDS SUCCESSIVE RESTRICTED, OPEN-MARINE AND BRACKISH CONDITIONS THROUGH TIME DEPENDING OF THE IMPORTANCE OF THE THRESHOLD. THE COASTAL PLAIN ENVIRONMENT EXHIBITS FLUVIAL CHANNELS WITH CREVASSE SPLAY, COASTAL FLOODPLAIN AND OCCURRENCES OF EPHEMERAL FRESH-WATER LAKE DEPOSITS..... 283
FIGURE 211 : MAIN FACIES OF THE DISTRIBUTIVE FLUVIAL SYSTEM OF THE BENLIKAYA FM OBSERVED IN DIFFERENT MINI-BASINS. (A) MASSIVE MATRIX-SUPPORTED CONGLOMERATE FACIES ASSOCIATION B8 IN THE SAKLI MINI-BASIN. THIS FACIES SHOWS SUB- TO WELL-ROUNDED, COBBLE- TO BOULDER-SIZED CLASTS OF VARYING PROPORTIONS AND COMPRISING BLOCKS OF THE SELEMIYE FM. AND OPHIOLITIC ROCKS AND CARBONATES FROM THE PALAEOCENE AND EOCENE FMS. (B) EVAPORITIC BEDS WITH LAMINAR AND FIBROUS FABRIC (A: GYPSUM AND ANHYDRITE) INTERBEDDED WITH GREEN SHALES (B) CORRESPONDING TO THE FA B1 OBSERVED IN THE ÇAYGÖREN MINI-BASIN. (C) OSTRACODES AND GASTROPOD (B) BEARING CARBONACEOUS MUDSTONE SHOWING MOLDIC CAVITIES AND VERTICAL ROOT AND ROOTLET TRACES (A) ASSOCIATED TO A FENESTRAE FABRIC OF THE FACIES ASSOCIATION FA B6 OBSERVED IN THE SAKLI MINI-BASIN. (D) EXTENSIVE AMALGAMATED BRAIDED CHANNELS CORRESPONDING TO FACIES ASSOCIATION FA B7 INTERBEDDED INTO THE REDDISH FLOODPLAIN PELITES FA B4 DEPOSITS, OBSERVED IN THE CELALLI MINI-BASIN. (E) POORLY SORTED AND GRADED PEBBLY CONGLOMERATE CHANNEL BASE OF FACIES ASSOCIATION FA B7. CLOSE-UP VIEW OF PHOTO D. (F) PANORAMIC VIEW OF THE BENLIKAYA FM IN THE KIZILKAVRAZ MINI-BASIN, SHOWING A COMPLETE 1000 M THICK MEGASEQUENCE (UNIT 1 AND 2) FROM BRAIDED CHANNEL DEPOSITS AT THE BASE (A) PASSING TO REDDISH FLOODPLAIN PELITES (B), TERMINAL SPLAYS (C) AND EVAPORATES ON TOP (D AND E). 286
FIGURE 212 : SCHEMATIC DEPOSITIONAL MODEL OF A SHEET-FLOOD DOMINATED DISTRIBUTIVE FLUVIAL SYSTEM REPRESENTING THE BENLIKAYA FORMATION. THE PROXIMAL AREA IS CHARACTERIZED BY UNCONFINED FLOW IN ALLUVIAL ENVIRONMENTS. THE MEDIAL AREA IS CHARACTERIZED BY EPHEMERAL STREAMS (UNCONFINED TERMINAL SPLAY) PALUSTRINE LIMESTONE, AND EOLIAN GYPSUM DUNES. THE DISTAL AREA EXHIBITS PLAYA-LAKE AND SALINE MUDFLAT ENVIRONMENTS. 287
FIGURE 213 : SUBREGIONAL STRATIGRAPHIC CORRELATIONS THROUGH THE MIOCENE DEPOSITS (KARACAÖREN AND BENLIKAYA FMS) OF THE SIVAS MINI-BASINS, BASED ON FIELD MAPPING, CORRELATION OF MEASURED OUTCROP SECTIONS, AND CONFIRMED BY BIOSTRATIGRAPHIC AND VOLCANIC ASH DATING. THIS PANEL SUMMARIZES THE MAIN VARIATIONS IN THICKNESS AND FACIES ASSEMBLAGES BETWEEN THE TIME-LINER MARKERS OF THE FIFTEEN STUDIED MINI-BASINS. THE MEASURED SECTIONS ARE LOCATED IN FIGURE 201..... 290
FIGURE 214 : SUMMARY OF UNIT OCCURRENCES IN THE STUDIED MINI-BASIN. CONTENT VARIATION OF SAND/CONGLOMERATE, EVAPORITE, CARBONATE AND FLOODPLAIN MUDSTONE WITHIN THE KARACAÖREN AND BENLIKAYA FM IN EACH MINI-BASIN ARE DETAILED. 292
FIGURE 215 OVERVIEW OF THE CORRELATIVE SURFACES IN THE STUDIED MINI-BASINS, REPLACED ON FIGURE 213. THE TRANSGRESSIVE RAVINEMENT SURFACE AT THE UNIT 1 BASE IS DETAILED IN THE BINGÖL (A) AND CELLALI (B) MINI-BASINS, BUT IS QUITE SIMILAR IN THE YAVU, ISHANI AND EMIRHAN MINI-BASINS. THE MAXIMUM FLOODING SURFACE BETWEEN UNIT 1 AND 2 IS DETAILED IN THE CELLALI MINI-BASIN (C), AND IS QUITE SIMILAR IN THE EĞRIBUCAK, TUZHISAR AND ISHANI MINI-BASINS. THE SHORELINE RAVINEMENT SURFACE BETWEEN UNIT 2 AND 3 IS DETAILED IN THE KARAYÜN MINI-BASIN (D). THE MAXIMUM FLOODING SURFACE BETWEEN UNIT 3 AND 4 IS DETAILED IN THE TUZHISAR MINI-BASIN (E). THE SEQUENCE BOUNDARY BETWEEN THE KARACAÖREN AND THE BENLIKAYA FMS IS DETAILED IN THE CELALLI MINI-BASIN (F). 294
FIGURE 216 : PALAEOCURRENT ANALYSES FROM 14 SITES LOCATED THROUGHOUT THE KARACAÖREN FM AND 7 SITES LOCATED THROUGHOUT THE BENLIKAYA FM IN ALL THE STUDIED MINI-BASINS. DATA ARE PLOTTED AS ROSE DIAGRAMS BY INDIVIDUAL SITES. THE ROSE DIAGRAM PETAL WIDTH IS 10°. VM, VECTOR MEAN PALAEOFLOW DIRECTION AND N, NUMBER OF MEASUREMENTS. LOCATIONS OF THESE MEASUREMENTS ARE SHOWN IN FIGURE 201..... 295
FIGURE 217 : (A) DETAILED GEOLOGICAL MAP OF THE EĞRIBUCAK, ÇAYGÖREN AND TUZHISAR MINI-BASINS, SHOWING THE LATERAL FACIES ASSOCIATION VARIATION BETWEEN THE CENTRAL PART AND THE MINI-BASIN BORDERS, LOCATION ON FIGURE 201. THE RED STARS IN THE TUZHISAR MINI-BASIN UNIT 3 SHOW THE LATERAL TRANSITION BETWEEN THE CORALGAL PATCH REEF TOWARD THE WESTERN BORDER AND THE DISTRIBUTARY CHANNELS IN THE CENTRAL PART OF THE MINI-BASIN. THE RED CIRCLES IN THE TUZHISAR MINI-BASIN UNIT 1 HIGHLIGHT THE LATERAL TRANSITION BETWEEN THE DISTRIBUTARY MOUTH-BARS FA K2S IN THE CENTRAL PART AND THE SHALES FACIES TOWARD THE WESTERN BORDER. THE RED HEXAGONS IN THE EĞRIBUCAK UNIT 1 SHOW

the lateral transition between red algal FA K2C on the north-eastern border and the distributary mouth-bars FA K2CS in the central part of the mini-basin. The red squares in the Eğribucak Unit 1 highlight the lateral transition between the brackish foraminiferal grainstone FA K4C restricted to the north-eastern border and the distributary channels FA K4CS in the central part of the mini-basin. (B) Panorama view of the Caygören mini-basin with the intercalated salt sheet. Location view of the panorama is indicated in the Figure 217A. . 297
Figure 218 : Panoramic view of the Akpinar and Tuzhisar mini-basins contact. The salt wall at the akpinar mini-basin correponds to a north vergent major thrust developed during a late regional compressive stage. 299
Figure 219 : Panoramic view of a halokinetic growth strata in the Ağilkaya mini-basin in Unit 1..... 299
Figure 220 : Geoeye satellite colour composite and line drawing associated below, showing the western border of the Akpinar mini-basin Unit 1. The mini-basin border record complex synsedimentary halokinesis interaction showing successive wedging toward the salt wall, onlap and toplap with erosional truncation on top of the rotated strata..... 299
Figure 221 : Photographies de dents de requins, (A-B et C) dents de Lamniformes, probablement de la famille des Odontaspididae prelevee dans le mini-bassin d'Ishani et d'Agilkaya (D) dent de la famille des Carcharhinidae prelevee dans le mini-bassin d'Agilkaya ; determination effectuee par Fabrice Moreau du Museum d'Histoire Naturelle de Paris. 303
Figure 222 : Photographies des coraux appartenant a la formation Miocene de Karacaören ; (A) *Favites detecta* (Michelotti in Sismonda, 1871) ; (B) *Thegioastraea variabilis* (Sismonda, 1871) ; (C) *Phyllocaeniella eggenburgensis* (Chevalier, 1975) ; (D) *Favites detecta* (Michelotti in Sismonda, 1871) ; (E) *Porites collegniana* (Michelin, 1842) ; (F) *Thegioastraea speciosa* (Sismonda, 1871) ; (G) *Phyllocaeniella eggenburgensis* (sensu Chevalier, 1975) ; determination effectuee par Christian Chaix du Museum d'Histoire Naturelle de Paris. 304
Figure 223 : Tableau synthetisant les valeurs du rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) obtenues pour 5 echantillons repartis dans 5 mini-bassins. 305
Figure 224 : Evolution du rapport isotopique du Strontium au cours du Cenozoïque, d'apres McArthur *et al.* (2012). 305
Figure 225 : Distribution stratigraphique des especes de larges foraminiferes benthiques preleves dans les mini-bassins de Çaygören et Egribucak, d'apres Sirel *et al.* (2013). 306
Figure 226 : Coupe de la bordure Ouest du mini-bassin de Bingöl, (A) panorama du Gilbert delta de Bingöl, et (B) zoom de la bordure Nord-Ouest. 306
Figure 227 : Coupes schematiques illustrant la mise en place du Gilbert-delta du mini-bassin de Bingöl, (A) mise en place de la serie inferieure en eventail sedimentaire, (B) mise en place du Gilbert-delta dans la serie superieure. 307
Figure 228 : Image satellite Google Earth interpretee du contact entre la formation continentale de Karayün et la formation marine de Karacaören en discordance au niveau de la bordure Est du mini-bassin d'Emirhan. 308
Figure 229 : (B) Photographie du contact discordant a 90° entre les chenaux fluviatiles de la formation Karayün et les gres deltaïques les recouvrant, avec la presence de paquets sableux tres discontinus a la base des gres deltaïques. (C) Photographie du contact discordant entre les chenaux fluviatiles de la formation Karayün et les gres deltaïques de la formation Karacaören..... 308
Figure 230 : (C1 et B1) Photographies de la premiere serie marine qui remanie de nombreux blocs de gres de la formation Karayün correspondant probablement a l'erosion des *riffles*. (C2 et B2) Photographies de la seconde serie marine principalement constituee de gres deltaïques bien tries a terriers de type *Ophiomorpha* et debris vegetaux. Cette serie peut remanier par endroits des blocs de gres de la formation Karayün..... 309
Figure 231 : (A) Schema tres simplifie de la bordure Est du mini-bassin d'Emirhan durant l'episode transgressif, qui se depose entre les riffles constitues par les chenaux fluviatiles de la formation Karayün. (B) Schema tres simplifie de la bordure Est du mini-bassin d'Emirhan apres les premiers depots marins. 310
Figure 232 : Restauration du remplissage du mini-bassin d'Emirhan sous forme de schemas, (a) a la fin du depot de la formation Karayün, puis (b) a la fin du remplissage de la formation Karacaören. 310
Figure 233 : Schemas evolutifs de structure en « Heel-Toe » bases sur des observations faites dans le bassin du Paradox (USA), d'apres Kluth & Duchene (2009). 311

FIGURE 234 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA PROVINCE A MINI-BASSINS DU BASSIN DE SIVAS, METTANT EN EVIDENCE EN BLEU CLAIR L'UNITE 1 DE LA FORMATION KARACAÖREN. 312
FIGURE 235 : SCHEMA CONCEPTUEL DE DEPOT DE LA FORMATION MARINE DE KARACAÖREN ET TABLEAU DES EPAISSEURS DE L'UNITE 1 DANS CERTAINS MINI-BASSINS EN FONCTION DE LEUR LOCALISATION SUR DES MINI-BASSINS PREEXISTANTS OU SUR LA CANOPEE. 312
FIGURE 236 : PHOTOGRAPHIES DE LA FORMATION BENLIKAYA AU SUD DE LA ZONE A MINI-BASSINS, PRES DU VILLAGE DE SAKLI, MONTRANT DES GALETS DE CARBONATES FINI-CRETACE ET PALEOCENE APPARTENANT AUX FORMATIONS TEÇER ET GÜRLEVIK (A ET B), DES BLOCS DE LA FORMATION SELIMIYE (C), AINSI QUE DES GALETS D'OPHIOLITES, QUARTZ, CHERT ETC. (A ET C). 313
FIGURE 237 : PHOTOGRAPHIES DE LA FORMATION BENLIKAYA DANS ZONE A MINI-BASSINS MONTRANT DES GALETS DE CARBONATES A ALGUES ROUGES APPARTENANT A LA FORMATION DE BENLIKAYA DANS LES MINI-BASSINS DE CAYGÖREN (A), TUZHISAR (B) ET FADLUN (C). 313
FIGURE 238 : PANORAMAS DE LA FORMATION BENLIKAYA, PRESENTANT D'EPAIS NIVEAUX EVAPORITIQUES DANS LE MINI-BASSIN DE FADLUN (PANORAMA A - UNITE 1), DANS LE MINI-BASSIN DE KIZILKAVRAZ (PANORAMA B - UNITE 2), OU DANS LE NORD-EST DE LA VILLE DE SIVAS (PANORAMA C- UNITE 2). 314
FIGURE 239 : PANORAMA DE SERIES EVAPORITIQUES DE LA FORMATION BENLIKAYA RETROUVEES DANS LE MINI-BASSIN DE FADLUN, (A) DANS L'UNITE 1, ET (B) DANS L'UNITE 2. (C) FACIES D'ANHYDRITE MOSAÏQUE DITE «CHICKEN WIRE», (D) PETITS NIVEAUX GRESEUX DE TYPE EPANDAGE EN NAPPE CONTENANT DES GALETS D'EVAPORITES, (E) GYPSE LAMINE. 315
FIGURE 240 : EXEMPLES DE PRECIPITATION ACTUELLE D'EVAPORITES DANS LA ZONE A MINI-BASSINS DU BASSIN DE SIVAS, SUR LES BERGES DU LAC DE BINGÖL (A), ET DANS LES SALINES DE BINGÖL (B) ET DE FADLUN TUZ (C ET D). 316
FIGURE 241 : MODELE SCHEMATIQUE DE REMOBILISATION MECANIQUE ET CHIMIQUE DES EVAPORITES DIAPIRIQUES A L'AFFLEUREMENT, VUE EN PAYSAGE ET EN COUPE. 317
FIGURE 242 : COUPE STRUCTURALE REGIONALE PASSANT PAR LA ZONE A MINI-BASSINS DU BASSIN DE SIVAS, A PARTIR DE DONNEES DE TERRAIN ET L'INTEGRATION DE DONNEES DE SUBSURFACE PROVENANT DE LA COMPAGNIE PETROLIERE TRANSATLANTIC, D'APRES KERGARAVAT *ET AL.* (SUBMITTED-A). TRAIT DE COUPE LOCALISE SUR LA FIGURE 2. 327
FIGURE 243 : CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DE SIVAS, D'APRES KERGARAVAT *ET AL.* (SUBMITTED-A). 328
FIGURE 244 : COUPES SCHEMATIQUES MONTRANT L'EVOLUTION DU BASSIN DE SIVAS DEPUIS L'EOCENE INFERIEUR JUSQU'AU MIOCENE TERMINAL, D'APRES KERGARAVAT *ET AL.* (SUBMITTED-A). 329
FIGURE 245 : BLOC DIAGRAMME CONCEPTUEL DE L'ORGANISATION EN MINI-BASSINS LINEAIRES EST-OUEST DE LA FORMATION SELIMIYE SUR LES EVAPORITES AUTOCHTONES. 331
FIGURE 246 : BLOC DIAGRAMME CONCEPTUEL ILLUSTRANT L'ORGANISATION POLYGONALE DES MINI-BASSINS DURANT LEUR REMPLISSAGE PAR LA FORMATION KARAYÜN SUR LES EVAPORITES DE LA CANOPEE. 332
FIGURE 247 : BLOC DIAGRAMME REPRESENTANT LE PAYSAGE SEDIMENTAIRE DURANT LE DEPOT DU MEMBRE INFERIEUR DE LA FORMATION KARAYÜN, D'APRES RIBES *ET AL.* (IN PRESS). 332
FIGURE 248 : BLOC DIAGRAMME REPRESENTANT LE PAYSAGE SEDIMENTAIRE DURANT LE DEPOT DU MEMBRE MOYEN DE LA FORMATION KARAYÜN, D'APRES RIBES *ET AL.* (IN PRESS). 333
FIGURE 249 : BLOC DIAGRAMME REPRESENTANT LE PAYSAGE SEDIMENTAIRE DURANT LE DEPOT DU MEMBRE SUPERIEUR DE LA FORMATION KARAYÜN, D'APRES RIBES *ET AL.* (IN PRESS). 334
FIGURE 250 : CARTE STRUCTURALE DE LA ZONE A MINI-BASSINS DE SIVAS, ILLUSTRANT LES DECROCHEMENTS DEXTRES ENTRE LES MINI-BASSINS, D'APRES KERGARAVAT ET AL. (SUBMITTED-A). 335
FIGURE 251 : EXEMPLE DE DEVELOPPEMENT DE MINI-BASSINS SECONDAIRE SUR DES MURS D'EVAPORITES DURANT LES DEPOTS TRIASIQUES DANS LE BASSIN DE LA MER DU NORD, D'APRES SMITH *ET AL.* (1993). 335
FIGURE 252 : COUPES STRUCTURALES DE LA ZONE A MINI-BASSINS DE SIVAS CONSTRUITES A PARTIR DE DONNEES D'AFFLEUREMENT ET DE SUB-SURFACES, ILLUSTRANT LA RELATION ENTRE LES MURS D'EVAPORITES PRIMAIRES SEPARANT LES MINI-BASSINS DE PREMIERE GENERATION DE SELIMIYE ET LES MURS D'EVAPORITES SECONDAIRES SEPARANT LES MINI-BASSINS DE SECONDE GENERATION, D'APRES KERGARAVAT *ET AL.* (SUBMITTED-A). 338
FIGURE 253 : BLOC DIAGRAMME CONCEPTUEL ILLUSTRANT LA DISTRIBUTION LINEAIRE DU REMPLISSAGE DES MINI-BASSINS AU COURS DU DEPOT DE LA FORMATION KARACAÖREN SUR LES MINI-BASSINS PREEXISTANTS ET SUR LES EVAPORITES DE LA CANOPEE. .. 338
FIGURE 254 : BLOC DIAGRAMME CONCEPTUEL ILLUSTRANT LE DEVELOPPEMENT DES CHEVAUCHEMENTS DANS LES MURS D'EVAPORITES EST-OUEST ENGENDRANT LA ROTATION DES MINI-BASSINS ET LE DEPOT DE LA FORMATION BENLIKAYA AU FRONT ET EN ARRIERE DE CES CHEVAUCHEMENTS. 340

FIGURE 255 : SCHEMA CONCEPTUEL DE MINI-BASSINS SE DEVELOPPANT PAR SUBSIDENCE DANS LES EVAPORITES EN DOMAINE CONTINENTAL AVEC UN TAUX D'APPORT SEDIMENTAIRE RELATIVEMENT FAIBLE. DANS CE CAS, L'ACCOMMODATION HALOCINETIQUE EST SUPERIEURE AUX APPORTS SEDIMENTAIRES ENTRAINANT LA MISE EN PLACE DE DIAPIRS ET MURS D'EVAPORITES TOPOGRAPHIQUEMENT HAUTS AUTOUR DES MINI-BASSINS. LES DEUX CADRES LATERAUX REPRESENTENT DES DEPOTS ASSOCIES AUX MINI-BASSINS RESPECTIFS. 343
FIGURE 256 : DIAGRAMME CONCEPTUEL D'UNE PROVINCE A MINI-BASSINS AVEC UNE ACCOMMODATION HALOCINETIQUE LIEE AU FLUAGE DES EVAPORITES ET DE FAIBLE APPORT SEDIMENTAIRE. LES CHANGEMENTS D'EPAISSEURS AU SEIN COMME ENTRE MINI-BASSINS SONT IMPORTANTS ET L'HALOCINESE PRODUIT DES HAUTS TOPOGRAPHIQUES DIAPIRIQUES A LA SURFACE INFLUANT FORTEMENT LA DISTRIBUTION DU SYSTEME SEDIMENTAIRE, D'APRES RIBES *ET AL.* (IN PRESS). 343
FIGURE 257 : SCHEMA CONCEPTUEL DE MINI-BASSINS SE DEVELOPPANT PAR SUBSIDENCE DANS LES EVAPORITES EN DOMAINE CONTINENTAL AVEC UN TAUX D'APPORT SEDIMENTAIRE RELATIVEMENT FORT. DANS CE CAS, L'ACCOMMODATION HALOCINETIQUE EST INFERIEURE AUX APPORTS SEDIMENTAIRES ENTRAINANT L'EROSION PAR LE SYSTEME SEDIMENTAIRE DES DIAPIRS ET MURS D'EVAPORITES AFFLEURANT. LES DEUX CADRES LATERAUX REPRESENTENT DES DEPOTS ASSOCIES AUX MINI-BASSINS RESPECTIFS. 344
FIGURE 258 : DIAGRAMME CONCEPTUEL D'UNE PROVINCE A MINI-BASSINS AVEC UNE ACCOMMODATION HALOCINETIQUE LIE AU FLUAGE DES EVAPORITES ET DE FORT APPORT SEDIMENTAIRE. LES CHANGEMENTS D'EPAISSEURS AU SEIN COMME ENTRE LES MINI-BASSINS SONT IMPORTANTS MAIS L'HALOCINESE N'A PAS D'EFFET EN SURFACE SUR LA DISTRIBUTION DU SYSTEME SEDIMENTAIRE, D'APRES RIBES *ET AL.* (IN PRESS)..... 345
FIGURE 259 : SCHEMA CONCEPTUEL DE MINI-BASSINS SE DEVELOPPANT PAR SUBSIDENCE DANS LES EVAPORITES EN DOMAINE MARIN PEU PROFOND AVEC UN TAUX DE SEDIMENTATION RELATIVEMENT FAIBLE. DANS CE CAS, L'ACCOMMODATION HALOCINETIQUE EST SUPERIEURE AUX APPORTS SEDIMENTAIRES GENERANT DES DIFFERENCES BATHYMETRIQUES ENTRE LE CENTRE DU MINI-BASSIN ET LES DIAPIRS ET MURS D'EVAPORITES. LES DEUX CADRES LATERAUX REPRESENTENT LE TYPE DE DEPOTS OBSERVES QUAND LES APPORTS SEDIMENTAIRES SONT FAIBLES DANS LE CENTRE D'UN MINI-BASSIN GAUCHE ET SUR UN DIAPIR A DROITE. LES TEINTES BLEUTEES SUR LES DIAPIRS SYMBOLISENT LE DEVELOPPEMENT DE FACIES CARBONATES, ALORS QUE LES DEPOTS CLASTIQUES SE DEPOSENT DANS LE CENTRE DES MINI-BASSINS. 346
FIGURE 260 : SCHEMA CONCEPTUEL DE MINI-BASSINS SE DEVELOPPANT PAR SUBSIDENCE DANS LES EVAPORITES EN DOMAINE MARIN PEU PROFOND AVEC UN TAUX DE SEDIMENTATION RELATIVEMENT FORT. DANS CE CAS, L'ACCOMMODATION HALOCINETIQUE EST INFERIEURE AUX APPORTS SEDIMENTAIRES GENERANT DES DIFFERENCES BATHYMETRIQUES ENTRE LE CENTRE DU MINI-BASSIN ET LES DIAPIRS. LES DEUX CADRES LATERAUX REPRESENTENT A TITRE D'EXEMPLE LE TYPE DE DEPOTS POUVANT ETRE OBSERVES QUAND LE TAUX DE SEDIMENTATION EST FORT TEL QUE DES RAMPES CARBONATEES OU SILICOCLASTIQUES. 346
FIGURE 261 : SCHEMA CONCEPTUEL DE MINI-BASSINS SE DEVELOPPANT AVEC UNE ACCOMMODATION REGIONALE ET UN TAUX DE SEDIMENTATION INFERIEUR A LA SURRECTION DES DIAPIRS. 347
FIGURE 262 : SCHEMA CONCEPTUEL DE MINI-BASSINS SE DEVELOPPANT AVEC UNE ACCOMMODATION REGIONALE ET UN TAUX DE SEDIMENTATION SUPERIEUR A LA SURRECTION DES DIAPIRS. 348
FIGURE 263 : DIAGRAMME CONCEPTUEL D'UNE PROVINCE A MINI-BASSINS AVEC UNE ACCOMMODATION REGIONALE LIEE A LA FLEXURE DU BASSIN. LE DEPOT EST ISOPAQUE ET RECOUVRE SANS DISTINCTION LES MINI-BASSINS ET LES DIAPIRS, D'APRES RIBES *ET AL.* (IN PRESS)..... 348
FIGURE 264 : DIAGRAMME CONCEPTUEL D'UNE PROVINCE A MINI-BASSINS ILLUSTRANT UNE REACTIVATION DIAPIRIQUE APRES LE DEPOT D'UNE COUCHE ISOPAQUE. CE BLOC S'INSPIRE DES GEOMETRIES ET ENVIRONNEMENTS OBSERVES A SIVAS DURANT LE DEPOT DU MEMBRE SUPERIEUR LACUSTRE, D'APRES RIBES *ET AL.* (IN PRESS). 349
FIGURE 265 : COUPE SCHEMATIQUE ILLUSTRANT LA SUBSIDENCE DU MINI-BASSIN D'EMIRHAN AVEC COMME DATUM HORIZONTAL LE PASSAGE DU MEMBRE INFERIEUR AU MEMBRE MOYEN, D'APRES RIBES *ET AL.* (2015)..... 350
FIGURE 266 : PHOTOGRAPHIE ET IMAGES SATELLITES ILLUSTRANT LES DIFFERENTES TAILLES DES GEOMETRIES HALOCINETIQUES OBSERVEES DANS LES MINI-BASSINS DE SIVAS. 351
FIGURE 267 : MODELES CONCEPTUELS MONTRANT L'INFLUENCE D'UNE ACCOMMODATION HALOCINETIQUE OU REGIONALE EN FONCTION DES APPORTS SEDIMENTAIRES ET DU TAUX DE SURRECTION DES DIAPIRS SUR LA REPARTITION DES RESERVOIRS. L'INTERVALLE CONSIDERE DANS LE TEXTE EST ENTOURE EN ORANGE SUR LES SCHEMAS. LES MODELES A-B-C ILLUSTRENT L'EFFET D'UNE ACCOMMODATION HALOCINETIQUE (A), ET D'UNE ACCOMMODATION REGIONALE AVEC UNE FAIBLE SURRECTION DIAPIRIQUE (B) ET UNE FORTE SURRECTION DIAPIRIQUE (C) POUR DES APPORTS SEDIMENTAIRES RELATIVEMENT PLUS FAIBLES QUE L'ACCOMMODATION. LES MODELES D-E-F ILLUSTRENT L'EFFET D'UNE ACCOMMODATION HALOCINETIQUE (A), ET D'UNE

ACCOMMODATION REGIONALE AVEC UNE FAIBLE SURRECTION DIAPIRIQUE (B) ET UNE FORTE SURRECTION DIAPIRIQUE (C) POUR DES APPORTS SEDIMENTAIRES RELATIVEMENT PLUS FORTS QUE L'ACCOMMODATION. 354
FIGURE 268 : MODELES SCHEMATIQUES ILLUSTRANT LE REMPLISSAGE DE MINI-BASSINS EN FONCTION DES EFFETS DES DIFFERENTS PARAMETRES DE CONTROLE. (A) EXEMPLES DU REMPLISSAGE DU MEMBRE INFERIEUR DE LA FORMATION KARAYÜN DANS LE BASSIN DE SIVAS OU DE L'UNITE *LOWER-SLOPE* DE LA FORMATION CHINLE DANS LE BASSIN DU PARADOX AVEC UN TAUX D'ACCOMMODATION HALOCINETIQUE SUPERIEUR AU TAUX D'APPORT SEDIMENTAIRE. (B) EXEMPLE DU DEPOT DE L'UNITE *BLACK-LEDGE* DE LA FORMATION CHINLE DANS LE BASSIN DU PARADOX AVEC UN TAUX D'ACCOMMODATION HALOCINETIQUE INFERIEUR AU TAUX D'APPORT SEDIMENTAIRE. (C) EXEMPLE DU DEPOT DU MEMBRE MOYEN DE LA FORMATION KARAYÜN AVEC UN TAUX D'ACCOMMODATION REGIONAL INFERIEUR AU TAUX D'APPORT SEDIMENTAIRE. (D) EXEMPLE DU DEPOT DES UNITES 2,3 ET 4 DE LA FORMATION KARACAÖREN POUR DES MINI-BASSINS DONT L'EPAISSEUR D'EVAPORITES BASALE EST TRES FAIBLE, AVEC UN TAUX D'ACCOMMODATION REGIONALE SUPERIEURE AU TAUX D'APPORT SEDIMENTAIRE ET ENFIN OU LA SURRECTION DIAPIRIQUE EST MAINTENUE PAR LE RACCOURCISSEMENT DES DIAPIRS ET MURS D'EVAPORITES HERITES. 362
FIGURE 269 : SYNTHESE DES FACTEURS DE CONTROLE ET DE LEUR RETROACTION INFLUANT SUR LA DISTRIBUTION DES FACIES AU SEIN COMME ENTRE LES MINI-BASSINS, L'ARCHITECTURE DE LA SEQUENCE DE REMPLISSAGE ET LA GEOMETRIE DES SERIES AVEC LEUR DEFORMATION EN BORDURE DE MINI-BASSIN. 364
FIGURE 270 : COUPE SCHEMATIQUE ILLUSTRANT LES DIFFERENTS FACTEURS DE CONTROLE S'EXERÇANT DANS UNE PROVINCE SALIFERE A MINI-BASSINS. LES PARAMETRES EN BLEU SONT LES PRINCIPAUX FACTEURS DE CONTROLE INFLUENÇANT LE SYSTEME SEDIMENTAIRE EN PLUS DES CONTROLES CLASSIQUES (TECTONIQUE, VARIATIONS EUSTATIQUES ET CLIMAT). 365

INTRODUCTION GENERALE

Intérêt de la compréhension des bassins salifères

Le rôle joué par la tectonique salifère sur la structuration d'un bassin sédimentaire et par conséquent sur le système sédimentaire lui-même, demeure un sujet très débattu. La compréhension de l'influence de la tectonique salifère sur le développement d'un bassin sédimentaire présente naturellement un intérêt purement académique, mais cette thématique s'est largement développée du fait de l'intérêt sociétal qu'elle suscite. En effet, parmi les plus grands champs d'hydrocarbures au monde beaucoup sont exploités dans des bassins affectés par de la tectonique salifère, tel que le Golfe du Mexique, le Golfe Persique, la Mer du Nord, le Bassin du Bas Congo, les Bassins de Campos et Santos et le Bassin Precaspien (e.g. Hudec & Jackson, 2007). Ces bassins constituent des domaines privilégiés où l'analyse de la déformation peut et doit se faire de façon concomitante avec l'étude du remplissage sédimentaire.

Les évaporites, contrairement aux autres roches sédimentaires, possèdent des propriétés très particulières, tel que leur imperméabilité et leur comportement considéré comme visqueux à l'échelle des temps géologiques (e.g. Warren, 2006).

- Leur capacité à être imperméables font des évaporites des roches couvertures très efficaces (e.g. Warren, 2006 ; Hudec & Jackson, 2007). Ces couvertures d'évaporites sont ainsi utilisées pour le stockage de déchets radioactifs comme dans le dôme du Gorleben en Allemagne ou encore le stockage de gaz naturel comme dans la vallée du Rhône. Néanmoins, l'importance économique de ces couches considérées comme couvertures est majoritairement liée à l'exploitation d'hydrocarbures. En effet, la moitié des plus grands champs d'hydrocarbures est scellée par une couverture évaporitique, (Figure 1 ; (e.g. Warren, 2006).

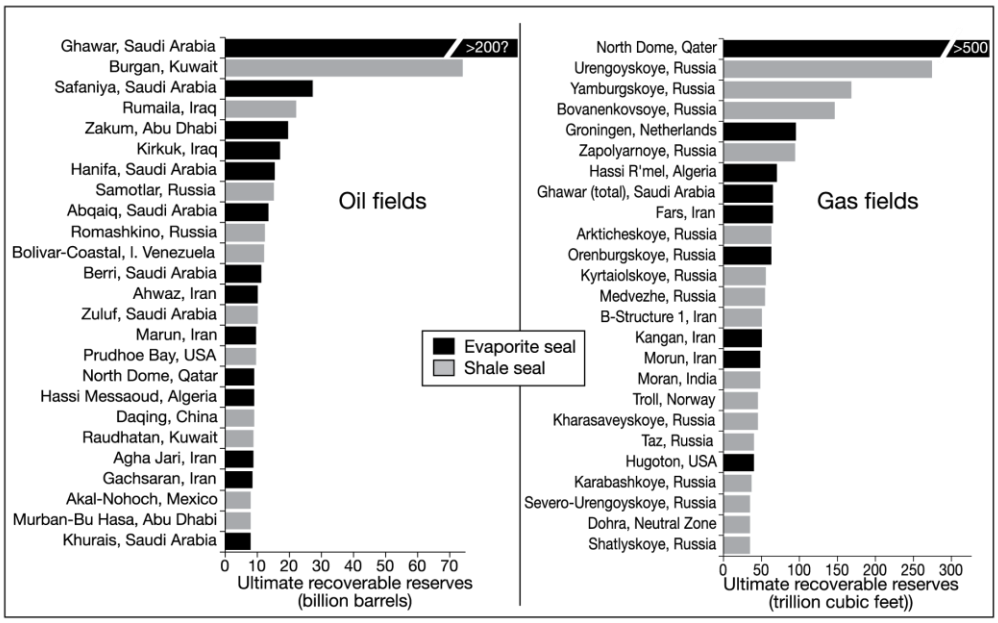


Figure 1 : Type de couvertures pour les 25 plus grands champs d'hydrocarbures d'après Warren (2006).

- Les évaporites sont, par ailleurs, très bonnes conductrices de chaleur et peuvent jouer le rôle de catalyseur dans la maturation de roche mère déposée à l'aplomb d'une structure évaporitique et, réciproquement, refroidir des couches sous-jacentes et/ou adjacentes à un corps salifère (e.g. Warren, 2006 ; Hudec & Jackson, 2007).
- Une autre particularité des évaporites réside dans leurs propriétés viscoélastiques qui favorisent le fluage et la déformation de celle-ci, engendrant une déformation des couches sédimentaires sus-jacentes. Cette déformation des évaporites, à l'origine de la tectonique salifère, joue un rôle majeur sur le développement d'un système pétrolier : la tectonique salifère génère des pièges structuraux aux contacts des structures salifères et forme des couvertures efficaces pour les hydrocarbures (Figure 2 ; e.g. Warren, 2006). Cette déformation influence également la paléogéographie, modifiant significativement la distribution et la répartition des réservoirs, leurs dimensions et leurs hétérogénéités.

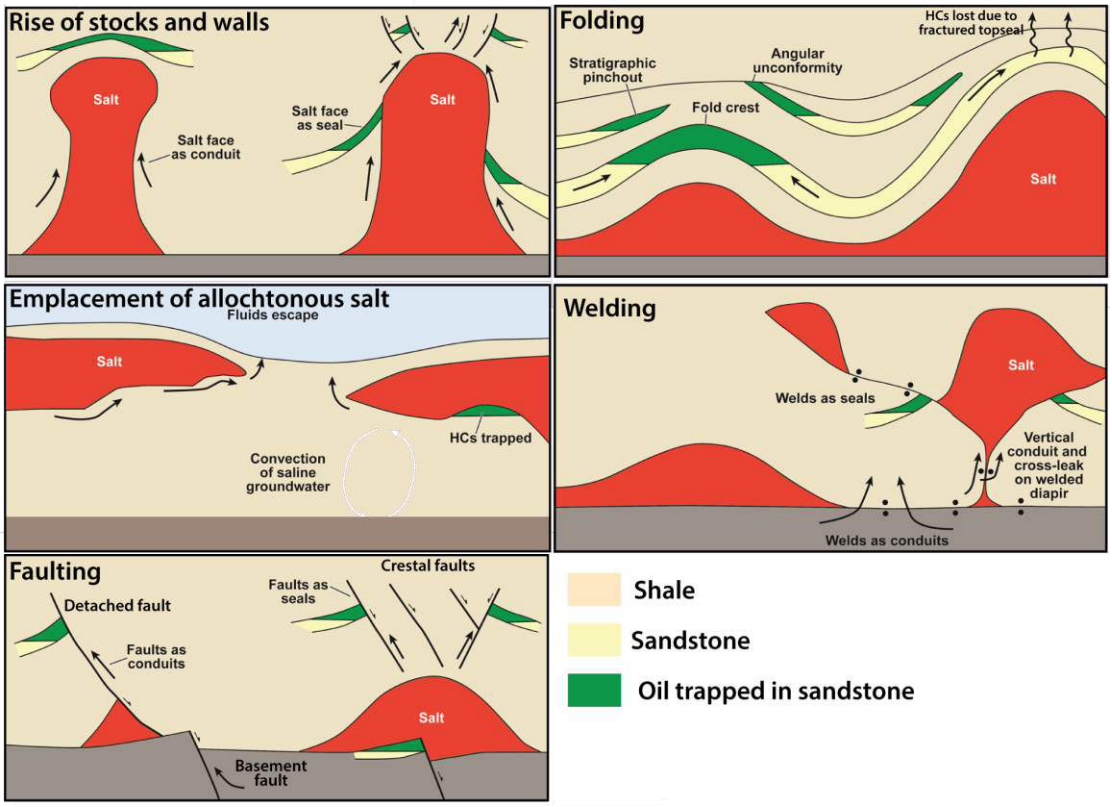


Figure 2 : Schémas illustrant quelques types de pièges liés à la tectonique salifère, d'après Hudec (2012).

L'exploration pétrolière s'appuie majoritairement sur des données d'imagerie sismique associées à des données de puits. Néanmoins, le fort contraste d'impédance entre les évaporites et les sédiments rend l'interprétation sismique difficile et aléatoire, même si les méthodes d'imagerie sismique ont connu d'énormes progrès lors de la dernière décennie. Concernant les données de puits, la tectonique salifère compartimente tellement les bassins sédimentaires que l'extrapolation de puits à puits est très risquée.

Pour améliorer l'utilisation de ces outils, qui se révèlent insuffisants pour une analyse optimale de ces objets, des études basées sur des analogues de terrain paraissent donc indispensable pour détailler certains points toujours en suspens. Cependant, il n'existe que peu d'exemples de terrain permettant de bien caractériser le rôle de la tectonique salifère.

Parmi les plus connus, nous citerons le bassin du Paradox (USA), le bassin de La Popa (Mexique), les chaînes des Flinders et du Willouran (Australie), le basin Precaspien (Kazakhstan) et le bassin du Sverdrup (Canada).

L'apparition des modélisations analogiques, et plus récemment numériques, a largement contribué à une meilleure compréhension des mécanismes de déformation des évaporites et des interactions avec le système sédimentaire. Toutefois, si ces modélisations rendent compte des mécanismes à l'origine du fluage des évaporites, des types de déformation etc…, basées sur des observations préétablies, elles ne peuvent pas pour l'instant justifier les complexités observées dans des cas naturels.

L'étude du bassin d'avant-pays de Sivas, qui présente de nombreuses structures salifères telles que des mini-bassins, intervient dans ce contexte de recherche d'analogue de terrain. Le choix d'étude d'une province salifère se situant dans un bassin d'avant-pays comprenant une chaîne de plis et chevauchement permettra d'investiguer l'influence de la compression sur le développement de mini-bassins.

Cette thèse a donc pour problématique générale : **La caractérisation des contrôles exercés par l'halocinèse sur le système sédimentaire dans une province à mini-bassins en contexte de bassin flexural, et les possibles rétroactions engendrées par le développement concomitant des systèmes compressifs.**

Organisation du manuscrit

Pour répondre à cette problématique, j'ai jugé utile de réaliser **une <u>première partie</u>** faisant un état de l'art sur les bassins salifères, les bassins d'avant-pays et les systèmes fluviatiles distributifs, chapitres 1, 2 et 3, respectivement. Cette partie s'appuie sur une synthèse bibliographique qui permettra d'illustrer (i) les propriétés des évaporites et leur rôle fondamental comme facteur de contrôle sur le système sédimentaire, (ii) de présenter les connaissances sur les bassins avant-pays et plus particulièrement sur leur remplissage et leurs contrôles, (iii) et enfin sur les principales caractéristiques des systèmes de dépôts dits fluviatiles distributifs. Les problématiques soulevées par cette synthèse bibliographique, et celles plus spécifiques à la zone d'étude de cette thèse, seront détaillées dans le dernière chapitre.

La **<u>deuxième partie</u>** du manuscrit est une synthèse bibliographique de la zone d'étude considérée dans ce travail de thèse : le Bassin de Sivas en Turquie, et plus particulièrement le remplissage Oligo-Miocène dans la partie centrale du bassin. Le premier chapitre de cette partie détaillera le contexte géodynamique global des bassins anatoliens Turcs. Le second chapitre s'attachera plus particulièrement à détailler l'état de connaissance du bassin de Sivas.

La **<u>troisième partie</u>** du manuscrit est une révision sur la zone centrale du bassin de Sivas, basée sur une cartographie détaillée de la zone d'étude. La présence d'une importante quantité d'évaporites en surface a nécessité de cartographier les structures salifères, d'individualiser les mini-bassins et de localiser les contacts entre mini-bassins quand les évaporites ont disparu, dans le but de produire une carte géologique et une charte chrono-stratigraphique suffisamment détaillées pour aborder les problématiques liées à l'halocinèse.

La **<u>quatrième partie</u>** du manuscrit présente les principaux résultats obtenus de cette thèse.

Le premier chapitre se focalise sur le remplissage continental d'un mini-bassin archétypal qui servira de référence pour la suite. Cette étude est présentée sous la forme d'un article publié dans la revue *Sedimentology*.

Le second chapitre de cette partie intègre l'analyse de neuf autres mini-bassins, adjacents au mini-bassin de référence, dans le but de définir, à l'échelle province à mini-bassins, l'influence de la tectonique salifère sur un système de dépôt continental en contexte de bassin d'avant-pays. Cette étude est présentée sous la forme d'un article accepté dans la revue *Basin Research*.

Le troisième chapitre présente l'état de compréhension du remplissage des mini-bassins par les formations marine et continentale terminale. Ce chapitre intègre une étude sédimentologique effectuée dans 17 mini-bassins adjacents, présentée sous la forme d'un article, qui sera prochainement soumis à la revue *Sedimentary Geology*.

La **<u>cinquième partie</u>** de ce manuscrit présentera une synthèse de ces résultats, ainsi que quelques éléments de réflexion concernant l'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Sivas. A partir de cette évolution, l'importance relative des principaux facteurs de contrôle s'exerçant sur le système sédimentaire au cours du temps sera discutée et comparé à d'autres provinces salifères. Enfin, nous examinerons l'importance relative des facteurs identifiés sur la distribution des corps et des séquences réservoirs.

PARTIE 1
État de l'art, problématique et objectifs de la thèse

Table des matières de la Partie 1

CHAPITRE 1 Les bassins salifères 13

I. Les évaporites 13

A. Formation des évaporites 13

B. Variabilité des environnements évaporitiques 16

B.1. Environnements peu profonds et éphémères : les sabkhas 16

B.2. Les mers peu profondes : les salinas ou saltern 17

B.3. Grands bassins homogènes 18

C. Les grands bassins évaporitiques 19

D. Vitesse de sédimentation des évaporites et implications sur la profondeur et la subsidence des bassins 22

E. Lien entre la matière organique et la précipitation d'évaporites 23

II. Comportements mécaniques des évaporites 24

A. Propriétés mécaniques des évaporites 24

B. Facteur de déclenchement de l'halocinèse : le chargement différentiel 25

B.1. La sédimentation différentielle 26

B.2. Les contraintes tectoniques 27

III. Tectonique et sédimentation dans des bassins salifères 31

A. Les niveaux de décollements salifères 32

A.1. Les marges passives 32

A.2. Les chaînes plissées 32

B. Le diapirisme 34

B.1. Les synclinaux périphériques, à l'échelle du bassin 34

B.2. Géométrie des diapirs 36

B.3. Le concept de séquence halocinétique : déformation syn-sédimentaire péri-diapirique 37

B.4. Typologie des séquences halocinétiques typiques et leurs évolutions stratigraphiques 40

B.5. Impacts des hauts topographiques formés par les diapirs sur la sédimentation 45

C. Les mini-bassins 49

C.1. Qu'est-ce qu'un mini-bassin ? 49

C.2. Domaines de formation des mini-bassins 56

C.3. Influence de la structuration en mini-bassins sur la sédimentation 63

CHAPITRE 2 Les bassins d'avant-pays 73

I. Définitions 73

II. Séquences de remplissage typique d'un bassin d'avant-pays 74

III. Relations tectonique et sédimentation dans un bassin d'avant-pays..... 76

IV. Contrôles s'exerçant sur le système sédimentaire dans un bassin d'avant-pays 77

CHAPITRE 3 Les Systèmes Fluviatiles Distributifs (DFS) 79

I. Caractéristiques des systèmes fluviatiles distributifs..... 79

A. Définition 79

B. Répartition des faciès dans un DFS 81

B.1. La zone proximale..... 81

B.2. La zone médiane..... 82

B.3. La zone distale 82

C. Le ratio accommodation / apport sédimentaire à un instant donné..... 83

D. Dimensions des DFS..... 83

E. Terminaison des DFS 84

II. Contrôles sur le développement et l'évolution d'un DFS : influences du climat et de la tectonique 84

A. Influence du climat..... 84

B. Influence de la tectonique..... 86

CHAPITRE 4 Problématiques et objectifs de la thèse..... 91

CHAPITRE 1 **Les bassins salifères**

Cette synthèse bibliographique vise à illustrer tout d'abord les divers phénomènes induits par la présence d'évaporites dans un bassin. Le premier chapitre est consacré aux évaporites au sens large, leurs origines, les environnements de dépôts associés à leur précipitation, les grands événements évaporatoires au cours de l'histoire géologique, enfin leur lien avec la matière organique. Les propriétés intrinsèques des évaporites, permettant notamment leur mouvement (i.e. halocinèse), seront également développées. Enfin, l'importance de l'épaisseur des évaporites au cours de l'halocinèse, les structures salifères caractéristiques et leur influence sur la sédimentation seront décrites. Les connaissances sur les bassins avant-pays et plus particulièrement sur leur remplissage et leurs facteurs de contrôle seront développées dans le deuxième chapitre. Enfin, le troisième chapitre présentera les principales caractéristiques des systèmes de dépôts dits fluviatiles distributifs, puis les contrôles s'exerçant sur ces systèmes seront précisés. Les problématiques soulevées par cette synthèse bibliographique et celles plus spécifiques à la zone d'étude de cette thèse seront détaillées dans le dernier chapitre.

De petits résumés sont présentés dans des encadrés de couleurs, synthétisant les informations jugées utiles pour comprendre la suite du manuscrit.

I. Les évaporites

A. Formation des évaporites

Les évaporites proviennent quasi intégralement d'une précipitation chimique à partir de substances dissoutes dans des solutions naturelles. L'évaporation d'eau de mer ou d'eaux continentales est le principal facteur de concentration des solutions donnant lieu à la formation de minéraux évaporitiques (e.g. Rouchy & Blanc-Valleron, 2006 ; Warren, 2006). La cristallisation d'un minéral se produit lorsque la concentration de la solution dépasse la solubilité du matériel, autrement dit lorsque la solution est sursaturée pour une espèce minérale donnée.

Les cinq grandes familles de minéraux considérées comme strictement évaporitiques sont les chlorures, les sulfates, certains carbonates, les silicates et les borates (Rouchy & Blanc-Valleron, 2006). La minéralogie de ces dépôts dépend de la composition des solutions, qui varie en fonction des apports extérieurs (Rouchy & Blanc-Valleron, 2006). Dans le cas d'une eau de mer par exemple, la séquence de précipitation débute par la calcite puis la dolomite (Figure 3). Ensuite, le sulfate de calcium commence à précipiter sous forme de gypse puis d'anhydrite lorsque la concentration est 3 à 8 fois la concentration moyenne de l'eau de mer. Cette séquence de précipitation est suivie de la formation de halite à partir d'une concentration 12 fois supérieure à celle de l'eau de mer, suivie enfin par les minéraux ultimes : sels de potasse et de magnésium, (Figure 3; e.g. Harvie *et al.*, 1984; Rouchy & Blanc-Valleron, 2006).

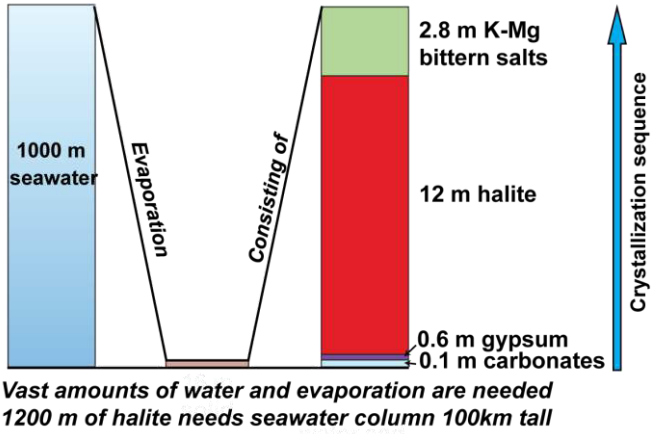


Figure 3 : Séquence de cristallisation typique à partir de l'évaporation de 1000m d'eau de mer, d'après Jackson *et al.* (2010a) modifié d'après Handford (1991).

La formation de ces minéraux est fonction des propriétés physico-chimiques qui les composent et des paramètres environnementaux tels que la température, la salinité et le pH (e.g. Rouchy & Blanc-Valleron, 2006). Le gypse, l'anhydrite et la halite sont les minéraux évaporitiques les plus communément rencontrés.

- Le **gypse** revêt couramment un faciès sélénitique ou laminé. Le faciès sélénitique correspond à des cristaux maclés en fer de lance ou des monocristaux de taille millimétrique à pluri-métrique formant des « gerbes » (Figure 4A). Ce faciès précipite à l'interface eau-sédiment sous faible tranche d'eau par croissance cristalline sur le fond sédimentaire. Le faciès laminé se présente sous forme de microcristaux formant de fines lamines millimétriques à centimétriques très souvent ondulées (Figure 4B). Elles peuvent présenter des structures en « tepees » orientées vers le toit de la série et sont souvent associées à des dépôts silteux à argileux. Ce faciès précipite également à l'interface eau-sédiment, ou à l'intérieur des saumures sous la forme de petits cristaux qui s'accumulent sur le fond en pluie (Rouchy & Blanc-Valleron, 2006 ; Warren, 2006).

- L'**anhydrite** présente trois textures principales : nodulaire, mosaïque ou entérolithique. La forme nodulaire correspond à des nodules blanchâtres et microcristallins irréguliers, de quelques millimètres à décimètres, se développant dans un sédiment hôte. La forme mosaïque correspond à la coalescence de nodules très irréguliers, subconcentriques à polygonaux, millimétriques à centimétriques et plus ou moins soudés, également dans un sédiment hôte (i.e. faciès « chicken wire » ; Figure 4D). La forme entérolithique présente des contournements complexes (Figure 4C). L'évaporation capillaire qui s'effectue en surface permet la formation de l'anhydrite qui nécessite donc une nappe phréatique suffisamment proche de la surface pour être affectée par des phénomènes thermiques superficiels (Warren, 2006). Ce phénomène induisant la précipitation d'évaporites directement dans le sédiment est appelé processus de sabkha (Warren, 2006).

- La **halite** comprend diverses formes comme les trémies (Figure 4F), les plaquettes, les cubes, les dents etc., qui cristallisent soit à l'interface eau-air (Figure 4E), soit directement dans les saumures, soit à l'intérieur du sédiment qui contient des saumures concentrées.

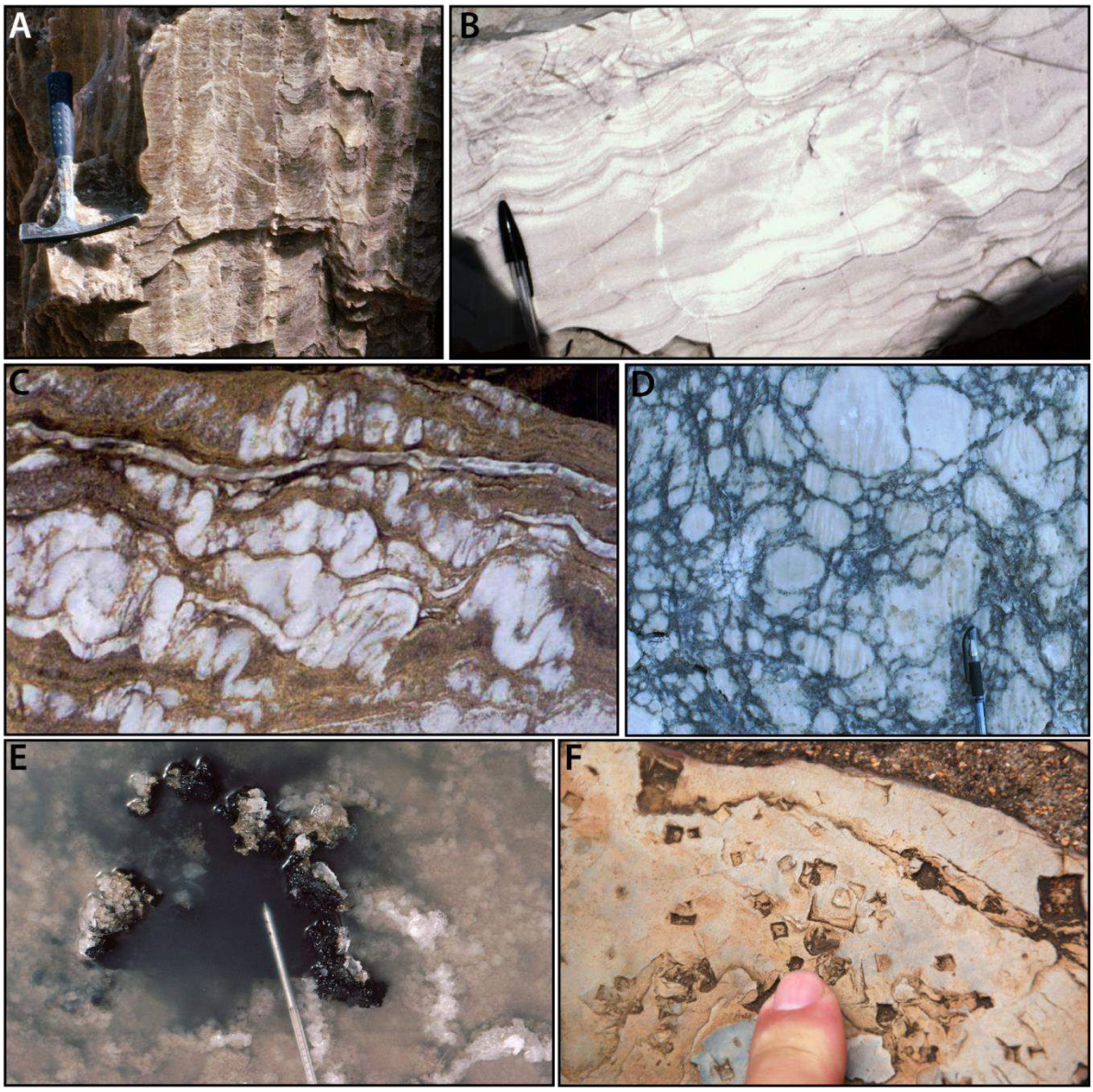


Figure 4 : Photographies de minéraux évaporitiques. (A) gypse sélénique, photographie de Ian West, (B) Gypse laminaire à ride de vagues, photographie de Ian West, (C) anhydrite entérolithique, photographie de Ian West, (D) anhydrite en mosaïque «chiken wire», photographie de Ian West, (E) Cristaux de halite, photographie de Ian West, (F) Pseudomorphoses de trémies de halite, photographie de Pierre Thomas.

Il est important de noter que le gypse peut se déshydrater, lors de l'enfouissement par exemple, et ainsi se transformer en anhydrite dite de « remplacement ». Ce phénomène n'est pas irréversible et l'anhydrite pourra également subir une hydratation postérieure, et se retransformer en gypse dit « secondaire » (Warren, 2006).

Ces trois minéraux évaporitiques peuvent être remaniés par désagrégation :

- **mécanique** formant des accumulations détritiques présentant les mêmes caractéristiques granulométriques et de stratifications internes que les autres dépôts clastiques (e.g. Lawton & Buck, 2006) ;
- **chimique** permettant d'alimenter le système sédimentaire en saumures et faciliter la précipitation de nouvelles évaporites (e.g. Lawton & Buck, 2006).

La nature des séquences évaporitiques va fortement varier en fonction de l'environnement de dépôt et de la composition initiale de la saumure.

B. Variabilité des environnements évaporitiques

Le développement de conditions évaporitiques dans un bassin sédimentaire est lié principalement à son isolement et à l'aridité du climat (e.g. Rouchy & Blanc-Valleron, 2006). L'isolement ou la restriction d'un bassin sont déterminés par le ratio entre les apports d'eau d'un réservoir à salinité normale (océan, mer, lac…), associés aux apports fournis par un tributaire fluviatile, et les pertes d'eau dans le bassin par évaporation. Quand l'évaporation est supérieure aux arrivées d'eau, les eaux du bassin vont évoluer vers la sursalure et par la suite vers la précipitation d'évaporites. La restriction d'un bassin est généralement assurée par une barrière, qui peut être d'origine tectonique, sédimentaire ou autre, limitant ainsi la dilution des saumures du bassin évaporitique. Le déficit hydrique (i.e aridité), c'est-à-dire la différence entre évaporation et précipitation, est un facteur clé dans la précipitation des évaporites (Rouchy & Blanc-Valleron, 2006). Lorsque les contraintes d'isolement et d'aridité climatique sont satisfaites, les conditions de précipitation d'évaporites peuvent se développer dans tout type de bassin : depuis les bassins océaniques profonds jusqu'aux environnements continentaux de domaines montagneux (Rouchy & Blanc-Valleron, 2006).

B.1. Environnements peu profonds et éphémères : les sabkhas

Les environnements peu profonds et éphémères comprennent d'une part les sabkhas continentales, et d'autre part les sabkhas côtières en connexion plus ou moins directe avec la mer (Figure 5).

- Les environnements de **sabkhas continentales** s'observent généralement en zone aride ou semi-aride désertique, (i) soit en bordure ou partie distale de cônes alluviaux sous forme de lacs éphémères (i.e playa), (ii) soit dans des lacs salés plus pérennes (Figure 5). Dans ces cas, la distribution des évaporites peut montrer une dissymétrie par rapport aux zones d'apports fluviatiles. La distribution peut également être concentrique quand elle est dépendante des remontées et baisses du niveau d'eau de l'aquifère (Figure 6).
- Les environnements de **sabkhas côtières** sont communs en bordure de zones arides ou semi-arides désertiques (Figure 5), comme par exemple au niveau de la côte Sud et Ouest du Golfe Persique (e.g. sabkha d'Abu Dhabi). La distribution des évaporites montre généralement une dissymétrie par rapport aux zones d'apports en eaux (Figure 6).

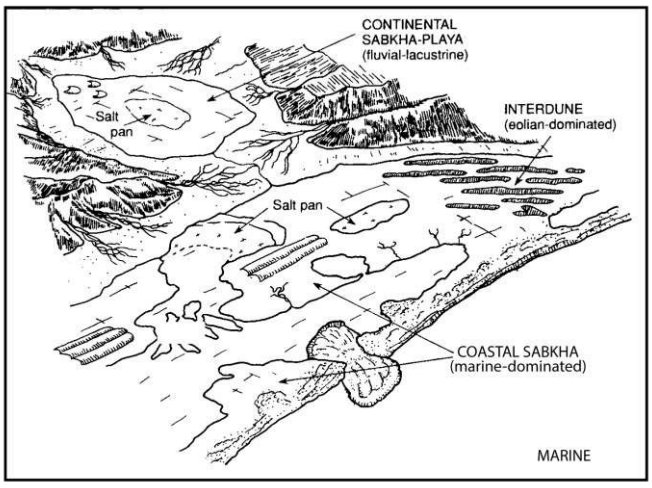


Figure 5 : Principales zones d'accumulation d'évaporites à l'actuel sous faible tranche d'eau, d'après Warren (1989).

Dans les deux cas, ces environnements sont très sensibles aux variations des facteurs locaux, notamment des fluctuations relatives du niveau marin ou du climat.

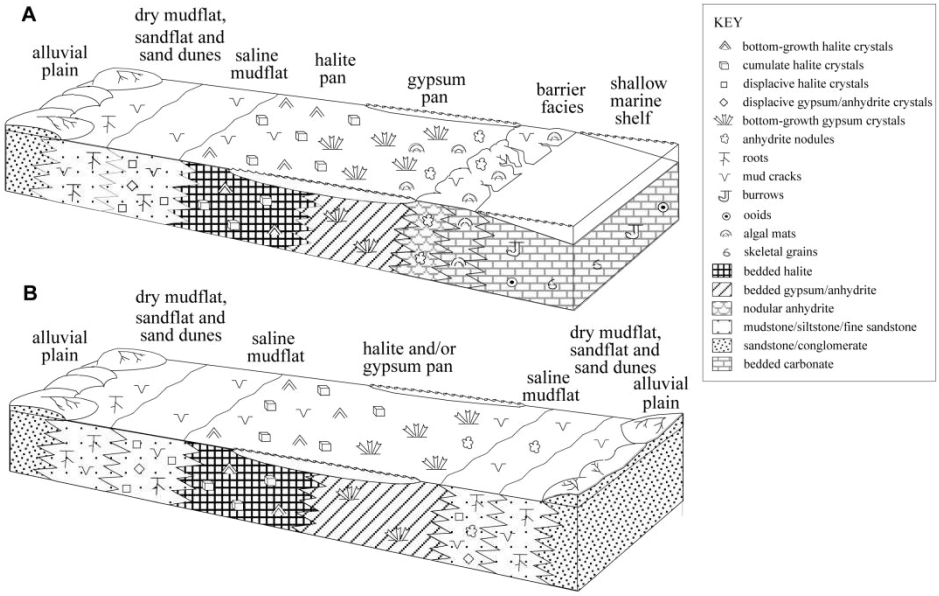


Figure 6: Bloc diagramme schématique montrant deux types de sabkhas : (A) la sabkha marine côtière, et (B) la sabkha continentale. Ces deux blocs montrent les sous-environnements, les lithofaciès et l'organisation sédimentaire de ce type de sabkha, d'après Benison *et al.* (2001).

B.2. Les mers peu profondes : les salinas ou saltern

Les mers peu profondes telles que les mers intérieures, épicontinentales ou de marges continentales plus ou moins isolées, peuvent permettre la précipitation d'évaporites. En effet, les bassins situés près de golfes ou d'une entrée de mer isolée connaissent des reflux permanents d'eau salée responsable de la recharge de la zone d'évaporation en solution saline. La distribution des faciès dans ces environnements est dépendante de la zone d'apport d'eau douce et des apports terrigènes. Ces configurations sont synthétisées sur la Figure 7 en fonction de la morphologie du plateau continental ou de la rampe.

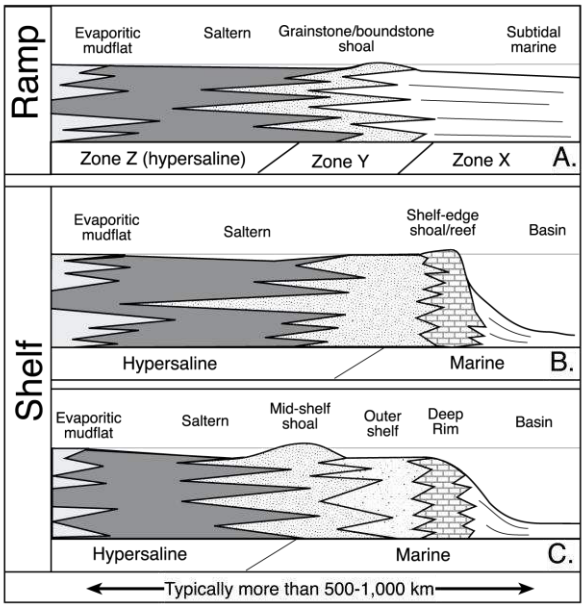


Figure 7 : Répartition des faciès en fonction du modèle de dépôts de rampe ou de plateau, d'après Warren (2006).

B.3. Grands bassins homogènes

Une fois que les conditions de restriction et de climat favorables sont atteintes dans un bassin, le plan d'eau s'abaisse en dessous du niveau de référence océanique ou lacustre, et la sédimentation évaporitique débute. Ce type de phénomène peut se produire dans de grands bassins marins ou continentaux profonds, permettant la précipitation d'importantes quantités d'évaporites. Généralement, le gypse précipite à la périphérie du bassin. La précipitation va ensuite migrer vers le centre du bassin, par concentration des saumures, jusqu'à la précipitation d'halite qui prend place au cœur du bassin.

Le Messinien de Sicile est un exemple de grand bassin marin (Figure 8A), et celui du Miocène du bassin de Madrid (Figure 8B) est un exemple de grand bassin continental reproduisant le schéma d'organisation décrit ci-dessus (Figure 3).

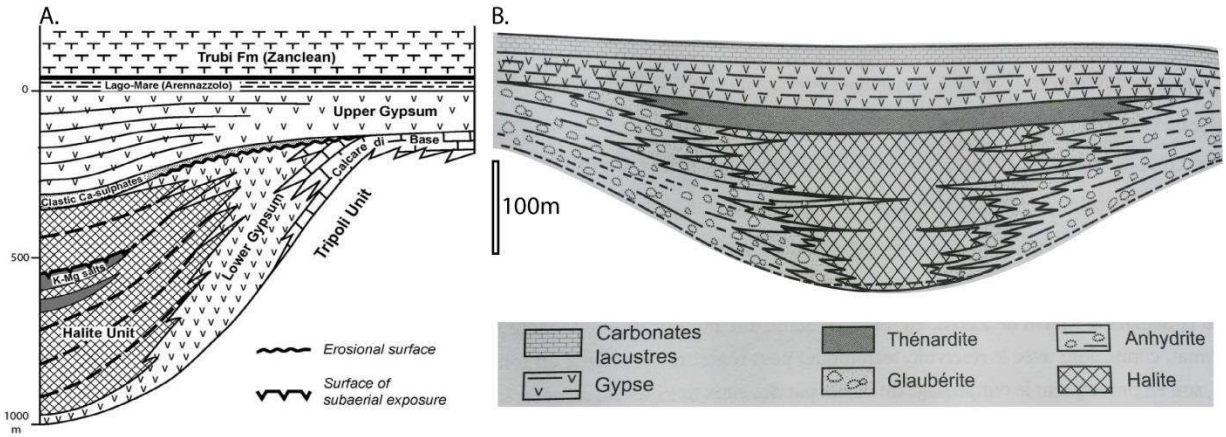


Figure 8 : (A) Organisation sédimentaire du bassin de Sicile alimenté par de l'eau de mer durant le Messinien, d'après Rouchy & Blanc-Valleron (2006); et (B) organisation sédimentaire du bassin de Madrid durant le Miocène en milieu continental, d'après Rouchy & Blanc-Valleron (2006).

Des sous-bassins séparés par des seuils peuvent également permettre le dépôt d'épaisses couches d'évaporites au sein de grands bassins composites. Dans ce type de bassin, chaque sous-bassin peut être caractérisé par des saumures de concentrations différentes et donc permettre la précipitation de différents types de minéraux évaporitiques de manière contemporaine, une configuration observée pendant la crise Messinienne de la mer Méditerranée (Figure 9).

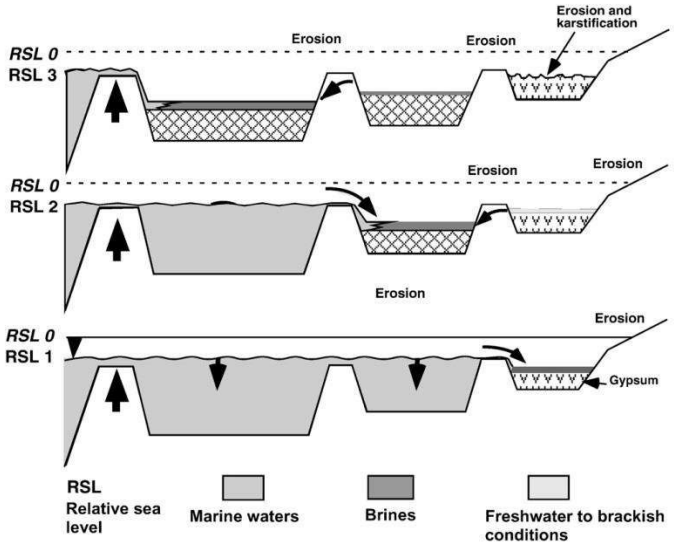


Figure 9 : Illustration schématique du diachronisme des conditions évaporitiques dans un système de sous-bassins tels que la Mer Méditerranée au Messinien, d'après Rouchy & Blanc-Valleron (2006).

Il est important de noter qu'en fonction du contexte géodynamique du bassin, un environnement préférentiel sera prépondérant et répété durant la précipitation des évaporites. Comme pour les dépôts de sédiments classiques, une cyclicité va s'observer, dépendante de facteurs allogéniques tels que l'eustatisme, les apports terrigènes, etc. Cette cyclicité va générer des séquences évaporitiques complexes, présentant une alternance de minéraux évaporitiques variés mais également s'intercaler avec une sédimentation carbonatée ou clastique. Une séquence évaporitique relativement simple est par exemple observée pour la formation Zechstein en mer du Nord (Figure 10A). A l'inverse, la séquence évaporitique aptienne sur les marges de l'Atlantique Sud est plus complexe (Figure 10B).

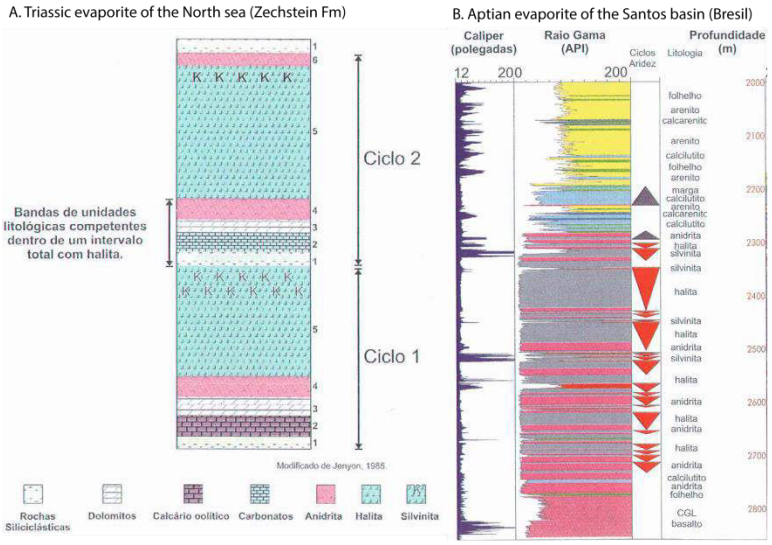


Figure 10 : Exemple de séquences évaporitiques pour les évaporites (A) du bassin de la mer du Nord et (B) du bassin de Santos au Brésil, d'après Mohriak *et al.* (2009).

C. Les grands bassins évaporitiques

Les bassins sédimentaires comprenant d'épaisses couches d'évaporites sont nombreux à travers le monde et les âges géologiques (Figure 11).

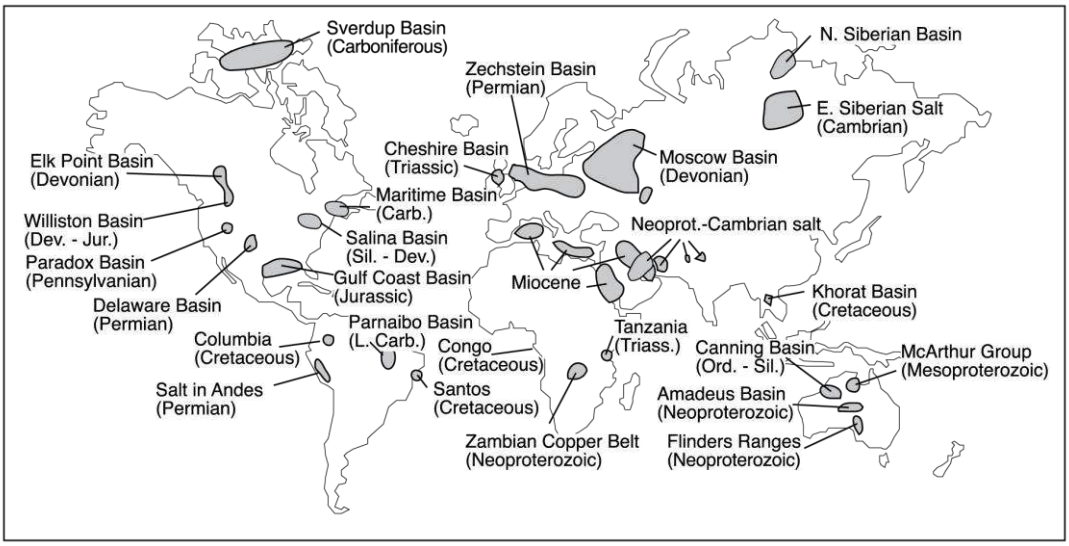


Figure 11 : Carte illustrant la localisation des bassins contenant des épisodes évaporatoires majeurs depuis le Neoprotérozoïque, d'après Warren (2006).

Pour former de grandes épaisseurs d'évaporites, comme cela a été présenté auparavant, le climat doit être propice à la précipitation, c'est-à-dire aride. Le volume d'évaporites déposé au cours du temps, en rose sur la Figure 12, ne montre qu'une faible corrélation avec la température, impliquant un second contrôle sur la préservation d'épaisses accumulations d'évaporites. Par contre, le volume de halite semble lui être corrélé avec les périodes les plus chaudes, à l'exception du Miocène supérieur (Figure 12).

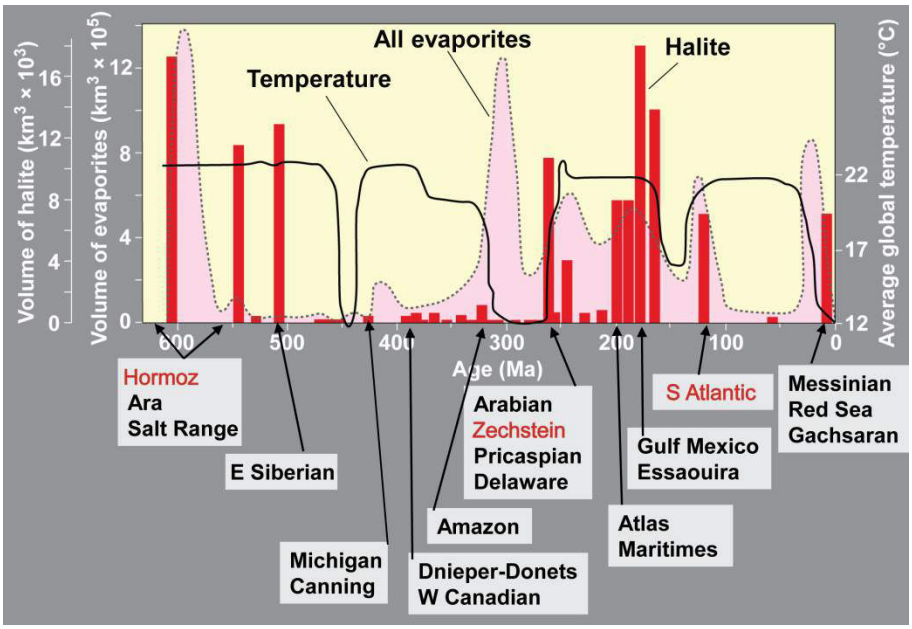


Figure 12 : Volume des évaporites et de la halite, et moyennes des températures au cours du temps, d'après Jackson *et al.* (2010b) modifié d'après Warren (2006).

La deuxième condition indispensable à l'accumulation d'évaporites est un bassin sédimentaire adapté. L'accumulation de fortes épaisseurs d'évaporites dans le passé s'est généralement faite à l'échelle de l'ensemble du bassin sédimentaire (cf. les grands bassins homogènes ; Figure 13).

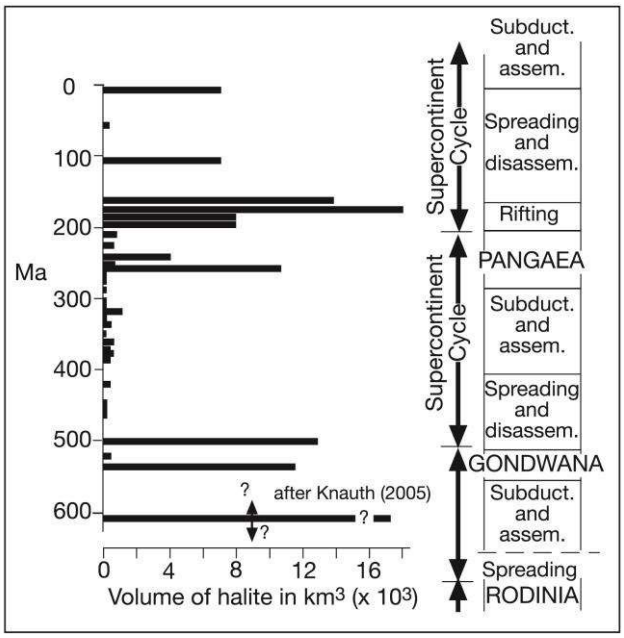


Figure 13 : Changements des volumes de halite à l'échelle mondiale par rapport aux cycles des supercontinents, d'après Warren (2006).

L'incursion d'eau marine alimentant des bassins arides sous le niveau de la mer est le phénomène majeur justifiant les plus importantes accumulations d'évaporites de par le passé. Les bassins favorisant ce phénomène s'observent lors :

- des fragmentations de continents formant des bassins de type rift ou intra-cratonique (Figure 14) ;
- des assemblages de supercontinents initiant des bassins de type avant-pays et en collision (Figure 14).

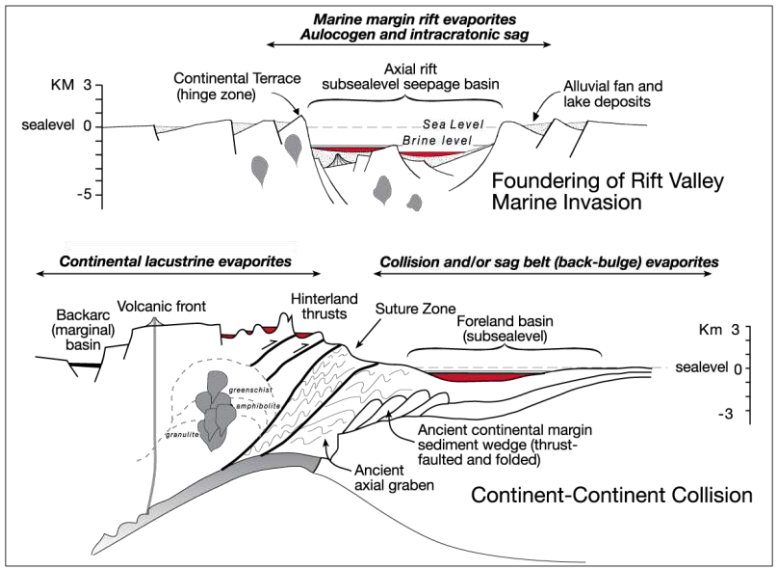


Figure 14 : Contextes géodynamiques favorisant l'accumulation d'évaporites à l'échelle de bassin entier (les évaporites sont représentées en rouge) d'après Warren (2006).

Les plus grandes accumulations d'évaporites peuvent être corrélées avec les phases majeures d'accrétion ou de fragmentation continentale (Figure 13). Les marges continentales, où les plateformes évaporitiques sont largement répandues durant les périodes interglaciaires, constituent un deuxième environnement favorable au développement de grandes accumulations évaporitiques (Warren, 2006).

Parmi les bassins dont les conditions climatiques et tectoniques ont été favorables à l'accumulation d'évaporites, certains méritent une description plus détaillée (Figure 11 et Figure 12).

- On connaît quelques accumulations évaporitiques majeures au protérozoïque par les traces d'activité salifère encore à l'affleurement (e.g. Dyson, 1996; Hearon *et al.*, 2014). Il s'agit par exemple des évaporites associées aux chaînes des Flinders et du Willouran en Australie, dont l'âge est d'environ 820Ma (e.g. Preiss, 1987). Mais ni la couche mère, ni la composition, ni l'origine de celle-ci ne sont connues.
- Les premières formations évaporitiques épaisses préservées sont d'âge Infracambrien à Cambrien inférieur, notamment les formations de l'Ormuz en Iran et d'Ara en Oman, qui se sont développées en période chaude et en contexte extensif (e.g. Husseini & Husseini, 1990).
- Au Pennsylvanien, le développement de la chaîne des Rocheuses Ancestrales et plus particulièrement du massif de l'Uncompahgre dans l'Ouest des Etats-Unis produit une subsidence flexurale permettant l'initiation du remplissage du bassin d'avant-pays du Paradox par des évaporites (e.g. Barbeau, 2003 ; Trudgill, 2011).

- Ensuite, de grands épisodes évaporitiques ont eu lieu au Permien, dont le plus connu, le Zechstein en Europe et Mer du Nord, s'est développé en période chaude et en contexte de collapse orogénique de la chaîne Varisque (e.g. Tucker, 1991). Au Permien également, d'épaisses séries évaporitiques se sont développées dans le bassin Precaspien au Kazakhstan en contexte de bassin intracratonique (Volozh *et al.*, 2003).
- Le Trias-Lias est également une période d'intense sédimentation évaporitique, notamment dans le rift initial de l'Atlantique central (e.g. Jackson *et al.*, 2000 ; Karner & Gambôa, 2007).
- Le Jurassique fait aussi partie de ces périodes d'intense sédimentation évaporitique dont la plus connu est la formation Louann dans le Golfe du Mexique (e.g. Andrews, 1960; Buffler, 1991).
- Plus récemment, la fermeture de l'océan Téthysien au Miocène a engendrée la mise en place de nombreux bassins évaporitiques tels que la Mer Rouge en contexte de rifting, les formations évaporitiques de Gachsaran et Upper Red toutes les deux en Iran, formées dans des contextes d'avant-pays (e.g. Amini, 1997; Letouzey & Sherkati, 2004), et enfin le Messinien méditerranéen en contexte géodynamique polystructural (e.g. Jolivet *et al.*, 2006; Rouchy & Blanc-Valleron, 2006).

D. Vitesse de sédimentation des évaporites et implications sur la profondeur et la subsidence des bassins

Les taux de précipitation des évaporites sont très rapides à l'échelle des temps géologiques (Figure 15). Dans des séries anciennes et sur de longues périodes, la vitesse de précipitation des évaporites est généralement comprise entre 4mm/an et 2cm/an (Rouchy & Blanc-Valleron, 2006). A l'actuel, les valeurs mesurées en mer Morte indiquent une précipitation de halite pouvant atteindre entre 3 et 6cm/an (Rouchy & Blanc-Valleron, 2006). Une fois que les conditions d'isolement et d'aridité climatique optimales pour la précipitation des évaporites sont atteintes, l'extension, l'épaisseur et la distribution des évaporites seront étroitement contrôlées par les caractéristiques morphologiques du bassin. En effet, la sédimentation des évaporites étant généralement plus élevée que le taux de subsidence du bassin, la profondeur initiale du bassin va être un élément fondamental contrôlant l'épaisseur des dépôts. La présence d'une épaisse couche d'évaporites implique donc souvent l'existence préalable d'une dépression profonde plus encore qu'une subsidence active pendant le dépôt des évaporites (Rouchy & Blanc-Valleron, 2006).

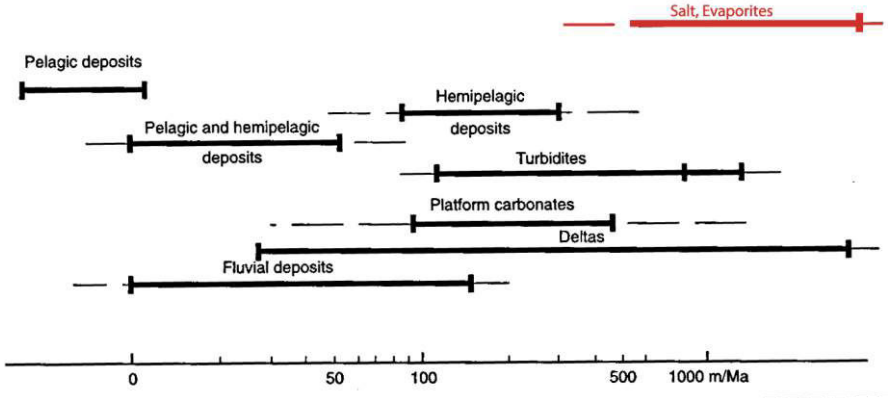


Figure 15 : Vitesse de sédimentation de différents environnements en mètre par million d'années, d'après Biju-Duval (2002).

E. Lien entre la matière organique et la précipitation d'évaporites

L'implication de la présence d'évaporites dans un bassin pétrolier n'est pas seulement limitée à leur rôle de couverture et de piège structural lié à la déformation halocinétique. Les sédiments formés juste avant la précipitation des évaporites montrent souvent des teneurs élevées en matière organique. De nombreux dépôts ayant un potentiel roche mère sont connus dans des séries anciennes pré-évaporitiques tels que : (i) le Kupferschiffer qui précède les évaporites Permiennes du Zechstein en mer du Nord et Europe (e.g. Pedersen *et al.*, 2006) ; (ii) la formation Permienne de Castile au Texas (e.g. Anderson *et al.*, 1972) ; (iii) les argiles lacustres riches en matière organique de la formation Eocène de la Green River dans le Wyoming (e.g. Bradley, 1970) ; et (iv) le Tripoli sous-jacent aux évaporites messiniennes en Méditerranée (e.g. Bellanca *et al.*, 2001).

Ces teneurs élevées sont attribuées à des fortes productivités organiques dans des environnements hypersalins, observés à l'actuel (Figure 16), mais également anciens, précédant la précipitation de fortes accumulations évaporitiques (e.g. Kirkland & Evans, 1981).

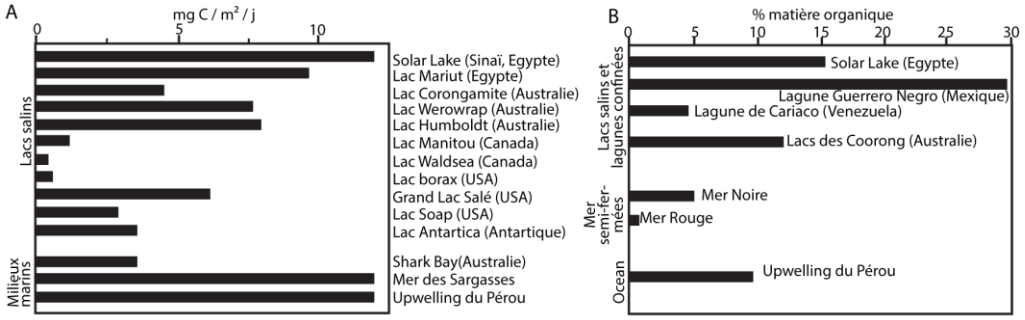


Figure 16 : (A) Productivité organique des environnements hypersalins à l'actuel, d'après Rouchy & Blanc-Valleron (2006) modifié d'après Warren (1986) ; (B) Teneurs en matières organique des sédiments actuels, d'après Rouchy & Blanc-Valleron (2006) modifié d'après Warren (1986).

Néanmoins, pour que ces fortes teneurs en matière organique confèrent à ces roches des propriétés de roche mère, de bonnes conditions de préservation sont nécessaires**.** Ces conditions de préservation sont généralement optimales dans des milieux anoxiques et réducteurs (e.g. Hedges & Keil, 1995).

- Les évaporites sont des roches sédimentaires provenant d'une précipitation chimique à partir de substances dissoutes dans des solutions naturelles. Le gypse, l'anhydrite et la halite sont les minéraux évaporitiques les plus communément rencontrés.
- Les milieux de précipitation de ces évaporites sont variés, comprenant des milieux continentaux tels que des lacs salins, et des milieux mixtes tels que les plaines côtières et des milieux marins francs.
- Plusieurs grandes périodes à l'échelle des temps géologiques ont présenté des conditions d'aridité et de contexte tectonique (extensif et compressif) adéquats pour la précipitation de grandes épaisseurs d'évaporites.
- La présence récurrente de système pétrolier dans les bassins salifères est liée aux teneurs élevées en matière organique des sédiments pré-évaporitiques, attribuées à des fortes productivités organiques dans les environnements hypersalins anoxiques.

II. Comportements mécaniques des évaporites

Le terme « halokinese » est introduit par Trusheim (1957), à partir du grec halos « sel » et kinesis « mouvement ». Ce terme est utilisé pour décrire les structures sédimentaires et tectoniques associées aux mouvements des évaporites. Pour comprendre pourquoi les évaporites sont enclines au mouvement, il est nécessaire de revenir à leurs propriétés intrinsèques, avant de détailler les facteurs permettant leur mise en mouvement.

A. Propriétés mécaniques des évaporites

Les propriétés singulières des évaporites leur confèrent un comportement très différent des autres roches sédimentaires dans des conditions géologiques équivalentes (Figure 17).

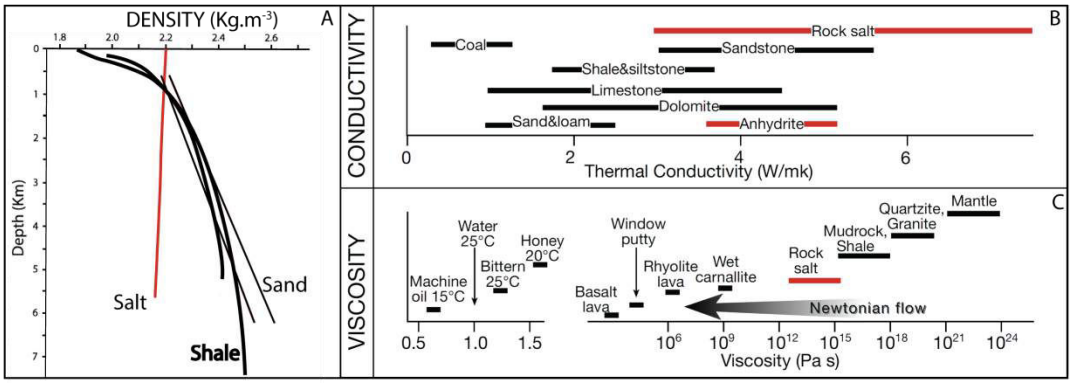


Figure 17 : (A) Evolution de la densité d'une couche évaporitique comprenant principalement de la halite avec un faible pourcentage d'anhydrite, comparée à d'autres sédiments clastiques en fonction de la profondeur avec un gradient géothermique de 30°C/km. La densité du sel diminue légèrement lors de l'enfouissement par rapport aux autres sédiments dont la densité augmente avec l'enfouissement dû à la compaction, d'après Jackson & Talbot (1986).

L'une des propriétés particulières des évaporites est l'évolution de leur **densité** au cours de l'enfouissement. En effet, la densité des évaporites varie très peu au cours de l'enfouissement, contrairement aux autres roches sédimentaires, dont la densité augmente notablement du fait de la compaction (Jackson & Talbot, 1986; Warren, 2006). Cette stabilité de la densité provient de la structure cristallographique des évaporites qui sont initialement précipitées de manière dense et compacte, et constituent donc des roches mécaniquement très peu **incompressibles** (Figure 18).

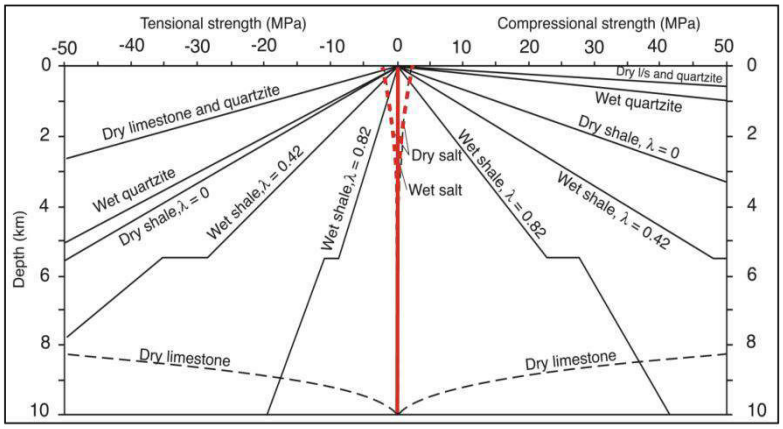


Figure 18 : Comparaison des profils de résistance ductile du sel à des profils de résistance d'autres roches sédimentaires soumis à de l'extension ou de la compression en fonction de l'enfouissement, d'après Jackson *et al.* (1994) d'après des données compilées de Weijermars *et al.* (1993).

Une seconde propriété particulière des évaporites est la faible résistance qu'elles présentent à l'écoulement, autrement dit la **viscosité** (Figure 17C). Le fluage des évaporites provient de leur propriétés de plasticité cristallographique, liée à trois mécanismes principaux de déformation du réseau cristallographique : (i) le fluage-dislocation, (ii) la diffusion d'éléments intra-cristallographiques, (iii) la pression-solution aux joints de grains (i.e. diffusion avec transport ; e.g. Warren, 2006). Ces mécanismes vont leur conférer une capacité de déformation à l'état solide extrêmement rapide, qui se traduit par une déformation de type fluage visqueux qui est décrite dans la Figure 17C à l'aide d'une loi de viscosité classique (e.g. Weijermars *et al.*, 1993). Ces mécanismes vont varier en fonction de divers paramètres. La température, la taille des minéraux, la teneur en eau et les contraintes sont les principaux paramètres modifiant la viscosité (e.g. Carter *et al.*, 1993 ; Van Keken *et al.*, 1993 ; Weijermars *et al.*, 1993).

Une troisième propriété particulière des évaporites est leur aptitude à conduire la chaleur, autrement dit la **conductivité thermique**. Les évaporites présentent une conductivité thermique supérieure à la plupart des roches sédimentaires (Figure 17B). Une couche d'évaporites dans un bassin sédimentaire va donc avoir tendance à diffuser la chaleur dans les sédiments sus-jacents et par réciprocité diminuer la chaleur dans les sédiments sous-jacents. Cette propriété a de fortes implications sur le système pétrolier d'un bassin puisque la couche d'évaporites va permettre de préserver à plus grande profondeur le potentiel pétrolier des roches sous-jacentes et améliorer la maturation des roches sus-jacentes (e.g. Warren, 2006).

Au sein des évaporites, certains espèces minérales vont être plus ou moins visqueuses ou compressibles que d'autres, même si d'une manière générale les évaporites présentent une viscosité apparente très faible par rapport aux autres roches sédimentaires et sont interprétées comme mécaniquement incompressibles (Figure 18). La halite est considérée comme le minéral évaporitique le moins visqueux, le plus incompressible et donc le plus enclin à se déformer de manière ductile. Toutefois, comme cela a été présenté auparavant, les séquences évaporatoires sont communément constituées de nombreuses alternances de minéraux évaporitiques variés. Ces alternances génèrent des vitesses de fluage différentes dans les couches évaporitiques et influencent la déformation de ces couches. Les types et proportions des espèces minérales d'une séquence évaporitique ont par conséquent une grande importance sur la déformation dans un bassin sédimentaire.

B. Facteur de déclenchement de l'halocinèse : le chargement différentiel

L'initiation du fluage des évaporites est contrôlée par un chargement différentiel de la couverture sédimentaire. En effet, les évaporites, considérées comme un matériel incompressible et visqueux à l'échelle des temps géologiques, répondent à l'application d'un chargement différentiel en fluant des zones de forte pression vers les zones de basse pression afin de revenir à l'état d'équilibre (e.g. Vendeville & Jackson, 1992). Ce chargement différentiel peut être engendré par plusieurs facteurs à l'origine d'un déséquilibre : (i) une sédimentation différentielle, et (ii) des contraintes tectoniques, extensives ou compressives (e.g. Hudec *et al.*, 2009). Ces mécanismes à l'origine du fluage des évaporites ainsi que la déformation syn-sédimentaire associée vont être détaillés succinctement dans les paragraphes suivants.

B.1. La sédimentation différentielle

Le dépôt de sédiments sur une couche évaporitique va induire un fluage des évaporites car les sédiments seront toujours plus denses que l'eau ou l'air (Figure 19). Le chargement différentiel résulte communément d'une sédimentation présentant des variations latérales de faciès ou d'épaisseur. Cette sédimentation hétérogène va produire un différentiel de charge sur les évaporites et permettre leur fluage (Jackson & Talbot, 1986).

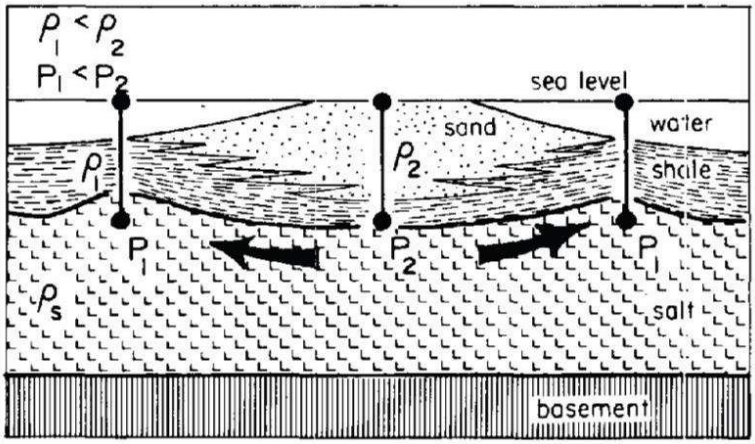


Figure 19 : Illustration du chargement différentiel associé à une variation latérale de faciès sédimentaire et d'épaisseur sédimentaire entrainant le fluage des évaporites, avec ρ la densité, d'après Jackson *et al.* (1986).

Lorsque le fluage est initié, des reliefs évaporitiques vont se mettre en place forçant le système sédimentaire à se localiser dans les zones basses les séparant, contribuant à maintenir ce chargement différentiel (Figure 20). A partir de 2700m d'épaisseur sédimentaire, la densité moyenne de la colonne sédimentaire devient globalement aussi dense que les évaporites ce qui va permettre l'enfoncement localisé des sédiments dans la couche évaporitique (Hudec *et al.*, 2009). Ce phénomène entretient la croissance du diapir, et celui-ci restant proche de la surface va contribuer à maintenir le chargement différentiel (Rowan *et al.*, 2003). Dans ce cas, le diapirisme est dit **passif** (Figure 20). La subsidence des sédiments induite par l'évacuation des évaporites se poursuit jusqu'à l'expulsion complète des évaporites sous-jacentes (Figure 20).

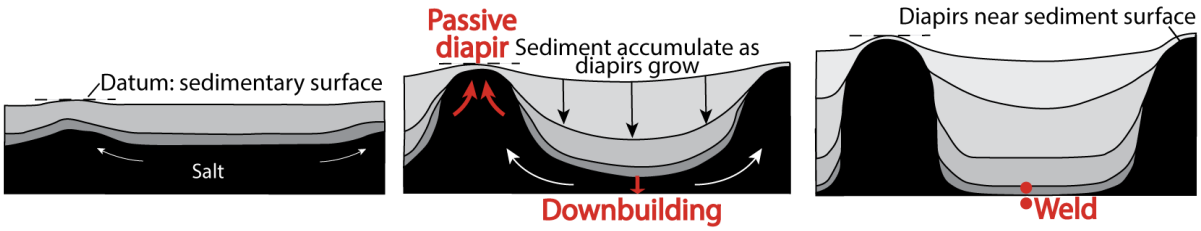


Figure 20 : Illustration du concept de 'downbuilding' et de l'évolution d'un diapir passif, modifié d'après Hudec *et al.* (2011) modifié d'après Barton (1933).

Cette sédimentation différentielle peut également avoir comme origine la progradation de sédiments clastiques tels que des lobes deltaïques ou un système turbiditique sur une couche d'évaporites (Figure 21). En effet, ce chargement différentiel va forcer les évaporites à migrer vers le front de la progradation, pouvant générer des géométries en roll-over au front (Figure 21).

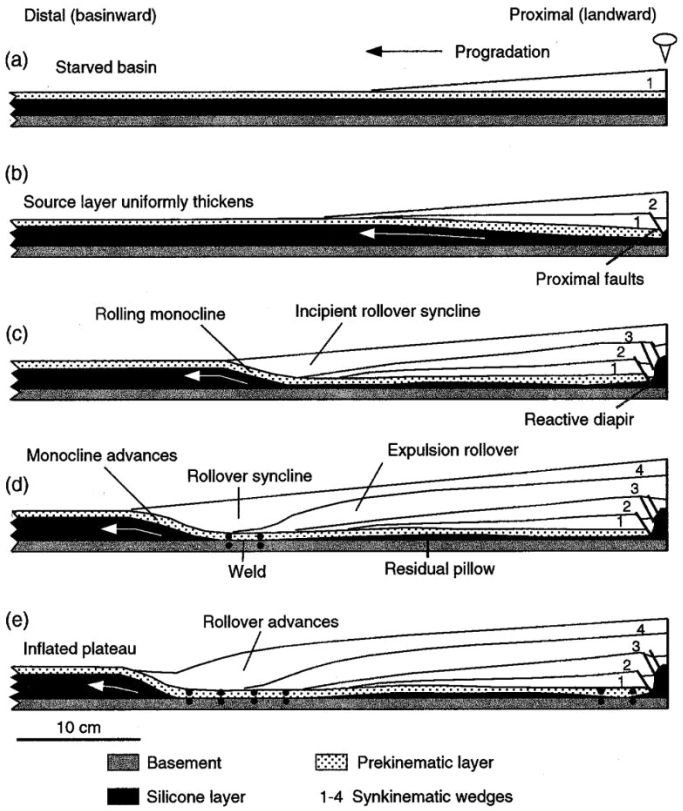


Figure 21 : Restauration de section à partir d'un modèle physique montrant l'évolution au cours du temps d'une propagation sédimentaire sur une couche tabulaire de silicone analogue d'une couche d'évaporites, d'après Ge *et al.* (1997).

B.2. Les contraintes tectoniques

Les contrôles externes (i.e. allogéniques) mais aussi internes au système (i.e. autogéniques) jouent un rôle important sur le déclenchement du fluage des évaporites. En effet, les sollicitations externes par des contraintes tectoniques, extensives ou compressives, peuvent initier le fluage des évaporites par déformation des séries sédimentaires supra-ou infra évaporites générant ainsi un chargement différentiel. La sollicitation interne liée à l'équilibre gravitationnel du système tel qu'une pente ou un bord libre va également entrainer un fluage des évaporites par glissement et/ou étalement.

a. Contraintes externes en domaine extensif

L'extension peut s'exercer soit sur la couverture sédimentaire au-dessus des évaporites correspondant à une déformation **supra-couche évaporitique**, soit sur les sédiments **infra-couche évaporitique**. Dans les deux cas, l'extension exprimée par la mise en place de failles normales va induire le fluage des évaporites.

Quand l'extension se produit au niveau de la couverture sédimentaire supra-évaporite, les failles normales vont entrainer un amincissement des séries superficielles et provoquer un différentiel de charge sur les évaporites. Celles-ci vont alors migrer progressivement vers la structure en graben et former un diapir dit ***réactif*** (Figure 22A).

Une fois la couverture suffisamment amincie, le diapir va s'élargir, soulever et plisser les sédiments supra-évaporites (Schultz-Ela *et al.*, 1993), arrivant au stade de diapirisme ***actif*** (Figure 22A). Le fluage des évaporites alimentant le diapirisme va engendrer des zones d'accommodation de part et d'autre du diapir qui pourront être comblées par une sédimentation syn-tectonique. Ce chargement sédimentaire différentiel va permettre d'entretenir le fluage des évaporites avec un diapirisme devenant ***passif*** (Figure 22A).

Quand l'extension affecte les sédiments infra-évaporites, les failles normales génèrent une création d'espace vers lequel les évaporites vont fluer (Vendeville, 1988). La série sédimentaire supra-évaporite est alors entrainée et plissée formant un pli de drapage monoclinal. L'étirement de la charnière de l'anticlinal va permettre la formation d'un diapir ***réactif***, (Figure 22B ; e.g.Nalpas & Brun, 1993 ; Jackson & Vendeville, 1994)**.**

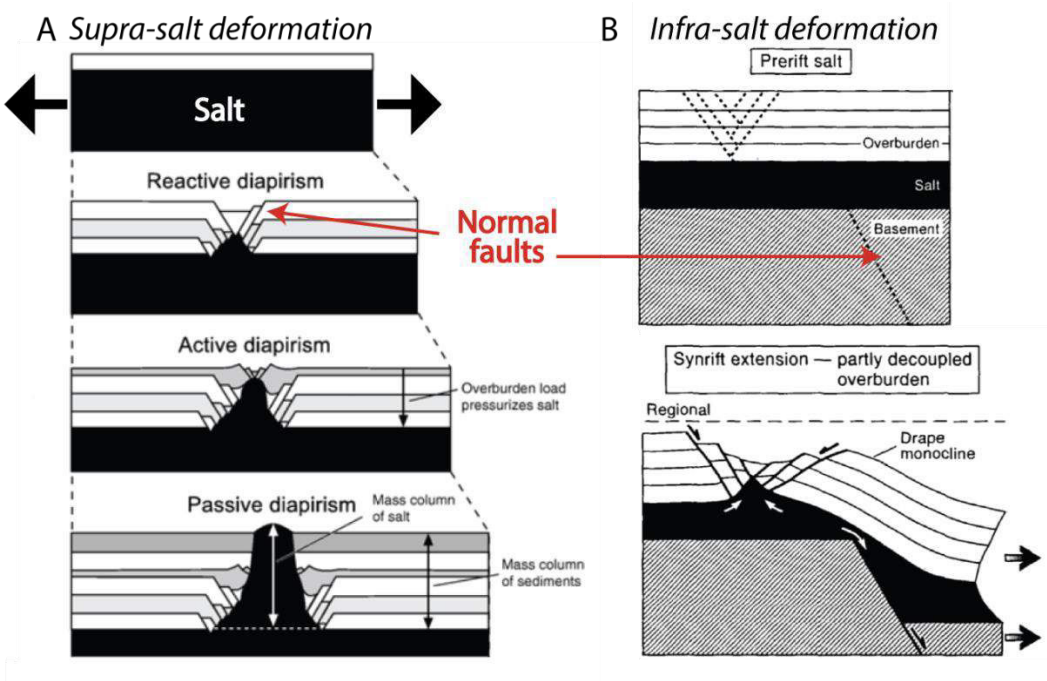


Figure 22 : (A) Illustration des différents stades de diapir possible pendant une phase d'extension régionale qui sera dépendante de la quantité de sel disponible, du taux relatif d'extension et de sédimentation, d'après Hudec (2007) modifiée d'après Vendeville & Jackson (1992) ; (B) Coupes d'un modèle analogique illustrant l'initiation du fluage des évaporites jusqu'au diapir réactif à partir d'une faille normale dans les sédiments infra-évaporite, d'après Jackson & Vendeville (1994).

b. Contraintes externes en domaine compressif

Les contraintes **compressives** peuvent s'exercer sur la couverture sédimentaire au-dessus des évaporites, correspondant à une déformation **supra-couche évaporitique**, ou sur les sédiments **infra-couche évaporitique**. Dans les deux cas, la compression exprimée par la mise en place de plis et failles **inverses va induire le fluage des évaporites**.

Quand la compression se produit au niveau de la **série sédimentaire supra-évaporite**, celle-ci peut être plissé et/ou recoupée par des failles inverses à l'origine du fluage des évaporites comme représenté sur la Figure 23A et B (e.g. Bonini, 2003). Le flambage se produit généralement quand la couche d'évaporites est épaisse (Figure 23A), alors que les failles inverses se mettent plutôt en place quand la couche évaporitique est fine, (Figure 23B ; Stewart, 1996). Dans les deux cas, la sédimentation syn-tectonique, se localisant de part et d'autres des structures anticlinales, engendre un chargement différentiel qui accentue la migration des évaporites (Figure 23).

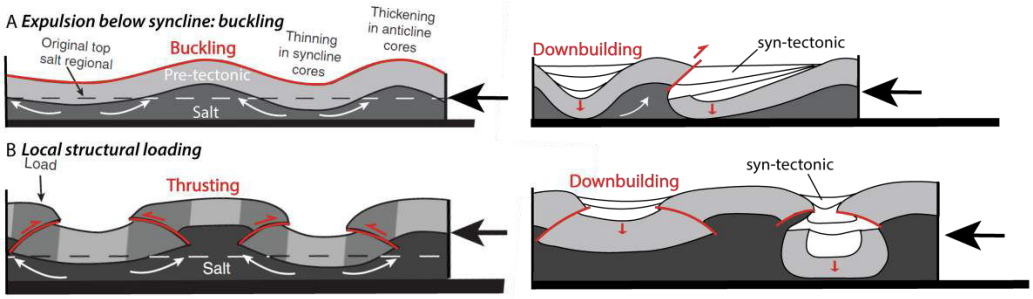


Figure 23 : Coupes schématiques illustrant le déclenchement du fluage des évaporites lors de la compression, (A) lié au flambage des séries sédimentaires supra-évaporites, ou (B) lié à la mise en place de failles inverses, entrainant dans les deux cas un chargement différentiel, modifié d'après Stewart *et al.* (1996), Dooley *et al.* (2007) et Brun & Fort (2011).

Quand la compression affecte **les séries sédimentaires infra-évaporites**, le flambage des sédiments sous ce niveau ductile entraine la migration des évaporites vers les synformes (Figure 24A). Ce fluage des évaporites va se répercuter sur la série sédimentaire supra-évaporites, en délimitant des aires d'accommodation préférentielles et en provoquant un flambage de cette série et la mise en place de dépôts syn-tectoniques (Figure 24B). Les séries sédimentaires infra et supra-évaporites peuvent être ensuite recoupées par des failles inverses favorisant l'émergence des évaporites. Cette déformation va faciliter le rebroussement des flancs des synclinaux des séries supra-évaporites (Figure 24C et D).

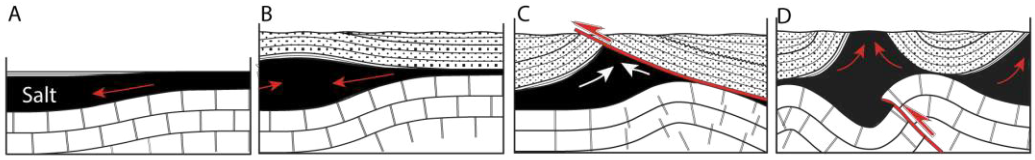


Figure 24 : Coupes conceptuelles illustrant la compression à l'origine du fluage des évaporites dans la ceinture de plis du Zagros, modifié d'après Sherkati (2005).

L'application de contraintes compressive ou extensive peut également entrainer la remobilisation d'un corps salifère préexistant même si la couverture est importante ou si le diapir n'est plus alimenté par une source évaporitique, (Figure 25 ; e.g. Vendeville & Nilsen, 1995 ; Callot *et al.*, 2007).

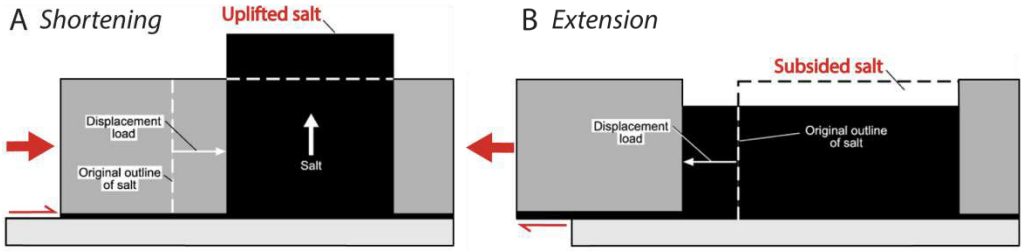


Figure 25 : Diagramme schématique montrant les effets de contraintes sur des structures salifères préexistantes. (A) Durant la compression, les évaporites vont se soulever pour accommoder la déformation. Dans un cas naturel, les évaporites s'écouleraient à la surface sous forme de glaciers. (B) Durant l'extension, les évaporites subsident pour accommoder la déformation, d'après Hudec & Jackson (2007).

c. Les contraintes internes de type instabilités gravitaires propres au système

Le chargement différentiel à l'origine du fluage des évaporites peut également s'initier sous l'influence d'instabilités gravitaires liées à la création d'une pente basale (e.g. Brun & Fort, 2011).En effet, la bascule du plancher basal, sous une couche évaporitique, provoque le glissement de la couverture évaporitique par translation par **glissement gravitaire** (Figure 26A).

Un domaine compressif affectant la couverture se localise en aval du système, au niveau du biseau de la couche salifère. Alors que se développe en amont un domaine extensif. Les contraintes internes sont accommodées par des failles normales dans le domaine extensif et des chevauchements dans le domaine compressif (Figure 26A). Ce type de déformation est généralement observé au niveau de marges passives. De plus, la présence d'une progradation sédimentaire sur ces marges entraine un chargement différentiel, induisant un **étalement gravitaire**, qui peut se surimposer au phénomène de glissement gravitaire (Figure 26B ; e.g. Vendeville, 2005; Brun & Fort, 2011).

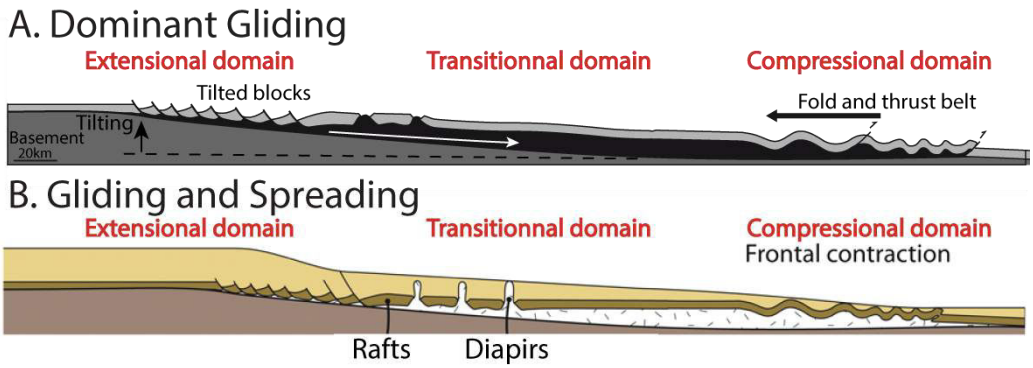


Figure 26 : Coupes schématiques illustrant les deux types d'instabilités gravitaires à l'origine du fluage des évaporites, et le type de déformation en fonction des domaines extensif, transition et compressif dans les séries supra-évaporites : (A) le glissement gravitaire lié à la bascule du plancher génère une pente entrainant le glissement des évaporites et des séries supra-évaporites. (B) Glissement et étalement gravitaire sur une marge passive lors de la progradation de sédiments clastiques entrainant un chargement différentiel et l'étalement des évaporites et des séries supra-évaporites associées, modifié d'après Brun & Fort (2011).

Les contraintes tectoniques ont tendance à produire des pentes ou des chargements sédimentaires locaux permettant aux mécanismes de glissement et d'étalement gravitaire de déclencher le fluage des évaporites. Néanmoins, il existe des cas particuliers à très grande échelle faisant intervenir ce type de mécanisme qui sont par exemple les marges passives du Golfe du Mexique et les marges passives conjuguées de l'Atlantique Sud.

Les propriétés singulières des évaporites leur confèrent un comportement très différent des autres roches sédimentaires dans des conditions géologiques équivalentes. Les roches évaporitiques sont des roches :

- mécaniquement incompressibles,
- au comportement apparemment visqueux leur permettant de fluer.

Le déclenchement du fluage des évaporites est produit par du chargement différentiel qui nécessite un déséquilibre obtenu par différentes sollicitations :

- La sédimentation différentielle, résultant communément de variations latérales de faciès ou de variations d'épaisseurs, produisant un différentiel de charge sur les évaporites (i.e. diapirisme passif). La couche d'évaporite va accommoder la différence de charge en fluant vers les zones de basse pression.
- Les contraintes tectoniques, extensives ou compressives (i.e. diapirisme actif), affectant le socle ou la couverture sédimentaire, ainsi que les instabilités gravitaires, glissement ou étalement sur des pentes, peuvent engendrer le fluage des évaporites.

III. Tectonique et sédimentation dans des bassins salifères

Plus de 120 bassins à travers le monde enregistrent une déformation associée au fluage des évaporites. Ces bassins sont localisés sur la Figure 27 (Hudec & Jackson, 2007). Au premier ordre, l'impact de la tectonique salifère sur le bassin va dépendre de l'épaisseur de la couche évaporitique. Cette épaisseur va conditionner en grande partie le type de déformation et de structures salifères enregistrées.

Pour cette raison, le paragraphe suivant est subdivisé en trois sous-parties correspondant à (i) l'influence d'une fine couche d'évaporites isopaque utilisée comme un niveau de décollement, (ii) l'influence d'une épaisseur plus conséquente d'évaporites permettant le développement de diapirisme, et enfin (iii) l'influence d'une importante épaisseur d'évaporites initiales engendrant la mise en place de mini-bassins.

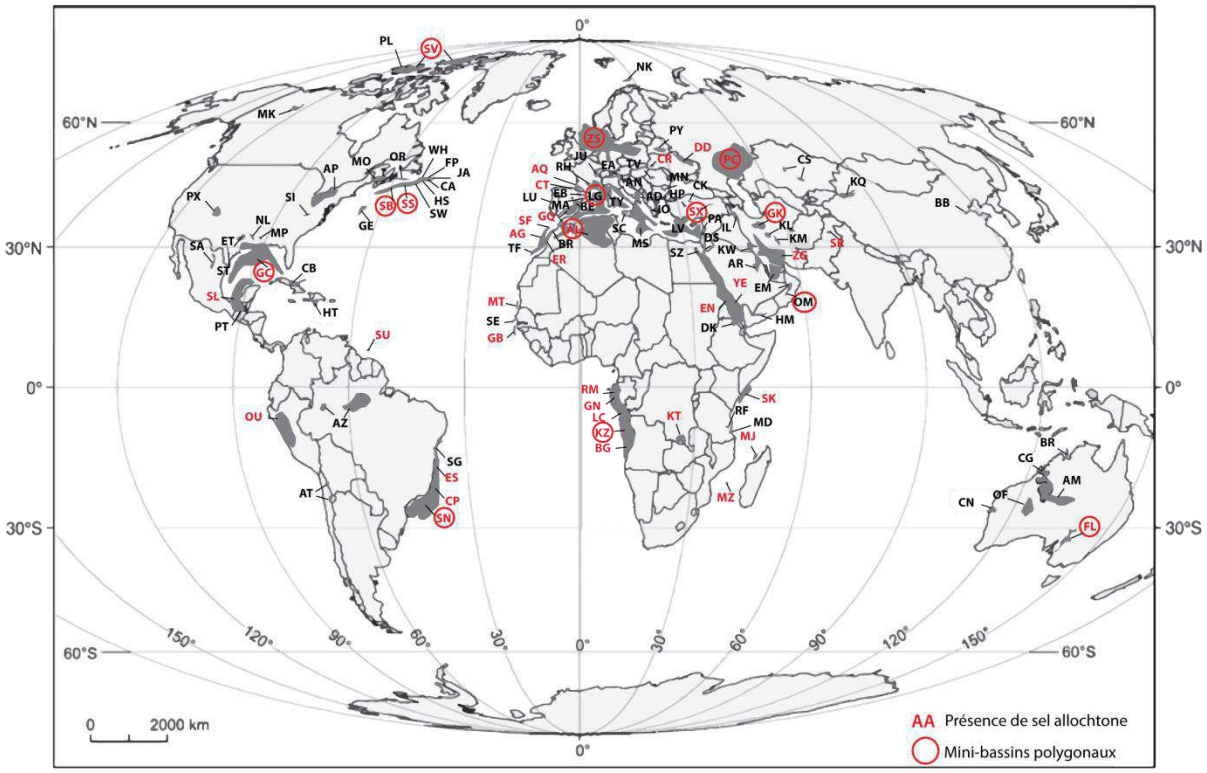


Figure 27 : Localisation des principaux bassins salifères, modifié d'après Hudec & Jackson (2006) et Hudec & Jackson (2007). AD South Adriatic; AG Agadir; AL Atlas; AM Amadeus; AN Appenines; AP Appalachian Plateau; AQ Aquitaine; AR Arabian; AZ Amazon; BB Bohai Bay; BE Betic; BG Benguela–Namibe; BL Balearic; BP Bonaparte; BR Berrechid; CA Carson; CB Cuban; CG Canning; CK Cankiri; CN Carnavon; CP Campos; CR Carpathian; CS Chu–Sarysu; CT Cantabrian–West Pyrenees; DD Dnepr–Donetz; DK Danakil; DS Dead Sea; EA East Alpine; EB Ebro; EM Emirates; EN Eritrean; ER Essaouira; ES Espirito Santo; ET East Texas; FL Flinders; FP Flemish Pass; GB Guinea-Bissau; GC Gulf Coast; GE Georges Bank; GK Great Kavir–Garmsar–Qom; GN Gabon; GQ Guadalquivir; HP Haymana–Polatli; HS Horseshoe; HT Haitian; IL Iljac–Tabriz; IO Ionian; JA Jeanne d'Arc; JU Jura; KL Kalut; KM North Kerman; KQ Kuqa; KT Katanga; KW Kuwait; KZ Kwanza; LC Lower Congo; LG Ligurian; LP La Popa; LU Lusitanian; LV Levantine; MA Maestrat; MD Mandawa; MJ Majunga; MK Mackenzie; MN Moesian; MO Moncton; MP Mississippi; MS Messinian; MT Mauritania; MZ Mozambique; NK Nordkapp; NL North Louisiana; OF Officer; OM Oman–Fahud; OR Orpheus; OU Oriente–Ucayali; PA Palmyra; PC Pricaspian; PI Parry Islands–Central Ellesmere; PT Petenchiapas; PX Paradox; PY Pripyat; RF Rufiji; RH Rhodanian; RM Rio Muni; SA Sabinas; SB Sable; SC Sicilian; SE Senegal; SF Safi; SG Sergipe–Alagoas; SI Saltville; SK Somali–Kenya; SL Salina–Sigsbee; SN Santos; SR Salt Range; SS Scotian Slope; ST South Texas; SU Suriname; SV Sverdrup; SW South Whale; SX Sivas ; SZ Suez; TF Tarfaya; TV Transylvanian; TY Tyrrhenian; WH Whale; YE Yemeni; ZG Zagros; ZS Zechstein.

A. Les niveaux de décollements salifères

Leurs propriétés de fluage font des évaporites des niveaux de décollement très efficaces. Au même titre que les argiles, la présence d'évaporites a une incidence majeure sur la structuration des marges passives ou encore sur la dynamique de structuration d'un bassin d'avant-pays et d'une chaîne plissée (e.g. Rowan *et al.*, 2004).

A.1. Les marges passives

La déformation sur les marges passives est liée à un basculement engendré par la subsidence thermique dans la zone distale de la marge et à un soulèvement cratonique dans la zone proximale (e.g. Brun & Fort, 2011).

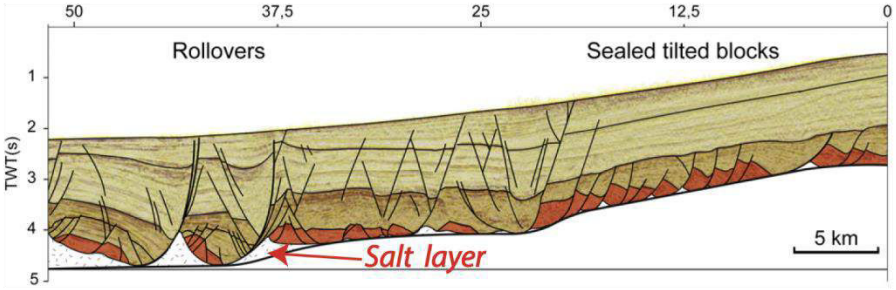


Figure 28 : Marge passive angolaise présentant un niveau de décollement évaporitique permettant un glissement gravitaire, d'après Brun & Fort (2011).

Le découplage de la déformation entre les séries pré-évaporitique et la pile sédimentaire post-évaporitique se fait par l'intermédiaire d'un niveau de décollement évaporitique (Figure 28). Les évaporites vont fluer très rapidement après leur recouvrement par des sédiments. Les niveaux de décollements évaporitiques de faible épaisseur sur les marges passives ont une influence primordiale sur la dynamique de déformation du bassin, qui se rapproche de l'influence des niveaux argileux, de mécanique différente (Rowan *et al.*, 2004). Par contre, une faible quantité d'évaporites ne va pas permettre directement de modifier le système sédimentaire. La pile sédimentaire au-dessus de ces évaporites ne sera déformée que tardivement pendant l'initiation du décollement.

A.2. Les chaînes plissées

La présence d'un niveau de décollement dans un avant-pays a également une grande influence sur la dynamique de structuration et sur la localisation de la ceinture de chevauchements et de plis (e.g. Vergés *et al.*, 1992; Krzywiec & Vergés, 2007). Les ceintures chevauchantes d'avant-chaîne telles que le Jura, les sierras sud-pyrénéennes et le Zagros en sont des exemples remarquables. L'épaisseur initiale et l'extension du niveau évaporitique du décollement ont une influence sur la structure de la ceinture de chevauchements et de plis (Costa & Vendeville, 2002 ; Bahroudi, 2003; Sherkati *et al.*, 2006). Lorsque le niveau de décollement est fin, la chaîne plissée est dominée par la propagation vers l'avant-pays de plis asymétriques déjetés, passant à des chevauchements (Figure 29A)**.** Alors que dans le cas d'un niveau de décollement épais, la déformation est distribuée et caractérisée par des plis de détachements à cœur du niveau de décollement dont la longueur d'onde est fonction du rapport entre l'épaisseur du niveau de décollement et celui de la couverture (Figure 29B).

Les évaporites vont donc faciliter la déformation sous forme de plis et chevauchements modifiant la cinématique, et migrer si elle n'est pas affectée par l'architecture mécanique.

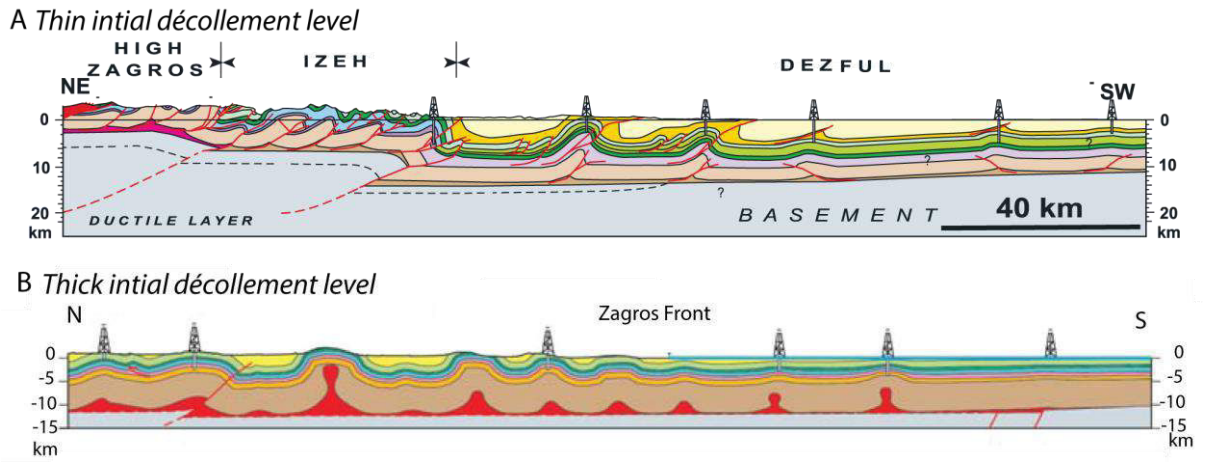


Figure 29 : A) Coupe d'une section 2D passant à travers la zone centrale du Zagros montrant la propagation vers l'avant pays de plis asymétriques vers des chevauchements imbriqués sur un niveau de décollement salifère fin, d'après Callot *et al.* (2012) modifié d'après Sherkati *et al.* (2006). B) Coupe d'une section 2D passant à travers le Sud de la chaîne du Fars des plis de détachements sans vergence particulière sur un niveau de décollement salifère épais, d'après Callot *et al.* (2012) modifié d'après Jahani *et al.* (2009).

- Les **niveaux de décollement** sont très largement favorisés par les propriétés visqueuses des évaporites.
- Ces niveaux de décollement vont faciliter la **déformation** en induisant l'initiation de failles normales, de plis et de chevauchements qui vont, à leur tour, plus ou moins influencer le système sédimentaire.
- La déformation et la sédimentation vont essentiellement **dépendre du type de contexte** : marges passives, chaînes plissées etc. et non de la présence ou pas d'évaporites.
- Dans le cas des bassins d'avant-pays, la présence d'un niveau de décollement évaporitique modifie la dynamique globale « classique » du prisme de coulomb.

B. Le diapirisme

Quand la couche évaporitique initiale est suffisamment épaisse pour générer un fluage dès l'initiation du chargement, celle-ci va produire des structures salifères variées (Figure 30), qui seront soulignées par une sédimentation syn-déformation. Les corps salifères verticaux émergent soit d'une source ponctuelle et forment des diapirs plus ou moins concentriques (Figure 30A), soit d'une source linéaire développant des murs plus allongés (Figure 30B).

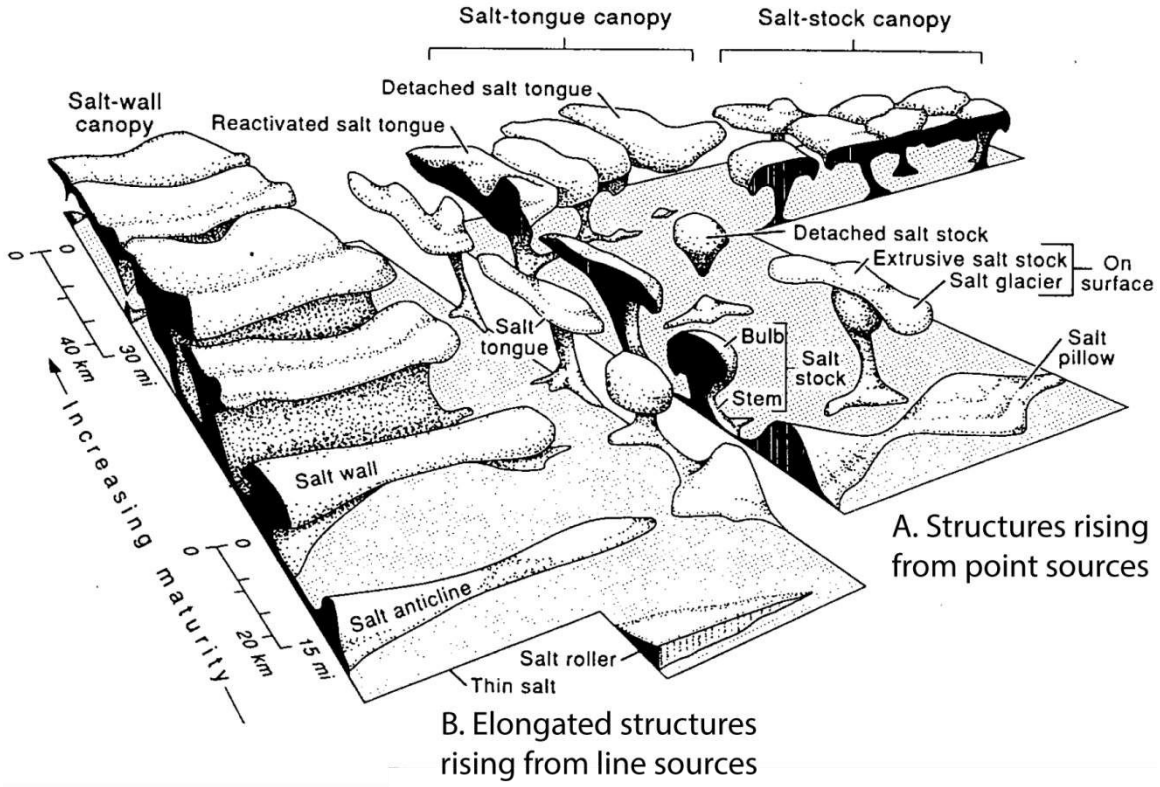


Figure 30 : Bloc diagramme schématique illustrant les différentes géométries de corps salifères existantes, en fonction d'une source linéaire (A) ou ponctuelle (B). L'évolution temporelle et donc de maturité de la structure s'observe vers l'arrière-plan, d'après Jackson (1991).

Les géométries de ces diapirs vont varier au cours du temps (Figure 30), en fonction de la capacité de remontée des évaporites au sein de la structure salifère et du taux d'accumulation sédimentaire autour de cette structure. Les géométries des diapirs et la sédimentation adjacente vont être détaillées dans la partie suivante à l'échelle de la pile sédimentaire, de l'ordre de la centaine à millier de mètres d'épaisseur puis à l'échelle de la séquence dépositionnelle.

B.1. Les synclinaux périphériques, à l'échelle du bassin

L'évolution de forme du diapir au fil du temps influence considérablement l'architecture des sédiments adjacents. Le dépôt de sédiments autour d'un corps salifère s'organise généralement en synclinaux périphériques. Sur le diapir de Gifhorn en Mer du Nord par exemple, un premier synclinal périphérique est observé à la base du diapir, en bleu, puis un second en vert et jaune dont le dépocentre semble avoir migré vers le diapir (Figure 31)

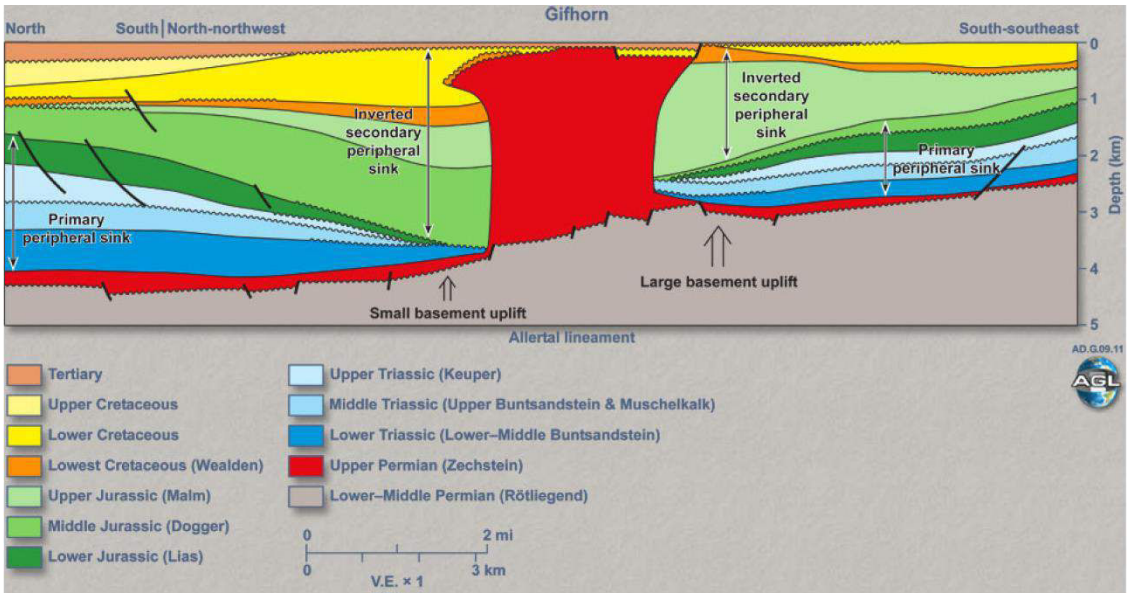


Figure 31 : Exemple du diapir de Gifhorn en Mer du Nord présentant deux générations de synclinaux périphériques migrant vers le diapir au cours du temps, d'après Hudec *et al.* (2011) modifié d'après Baldschuhn *et al.* (2001).

Pour obtenir ce type de géométrie aux abords d'un diapir il faut :

- qu'un premier synclinal périphérique se développe en s'amincissant vers les bords d'un « coussin » d'évaporites (Figure 32a).
- que la couche initiale d'évaporites sous les sédiments s'amincisse progressivement jusqu'à sa disparition complète (Figure 32b). Le diapir, ne pouvant plus être alimenté latéralement, va se développer verticalement.
- que la vidange verticale progressive du coussin, alimentant le diapir, et crée de l'accommodation qui va être comblée par un second synclinal périphérique (Figure 32c), dont le dépocentre va migrer progressivement vers le diapir (Figure 32d).

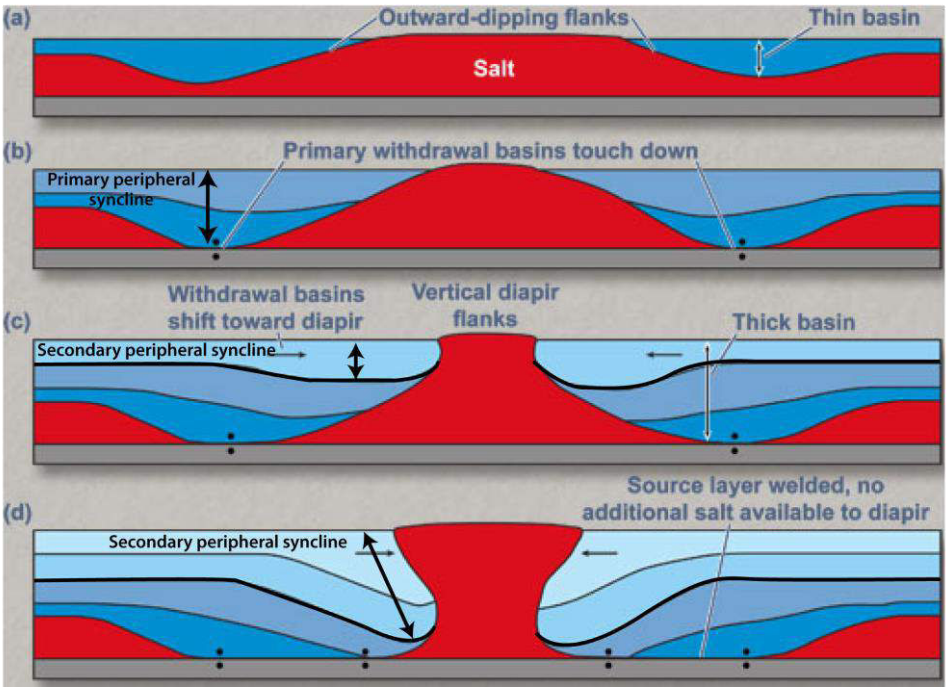


Figure 32 : Restauration schématique de la mise en place d'un diapir et des sédiments adjacents, d'après Hudec (2011), modifié d'après Trusheim (1957),

B.2. Géométrie des diapirs

Sur le long terme, la géométrie d'un corps diapirique et des sédiments adjacents est gouvernée par les taux relatifs de **surrection verticale du diapir** et de **sédimentation** des dépôts dans sa périphérie (e.g. Vendeville & Jackson, 1991 ; Talbot, 1995 ; Giles & Lawton, 2002). Trois types d'interactions sont reconnus :

- Un fluage vertical des évaporites dans le diapir (R_{net}) **plus rapide** que l'accumulation sédimentaire (A_{sed}) sur et autour de celui-ci, va entrainer une croissance verticale et horizontale du diapir (Figure 33A). Cette montée rapide du diapir par rapport à la sédimentation peut provoquer la mise en place d'un glacier en surface (e.g. Talbot, 1995). A l'approche du diapir, les couches sédimentaires sont rebroussées, entrainées par la surrection du diapir, et forment progressivement un surplomb (Figure 33A). L'empilement sédimentaire enregistre un recul au cours du temps du point de contact entre le diapir et les sédiments initiaux (Figure 33A) ;
- Lorsque le taux de croissance du diapir est **équivalent** au taux de sédimentation, le diapir croît verticalement à la même vitesse que le taux de sédimentation (Figure 33B). Le contact entre le diapir et les sédiments ne se déplace pas au cours du temps, indiquant une simple aggradation (Figure 33B) ;
- Quand la surrection du diapir est **inférieure** au taux de sédimentation, les sédiments recouvrent progressivement le diapir, formant une couverture sédimentaire qui subit une légère déformation liée à la remontée du diapir (Figure 33C). L'empilement sédimentaire sur le diapir indique une avancée du point de contact diapir-sédiment au cours du temps par rapport à sa localisation initiale (Figure 33C).

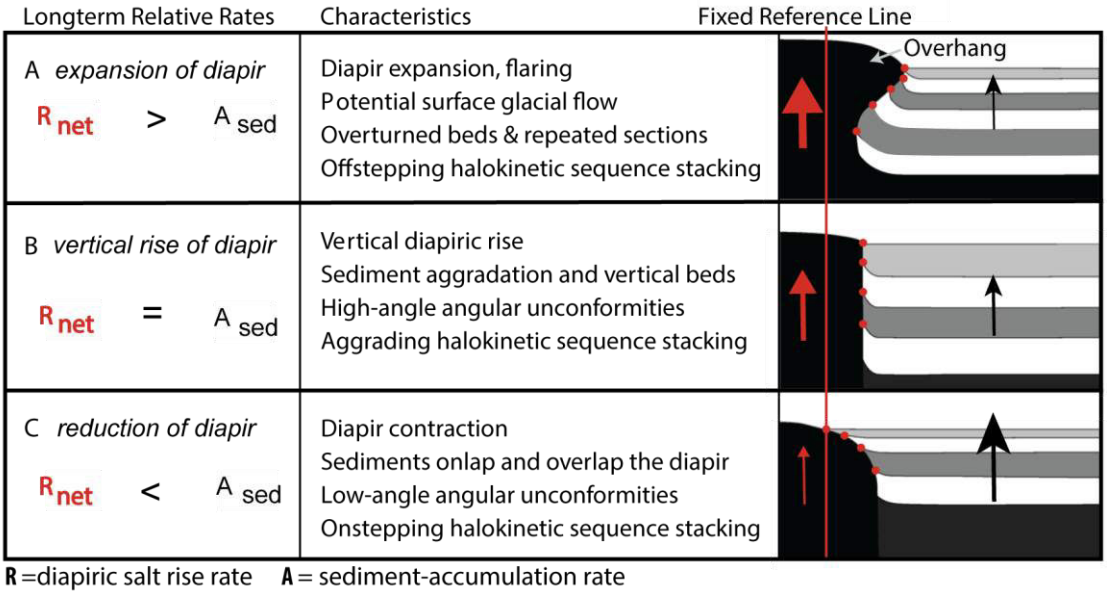


Figure 33 : Contrôles sur la géométrie des diapirs proche de la surface et des couches sédimentaires environnantes. (A) Quand R net > A sed, le diapir s'élargit. (B) Quand R net =A sed, le diapir croit verticalement. (C) Quand R net < A sed, la taille du diapir diminue. Les points rouges marquent la position des terminaisons sédimentaires par rapport à une ligne de référence fixe, d'après Giles & Lawton (2002).

B.3. Le concept de séquence halocinétique : déformation syn-sédimentaire péri-diapirique

A plus petite échelle, des fluctuations à plus court terme en relation avec le taux relatif de croissance du diapir et le taux d'accumulation sédimentaire ont été observées. La présence quasi-systématique de déformations assez singulières en bordure de diapirs a été remarquée depuis longtemps (e.g. Bornhauser, 1969; Johnson & Bredeson, 1971). Ces couches sédimentaires s'amincissent et se rebroussent aux abords du diapir, et présentent localement des discordances angulaires. Elles enregistrent également des changements latéraux de faciès abrupts (e.g. Giles & Lawton, 2002). Ces marqueurs sédimentaires ou morphologiques témoignent de la croissance de diapirs durant la sédimentation syn-déformation. Le concept de séquence halocinétique avec la terminologie associée et les facteurs les contrôlant sont détaillés dans les paragraphes suivants.

a. Définitions

L'étude de l'empilement sédimentaire sur les bordures du diapir El Papalote dans le bassin de La Popa au Mexique par Giles & Lawton (2002), a montré une cyclicité dans l'architecture sédimentaire permettant d'employer le terme de « séquence ». Cependant, Giles & Lawton (2002) n'ont observé ces séquences qu'autour des diapirs, et précisé qu'elles disparaissaient à quelques centaines de mètres en s'éloignant des structures salifères. Cette restriction aux abords des diapirs d'une organisation stratigraphique particulière, se surimposant à l'organisation stratigraphique du bassin à grande échelle, reflète une réponse sédimentaire à des variations locales du taux de croissance vertical du diapir et du taux d'accumulation autour de celui-ci (Giles & Lawton, 2002). Ces séquences, nommées **séquences halocinétiques,** sont définies comme une succession de couches sédimentaires conformes dont la géométrie est influencée par la croissance du diapir et limitée, près du diapir, par des discordances angulaires qui deviennent conformes en s'éloignant du corps salifère (Giles & Lawton, 2002).

Une séquence halocinétique typique pour le diapir El Papalote définie par Giles & Lawton (2002), est limitée à sa base par une discordance angulaire recouverte de debris-flows contenant des galets provenant de séries sous-jacentes ou de débris du corps salifère lui-même (Figure 34). La croissance du diapir est dépendante de la vitesse de fluage vertical des évaporites, elle-même influencée par le chargement différentiel, la tectonique compressive ou extensive, comme présenté sur la Figure 25 (Vendeville & Jackson, 1992; Vendeville & Nilsen, 1995), et contrainte par la dissolution des évaporites (Giles & Lawton, 2002).

Le taux de sédimentation local est principalement dépendant de l'afflux de sédiments dans la zone, des érosions locales et de la création d'espace d'accommodation locale. Ce taux de sédimentation est également contrôlé par des facteurs allogéniques tels que l'eustatisme et la tectonique, mais aussi les variations autogéniques locales, telles que la compensation et les migrations latérales (Giles & Lawton, 2002).

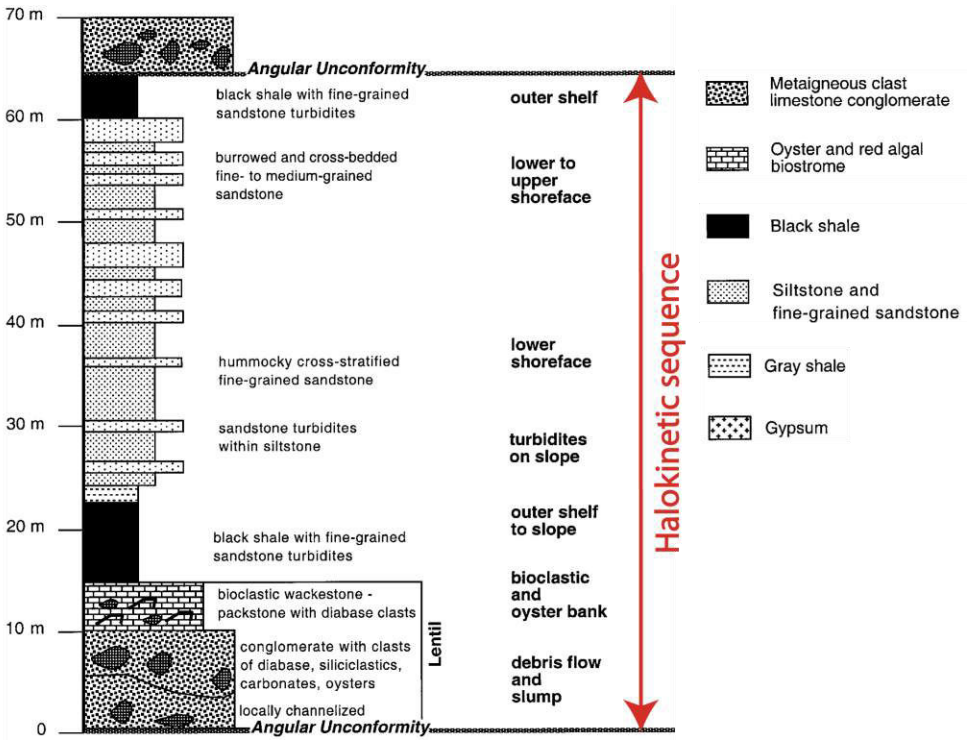


Figure 34 : Séquence halocinétique idéalisée observée autour du diapir El Papalote dans le Bassin de La Popa au Mexique, d'après Giles & Lawton (2002).

b. Différences entre séquences dépositionelles et séquences halocinétiques

Traditionnellement, une séquence de dépôt correspond à la réponse stratigraphique relative à des variations entre le taux d'accommodation et l'accumulation sédimentaire (Mitchum *et al.*, 1977 ; Van Wagoner *et al.*, 1990). Ces séquences de dépôts sont séparées par des discordances générées par des changements d'accommodation ou/et de taux de sédimentation d'ampleurs régionales. Au contraire, les séquences halocinétiques sont limitées par des discordances angulaires près des diapirs, qui ne sont pas seulement dépendantes de l'accommodation et de l'accumulation sédimentaire mais aussi de la croissance du diapir. Les séquences halocinétiques enregistrent seulement les variations locales et pourront même varier d'un bord du diapir à l'autre à cause de son asymétrie. Les limites de séquences traditionnelles et les limites de séquences halocinétiques peuvent être :

- **différentes**, cela impliquera que les limites halocinétiques sont localisées à la bordure du diapir et non corrélables d'un diapir à l'autre.
- **confondues**, cela impliquera que les facteurs allogéniques contrôlent le développement des séquences halocinétiques. Dans cette configuration seulement la corrélation régionale est possible et indique qu'un évènement régional a affecté soit le taux de croissance verticale du diapir (R), soit le taux d'accumulation-sédimentaire (A).

c. Lien entre les séquences halocinétiques et la stratigraphie séquentielle

Dans le bassin de La Popa, Giles & Lawton (2002) proposent une corrélation entre la stratigraphie séquentielle régionale et les mouvements verticaux relatifs du diapir El Papalote (Figure 35). Cette étude, faite sur des sédiments déposés en milieu de plateforme durant le Maastrichtien et Paléocène, lie la formation des séquences halocinétiques avec les variations eustatiques :

- les cycles transgressifs (TST) caractérisés par des périodes de faible accumulation sédimentaire favorisent le soulèvement du diapir (Figure 35a). Lors du soulèvement, une érosion peut avoir lieu, remobilisant les sédiments sur le diapir mais également remaniant des évaporites. Ces sédiments vont être redéposés sous formes de crachées grossières en aval du diapir et s'intercaler avec la sédimentation pérenne (Figure 35a). Les faciès de démantèlement du diapir se déposent en discordance sur les dépôts sous-jacents et marquent le commencement d'une nouvelle séquence halocinétique (Figure 35a).
- Les haut-niveaux marins (HST), correspondant à des périodes de forte accumulation sédimentaire, recouvrent le diapir (Figure 35b-b1). La vitesse de montée du diapir étant constante à long terme, la séquence enregistre par conséquent un éventail sédimentaire s'amincissant vers le diapir (Figure 35b-b1). Lors de la transition entre le HST et le TST, la sédimentation diminue, provoquant une différence de charge verticale entre le sommet du diapir drapé par des sédiments et le centre du bassin favorisant la remontée relative du diapir (Figure 35b2). Cette surrection engendre le soulèvement, le plissement et le rebroussement des couches sédimentaires (Figure 35b2), et enfin l'érosion de celles drapant le diapir (Figure 35c).

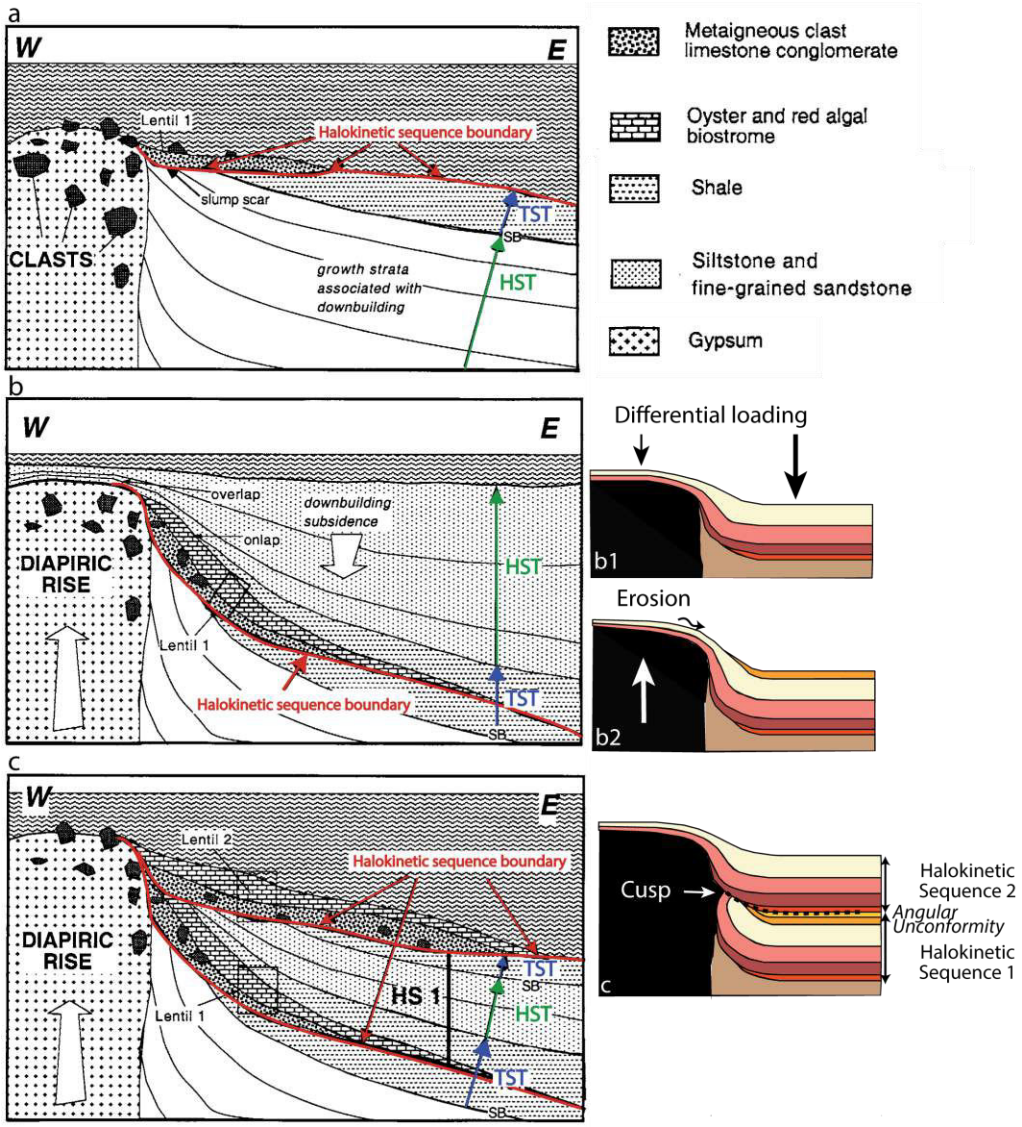


Figure 35 : Modèle de dépôt et stratigraphie séquentielle associés au développement de séquences halocinétiques sur la bordure du diapir El Papalote dans le bassin de La Popa, d'après Giles & Lawton (2002) et Rowan et al. (2003).

Le soulèvement et rebroussement syn-sédimentaires des séquences halocinétiques sur le bord du diapir produisent des géométries en éventail sédimentaire qui vont se développer au fur et à mesure que le diapir croît et que les sédiments sur les flancs du diapir subsident.

B.4. Typologie des séquences halocinétiques typiques et leurs évolutions stratigraphiques

Deux grands types de séquences halocinétiques ont été définis en fonction de leur géométrie, contrôlée par le ratio entre le taux de surrection du diapir et le taux d'accumulation sédimentaire (Giles & Rowan, 2012).

- La première est la séquence halocinétique de type **crochet** (i.e. *hook*) caractérisée par une faible extension de la zone rebroussée, d'une dizaine à une centaine de mètres du diapir, et limitée au sommet par une surface érosive et une importante discordance angulaire pouvant aller jusqu'à 90° (Figure 36A). Cette érosion est souvent recouverte par une lentille conglomératique provenant du démantèlement du toit du diapir. Selon Giles (2012), ce type de séquence présente communément des transitions latérales de faciès abruptes aux abords du diapir.
- La seconde est la séquence halocinétique de type **éventail sédimentaire** (i.e. *wedge*) caractérisée par une large extension de la zone rebroussée, plusieurs centaines de mètres du diapir, et limitée au sommet par une surface érosive et une faible discordance angulaire, généralement inférieure à 30° (Figure 36B). Selon Giles (2012), ce type de séquence présente communément de légères transitions latérales de faciès aux abords du diapir.

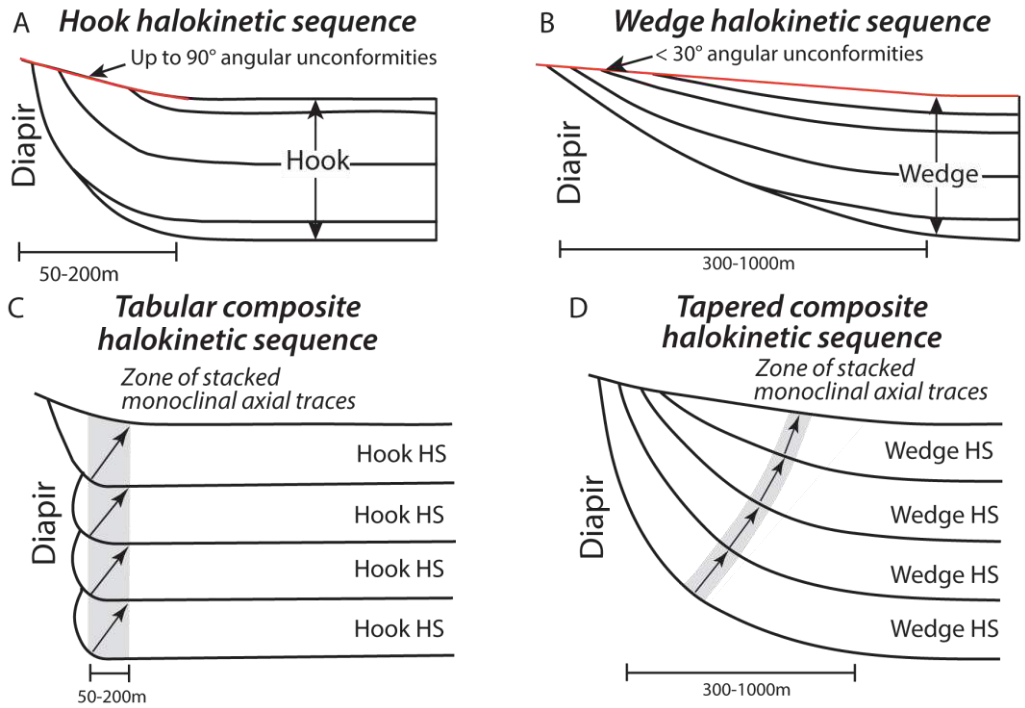


Figure 36 : Géométrie et caractéristiques des deux séquences halocinétiques typiques (A) crochet (hook) et (B) éventail (wedge), le trait rouge marque la discordance angulaire entre chaque séquence halocinétique. (C) L'empilement vertical de séquences halocinétiques de type crochet va former une séquence composite de type tabulaire ; (D) l'empilement vertical de séquences halocinétiques de type éventail va former une séquence composite de type fuseau, les flèches dans les parties grisées soulignent les axes de plis, d'après Giles & Rowan (2012).

L'empilement vertical des séquences halocinétiques forme deux types de séquences composites (CHS) :

- **tabulaires** (tabular) lorsqu'elles se composent d'une succession de séquences de type crochet. Les CHS tabulaires présentent des bases et sommets de séquences sub-parallèles et une zone d'amincissement étroite et très proche du diapir (Figure 36C).
- **en fuseau** (tapered) lorsqu'elles se composent d'une succession de séquences de type éventail sédimentaire. Les CHS en fuseau présentent des bases et sommets de séquences convergentes avec une zone d'amincissement à plus grande échelle (Figure 36D).

Le résultat des interactions entre le taux d'accumulation sédimentaire et le taux de croissance du diapir est la création d'une topographie liée au diapir qui fluctue au fil du temps. L'expression de cette topographie permet de proposer deux modèles d'évolution représentés dans la Figure 37. Dans ce modèle, la croissance du diapir n'est pas sous l'influence de déformations aux limites. La construction du diapir se fait par différentiel de charge entre les sédiments du bassin et ceux du toit du diapir, jusqu'au moment où le bassin ne subside plus, arrêtant d'expulser les évaporites qui alimentent la croissance du diapir. Le taux de fluage est donc indirectement contrôlé par l'accumulation sédimentaire.

Dans le cas des **séquences halocinétiques en crochet**, le taux d'accumulation sédimentaire est inférieur au taux de croissance du diapir entrainant la formation d'un relief diapirique et un faible recouvrement du diapir au cours du temps (Giles & Rowan, 2012). Cette séquence halocinétique n'enregistre que très peu d'amincissement en se rapprochant du diapir indiquant que le taux d'accumulation sédimentaire à un instant donné est plus élevé que l'accommodation dans le bassin (Figure 37A(a)). Lorsque le taux sédimentation diminue mais que le diapir continue de croître, la fine couverture est rebroussée le long du diapir sur une petite distance (Figure 36 et Figure 37A(a)). Le rebroussement peut entrainer la formation de failles radiales ou concentriques facilitant le démantèlement et l'érosion du relief formé par le toit du diapir (e.g. Stewart, 2007). Cet épisode est enregistré par une surface érosive, recouvrant une forte discordance angulaire proche du diapir, marquant la limite inférieure d'une séquence. Cette érosion peut être recouverte par les produits du démantèlement du diapir sous forme de coulées de débris (Figure 37A(b)). Si ces processus de remplissage et de déformation se poursuivent sans modification majeure du taux de croissance du diapir ou de l'accumulation sédimentaire, un empilement de séquences halocinétiques de type crochet va se générer formant à plus grande échelle une séquence halocinétique composite de type tabulaire (Figure 37A(c-d-e)).

Dans le cas de **séquences halocinétiques en éventail**, le taux accumulation sédimentaire est globalement supérieur au taux de croissance du diapir entrainant la formation d'un faible relief et d'un fort recouvrement du diapir au cours du temps (Giles & Rowan, 2012). La géométrie de cette séquence halocinétique, montrant un amincissement sédimentaire à grande échelle en se rapprochant du diapir, indique que cet éventail sédimentaire est lié à la subsidence du bassin, mais montre aussi que le taux d'accumulation sédimentaire, à un instant donné, est plus fort que l'accommodation permettant le recouvrement du diapir (Figure 36 et Figure 37B(a)). Lorsque le taux de sédimentation diminue, la croissance du diapir entraine le soulèvement d'une large zone et la formation d'un faible relief au toit du diapir (Figure 37B(b)). Ce faible soulèvement du toit du diapir permettra l'initiation d'une faible discordance angulaire qui sera recouverte rapidement par une nouvelle séquence sédimentaire lors d'une ré-augmentation de l'accumulation sédimentaire (Figure 37B(b)).

Dans ce cas, la trace des produits de l'érosion à l'interface de deux séquences halocinétiques est plus rare. Si ces processus de remplissage et de déformation se poursuivent sans modification majeure du taux de croissance du diapir ou de l'accumulation sédimentaire, un empilement de séquences halocinétiques de type éventail va se produire formant à plus grande échelle une séquence halocinétique composite de type fuseau (Figure 37B(c-d-e)).

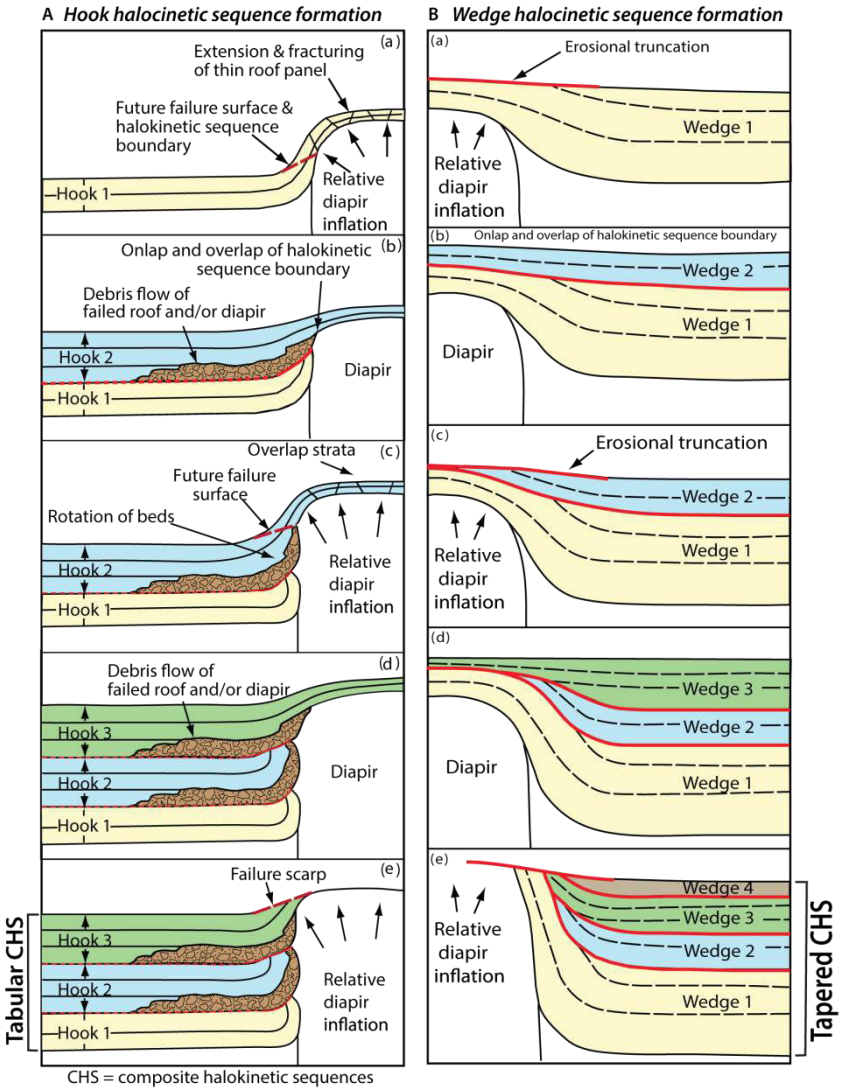


Figure 37 : Illustration des géométries et de l'évolution des deux types de séquences halocinétiques : (A) en crochet (Hook) dont l'empilement vertical forme des séquences composites tabulaires ; et (B) en éventail (Wedge) dont l'empilement vertical forme des séquences composites en fuseau, d'après Giles & Rowan (2012).

Une corrélation entre la stratigraphie séquentielle régionale et les différents types des séquences halocinétiques a pu être par établie Giles & Rowan (2012) autour du diapir El Papalote dans le bassin de La Popa, durant la période de développement des plateformes carbonatées à la fin du Crétacé début du paléogène. Cette étude a montré que les cycles transgressifs (TST) correspondent à des périodes de faible accumulation sédimentaire, ce qui favorise le soulèvement du diapir, et donc la mise de place de séquences halocinétiques de type hook et de leur composite, les CHS tabulaires (Figure 38). Alors que durant les haut-niveaux marins (HST), correspondant à des périodes de plus fortes accumulations sédimentaires recouvrant le diapir, la mise de place de séquences halocinétiques de type éventail et leur composite, les CHS en fuseau, est favorisée (Figure 38).

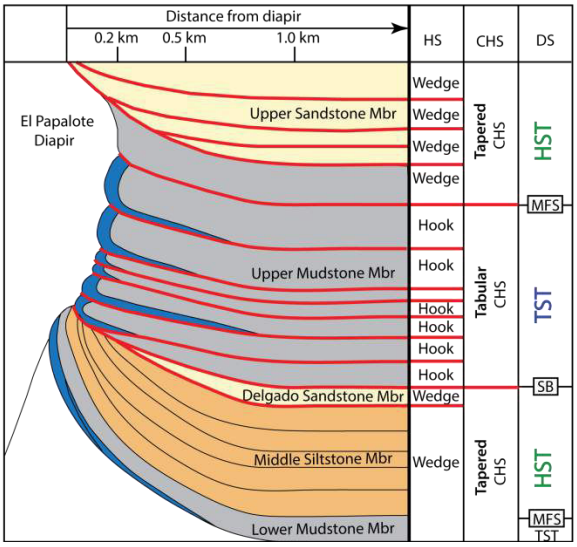


Figure 38 : Séquence halocinétique (HS), composites (CHS) et stratigraphie séquentielle (DS) de la bordure Est du diapir El Papalote dans le bassin de La Popa au Mexique sur des séries Maastrichtiennes et Paléocènes, d'après Giles & Rowan (2012).

Le concept de séquences halocinétiques est donc basé sur l'étude de formations marines (e.g. Giles & Lawton, 2002 ; Giles & Rowan, 2012). Deux bassins à remplissage continental permettent néanmoins une approche similaire à celle utilisée autour du diapir El Papalote, il s'agit du bassin de La Popa (Mexique) et du Paradox (USA).

Dans la formation continentale Eocène Carroza du bassin de La Popa, les séries sédimentaires s'amincissent vers le diapir et sont séparées localement par des discordances angulaires d'angle faible, recouvertes par des coulées de débris issues du démantèlement du diapir et des séries le recouvrant. Les données d'affleurement suggèrent simplement des éventails sédimentaires s'affinant vers le diapir (Figure 39). La rareté des discordances angulaires entre séquences est attribuée par Giles & Rowan (2012) aux multiples processus érosifs présents en milieu continental. Ces auteurs concluent qu'en milieu continental, les éventails sédimentaires vont se développer par rotation banc à banc et enregistrer des éventails de croissance avec des onlaps (Figure 39). Ces structures ne vont pas présenter de discordances angulaires bien définies qui tronqueraient les séries sous-jacentes et formeraient des séquences halocinétiques de type crochet.

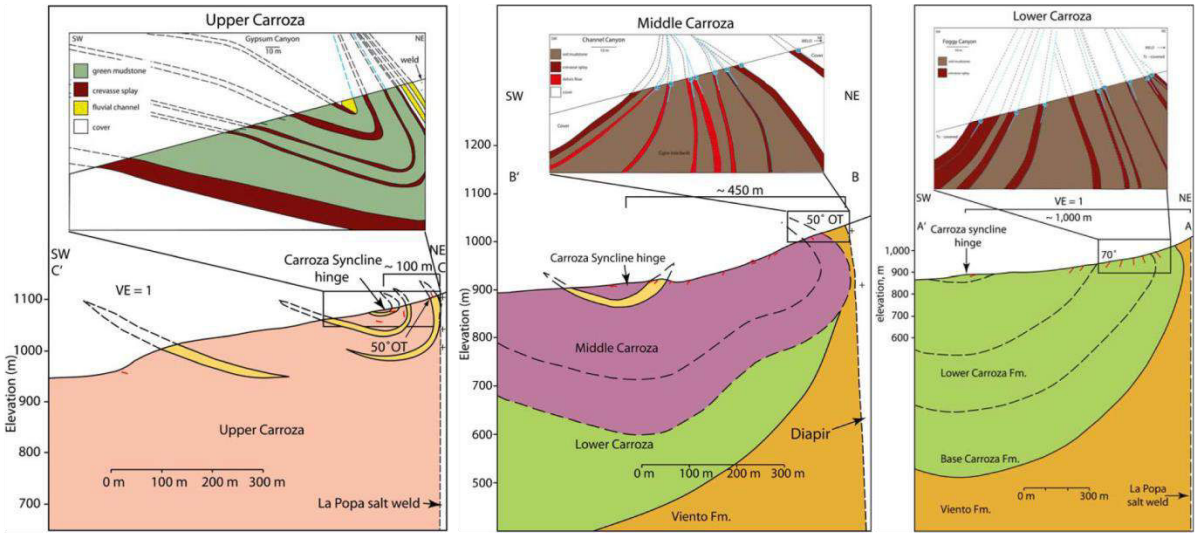


Figure 39 : Exemples d'éventails sédimentaires observés dans la formation Eocène Carroza près du diapir La Popa dans le bassin de La Popa, d'après Andrie *et al.* (2012).

Le second exemple est le bassin du Paradox, plus précisément autour du mur d'évaporites de Moab et du diapir d'Onion Creek. Le mur d'évaporites de Moab correspond aujourd'hui à une large vallée, bordée par des falaises constituées par des séries continentales Permiennes et Jurassiques (Figure 40). Les séries s'affinent vers le diapir, laissant penser à une terminaison en séquences halocinétiques de type éventail, mais le détail observé dans les séries marines autour du diapir de La Popa n'est pas préservé autour de ce diapir.

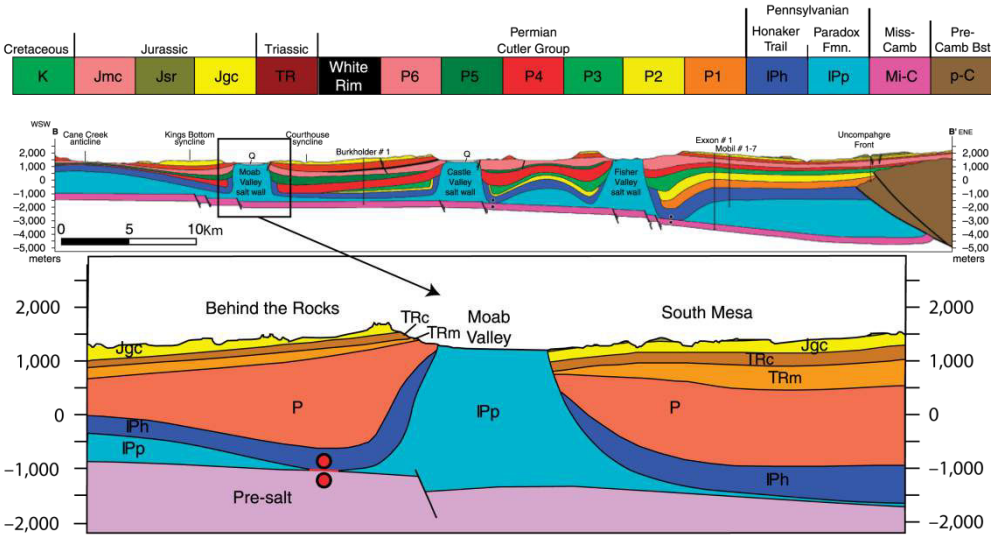


Figure 40 : Exemples de séries sédimentaires proches du mur d'évaporites de Moab dans le bassin du Paradox, d'après Trudgill (2011).

Autour du diapir d'Onion Creek, l'amincissement des séries aux abords du diapir montre des géométries en éventail sédimentaire (Figure 41). Des discordances angulaires et onlaps sont également observés entre certaines séries. Néanmoins, l'érosion des sédiments au contact et sur le diapir empêche la caractérisation précise de séquences halocinétiques.

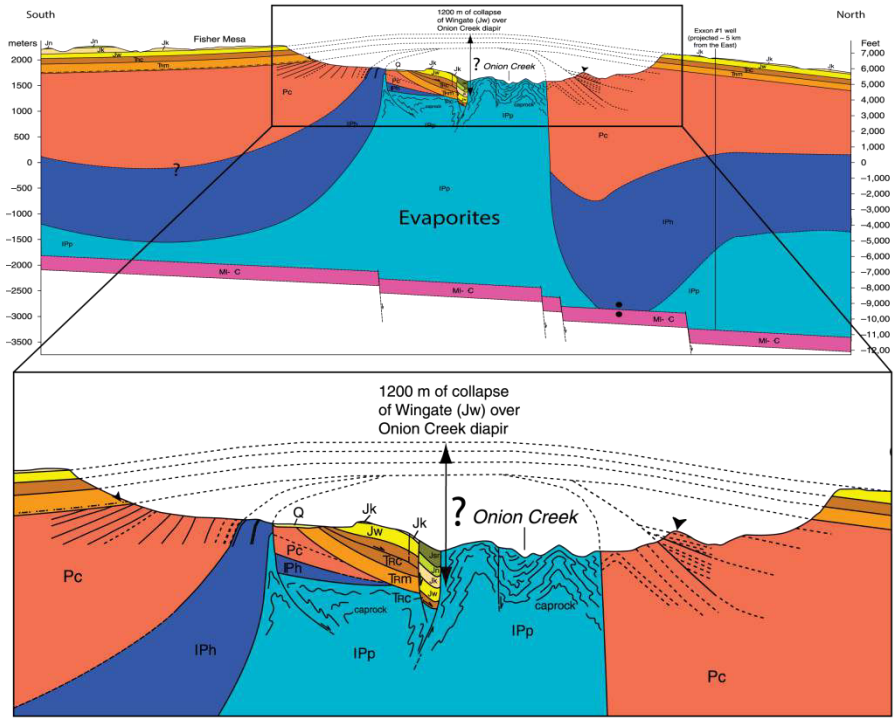


Figure 41 : Coupe passant à travers la vallée Fisher et le diapir d'Onion Creek, mettant en évidence l'érosion des séries adjacentes au diapir, d'après Trudgill (2011) modifié d'après Dane (1935), Hudec (1995), et Doelling (2002).

B.5. Impacts des hauts topographiques formés par les diapirs sur la sédimentation

Les diapirs recouverts ou non par des séries sédimentaires ont un impact, au premier ordre, paléotopographique. En effet, les diapirs, en générant des hauts topographiques qui dévient localement le système sédimentaire, induisent une répartition faciologique locale particulière. Cet impact est bien documenté en domaine marin et continental et sera développé plus en détail dans la partie suivante dans le cas des mini-bassins et murs d'évaporites qui ont une influence plus globale sur les axes de transport du système sédimentaire.

A titre d'illustration, l'effet du soulèvement d'un diapir a été mis en évidence sur des chenaux fluviatiles de la formation Jurassique Kayenta dans le bassin du Paradox (USA ; Figure 42). La direction des axes de transport majeurs reste pérenne au cours du temps, mais les chenaux se localisant aux abords de diapirs subissent des migrations latérales forcées, liées à la surrection des diapirs modifiant le relief (Figure 42). Cet impact reste donc local à l'échelle du bassin sédimentaire.

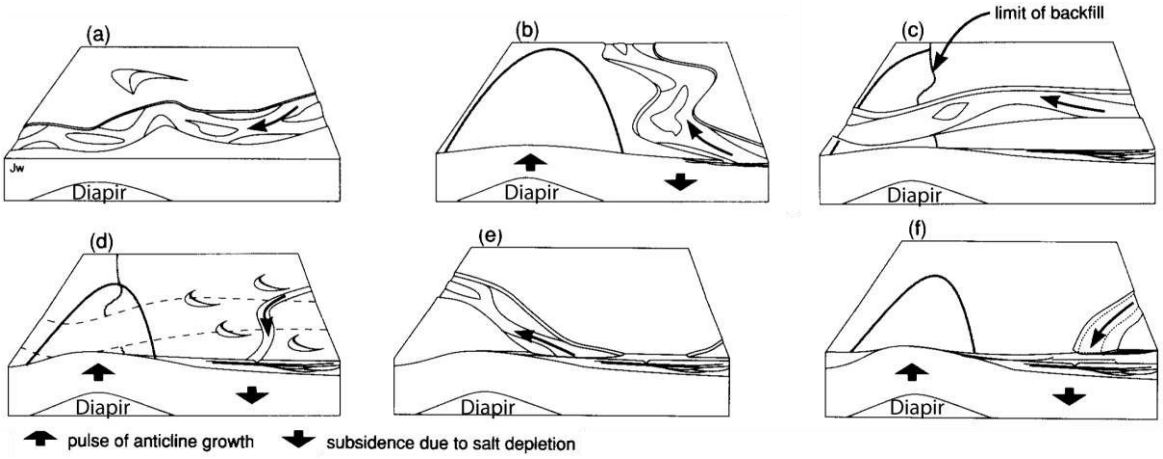


Figure 42 : Blocs diagrammes illustrant la migration des chenaux fluviatiles au cours du soulèvement d'un diapir durant le dépôt de la formation Kayenta (Jurassique) dans le bassin du Paradox (Usa), d'après Bromley (1991).

a. Les diapirs recouverts par des sédiments

Les dépôts localisés sur les diapirs ne sont généralement pas préservés à cause des phases successives d'érosions générées par la montée du diapir. Pour cette raison, les produits du démantèlement retrouvés sur les bordures de diapirs apportent des informations importantes sur la mise à l'affleurement ou non du diapir au cours de l'évolution du bassin ainsi que sur leur couverture par des sédiments.

En milieu marin, le soulèvement des diapirs est communément marqué par la déstabilisation de faciès de faible profondeur vers le bassin, la différence topographique entre le diapir et le bassin induit une répartition des faciès en lien avec la bathymétrie et l'isolement de ce haut topographique des apports détritiques.

Par exemple, sur le diapir de Bakio dans le Pays Basque espagnol, une plateforme carbonatée entourée de marnes se développe, associée à un système turbiditique à l'Albien (Figure 43), dont les axes de transport sont déviés par ce haut topographique (e.g. Poprawski *et al.*, 2014). Cette plate-forme carbonatée isolée va subir des déstabilisations successives, matérialisées par la présence de blocs et galets de ces carbonates dans les chenaux turbiditiques ou les marnes sur les flancs du diapir (Figure 43 ; e.g. Poprawski *et al.*, 2014).

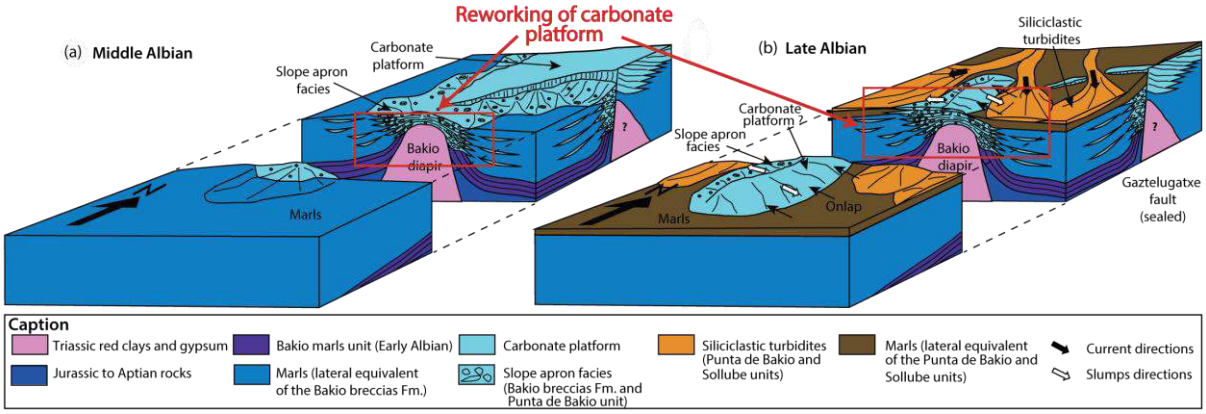


Figure 43 : Blocs diagrammes schématiques du diapir de Bakio (pays basque espagnol) au milieu et fin de l'Albien, mettant en évidence le développement d'une plateforme carbonatée sur le diapir et de la remobilisation de ces carbonates dans les faciès autour du diapir, d'après Poprawski *et al.* (2014).

Dans le bassin de La Popa, à la fin du Crétacé, trois plateformes isolées se développent sur des hauts diapiriques (Giles *et al.*, 2008). Les faciès de ces carbonates vont être influencés par des facteurs locaux inhérents à leur développement sur un diapir, mais également dépendants des facteurs régionaux qui affectent le plateau continental dans son ensemble. Les facteurs locaux comprennent l'influence du vent uniquement sur un côté des diapirs, ainsi que la croissance du diapir provoquant des changements bathymétriques. Les facteurs régionaux comprennent les variations eustatiques, la tectonique et l'apport des sédiments clastiques sur le plateau continental.

Ces plateformes carbonatées isolées vont se développer de manière asymétrique sur les diapirs en liaison avec l'action du vent (Figure 44). Le côté de la plate-forme carbonatée soumis au vent (windward) est dominé par des faciès de récifs qui progradent très peu vers le bassin. Au contraire, le côté de la plate-forme carbonatée sous le vent (leeward) est dominé par des faciès de type grainstone qui montrent une forte progradation vers le bassin (Figure 44).

Cette répartition dans les faciès et la géométrie des dépôts associés à un changement de bathymétrie et au vent, montrent l'influence locale que peut avoir un haut topographique tel qu'un diapir sur le système sédimentaire.

Cependant, aucune étude aussi précise que les précédentes réalisées en domaine marin n'ont été faites sur des diapirs en domaine continental.

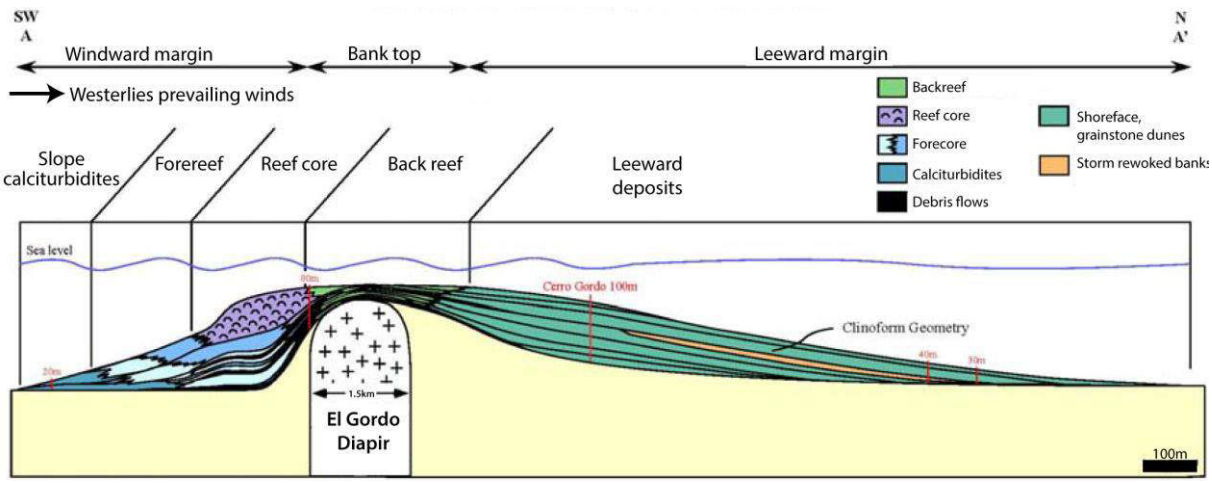


Figure 44 : Coupe schématique du diapir El Gordo dans le bassin de La Popa au Mexique, d'après Giles *et al.* (2008).

b. Les diapirs à l'affleurement

En milieu marin, la mise à l'affleurement des diapirs avec émission de glaciers n'est pas courante, car ceux-ci sont très rapidement recouverts par la sédimentation. Les diapirs affectent en premier lieu la paléotopographie donc les axes de transports. Toutefois, aucun exemple d'interaction avec la sédimentation environnante n'a été trouvé en domaine marin. Par contre, en milieu continental la mise à l'affleurement des diapirs engendre une interaction directe avec le système sédimentaire.

- La **remobilisation mécanique** de galets d'évaporites et de tous produits inclus dans le diapir est courante. Dans le bassin de La Popa, Andrie (2012) décrit la présence de crachées de débris comprenant des galets de méta-basalte, de granite et de chert. Ces trois types de galets ont été observés inclus dans les masses diapiriques et semblent donc dériver de l'érosion du diapir (e.g. Rowan *et al.*, 2012).
- La **remobilisation chimique** est également commune, alimentant en eaux riches en sulfates des environnements propices à la précipitation d'évaporites de seconde génération dans le bassin. Ce processus a été observé dans le bassin de La Popa par Lawton & Buck (2006).

Ce phénomène de remobilisation chimique des évaporites diapiriques est observé actuellement dans le Sud de l'Iran, dans la région du Zagros (e.g. Jackson *et al.*, 1990). Les évaporites diapiriques forment des dômes topographiquement élevés qui subissent une altération chimique météorique permettant la remobilisation des minéraux évaporitiques et leur re-précipitation dans les domaines plus bas topographiquement en aval du diapir dans des domaines de sabkhas continentales périphériques (Figure 45). Ce type d'interaction avec le diapir implique une influence directe sur le système sédimentaire dans son ensemble et pas seulement sur la localisation des axes de transports. Les diapirs en surface influencent également la faciologie du système sédimentaire, qui sera plus enclin à développer des environnements sabkhaïques périphériques aux émissions d'évaporites en surface (e.g. Jackson *et al.*, 1990).

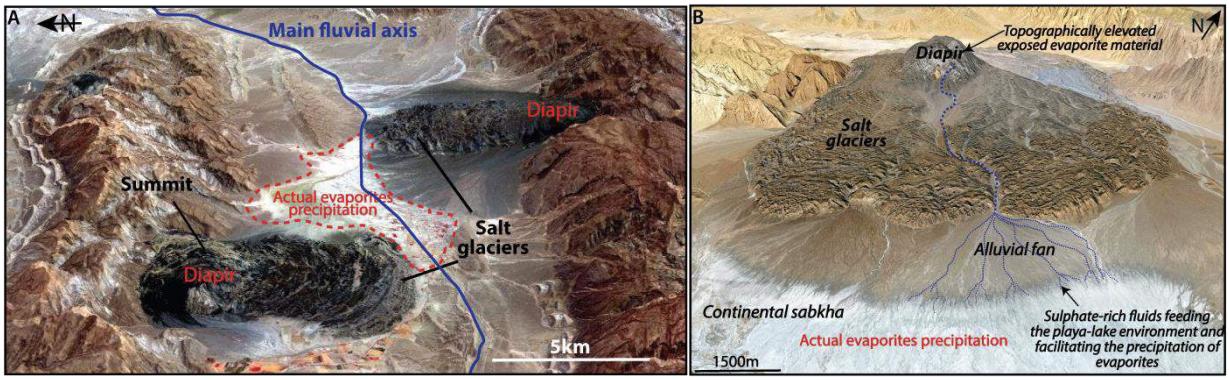


Figure 45 : (A) Image satellite en relief montrant deux glaciers de sel provenant du cœur d'anticlinaux dans la chaîne plissée du Zagros (Nasa, http://asterweb.jpl.nasa.gov/gallery.asp?catid=40). (B) Image satellite en relief Google Earth montrant un glacier de sel qui alimente par des fluides riches en sulfates l'environnement de sabkhas continentales où précipitent des évaporites, Zagros (Iran).

L'extrusion de glaciers en surface, comme en Iran, s'effectue généralement en contexte compressif. Il existe cependant certains exemples de mise en place de glacier en contexte extensif, comme par exemple en Allemagne (Mohr *et al.*, 2007). Dans cet exemple, des glaciers d'évaporites se développent le long d'une faille normale à la fin du Trias en domaine continental aride (Figure 46).

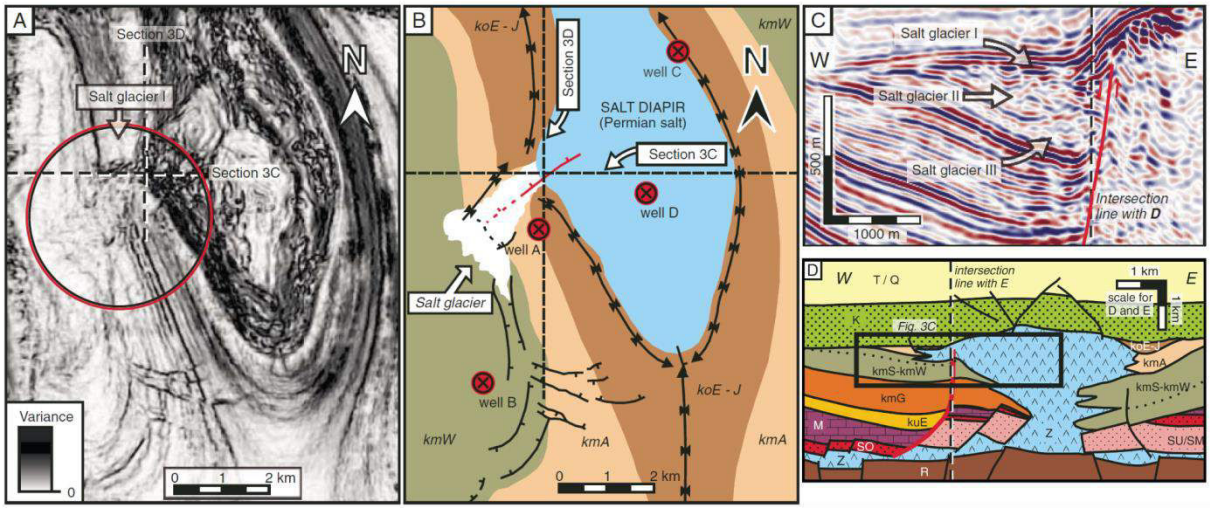


Figure 46 : (A) Carte sismique en « variance », (B) interprétation géologique de la carte précédente montrant l'extrusion des évaporites diapiriques sous forme de glaciers en surface, (C) Section sismique repositionnée sur la carte B montrant la localisation du diapir à l'Est et des successions de glaciers à l'Ouest, (D) schéma structural du diapir alimentant les glaciers, le rectangle noir correspond à la figure C, d'après Mohr *et al.* (2007).

Le diapirisme est caractérisé par la croissance verticale d'un corps salifère influençant le système sédimentaire et l'architecture des couches adjacentes. Le diapirisme engendre :

- une organisation en **synclinaux périphériques** au diapir avec des migrations de dépocentres modifiant considérablement l'architecture sédimentaire aux abords des diapirs ;
- une **structuration verticale** des couches sédimentaires correspondant aux séquences halocinétiques de type crochet et éventail, s'organisant en séquences halocinétiques composites de type tabulaire et fuseau respectivement ;
- une **perturbation locale de la topographie** qui lui confère un rôle dans la répartition des faciès, en forçant la migration des systèmes sédimentaires localement mais aussi permettant le développement de faciès nécessitant des faibles turbidités de l'eau comme des carbonates ;
- des phases de **déstabilisation** successives, lors des phases de poussées du diapir, les sédiments déposés sur le diapir s'intercalant avec la sédimentation adjacente au diapir ;
- une **remobilisation mécanique ou chimique** des évaporites diapiriques, qui re-précipitent dans les sabkhas périphériques au diapir en domaine continental.

C. Les mini-bassins

C.1. Qu'est-ce qu'un mini-bassin ?

a. Définition

Quand la quantité d'évaporites remobilisables est vraiment importante, la tectonique salifère va permettre la formation de mini-bassins. Ces derniers sont définis comme des accumulations sédimentaires restreintes en taille, qui subsident au cours du temps dans une couche évaporitique (Jackson & Talbot, 1991). Comme leur nom l'indique, les mini-bassins forment des petites accumulations sédimentaires qui s'étendent typiquement sur quelques kilomètres en diamètre mais présentent des épaisseurs très importantes (Hudec *et al.*, 2009). Contrairement aux bassins sédimentaires classiques dont le **rapport de forme** correspond généralement à des extensions de 10 à 100 fois plus élevées que l'épaisseur, les mini-bassins enregistrent des rapports de forme pouvant être inférieur ou égal à 1. Une des caractéristiques principales de ces mini-bassins est donc leur subsidence très rapide par rapport aux bassins sédimentaires conventionnels. Sur de courtes périodes de temps, les mini-bassins peuvent préserver jusqu'à plusieurs kilomètres de sédiments par millions d'années (Figure 47), comme observé dans les mini-bassins du Golfe du Mexique qui atteignent 8km d'épaisseur sédimentaire accumulée entre la fin du Pliocène et le Pléistocène, (e.g. Hudec *et al.*, 2009). La **subsidence** très rapide est liée à la création d'espace engendrée par l'expulsion des évaporites sous-jacentes au mini-bassin. Ces évaporites vont migrer autour du mini-bassin formant un réseau de murs d'évaporites et diapirs. Ce réseau qui entoure partiellement ou complètement le mini-bassin produit une **compartimentation** paléogéographique pour le système sédimentaire.

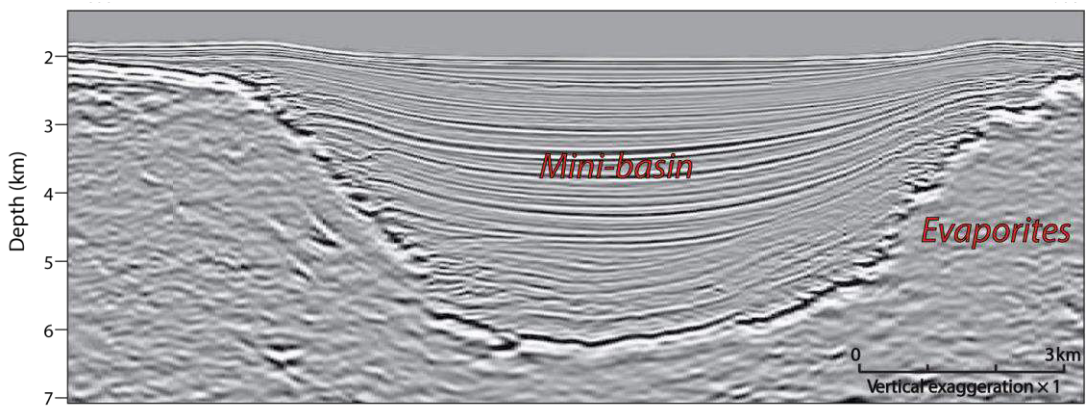


Figure 47 : Section sismique montrant un mini-bassin subsidant dans une couche évaporitique dans le Nord du Golfe du Mexique, d'après Hudec *et al.* (2009).

b. Développement d'un mini-bassin

Dans les phases initiales de remplissage d'un mini-bassin, une sédimentation homogène ne génère pas de creux topographique car les sédiments fraichement déposés sont généralement moins denses que les évaporites. La subsidence du mini-bassin va donc nécessiter l'ajout de contraintes tectoniques ou d'un apport sédimentaire important localisé, comme décrit dans la partie B2 (e.g. Hudec *et al.*, 2009). Une fois l'initiation du mini-bassin par fluage des évaporites, différents facteurs et mécanismes vont interagir sur le développement du mini-bassin.

La subsidence par **différence de densité** est l'un des facteurs primordial pour le développement d'un mini-bassin. La partie la plus épaisse du mini-bassin, au centre de celui-ci, est plus dense car elle contient les sédiments les plus profonds donc les plus compactés. Pour cette raison, le centre du mini-bassin va subsider plus vite dans les évaporites que les bordures plus fines. Dans ce cas, les dépocentres successifs vont se localiser systématiquement dans le centre du mini-bassin, et s'amalgamer verticalement (Figure 48A), jusqu'à ce qu'il n'y ait plus d'évaporites sous le mini-bassin. Par contre, une migration du dépocentre au cours du temps indique que d'autres mécanismes influent sur la subsidence du mini-bassin, comme illustré sur la Figure 48B (Hudec *et al.*, 2009).

Durant une période **compressive**, les masses d'évaporites entourant le mini-bassin peuvent fluer et croître à différentes vitesses, entrainant la bascule du mini-bassin. Dans le cas des mini-bassins sur la canopée de Sigsbee dans le Golfe du Mexique, la compression enregistrée dans le front de la marge passive permet la bascule de mini-bassins, comme illustré sur la Figure 48B. Cette bascule va engendrer une migration de la zone de creux topographiques, où s'accumulent les sédiments, à l'opposé du corps salifère se soulevant le plus vite (Figure 48B). La migration du bas topographique et donc de l'accumulation sédimentaire va entrainer un déplacement du dépocentre du mini-bassin.

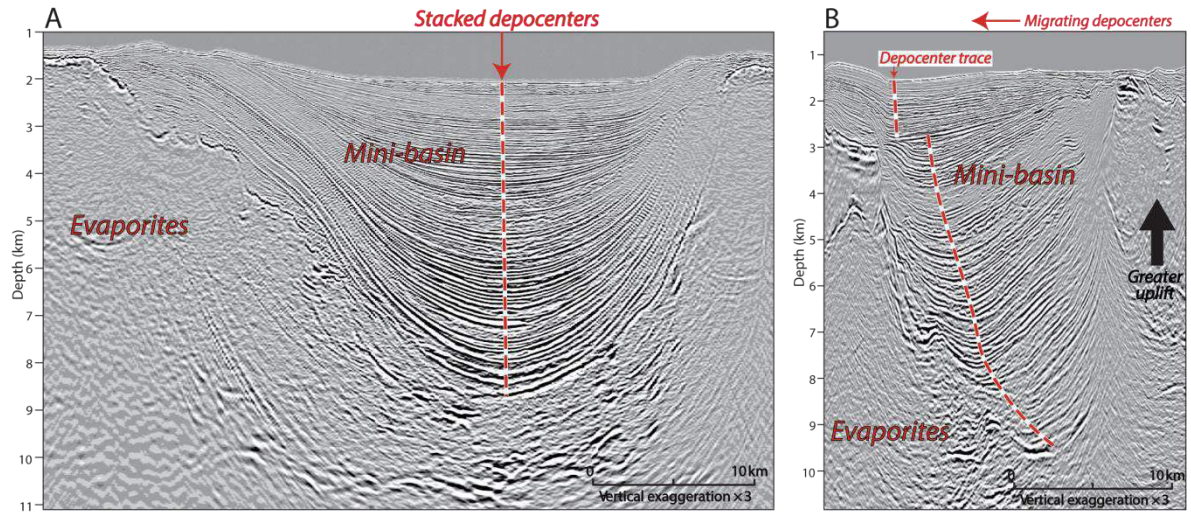


Figure 48 : Exemples de mini-bassins sur des sections sismiques dans le Golfe du Mexique (l'axe des dépocentres est souligné par les pointillés rouges). (A) les dépocentres sont alignés avec le centre du mini-bassin et le restent tout au long de la subsidence du mini-bassin. (B) Ce mini-bassin enregistre une migration du dépocentre au cours du temps suggérant l'influence d'un autre mécanisme que la différence de densité entre le centre du mini-bassin et ces bordures, d'après Hudec & Jackson (2009).

La croissance des différents corps salifères autour d'un mini-bassin, influencée par la compression, peut varier au cours du temps. Ces variations temporelles de soulèvement de mur d'évaporites produisent des migrations du dépocentre vers une bordure puis vers une autre (Figure 49). Le développement de synclinaux asymétriques dans un mini-bassin souligne des vitesses de surrection des évaporites hétérogènes entre les bords du mini-bassin, et par conséquence suggère l'influence de la compression (Hudec *et al.*, 2009).

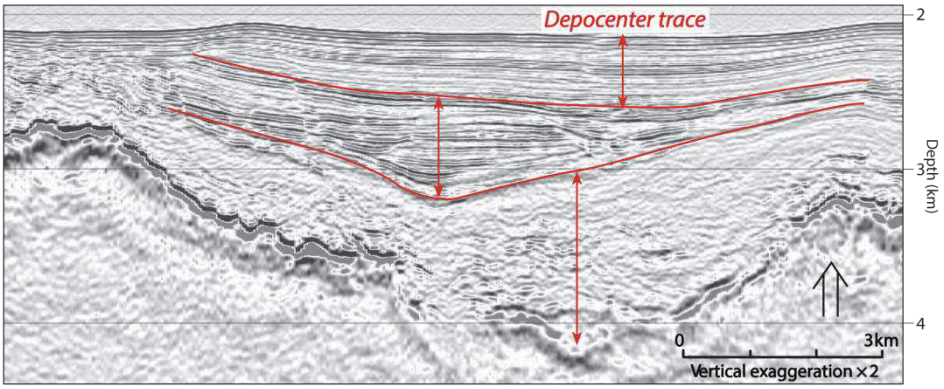


Figure 49 : Section sismique montrant les migrations des dépocentres au cours du temps dans un mini-bassin observé dans le Golfe du Mexique. Ces migrations suggèrent l'influence de la compression durant le développement du mini-bassin, d'après Hudec & Jackson (2009).

Contrairement aux murs d'évaporites qui sont généralement des hauts topographiques en contexte compressif, ces mêmes murs d'évaporites sont généralement des bas topographiques en contexte **extensif**. En effet, l'extension peut causer l'étirement des diapirs en bordure de mini-bassins, entrainant leur déflation et le développement de nouveaux dépocentres sur les diapirs (Figure 50).

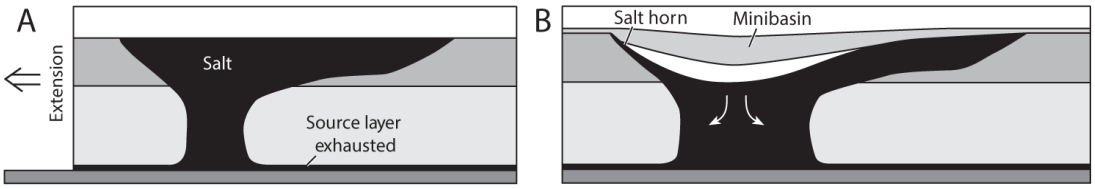


Figure 50 : Coupe schématique montrant la mise en place d'un mini-bassin sur un diapir soumis à de l'extension, d'après Hudec & Jackson (2009).

Quand le diapir émerge sur une surface en pente tel que sur la Figure 51A, les évaporites peuvent se mettre à fluer par étalement gravitaire (Figure 51B) et/ou par chargement différentiel et permettre le développement en amont d'un mini-bassin sur la masse évaporitique (Figure 51C).

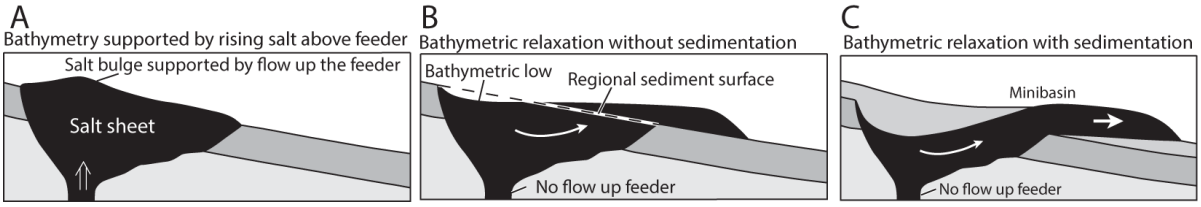


Figure 51 : Coupe schématique montrant la mise en place d'un mini-bassin sur un diapir qui subit de l'étalement gravitaire, d'après Hudec & Jackson (2009).

La complexité des mécanismes intervenant dans le développement de ces mini-bassins amène une variabilité de leurs géométries internes très importante. Par exemple, dans certains mini-bassins les premières séries basales peuvent être préservées sur le sommet des corps salifères sous la forme d'un niveau condensé, comme sur la Figure 52A (e.g. Hart *et al.*, 2004; Graham *et al.*, 2012). La subsidence du mini-bassin va entrainer le rebroussement progressif du niveau condensé le long du diapir. La sédimentation syn-tectonique va former un éventail de croissance s'amincissant vers le toit du corps salifère et recouvrant en onlap le niveau condensé préexistant formant une structure appelée *méga-flap* (Giles & Rowan, 2012). La formation de ce type de structure est généralement associée à l'extrusion d'évaporites en surface comme dans le bassin salifère de la chaîne des Flinders Ranges, (Figure 52B ; e.g. Hearon *et al.*, 2014).

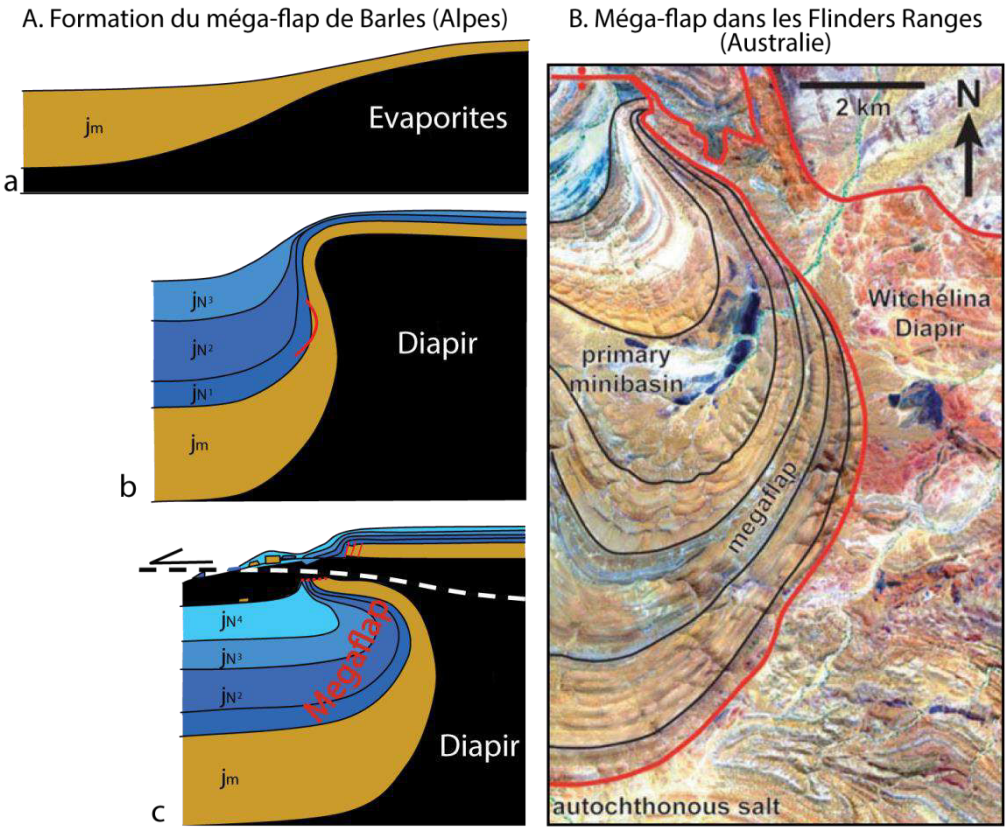


Figure 52 : (A) Evolution schématique du mega-flap de Barles (Alpes) sous la mise place d'une nappe de sel charriant un niveau condensé recouvrant le diapir le long d'un chevauchement, d'après Graham *et al.* (2012). (B) Image satellite hyper-spectrale d'un mega-flap le long du diapir de Witchelina dans la chaîne de Willouran (Sud Australie), d'après Giles & Rowan {, 2012 #1813).

c. Influence des contraintes tectoniques sur la morphologie et distribution des corps salifères

Morphologiquement, les mini-bassins peuvent être de formes plus ou moins linéaires ou circulaires en fonction de la répartition des murs d'évaporites et diapirs qui les entourent. La distribution et la géométrie des corps salifères sont dépendantes d'un certain nombre de facteurs tels que l'orientation de failles normales ou inverses dans les séries pré-évaporites ou post-évaporites, leurs espacements, ainsi que leur géométrie. Ces failles sont le résultat de contraintes tectoniques qui vont pouvoir jouer un rôle prépondérant dans la distribution spatiale des corps évaporitiques mais aussi dans l'évolution temporelle de ces structures salifères (Figure 53).

Dans la majorité des cas, quand les évaporites sont soumises à des **contraintes anisotropes,** les structures salifères sont linéaires, telles que lors d'un chargement différentiel (Figure 53A), de contraintes compressives (Figure 53B) ou extensives (Figure 53C et D). En effet, quand la morphologie du socle suit une seule et même direction, les murs d'évaporites se développent de façon allongées, linéaires et parallèles entre eux, qualifiés de **murs d'évaporites et des mini-bassins linéaires** (Figure 54).

Les contraintes peuvent affecter les séries :

- **anté- ou syn-dépôt** des évaporites tel que observé dans le bassin du Paradox (Figure 53D),
- **post-dépôt** des évaporites tel que observé sur les marges passives angolaise et brésilienne (Figure 53B et C).

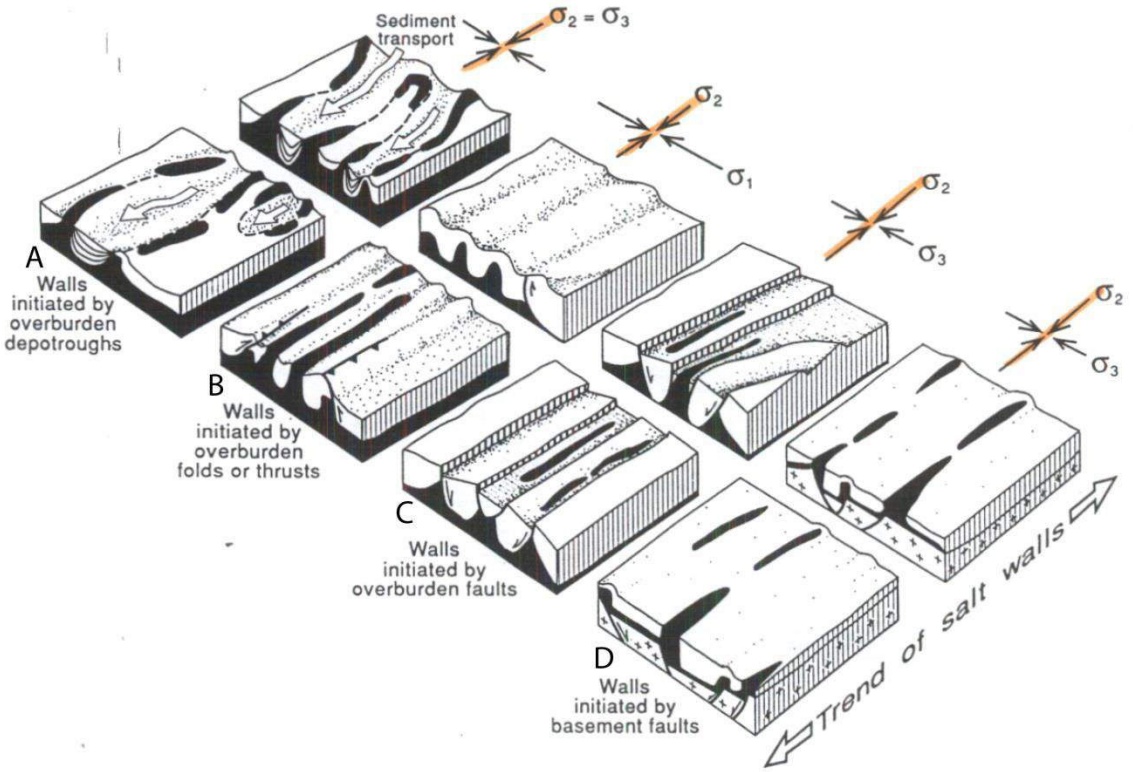


Figure 53 : Initiation et localisation des murs d'évaporites en fonction des conditions aux limites, σ1 σ2 et σ3 étant les contraintes maximale, intermédiaire et minimale respectivement, d'après Jackson & Talbot (1991).

A l'inverse, quand le socle présente une structure héritée complexe avec plusieurs orientations, les murs d'évaporites vont plutôt développer une distribution polygonale, formant des **murs d'évaporites et mini-bassins polygonaux**, comme dans le bassin Precaspien, dont la distribution est attribuée par Banham (2013c) à l'héritage complexe du socle (Figure 54).

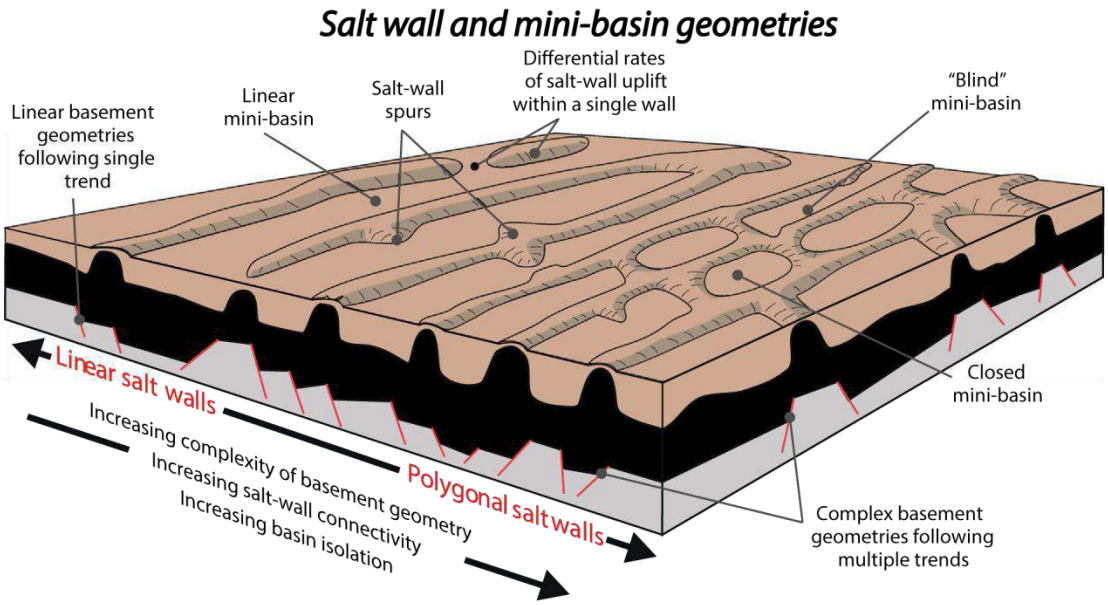


Figure 54 : Exemple conceptuel de géométries de murs d'évaporites et de mini-bassins en fonction de l'héritage structural, d'après Banham & Mountney (2013c).

La distribution de ces murs d'évaporites va influencer le système sédimentaire en le forçant à s'adapter à la paléotopographie soit linéaire soit polygonale des murs (Figure 55).

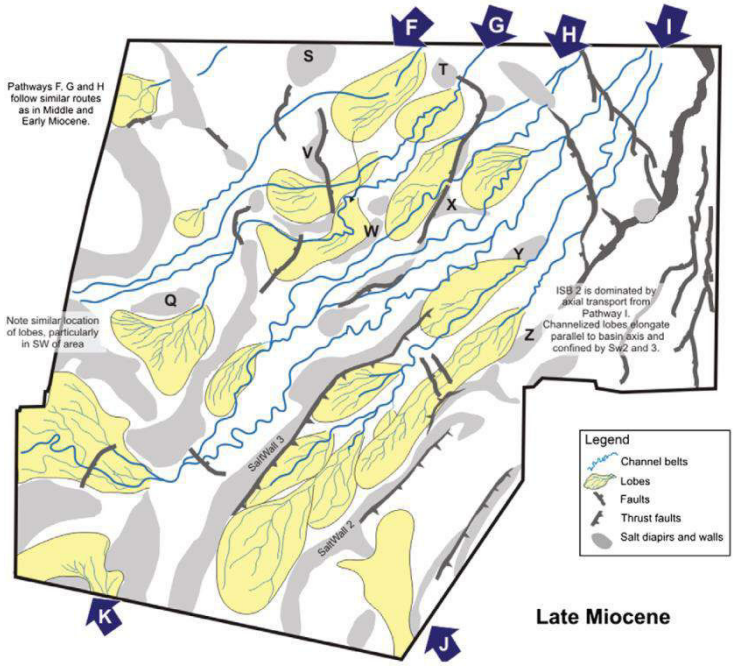


Figure 55 : Schéma montrant la localisation des chenaux et lobes turbiditiques en fonction des diapirs au Nord et murs d'évaporites au Sud de la zone, observés dans les formations Miocènes dans de le bassin du Bas Congo. Les flèches correspondent aux axes de transports des sédiments, d'après Oluboyo *et al.* (2014).

d. Evaporites autochtones versus évaporites allochtones

Les mini-bassins peuvent se développer directement après le dépôt d'une couche d'évaporites, mais ils peuvent également se développer sur des évaporites ayant fluées et migrées en surface. Lorsque le taux de croissance du diapir excède le taux d'aggradation sédimentaire, les évaporites peuvent s'étaler en surface, formant des glaciers ou des nappes d'évaporites (Figure 45). De telles nappes d'évaporites formeront un niveau d'évaporites allochtones subhorizontal ou faiblement incliné, stratigraphiquement au-dessus de la couche source autochtone (e.g. Jackson & Talbot, 1991 ; Hudec & Jackson, 2006).

Les **nappes d'évaporites** (*salt sheet*) sont alimentées par un seul conduit salifère, diapir ou mur de sel, et présentent une extension toujours supérieure à leur épaisseur maximale (e.g. Hudec & Jackson, 2006). A travers le monde, plus de 35 bassins salifères présentent des nappes d'évaporites allochtones, qui se mettent en place dans des contextes géodynamiques très différents (répertoriées sur la Figure 27 ; Hudec & Jackson, 2006).

Quand les nappes d'évaporites allochtones provenant de diapirs, murs ou autre corps salifères coalescent en surface, elles forment un niveau allochtone alimenté par plusieurs sources appelé **canopée,** (Figure 56 ; Hudec & Jackson, 2006). Les sutures marquant la zone de contact entre les corps allochtones formeront :

- un système polygonal dans le cas où les corps allochtones proviennent de diapirs (*salt-stock canopy* ; Figure 56a),
- des lignes dont la direction sera soit perpendiculaire au fluage des nappes allochtones lorsqu'elles proviennent de murs de sel (*salt-wall canopy* ; Figure 56b), soit parallèle au fluage des nappes allochtones lorsqu'elles proviennent de langue de sel (*salt-tongue canopy* ; Figure 56c).

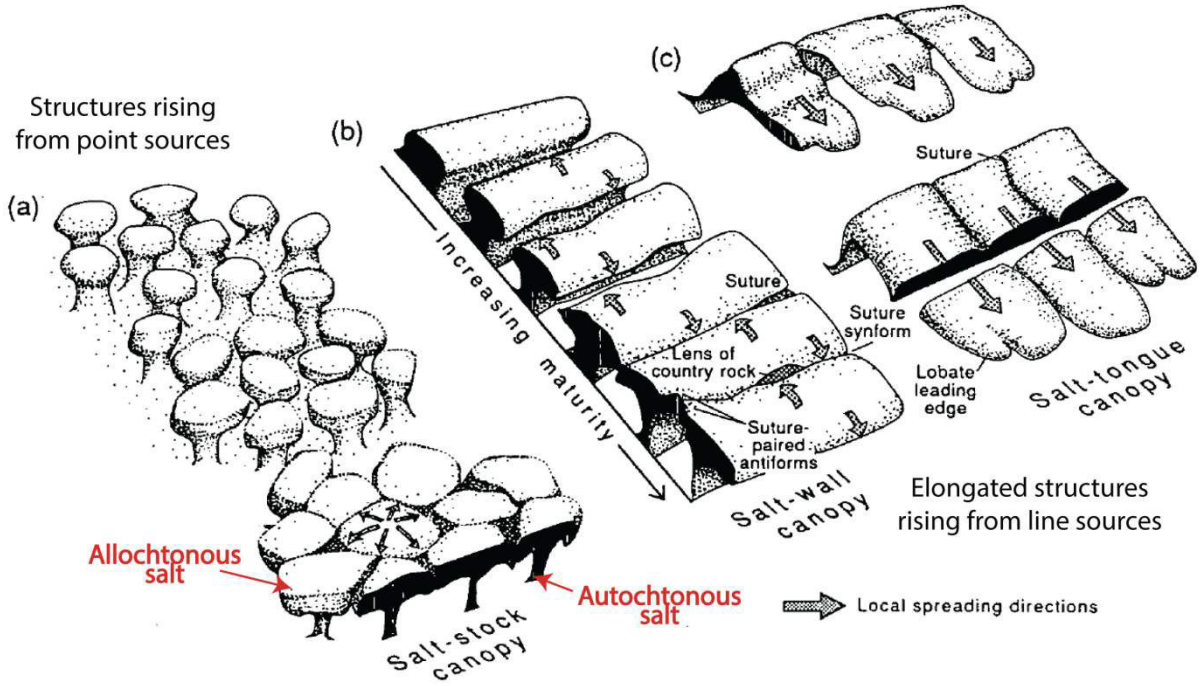


Figure 56 : Bloc diagramme schématique illustrant la formation de canopées en fonction d'une source ponctuelle (a) ou linéaire (b-c). L'évolution temporelle et donc de maturité de la structure s'observe vers le premier plan, d'après Jackson & Talbot (1991).

Il existe des canopées pouvant s'étendre sur des centaines de kilomètres comme par exemple dans le Golfe du Mexique (e.g. Diegel *et al.*, 1995), en Mer Rouge (e.g. Heaton *et al.*, 1995), ou encore le long de la marge brésilienne (e.g. Mohriak *et al.*, 1995). Lorsque la canopée est suffisamment épaisse, les évaporites allochtones sont remobilisées sous la forme de diapir et de murs de sel réactifs comme pour des évaporites autochtones.

Les mini-bassins se mettant en place sur une canopée, comme dans le Golfe du Mexique, le bassin du Sverdrup ou la Mer Rouge, présentent généralement une distribution polygonale (e.g. Heaton *et al.*, 1995 ; Rowan, 2006; Harrison & Jackson, 2014).

Les mini-bassins peuvent se développer sur des évaporites autochtones ou allochtones (i.e. canopée) et présentent :

- des **rapports de forme** très particuliers, ils sont généralement plus épais que larges ;
- des **taux de subsidence** considérables contrôlés par l'évacuation des évaporites sus-jacentes au mini-bassin ;
- une **compartimentation** majeure exercée par les rides d'évaporites à la surface, qui peuvent les isoler totalement les uns des autres.

Les contraintes tectoniques influencent :

- l'**architecture sédimentaire** des mini-bassins, en forçant les dépocentres à migrer au cours du temps ;
- la **localisation** des mini-bassins, sur des diapirs par exemple en contexte extensif ;
- la **forme linéaire ou polygonale** des mini-bassins et des murs d'évaporites ;

C.2. Domaines de formation des mini-bassins

Les mini-bassins s'observent dans de nombreux domaines géologiques et systèmes sédimentaires associées. Les principaux analogues de terrain de mini-bassins sont synthétisés dans le tableau suivant (Figure 57).

L'accumulation d'importantes épaisseurs d'évaporites permettant le développement de mini-bassins est connue en contexte de rift ainsi que sur les marges passives quand l'extension se poursuit, et enfin dans quelques bassins d'avant-pays. Ces trois domaines ainsi que leurs systèmes de dépôts associés vont être succinctement présentés. L'impact de l'halocinèse sur les systèmes de dépôts marin profond, peu profond et continental sera détaillé dans la prochaine sous-partie.

Location	Contexte	Age/Formation	Environment of Deposition	Reference (e.g.)
Precaspian Basin, Kazakhstan	Sag	Permian-Triassic reservoirs, with topographic influence at present	Fluvio-lacustrine, Terrestrial	Barde et al. 2002
Ural Mtns, Russia	Sag	Permian-Triassic	Fluvio-lacustrine; Terrestrial	Newell et al. 2012
La Popa Basin, Mexico	Rift and then foreland	Eocene Carroza formation	Fluvial	Andrie et al. 2012
		Upper Cretaceous/lower Paleogene; Delgado Sandstone Member	Shelf-Shoreface-Foreshore sand	Aschoff and Giles 2005
Sverdrup Basin, Nunavut, Canada	Rift and inverted rift	Multiple Paleozoic-Cenozoic Formations	Various, inc. Fluvial-Deltaic	Jackson and Harrison 2006
Flinders Ranges, South Australia	Rift and inverted rift	Lower cambrian; Wonoka Formation	Shallow marine, subtidal carbonate shelf	Kernen et al. 2012
		Cryogenian; Enorama Shale	Shallow marine-reefs and carbonate mounds	Lemon 2000
		Lower Cambrian; Hawker Group Carbonates	Platform Carbonates-Shoreface- Reef-Midslope	Collie and Giles 2011
		Cryogenian-Ediacaran; Burra and Umberatana, Groups	Storm-influenced shallow marine and shoreface, subaerially exposed dolomitic flat	Dyson and Rowan 2004
		Ediacaran (Marinoan); Oratunga Diapir, Umberatana Group	Shallow marine	Lemon 1985
		Ediacaran; Sandison Subgroup	Shelf to Shallow Marine	Dyson 1999, 2004
Flinders Ranges, South Australia	Rift and inverted rift	Cambrian; Hawker Group, Donkey Bore Syncline	Deepwater and slope	Reilly, 2001
	Rift and inverted rift	Ediacaran; Billy Springs Formation	Deepwater and slope	Counts and Amos 2014
Willouran Ranges, South Australia	Rift and inverted rift	Cryogenian- Ediacaran; Primarily Burra Group	Shallow water, peritidal shelf, with rare deeper, continental, and glacial episodes	Hearon et al 2014
Atlas Mountains, Morocco	Rift and inverted rift	Jurassic; Multiple formations;	Slope-Shelf-Mixed Platform	Saura et al 2014
Paradox Basin, Utah, USA	Foreland	Pennsylvanian-Triassic; Honaker Trail, Cutler, and Chinle Fmts.	Fluvial-lacustrine	Prochnow et al. 2006; Matthews et al. 2007; Banham and Mountney 2013
		Permian Cutler Group	Fluvial, Aeolian	Venus et al., 2015;
		Pennsylvanian-Permian Paradox Fmt. And Cutler Group	Shallow marine, fluvial, and alluvial	Trudgill and Paz, 2009; Trudgill, 2011; Trudgill et al., 2004
		Triassic Moenkopi Fmt.	Dominantly Fluvial/ Alluvial Plain	Banham and Mountney 2013b, 2014
Sivas Basin, Turkey	Foreland	Oligocene; Karayün Fmt.	Fluvial braided, Playa-lake, and lacustrine	Ribes et al., 2015; Callot et al 2014; Ringenbach et al 2013
		Miocène; Karacaören Fmt.	Shallow marine, Mixed carbonate and deltaic ramp	work in progress

Figure 57 : Tableau synthétisant les principaux analogues de terrain présentant des mini-bassins, modifié d'après John Counts (*com. pers.*)

a. Les bassins extensifs de type rift

Les mini-bassins peuvent se former en contexte extensif notamment dans les bassins de type rift. Le bassin salifère du Central Graben en Mer du Nord, est un bon exemple de diapirisme contrôlé par de l'extension (Figure 58 ; e.g. Davison *et al.*, 2000a). Les évaporites de la formation Zechstein se sont déposées dans le bassin sudsidant du Central Graben à la fin du Permien sur des épaisseurs d'environ 2 à 3km (e.g. Davison *et al.*, 2000a). Le fluage des évaporites et la mise en place des mini-bassins sont attribués, dans ce bassin, à la mise en place de failles normales à partir du Trias (Figure 58 ; e.g. Davison *et al.*, 2000a).

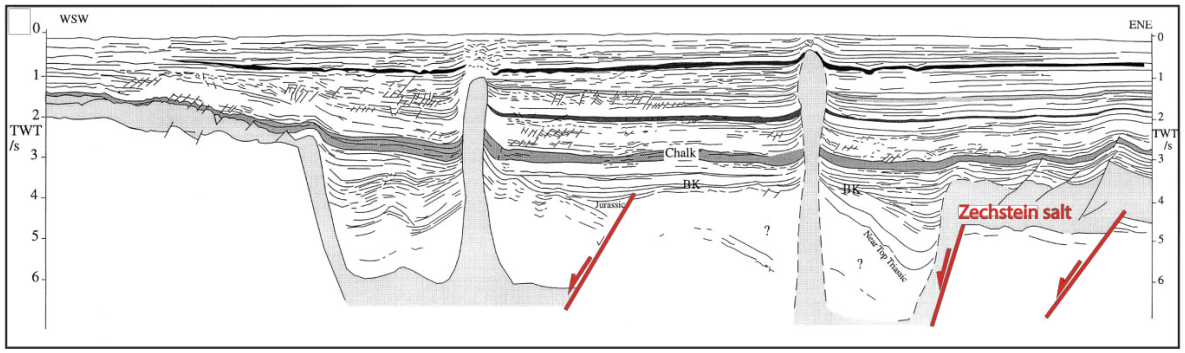


Figure 58 : Section sismique régionale interprétée passant à travers le bassin du Central graben, d'après Davison *et al.* (2000a).

Le bassin salifère du Sverdrup au Canada est un autre exemple de bassin extensif présentant des mini-bassins est (e.g. Harrison & Jackson, 2014). Dans ce bassin, une première génération de mini-bassins s'est mise en place sur des évaporites d'âge Carbonifère durant une phase extensive (Figure 59 ; Harrison & Jackson, 2014).

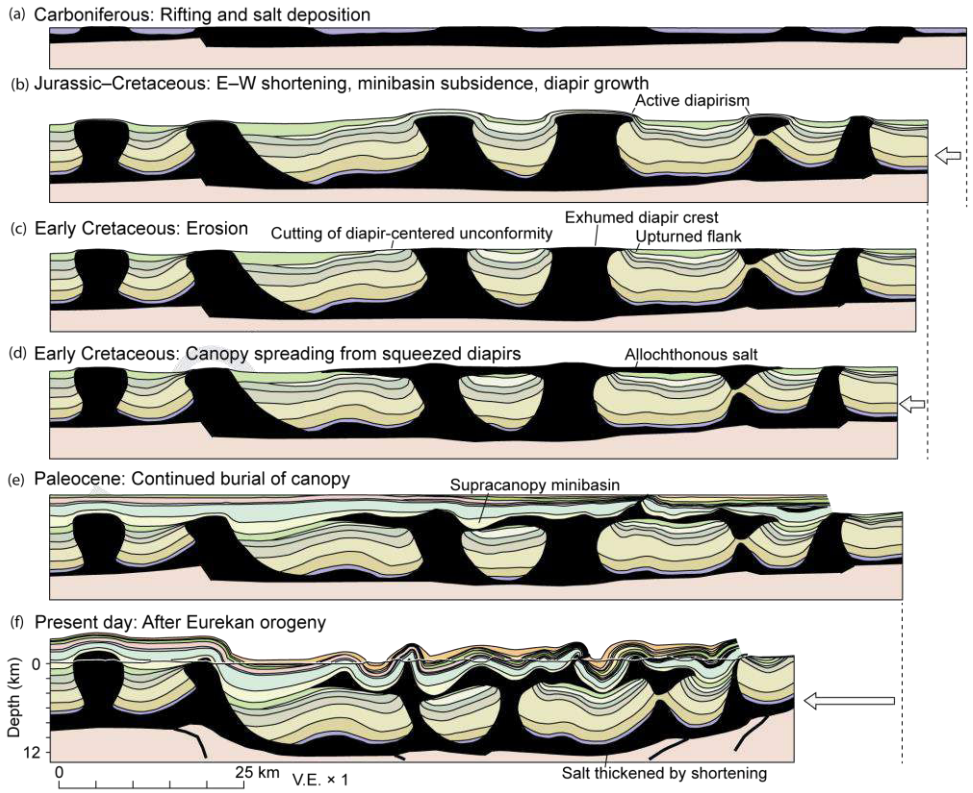


Figure 59 : Reconstitution sous forme de coupes à travers la zone en « *wall and basin* structure» (WABS) dans le bassin du Sverdrup au Canada, comprenant deux générations de mini-bassins. L'initiation des mini-bassins se fait en contexte extensif, d'après Jackson & Harrison (2006).

Débutant au Jurassique, une phase compressive permet au Crétacé la formation d'une canopée, qui va elle-même être recouverte par des mini-bassins durant le Paléocène (Harrison & Jackson, 2014). En surface, la seconde génération de mini-bassins présente une structure polygonale de mur d'évaporites autour des mini-bassins qualifiée de *'wall and basin structure'* (Jackson & Harrison, 2006).

Le remplissage de ces deux bassins est caractérisé par des alternances entre des environnements continentaux et marins peu profonds (Davison et al., 2000a ; Harrison & Jackson, 2014).

b. Domaine de marge passive

Quand le rifting se poursuit jusqu'au développement de marges passives, si la quantité d'évaporites est importante, des mini-bassins peuvent se développer soit dans le domaine transitionnel soit dans le domaine compressif (Figure 26A). L'ouverture de l'Atlantique Sud et central est un bon exemple de développement de mini-bassins sur des marges passives (Figure 60).

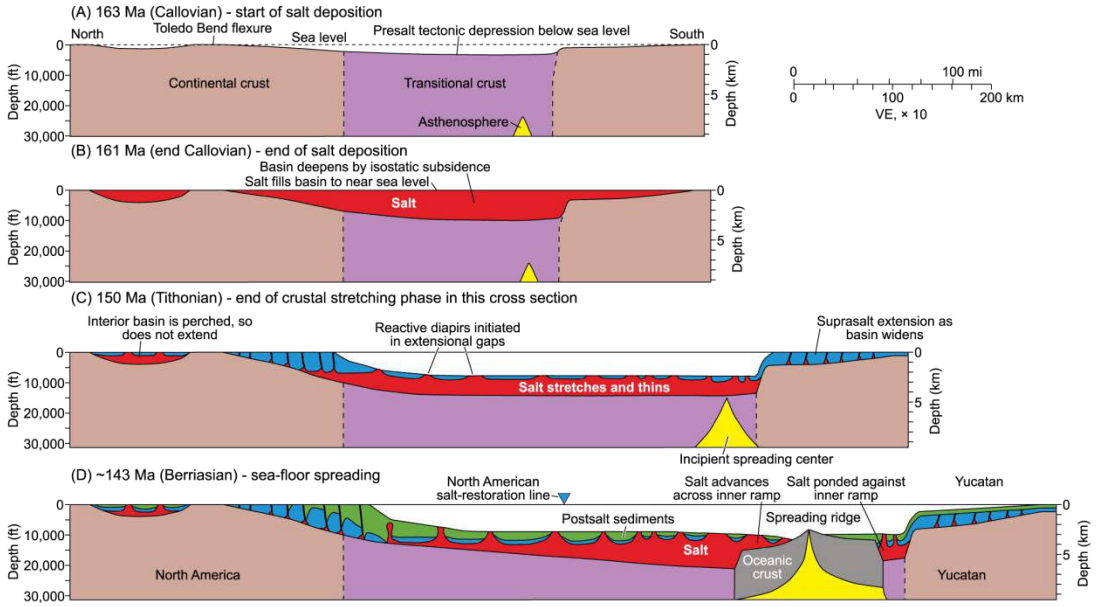


Figure 60 : Reconstitution de l'ouverture de l'Atlantique centrale à partir du Jurassique moyen, avec le dépôt d'épaisse accumulation d'évaporites durant les phases de rifting A et B, et le développement de mini-bassins dès le Jurassique supérieur, d'après Hudec (2013).

Les mini-bassins observés en surface, actuellement en formation, reposent sur une première génération de mini-bassins (Figure 61). Dans les domaines de pied de marge comme le Golfe du Mexique, les mini-bassins sont remplis par des systèmes turbiditiques.

Les mini-bassins vont se développer sur les évaporites autochtones comme dans le cas de la marge Angolaise ou sur une couche d'évaporites allochtone, comme dans le Golfe du Mexique. A l'actuel, la surface en relief d'une canopée sous-marine est visible dans le Nord du Golfe du Mexique. Les crêtes matérialisent les murs d'évaporites et les diapirs formant un système polygonal délimitant des mini-bassins de plusieurs dizaines de kilomètres carrés au niveau des dépressions (Figure 61A). En coupe, les mini bassins du Golfe du Mexique présentent des formes variées dont les bordures sont rebroussées formant des séquences halocinétiques et parfois des mega-flaps comme imagé sur la Figure 61B (e.g. Hudec & Jackson, 2006).

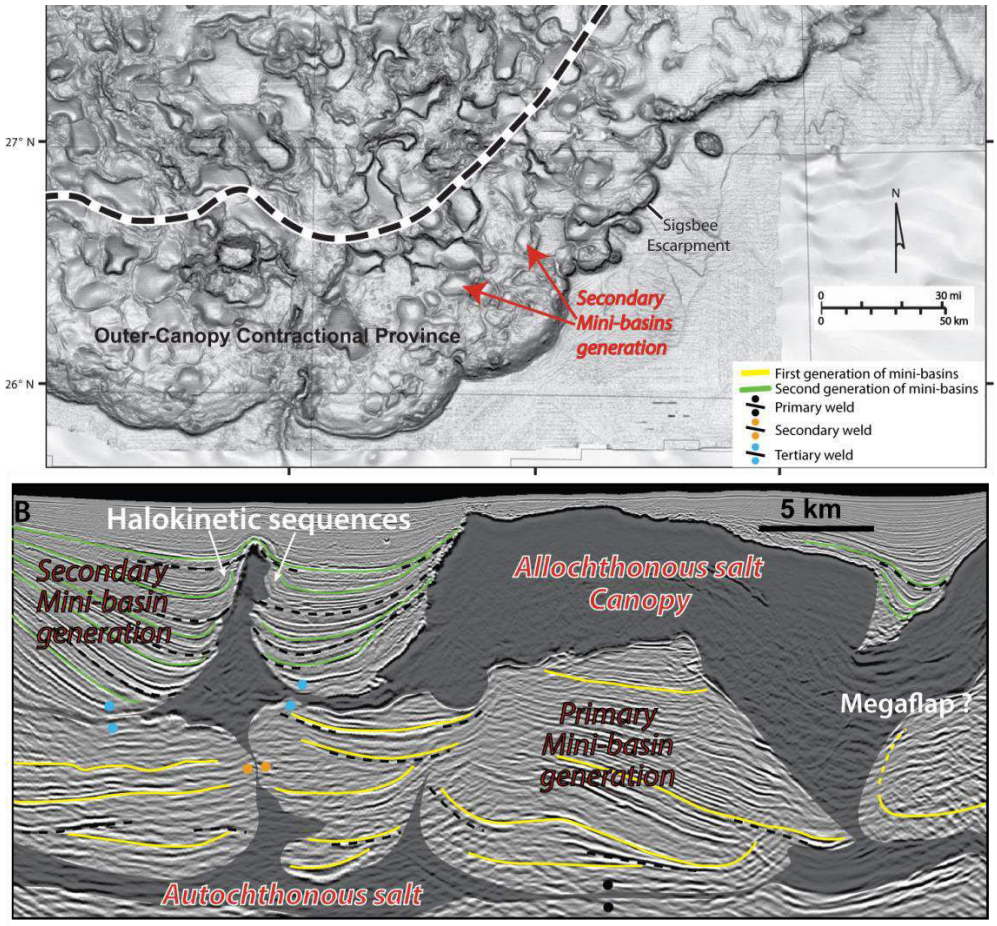


Figure 61 : A) Image sismique de la bathymétrie au Nord du Golfe du Mexique montrant l'escarpement de la Sigsbee au front de la canopée et les mini-bassins au niveau des dépressions, modifié d'après Hudec *et al.*, (2009). B) Profil sismique 3D interprété à travers le Nord du Golfe du Mexique montrant deux générations de mini-bassins limités par une canopée, d'après Kergaravat *et al.* (2013).

c. Les bassins d'avant-pays

Le seul exemple connu de développement de mini-bassins dans un contexte d'avant-pays est le bassin du Paradox (Barbeau, 2003). Au Pennsylvanien, le développement de la chaîne des Rocheuses Ancestrales et plus particulièrement du massif de l'Uncompahgre dans l'Ouest des Etats-Unis produit une subsidence flexurale permettant l'initiation du remplissage du **bassin du Paradox**, (Figure 62 ; Barbeau, 2003). La flexure de ce bassin d'avant-pays provient de l'inversion de structures de socle héritées, en l'occurrence un graben protérozoïque. Cette inversion se traduit par une surrection du massif de l'Uncompahgre sans raccourcissement majeur dans le bassin flexural, correspondant à un bassin d'avant-pays dit « immobile » (e.g. Barbeau, 2003).

Le soulèvement du massif de l'Uncompahgre et la subsidence flexurale associée vont entrainer le dépôt de faciès de cônes alluviaux proximaux, de la formation Cutler, au contact de la chaîne Uncompahgre (Figure 63). Dans les zones plus distales par rapport aux sources, le bassin enregistre le dépôt de plus de 2500m de séries évaporitiques, correspondant à la formation Paradox (Figure 63), liée à une succession de cycles d'ennoiement et d'évaporation en réponses aux changements eustatiques (Hite & Buckner, 1981). Cette épaisse série évaporitique est formée d'anhydrite, halite et autres minéraux évaporitiques, ainsi que d'argiles noires riches en matière organique (Nuccio & Condon, 1996).

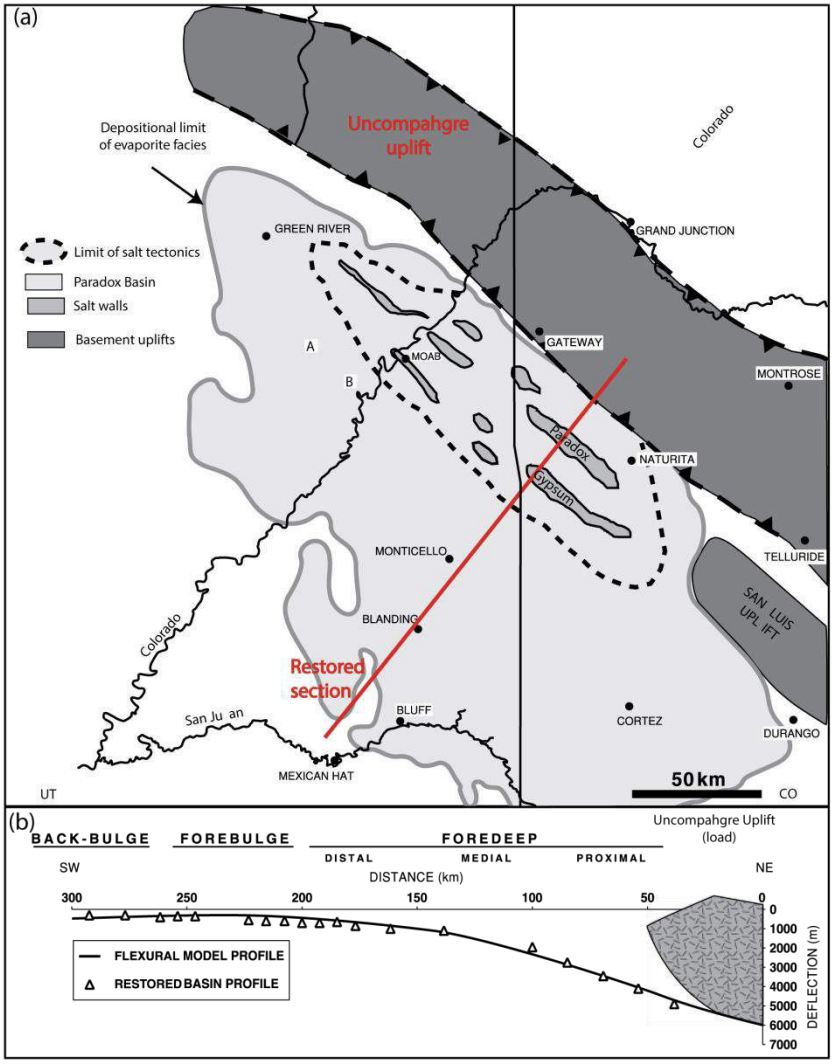


Figure 62 : (a) Carte du bassin d'avant-pays du Paradox avec l'extension de la couche évaporitique en gris clair, la localisation des murs d'évaporites ainsi que la chaîne de montagne à l'origine de la subsidence flexurale au front : l'Uncompahgre, le trait rouge représente le trait de coupe de la figure b, d'après Trudgill (2011) modifié d'après Barbeau (2003). (b) Modèle flexural restauré passant à travers le bassin du Paradox, d'après Trudgill (2011) modifié d'après Barbeau (2003).

Le fluage des évaporites débute dès les premiers chargements sédimentaires par les formations Honaker Trail et Cutler à la fin du Pennsylvanien-début du Permien (Figure 63 et Figure 64 ; Trudgill, 2011). L'halocinèse va se poursuivre jusqu'au Jurassique. Le chargement différentiel des évaporites produit une série de murs d'évaporites linéaires et mini-bassins associés (Trudgill, 2011). Les failles affectant le socle Mississippien vont localiser le développement de ces murs d'évaporites selon une tendance régionale Nord-Est – Sud-Ouest (Figure 64 à la fin du Pennsylvanien et Figure 65).

Les formations continentales permiennes (Cutler Group) associées au démantèlement du massif Uncompahgre semblent à l'origine du chargement différentiel par progradation sur la masse évaporitique (Kluth & DuChene, 2009). Cette progradation sédimentaire va générer les premiers mini-bassins dans la zone proximale du démantèlement, puis progressivement avancer vers le Sud-Ouest, générant de nouveaux mini-bassins (Figure 64 au Permien 3).

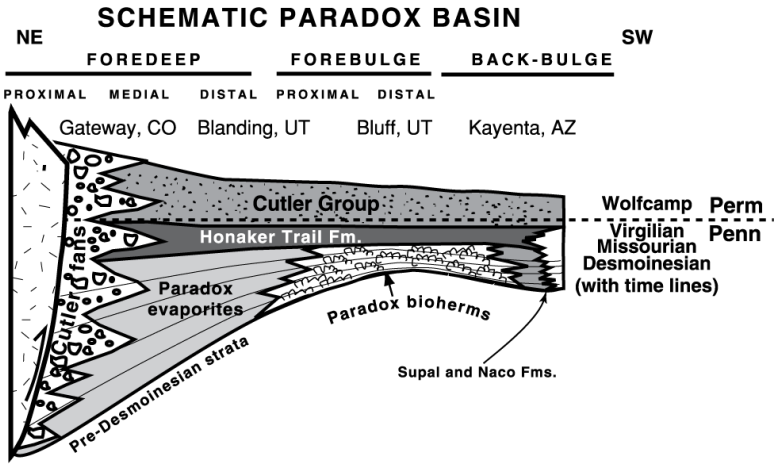


Figure 63 : Schéma de l'organisation faciologique des formations du bassin du Paradox aux États-Unis, d'après Barbeau (2003).

L'accommodation est générée par le fluage des évaporites, celles-ci vont donc migrer vers le front de la progradation sédimentaire dès la mise en place des premiers mini-bassins au front de la chaîne (Figure 64). Ces mini-bassins au front de la chaîne vont finir par totalement évacuer les évaporites sous-jacentes, stoppant alors la subsidence et par conséquent la création d'espace disponible (Figure 64). Les dépocentres migrent alors vers l'aval pour compenser l'afflux des sédiments de la chaîne en parallèle de l'arrêt de l'accommodation dans les premiers mini-bassins (Figure 64 Permien 3 à 6). Ce processus va se répéter et produire des séries de mini-bassins parallèles au front de la chaîne et dont les âges diffèrent.

Ce mécanisme de remplissage de mini-bassins par remplissage successif et migration au cours du temps du dépocentre (*fill and spill*) est bien connu dans les environnements profonds turbiditiques notamment dans le Golfe du Mexique (Sinclair & Tomasso, 2002). Ce processus est détaillé dans la partie suivante (Figure 67).

Le remplissage du bassin du Paradox a été influencé principalement par l'halocinèse et les fluctuations des apports sédimentaires liées à la surrection du massif de l'Uncompahgre. Néanmoins, l'estimation du raccourcissement à partir des soulèvements dans le socle reste très faible, autour de 10km, comparée à d'autres chaînes de plis et de chevauchements affectant la couverture (Barbeau, 2003). Ce faible raccourcissement suggère que le massif de l'Uncompahgre n'a pas migré au cours du temps, impliquant que la chaîne de plis et chevauchements s'est peu déplacée vers l'avant-pays (Barbeau, 2003). Le développement des mini-bassins serait donc simplement lié au chargement différentiel par progradation sédimentaire et downbuilding dans les évaporites sans influence majeure de la compression.

Les notions de bassin et tectonique salifère ayant été décrites précédemment, l'influence de l'halocinèse sur la sédimentation dans mini-bassins développés sur des marges passives, des rifts et des bassins d'avant-pays est détaillée dans la partie suivante.

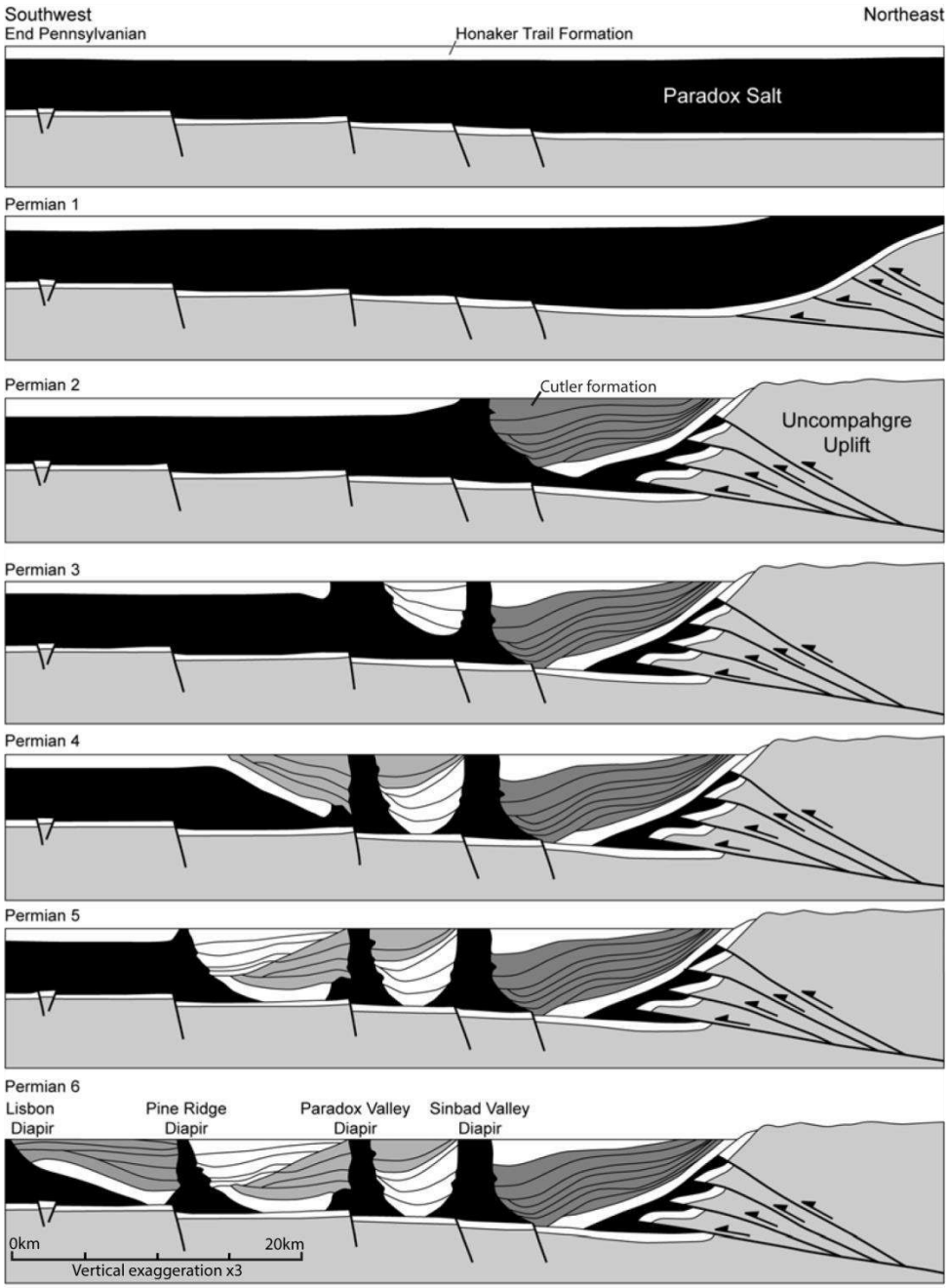


Figure 64 : Restauration d'une coupe passant à travers le bassin du Paradox depuis le Pennsylvanien jusqu'au Permien, d'après Kluth & Duchene (2009).

- Les mini-bassins se mettent en place dans les systèmes de **marges passives**, **bassins extensifs** et **bassins d'avant-pays**.
- Les mini-bassins s'observent dans des **milieux sédimentaires** et **contextes tectoniques** complètements **différents** allant de milieux marins profonds sur marge passive aux milieux continentaux arides dans les bassins d'avant-pays ; il n'existe pas de lien direct entre le type de sédimentation, le contexte tectonique et la formation de mini-bassins.
- Le point commun entre les exemples détaillés semble être la **forte quantité d'évaporites initiale**.

C.3. Influence de la structuration en mini-bassins sur la sédimentation

Dans cette sous-partie, nous détaillons l'influence des murs d'évaporites linéaires comme polygonaux sur le système sédimentaire, la répartition faciologique au sein d'un mini-bassin, et les facteurs contrôlant l'architecture sédimentaire au sein d'un mini-bassin.

a. Influence des murs d'évaporites linéaires et polygonaux sur le système sédimentaire

Les murs d'évaporites qu'ils soient linéaires ou polygonaux peuvent jouer le rôle de **barrières topographiques** entre les mini-bassins. Quand les murs d'évaporites sont linéaires et que la direction d'apport est parallèle à l'orientation des murs, les systèmes de transit vont se localiser dans les mini-bassins qui vont former des sortes de couloirs d'alimentation pour la sédimentation (Figure 65). Par contre, quand les murs d'évaporites sont linéaires et que la direction d'apport est perpendiculaire à l'orientation des murs, les systèmes de transit généralement se parallélisent à l'axe du mur et peuvent le traverser à un endroit où la topographie est moins élevée (e.g. Banham & Mountney, 2013c). Cette configuration s'observe communément quand la pente est faible et que le système sédimentaire est peu érosif (Figure 65). Toutefois, en système turbiditique, il n'est pas rare que le chenal traverse ou recouvre directement un mur d'évaporites, en particulier dans des conditions d'antécédence (e.g. Sinclair & Tomasso, 2002).

Dans ce cas de murs linéaires, la **distribution des faciès** sera dépendante de la distance à la source comme dans un système sédimentaire conventionnel, mais avec cependant quelques subtilités. L'érosion des murs d'évaporites quand ils sont des hauts topographiques engendre, comme pour les diapirs, la mise en place de tabliers de débris dans les mini-bassins. De plus, la possible mise à l'affleurement des murs d'évaporites en milieu continental facilite l'épanchement de glaciers en surface, et la remobilisation mécanique ou chimique des évaporites alimentant les systèmes sédimentaires en eaux riches en sulfates (Figure 45).

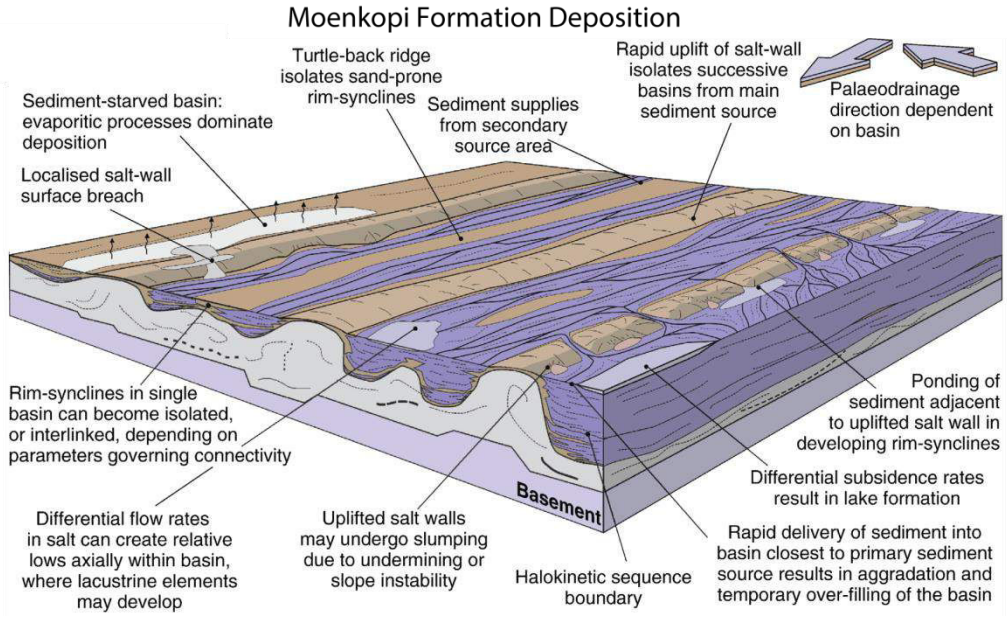


Figure 65 : Bloc diagramme montrant l'influence des murs d'évaporites linéaires durant le dépôt de la formation fluviatile Moenkopi dans le bassin du Paradox aux USA, d'après Banham & Mountney (2013c).

L'effet de barrière aura tendance à s'exprimer surtout quand la distribution des murs est polygonale (Figure 66). Le système sédimentaire doit contourner les murs d'évaporites beaucoup plus souvent dans le cas de murs linéaires. Ces barrières topographiques polygonales vont avoir une plus forte influence sur la **distribution du système sédimentaire** et sur les faciès entres mini-bassins. Certains mini-bassins sont complètement entourés de murs d'évaporites, les isolants du système sédimentaire terrigène. Cette compartimentation favorise la mise en place d'un lac endoréique, et d'un environnement éolien dans des mini-bassins adjacents, simplement séparés par un mur d'évaporites comme dans le cas du bassin Precaspien (Figure 66). La distribution des faciès sera difficilement calquée sur un système sédimentaire conventionnel avec une répartition des faciès principalement influencée par la distance à la source, la pente ou encore la bathymétrie locale.

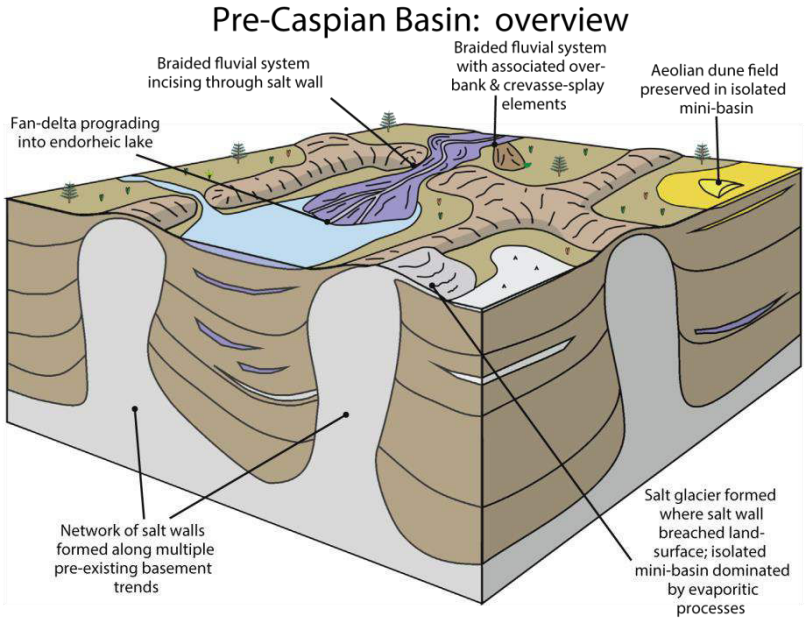


Figure 66 : Bloc diagramme montrant l'influence des murs d'évaporites polygonaux sur un système fluvio-lacustre dans le bassin Precaspian aux Kazakhstan, d'après Banham & Mountney (2013c) modifié d'après Barde *et al.* (2002).

Les mini-bassins polygonaux dans le Golfe du Mexique sont remplis à l'actuel par des systèmes turbiditiques. Le modèle de dépôts de ces turbidites est qualifié de « remplissage et débordement », *fill and spill* (Sinclair & Tomasso, 2002). Ce type de remplissage souligne l'influence des rides d'évaporites sur la distribution du système de dépôt en milieu marin profond. Le remplissage d'un mini-bassin est divisé en 4 étapes par Sinclair (2002) marquant la réponse sédimentaire du système turbiditique à la paléo-morphologie du mur d'évaporites :

- La première phase est le « flow ponding », phase durant laquelle les courants sont restreints par la ride d'évaporites dans le mini-bassin le plus en aval du système sédimentaire. Cette phase permet le dépôt d'une épaisse série alternant entre des grès et des argiles (Figure 67A)
- La deuxième phase est le « flow stripping », qui marque le dépôt des faciès les plus fins et dilués au-delà de la ride d'évaporites jusque dans le mini-bassin en aval, concentrant les faciès les plus grossiers dans le mini-bassin en amont (Figure 67B).
- La troisième phase est le « flow bypass », durant cette phase les courants vont soit inciser la ride d'évaporites et atteindre le mini-bassin aval, soit les chenaux vont se réorienter dans un autre mini-bassin abandonnant le premier (Figure 67C et D).
- La quatrième phase est le « blanketing », marquant le recouvrement du mini-bassin et des topographiques autours durant une montée du niveau de base relatif (Figure 67).

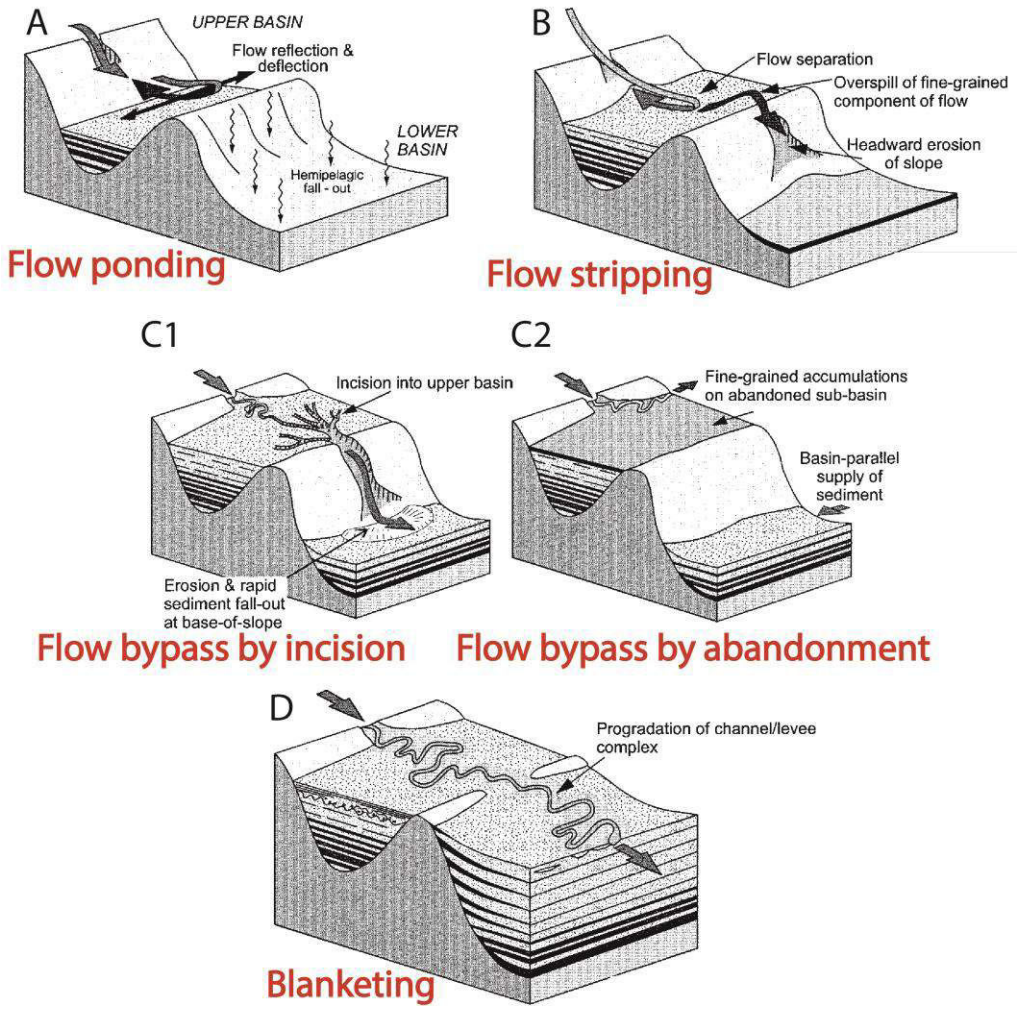


Figure 67 : Modèle de dépôt pour le remplissage progressif de mini-bassins par des turbidites dans le Golfe du Mexique, d'après Sinclair & Tomasso (2002).

b. Répartition des faciès au sein d'un mini-bassin

Au sein d'un mini-bassin, la répartition va surtout dépendre de la topographie et des conditions hydrodynamiques. La partie la plus épaisse du bassin, où s'empilent les dépocentres, est généralement plus basse topographiquement, entrainant la localisation des axes de transit silicoclastiques. A l'inverse, les bordures du mini-bassin peuvent être un peu surélevées par rapport au centre, entrainant le dépôt de faciès plus latéraux.

En domaine continental, les bordures des mini-bassins présentent généralement des faciès fins tels que des argiles alors que le centre du bassin va concentrer par exemple des chenaux (Figure 65 et Figure 66). Ce type de répartition de faciès a été mis en évidence dans le bassin du Paradox en milieu continental (e.g. Matthews *et al.*, 2007; Banham & Mountney, 2013a, Banham, 2013 #1587 ; Venus *et al.*, 2014).

En domaine marin, dans le bassin de La Popa, Shelley (2005a) décrit une zonation des faciès en fonction de la bathymétrie et de l'énergie parallèle aux murs d'évaporites (Figure 68). Les chenaux se situent dans le centre du mini-bassin qui correspond aux zones les plus subsidentes, donc topographiquement les plus basses, et les faciès les moins énergétiques sont localisés sur les bordures du synclinal (Shelley & Lawton, 2005a).

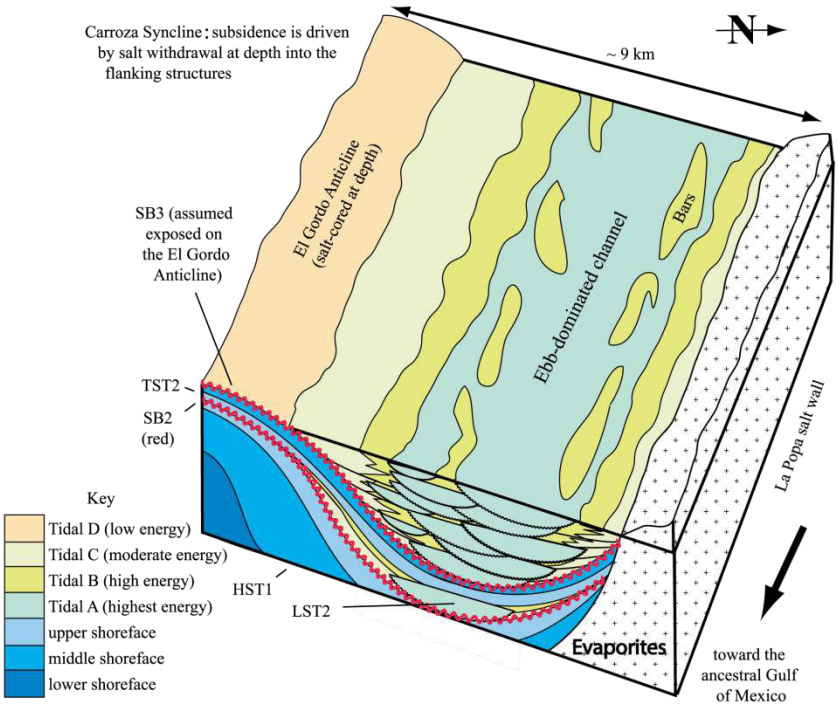


Figure 68 : Modèle de dépôts durant le Paléocène dans le mini-bassin de Potrerillos dans le bassin de La Popa au Mexique, d'après Shelley & Lawton (2005a).

Comme pour les diapirs, le soulèvement des murs diapiriques entraine le remaniement sous forme de coulées de débris des sédiments déposés sur le mur d'évaporites. En domaine continental, la mise en place de glaciers n'est pas rare, avec le remaniement des évaporites soit mécaniquement sous formes de galets, ou chimiquement sous forme d'eaux riches en sulfates (Figure 65 et Figure 66).

En milieu marin, les murs d'évaporites sont généralement recouverts de sédiments, parfois carbonatés comme observé sur le diapir El Gordo au Mexique (Figure 44).

En domaine plus profond, tel que dans les mini-bassins remplis par des systèmes turbiditiques pléistocènes du Golfe du Mexique, des faciès de déstabilisation de pente sont observés.

Dans ce type de système, les hémipélagites et les turbidites argileuses recouvrent les mini-bassins et les murs d'évaporites sous forme de niveaux isopaques drapant la topographie, qui peut présenter une différence de 300m entre le centre et les bordures du mini-bassin (Figure 69A et C). Puis la subsidence du mini-bassin et la remontée des évaporites dans les murs accentue la topographie sur les bordures des mini-bassins. Cette topographie entraine des glissements au sein du mini-bassin correspondant à des complexes de transport en masse (MTCs) qui progradent vers le centre du mini-bassin (Figure 69B et D). Le dépôt de ces MTCs dans la partie centrale du mini-bassin accentue le différentiel de charge entre la bordure et le centre du mini-bassin et facilite la subsidence du mini-bassin (Figure 69 E et F). Ce type de processus se répète successivement dans le temps (e.g. Madof *et al.*, 2009).

Ce type de faciès de déstabilisation a également été observé en domaine continental sous forme de tabliers de débris provenant de l'érosion du mur d'évaporites ; mais cette manifestation est très ponctuelle et uniquement visible dans le bassin de la Popa (Andrie *et al.*, 2012).

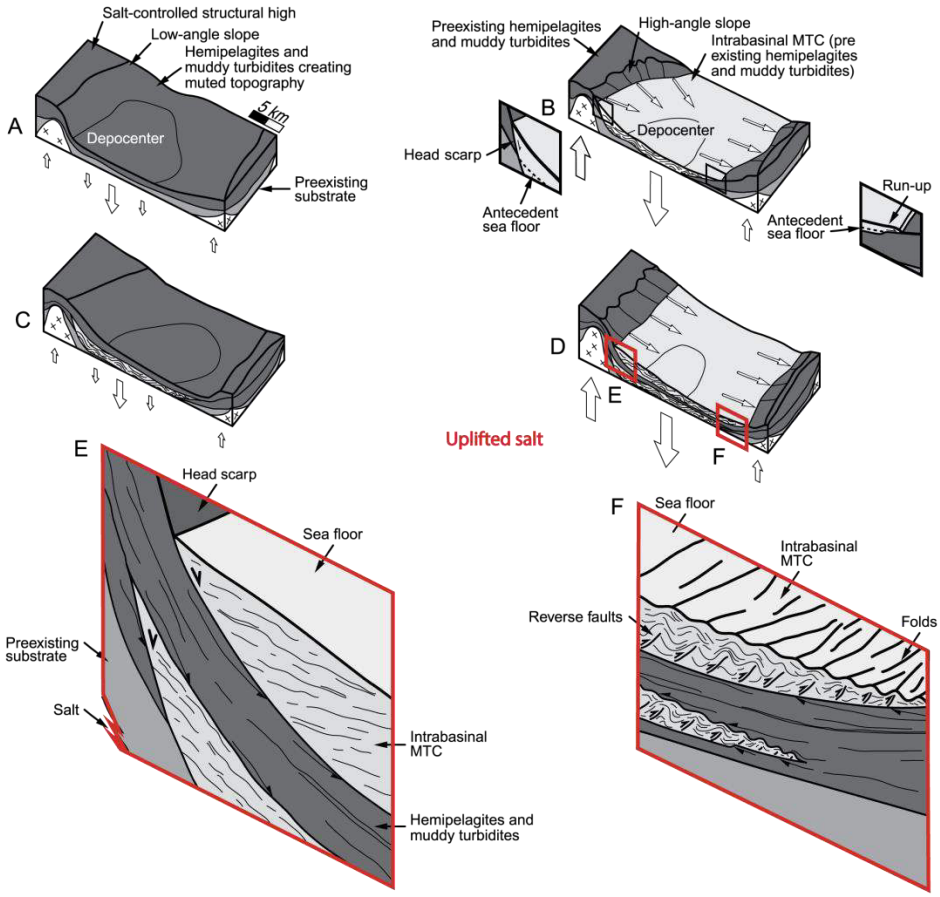


Figure 69 : Modèles conceptuels montrant l'influence de la surrection des murs d'évaporites sur la mise en place de complexe de transports en masse (MTC) sur les bordures de mini-bassins. (A) Les hémipélagites et les turbidites argileuses recouvrent les mini-bassins et les murs d'évaporites lissant la topographie. (B) La subsidence du mini-bassin et la remontée des évaporites dans les murs générèrent des topographies conséquentes sur les bordures de mini-bassins, entrainant des glissements dans le mini-bassin s'apparentant à des complexes de transport en masse (MTCs). (C) Les hémipélagites et les turbidites argileuses recouvrent les mini-bassins et les murs d'évaporites lissant la topographie. (D) Nouvelle génération de MTCs associée au soulèvement des murs d'évaporites et à la déstabilisation. (E) Zoom du bloc D montrant les successions de MTCs sur le flanc arrière. (F) Zoom du bloc D montrant les successions de MTCs sur le flanc avant, d'après Madof *et al.* (2009).

c. Architecture stratigraphique d'un mini-bassin

Le rapport entre le taux de subsidence d'un mini-bassin et le taux d'accumulation sédimentaire dans ce même mini-bassin est le facteur contrôlant l'architecture stratigraphique (e.g. Banham & Mountney, 2013c). Le taux de subsidence du mini-bassin est déterminé par la vitesse d'évacuation des évaporites sous-jacentes, en réponse à la charge sédimentaire et aux contraintes tectoniques. Tout comme les paramètres précédents, la subsidence ne sera donc pas linéaire au cours du temps.

Le taux d'apport sédimentaire est dépendant de facteurs externes tel que le climat ou un évènement tectonique dans la zone source qui peuvent engendrer des modifications conséquentes de l'apport sédimentaire dans une zone à mini-bassins. Ces différentes fluctuations entrainent des architectures stratigraphiques spécifiques qui ont été synthétisées dans la Figure 70 de Banham & Mountney (2013c).

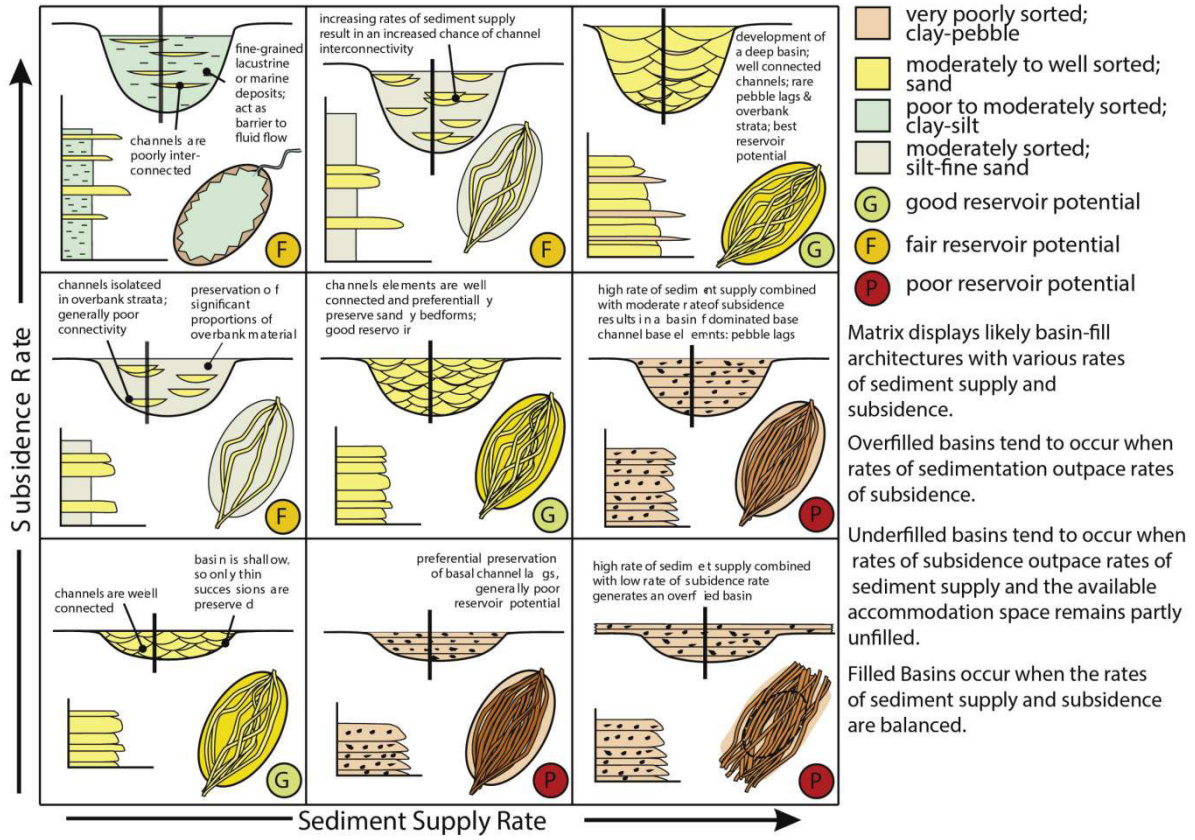


Figure 70 : Modèle conceptuel montrant comment l'interaction entre le taux de subsidence et l'apport sédimentaire contrôle l'architecture stratigraphique d'un mini-bassin, d'après Banham & Mountney (2013c).

Trois configurations se dégagent de cette synthèse :

- Quand la subsidence est supérieure aux apports sédimentaires, les mini-bassins ont tendance à préserver beaucoup de faciès de plaine d'inondation dans laquelle les chenaux s'intercalent (Figure 70F). Dans cette configuration, les chenaux sont faiblement connectés.
- Quand la subsidence est équivalente aux apports sédimentaires, les chenaux ont tendance à s'amalgamer verticalement et latéralement permettant une bonne connexion entre eux (Figure 70G).
- Quand la subsidence est inférieure aux apports sédimentaires, les chenaux ont tendance à transiter par le mini-bassin en ne déposant que les faciès les plus grossiers (Figure 70P).

Le rapport entre la subsidence et les apports sédimentaires engendre une progradation ou rétrogradation du système sédimentaire pouvant :

- aplanir la topographie générée par les murs évaporitiques, quand la subsidence est faible par rapport aux apports sédimentaires (Figure 70P).
- accentuer la topographie quand la subsidence est forte par rapport aux apports sédimentaires (Figure 70F).

Allant de pair avec ces interprétations, Matthews *et al.* (2007) ont remarqué que durant certaines périodes on observe un partitionnement des faciès entre le centre du bassin et les bordures du mini-bassin, alors qu'au contraire, durant d'autres périodes, cette répartition n'est plus visible et les faciès présentent une répartition homogène entre le bord et le centre du mini-bassin.

Pour appuyer leurs observations de terrain dans le bassin du Paradox, Matthews *et al.* (2007) divisent le remplissage des mini-bassins en deux phases théoriques :

- les périodes de « **high-accommodation systems tract** » durant lesquelles le système fluviatile est de faible énergie et/ou l'accommodation est relativement forte. Durant ces périodes de forte accommodation, les murs d'évaporites sont exprimés en surface comme des hauts topographiques qui imposent un contrôle local sur la dispersion de la sédimentation et donc sur la distribution des faciès. La subsidence étant forte, les chenaux s'empilent verticalement dans le centre du mini-bassin, et laissent place à une sédimentation fine sur les bordures (Figure 71).

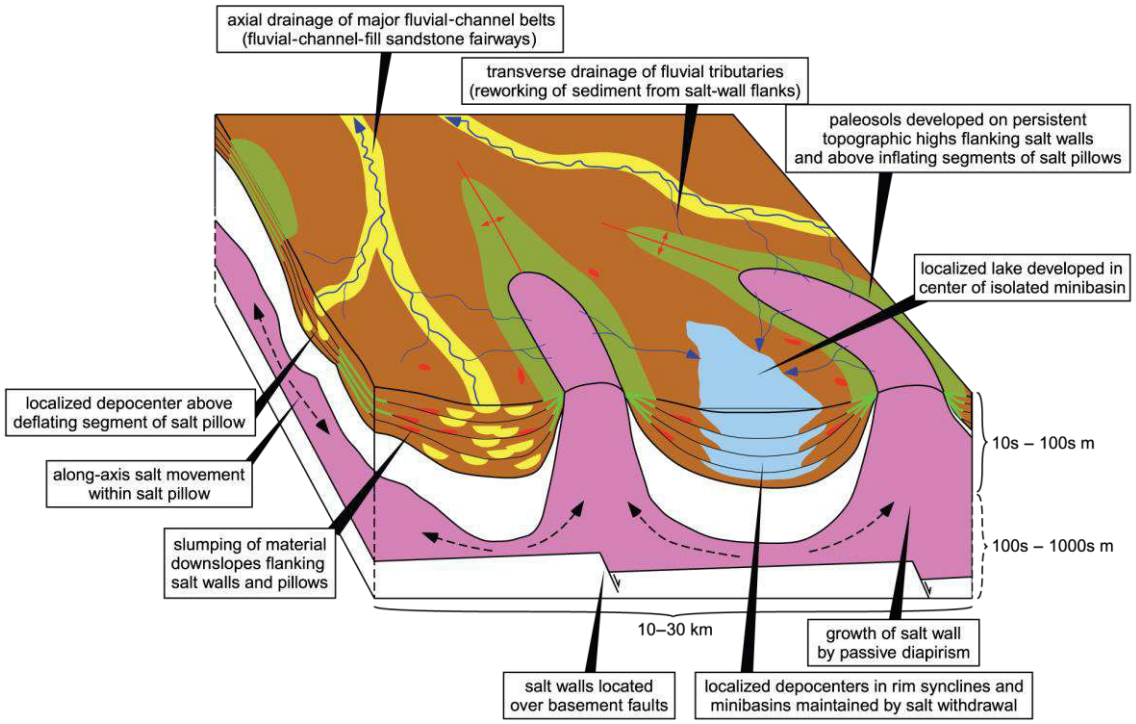


Figure 71 : Bloc diagramme conceptuel montrant l'influence des murs d'évaporites linéaires durant le dépôt de la formation fluvio-lacustre Chinle dans le bassin du Paradox aux USA. Modèle illustrant un faible apport sédimentaire et/ou forte subsidence correspondant à un « high-accommodation systems tract », d'après Matthews *et al.* (2007).

- Les périodes de « **low-accommodation systems tract** » durant lesquelles le système fluviatile est de forte énergie et/ou l'accommodation est relativement faible. Durant ces périodes de faible accommodation, le système fluviatile est capable d'éroder les hauts topographiques d'évaporites et les murs d'évaporites ont alors un impact très faible sur la dispersion des sédiments. Dans ce cas, le système fluviatile peut s'étendre à travers l'ensemble des mini-bassins (Figure 72). Dans ce modèle, les mini-bassins sont considérés comme des zones de création d'accommodation rapide, alors que les murs d'évaporites sont considérés comme des zones de non-accommodation et par conséquent de non-dépôt (Figure 72).

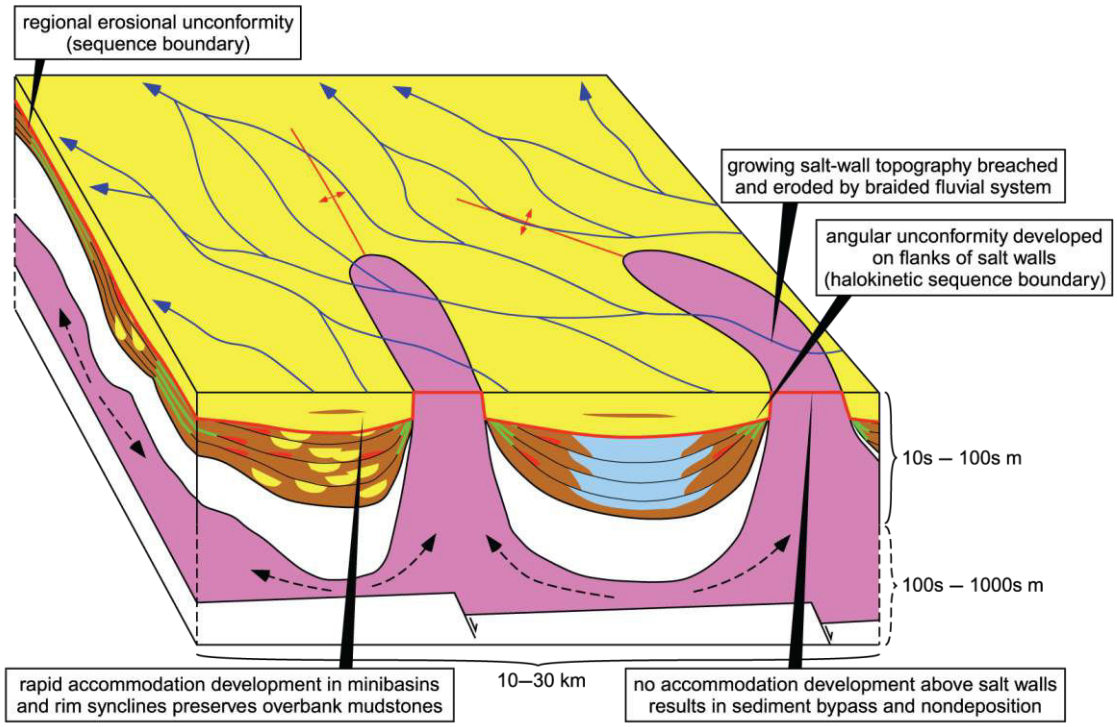


Figure 72 : Bloc diagramme conceptuel montrant l'influence des murs d'évaporites linéaires durant le dépôt de la formation fluvio-lacustre Chinle dans le bassin du Paradox aux USA. Modèle illustrant un fort apport sédimentaire et/ou faible subsidence correspondant à un « low-accommodation systems tract », d'après Matthews *et al.* (2007).

A l'échelle du bassin sédimentaire, la distribution des murs peut être :

- **Linéaire** et compartimenter le système sédimentaire dans des « gouttières » parallèles ;
- **Polygonale** et compartimenter jusqu'à isoler les mini-bassins les uns des autres ; ce qui influence très fortement le système sédimentaire.

A l'échelle du mini-bassin, la subsidence des mini-bassins induite par l'évacuation d'évaporites engendre :

- des **transitions latérales de faciès importantes** entre le centre et les bordures, avec la localisation des axes de transports dans les zones de subsidence maximale ;
- la **surrection** des bordures évaporitiques produisant des pentes à l'origine de dépôts de **faciès de déstabilisation** dans les mini-bassins.

Le rapport entre le taux d'accumulation sédimentaire et la subsidence du mini-bassin va produire des architectures sédimentaires de type :

- **forte amalgamation** verticale et latérale des chenaux avec **faible changement latéral** de faciès quand le taux d'apport est plus élevé que la subsidence (LAST) ;
- **faible amalgamation** des chenaux, forte **préservation des faciès de plaines d'inondation** et forts **changements latéraux de faciès** quand le taux d'apport est inférieur à l'accommodation (HAST).

CHAPITRE 2 Les bassins d'avant-pays

Les mini-bassins du bassin de Sivas se sont développés dans un bassin d'avant-pays (Callot *et al.*, 2014), aussi convient-il de définir les conditions géodynamiques de ce type de bassin, afin de préciser les principaux forçages géodynamiques qui s'exercent sur la sédimentation au cours de leur remplissage.

I. Définitions

Les bassins flexuraux sont qualifiés de bassins d'avant-pays lorsqu'ils se développent dans la périphérie d'une zone de collision entre le front d'une chaîne de montagne et une lithosphère adjacente stable (Dewey & Bird, 1970 ; Dickinson & Suczek, 1979 ; Price, 1981). Le développement d'un **bassin d'avant-pays** résulte d'une surcharge créée par un prisme orogénique provoquant la flexure de la plaque sous charriée (e.g. Beaumont, 1981; Cross, 1986).

Il est possible de distinguer deux types de bassins d'avant-pays selon leur position par rapport à la zone de collision (Dickinson, 1974) :

- Les bassins d'**avant-pays périphériques**, se développant au front de l'orogène, comme le bassin d'avant-pays alpin (Figure 73 ; e.g. Allen *et al.*, 1986 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991).
- Les bassins d**'avant-pays rétro-arc**, se développant en arrière de l'arc magmatique lié à une subduction océanique, tel que les bassins des Rocheuses (Figure 73B ; e.g. Bally & Snelson, 1980 ; Graham *et al.*, 1988).

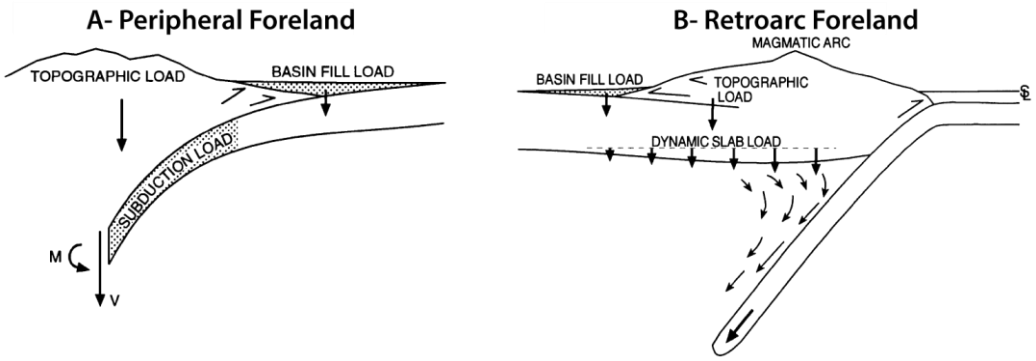


Figure 73 : Schéma des deux types de bassin d'avant-pays, (A) le périphérique au front d'une orogène, et le (B) le rétro-arc en arrière d'un arc magmatique, d'après DeCelles & Giles (1996).

Dans les deux cas, la **taille du bassin** est dépendante au premier ordre de la quantité de surcharge associée à l'épaississement crustal, des propriétés mécaniques des éléments de la structure crustale, ainsi que de sa thermicité (e.g. Beaumont, 1981; Burov & Diament, 1992 ; Waschbusch & Royden, 1992 ; Watts, 1992 ; Avouac & Burov, 1996). En effet, plus le chargement est important, plus le bassin sera profond, *modulo* la longueur d'onde de la flexure. A l'inverse, le bassin sera peu profond si le chargement est faible, ou si la lithosphère fléchie est très rigide.

En coupe, la plaque prend la forme d'une sinusoïde amortie dont l'amplitude est maximale à l'aplomb de la charge, avant de s'amortir rapidement de part et d'autre comme illustré sur la Figure 74 (e.g. Beaumont, 1981). La **subsidence tectonique** du bassin est alors maximale au pied de l'orogène où le remplissage sédimentaire est maximal *(foredeep ;* Figure 74C). Cette subsidence décroît progressivement en s'éloignant jusqu'à une certaine distance où la lithosphère peut enfin être légèrement bombée vers le haut et former un bourrelet (*forebulge* ; Figure 74). Ces bassins d'avant-pays peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres de long et quelques dizaines de kilomètres de large ; leur remplissage atteint souvent plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Ils présentent généralement une forme allongée parallèlement à l'axe de la chaîne et perpendiculaire au raccourcissement (Figure 74A).

Les bassins d'avant-pays peuvent comprendre soit une zone de **supra-prisme** au front de l'orogène et un bassin **d'avant-pays *sensu stricto*** faiblement ou pas déformé, soit seulement ce dernier (Figure 74C). Dans la zone de wedge-top vont se développer des bassins dits « ***piggy-back***» situés au-dessus des nappes de charriage et affectés par la déformation (Figure 74C).

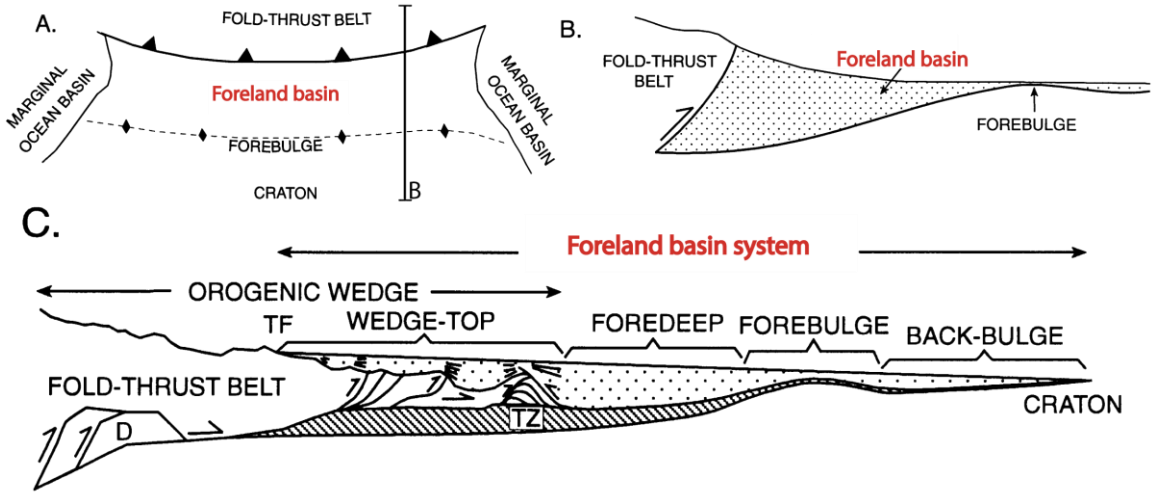


Figure 74 : (A) Vue schématique en carte d'un bassin d'avant-pays. (B) coupe très schématique d'un bassin d'avant-pays, l'exagération verticale est d'environ 10 fois. (C) Coupe schématique révisée d'un bassin d'avant-pays avec le wedge-top au front de la chaîne de montagne, puis en s'éloignant le foredeep, forebulge et back-bulge, d'après DeCelles & Giles (1996).

II. Séquences de remplissage typique d'un bassin d'avant-pays

Le remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays correspond à une séquence régionale de comblement, fortement contrôlée par la tectonique. Les bassins d'avant-pays diffèrent entre eux au niveau des contraintes géodynamiques, de leur configuration, du style de déformation (e.g. Allen *et al.*, 1986; Covey, 1986), mais leur évolution sédimentaire est similaire et synthétisée sur la Figure 75A de Mutti *et al.* (2003).

Le premier stade enregistre l'initiation du chargement et donc de la subsidence flexurale, l'avant-pays est progressivement ennoyé si le bassin est connecté avec un domaine marin ouvert. Au début du développement d'un bassin d'avant-pays, la subsidence est rapide et concentrée au pied de la chaîne de montagnes et des ceintures chevauchantes associées. A ce stade, la superficie et l'altitude moyenne de ces zones épaissies restent généralement modérées et le flux sédimentaire entrant dans les bassins flexuraux adjacents est faible. Une flexuration rapide conduira à un rapide approfondissement du bassin, alors que dans le cas d'une flexuration lente, la sédimentation peut éventuellement compenser la subsidence, développant ainsi de puissantes séries de plate-forme (Dorobek, 1995).

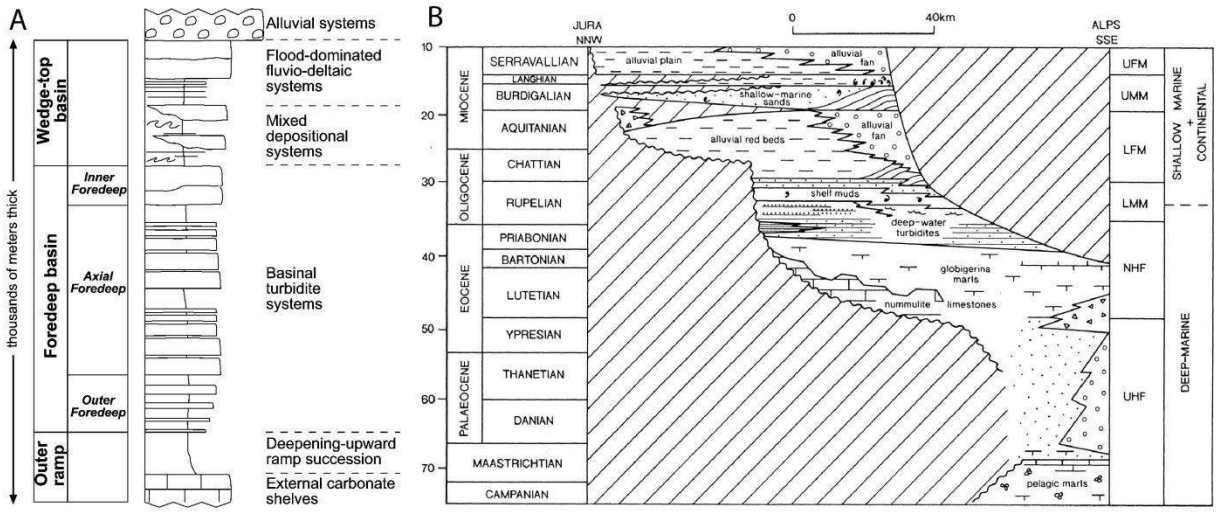


Figure 75 : (A) Modèle d'empilement vertical d'un remplissage de bassin d'avant-pays, d'après Mutti *et al.* (2003). (B) Schéma chronostratigraphique du bassin d'avant-pays alpin, d'après Sinclair (1997).

Néanmoins, le flux sédimentaire n'est généralement pas suffisant pour remplir l'accommodation créée dans un bassin d'avant-pays, ce dernier est alors sous-alimenté (Fleming & Jordan, 1989 ; Allen *et al.*, 1991 ; Sinclair & Allen, 1992).

Les premiers dépôts des bassins flexuraux sont donc typiquement des dépôts carbonatés de plate-forme développés sur le « forebulge », qui passeront plus ou moins rapidement à des dépôts de bassin de type turbidites, comme représenté sur la Figure 75A (Mutti *et al.*, 2003). Cette configuration est observée dans le bassin d'avant-pays alpin et représenté sur la Figure 75B. Par la suite, la subsidence du bassin décroît et migre vers l'avant-pays, impliquant un déplacement des dépocentres (Figure 75B). La superficie et l'altitude moyenne des zones épaissies sont alors plus importantes et les reliefs qui en résultent sont largement soumis à l'érosion. A ce moment, le flux sédimentaire est généralement supérieur à l'accommodation créée dans le bassin, ce dernier sera qualifié de sur-alimenté (Tankard, 1986; Fleming & Jordan, 1989 ; Allen *et al.*, 1991 ; DeCelles & Cavazza, 1999). Les dépocentres migreront vers l'avant-pays, qui sera comblé par des sédiments marins peu profonds de type deltaïque, puis par des dépôts continentaux alluviaux ou lacustres, comme représentés sur la Figure 75A, observés dans le bassin d'avant-pays alpin à l'Oligocène (Figure 75B) et dans d'autres bassins d'avant-pays (e.g. Covey, 1986 ; Puigdefàbregas *et al.*, 1986).

III. Relations tectonique et sédimentation dans un bassin d'avant-pays

La distribution et la géométrie du remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays dépendent, comme dans tous les bassins, des variations de l'espace disponible. La création d'espace disponible est avant tout influencée par la tectonique. Deux facteurs se combinent ainsi pour expliquer la subsidence liée à la tectonique : (a) la flexuration lithosphérique et (b) la subsidence liée à la mise en place d'écailles. La propagation du prisme orogénique et de la flexuration qu'elle induit, ainsi que la propagation de la déformation dans le bassin, contrôlent l'évolution spatio-temporelle du remplissage sédimentaire (Stockmal & Beaumont, 1987; Crampton & Allen, 1995 ; Giles, 1995).

Ces propagations conduiront, au cours du temps, à la mise en place de chevauchements dans les anciens sédiments du bassin d'avant-pays et forceront les dépocentres à migrer vers l'extérieur de la chaîne, comme observé dans le bassin d'avant-pays alpin (Figure 76A). De plus, la mise en place de plis et chevauchements impliquant les premières séries du bassin d'avant-pays au front de l'orogène permet également le développement de bassins de type « **piggy-back** » (Figure 76B ; Ori & Friend, 1984). Ces bassins ne sont pas larges, quelques dizaines de kilomètres, et se développent au-dessus d'écailles ou de nappes de chevauchement. L'accumulation des sédiments se fait dans les synclinaux en arrière des structures anticlinales. Les dépôts montrent généralement des terminaisons en biseaux avec des discordances angulaires. Ces bassins seront repris par la déformation, incorporés dans la ceinture de plis et chevauchements, et transportés pendant l'orogenèse (Figure 76B).

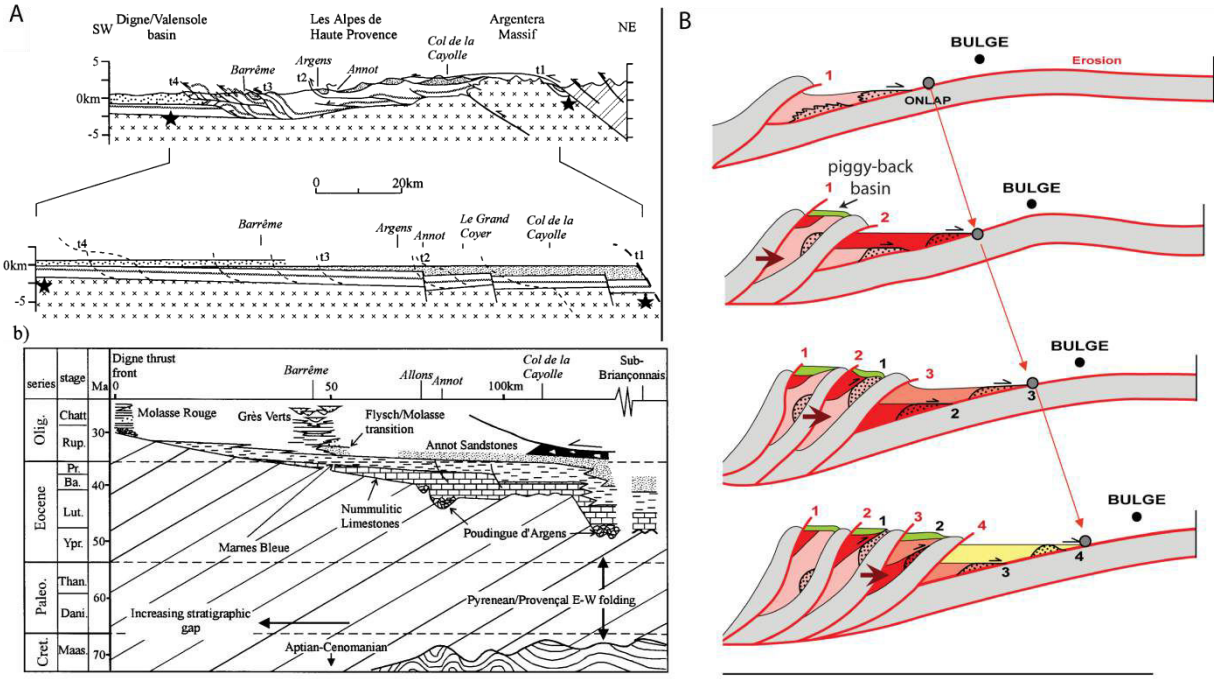


Figure 76 : (A) Exemple de coupe équilibrée et restaurée du bassin d'avant-pays alpin, et d'un schéma chronostratigraphique montrant la migration des dépocentres au cours du temps vers le Sud-Ouest, d'après Sinclair (1997). (B) Schéma représentant une migration théorique de la chaîne de plis et chevauchements sur laquelle se développent successivement des bassins dits en « piggy-back » en vert, courtoisie de Jean Letouzey (2009).

IV. Contrôles s'exerçant sur le système sédimentaire dans un bassin d'avant-pays

La tectonique, les variations eustatiques et le climat sont les principaux paramètres de contrôle du système sédimentaire (e.g. Einsele, 2000).

- la **tectonique** entretient les reliefs développés au niveau du prisme orogénique modulant donc le flux sédimentaire par le biais de l'érosion. La tectonique crée également des barrières topographiques, plis et chevauchements, qui font obstacle à l'écoulement des rivières issues de l'orogénèse, comme des flux climatiques et donc de l'orographie. Les dépôts de ces systèmes vont se localiser soit dans l'avant-pays non déformé soit dans des bassins piggy-back. De plus, en générant des reliefs et des flexures, la tectonique influence localement l'espace disponible (Figure 77).
- Les **variations eustatiques** modulent à une échelle globale l'accommodation, qui est définie comme l'espace compris entre le substratum du bassin et une surface conceptuelle appelée niveau de base qui sépare les domaines en érosion de ceux en sédimentation de manière globale (e.g. Blum & Törnqvist, 2000). En domaine continental, ce niveau de base dépend de la topographie la plus haute et celle la plus basse dans le bassin (Fisher & Gary, 2013) ; en domaine marin, le niveau de base peut souvent être confondu avec le niveau de la mer (e.g. Posamentier & Allen, 1999). Les variations eustatiques vont donc à grande échelle favoriser les épisodes transgressifs ou régressifs.
- Le **climat** va modifier le flux détritique en influant sur la quantité de précipitations et la couverture végétale dont va dépendre l'érosion (Figure 77), (Summerfield & Hulton, 1994).

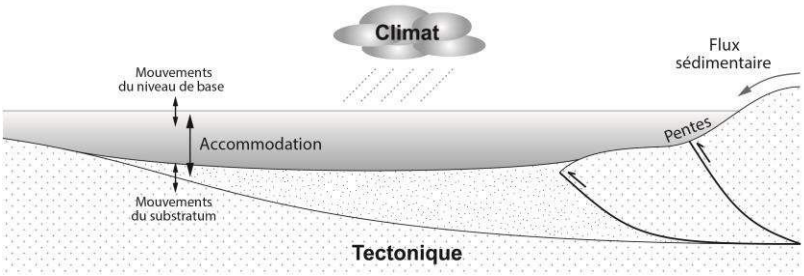


Figure 77 : Les principaux facteurs de contrôle de la sédimentation au sein d'un bassin d'avant-pays, d'après Barrier (2002).

- La **tectonique** apparait donc comme le principal moteur de la **subsidence** dans les bassins d'avant-pays, induite par la surcharge de l'orogène et la migration du front de chevauchement.

- Une **séquence de dépôt type** est généralement observée dans ces bassins d'avant-pays : elle débute par un approfondissement brutal marqué par la mise en place de faciès marins profonds, puis la sédimentation va progressivement prendre le dessus sur l'accommodation et combler le bassin par des faciès marins peu profonds puis continentaux.
- La **propagation du prisme orogénique**, la flexuration qu'elle induit, et la **déformation** associée contrôlent **l'évolution spatio-temporelle** du remplissage sédimentaire avec une migration des dépocentres vers l'extérieur de la chaîne au cours du temps.
- Au premier ordre, le système sédimentaire des bassins d'avant-pays est donc contrôlé par la **tectonique** (espace d'accommodation local, reliefs, impact climatique…), les **variations eustatiques** (accommodation globale) et le **climat** (érosion).

CHAPITRE 3 **Les Systèmes Fluviatiles Distributifs (DFS)**

Avant de débuter la présentation des résultats portant sur l'influence de la tectonique salifère dans les mini-bassins de Sivas, il nous a semblé pertinent de faire une courte synthèse bibliographique sur les systèmes continentaux auxquels nous allons faire référence dans la partie suivante. Cette synthèse a pour objectif de familiariser le lecteur avec ces systèmes de dépôts, pour ensuite souligner l'influence que la tectonique salifère peut exercer. La formation Karayün présente en effet de nombreuses similarités sédimentologiques (faciologie, stratigraphie, …) avec certains anciens systèmes sédimentaires observés dans le bassin de l'Ebre (Espagne) ou encore dans le bassin Morrison (Etats-Unis). Dans ces deux dernières zones, les systèmes de dépôts continentaux ont été décrits comme des systèmes fluviatiles distributifs (*Distributive Fluvial system : DFS*). Dans un premier temps, les principales caractéristiques de ces systèmes de dépôts vont être décrites, puis les contrôles s'exerçant sur ces systèmes seront précisés.

I. Caractéristiques des systèmes fluviatiles distributifs

A. Définition

Un système fluviatile distributif (DFS) est défini comme un système émanant d'un point situé à l'embouchure de reliefs dans un bassin sédimentaire (Figure 78 ; Weissmann *et al.*, 2010). Ce système fluviatile arrivant dans le bassin ne sera plus confiné par les reliefs et pourra alors s'épancher dans le bassin avec, en plan, une distribution semi-radiale divergente (Weissmann *et al.*, 2010). La morphologie de ce système fluviatile est fortement dépendante de la topographie du bassin. En effet, si le système débouche dans un bassin dans lequel il est libre de s'étaler alors il aura tendance à former un éventail. Au contraire, s'il débouche dans un bassin présentant une topographie plus ou moins accentuée, celui-ci adoptera la morphologie imposée (e.g. Hartley *et al.*, 2010).

Bien que la morphologie de ces systèmes varie en fonction du climat, de la tectonique et du bassin sédimentaire, plusieurs caractéristiques apparaissent communes à la majorité des DFS (Figure 78 ; Hartley *et al.*, 2010) :

- une distribution radiale des chenaux en s'éloignant de l'apex du DFS ;
- une diminution de la taille des chenaux en s'éloignant de l'apex du DFS ;
- une diminution de la granulométrie ainsi qu'une augmentation du pourcentage d'argilites de plaines alluviales en s'éloignant de l'apex du DFS ;
- des chenaux très plats, présentant très peu ou pas d'incisions.

Il est important de noter que les chenaux ne sont pas forcément actifs en même temps dans les DFS (Hartley *et al.*, 2010 ; Weissmann *et al.*, 2010).

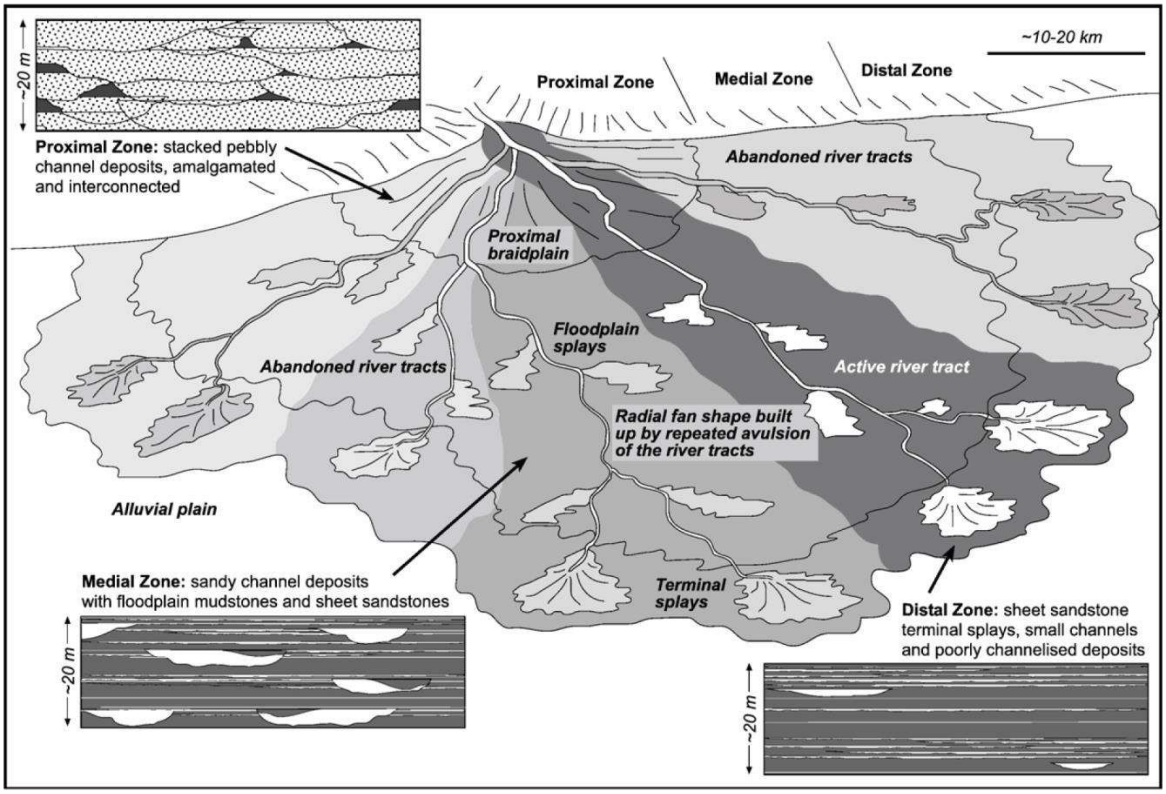


Figure 78 : Schéma d'un DFS conceptuel montrant des avulsions successives. Les caractéristiques architecturales des dépôts de la zone proximale, médiane et distale sont représentées dans les cadres, d'après Nichols & Fisher (2007).

Ces différentes caractéristiques sont connues dans les cônes alluviaux, fluviatiles et terminaux. Néanmoins, comme démontré par Weissmann *et al.* (2010), ces environnements, généralement déconnectés les uns des autres dans la littérature, semblent pouvoir s'organiser dans de grands systèmes de dépôts qui sont les DFS. En effet, les DFS possèdent les mêmes caractéristiques que les cônes alluviaux et fluviatiles près de l'apex et se terminent par (i) des dépôts de crue sous forme d'épandages en nappe quand le niveau des nappes aquifères est bas, ou (ii) sous la forme de petits deltas lacustres quand un lac est présent dans les parties distales (Nichols & Fisher, 2007).

Les DFS sont observés à l'actuel mais aussi dans l'ancien. A l'actuel, pour n'en citer que quelques-uns, les DFS les plus étudiés sont ceux de l'Okavango (e.g. Hartley *et al.*, 2010), du Taquari (Brésil ; Assine, 2005; Buehler *et al.*, 2011), ainsi que les nombreux DFS himalayens (e.g. Parkash *et al.*, 1983 ; Shukla *et al.*, 2001) et andins (e.g. Horton & DeCelles, 2001). Les exemples de DFS anciens comprennent la formation Permienne Organ Rock aux USA (Cain & Mountney, 2009), les formations dévoniennes du Groenland et de l'Irlande (Friend, 1977 ; Kelly & Olsen, 1993 ; Sadler & Kelly, 1993 ; Williams, 2000), le membre Salt Wash de la formation jurassique Morrison aux USA (Kulikova, 2013 ; Owen, 2014 ; Owen *et al.*, 2015) la formation Chinle aux USA (Trendell *et al.*, 2012) ou encore les formations Oligo-Miocènes du bassin de l'Ebre en Espagne (Hirst & Nichols, 1986 ; Nichols, 1987 ; Fisher *et al.*, 2007 ; Nichols & Fisher, 2007).

B. Répartition des faciès dans un DFS

Les DFS présentent une zonation des faciès en fonction de la distance à l'apex qui permet de distinguer 3 grandes zones de dépôts (Figure 78 et Figure 79). Les caractéristiques faciologiques et architecturales principales de la zone proximale, la plus proche de l'apex, puis de la zone médiane et enfin de la zone distale sont décrites ci-dessous.

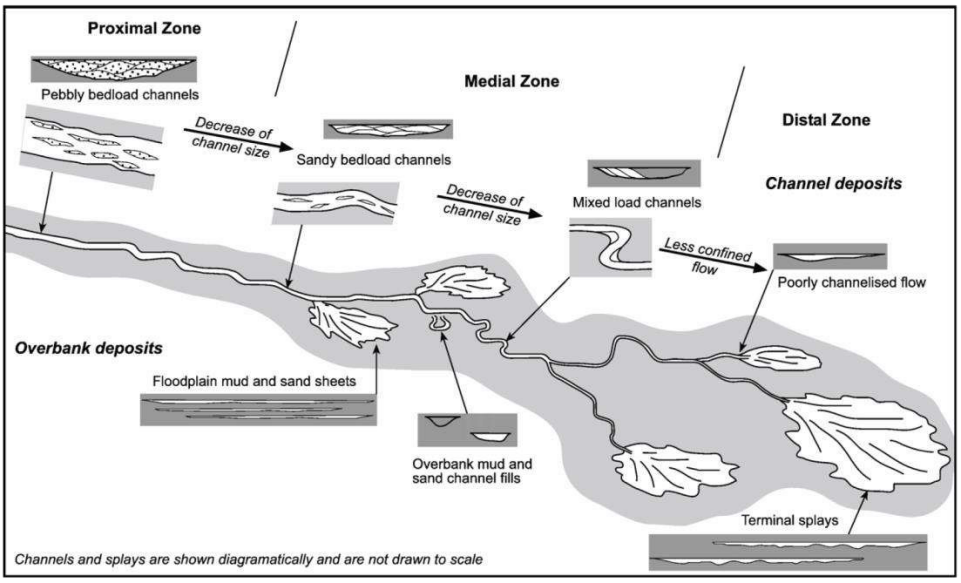


Figure 79 : Schéma illustrant la distribution des chenaux et des faciès de plaines alluviales, ainsi que la forme des chenaux en fonction de la distance à l'apex, d'après Nichols & Fisher (2007).

B.1. La zone proximale

Au niveau de l'apex du DFS, la rivière s'extrait du confinement exercé par la topographie et débouche dans la plaine alluviale du bassin (Figure 78). En arrivant dans ce bassin, la rivière est libre de changer sans cesse de direction, encouragée par des processus autogéniques (Mackay & Bridge 1995, Karssenberg & Bridge 2008).

Les dépôts les plus grossiers sont observés dans les chenaux les plus larges dans les zones proches de l'apex (Figure 78 et Figure 79). Cette localisation est liée à la perte progressive d'énergie du système fluviatile quand il arrive dans le bassin sédimentaire en perdant son confinement (Weissmann *et al.*, 2013c). Les dépôts proximaux des DFS sont caractérisés généralement par des chenaux très amalgamés verticalement et latéralement, ainsi que par une très faible préservation des faciès plus fins de plaine alluviale (Figure 78 et Figure 79). Ces deux caractéristiques sont attribuées à plusieurs facteurs, comprenant entre autres (e.g. Weissmann *et al.*, 2013c) :

- Les courants assez forts près de l'apex limitent le dépôt de faciès fin.
- Les DFS sont relativement étroits près de l'apex, les chenaux migrent donc sur une zone limitée. La migration des chenaux va entrainer le remaniement des faciès les plus fins qui se déposeront dans les parties plus distales.
- La diminution de l'énergie de transport résulte dans le dépôt de faciès grossiers dans les zones proches de l'apex du DFS.

Les chenaux dans la zone proximale atteignent des épaisseurs de 7 à 10m et peuvent s'amalgamer en ceintures de chenaux très épaisses, de l'ordre de la cinquantaine de mètres d'épaisseur et s'étendent sur de grandes distances (e.g. Friend, 1977 ; Nichols & Fisher, 2007).

Les stratifications internes de ces chenaux présentent principalement des litages plans de fortes énergies et des mégarides 3D avec des dépôts plus grossiers en base des chenaux (Nichols & Fisher, 2007). La zone proximale s'étend en partant de l'apex sur 5 à 40 km dans les DFS des bassins de l'Ebre (Espagne; e.g. Nichols, 1987) et de Munster (Irlande; e.g. MacCarthy, 1990 ; Williams, 2000).

B.2. La zone médiane

La transition entre la zone proximale et la zone médiane est marquée par une augmentation de la proportion de faciès de plaine alluviale et une forte diminution de la taille et de la granulométrie des chenaux (Figure 78 et Figure 79). Ces changements sont liés à l'élargissement de la zone de dépôt entrainant une diminution de l'énergie de transport dans les chenaux et une répartition des chenaux sur une plus grande zone (Huerta *et al.*, 2011 ; Weissmann *et al.*, 2013c).

Les chenaux les plus grossiers, présentant toujours des stratifications internes de type litage plan et mégaride 3D, peuvent s'amalgamer et former des ceintures de chenaux d'une dizaine de mètres d'épaisseur assez étendues latéralement (Figure 79 ; e.g. Sadler & Kelly, 1993 ; Nichols & Fisher, 2007). Ces chenaux s'intercalent avec des faciès de plaine alluviale tels que des argilites de plaine d'inondation pouvant présenter des paléosols ainsi que des bancs sableux très fins, plats et étendus latéralement, à litages plans et rides de courant, correspondant à des dépôts d'épandage en nappes (Figure 78 et Figure 79 ; e.g. Graham, 1983; Nichols, 1987 ; Nichols & Fisher, 2007). Néanmoins, les chenaux n'érodent que très peu les faciès de plaine alluviale (e.g. Sadler & Kelly, 1993).

Dans le bassin de l'Ebre, l'étude des chenaux dans la partie médiane du DFS montre une forte diminution de l'épaisseur des chenaux vers l'aval du DFS (e.g. Nichols & Fisher, 2007). De plus, la proportion des chenaux par rapport au faciès de plaine alluviale diminue progressivement vers l'aval du DFS, entrainant un isolement des chenaux dans les séries préservées. Ces caractéristiques sont aussi observées dans les bassins Dévonien d'Irlande (e.g. Graham, 1983 ; MacCarthy, 1990 ; Sadler & Kelly, 1993) et du Groenland (e.g. Friend & Moody-Stuart, 1972 ; Friend, 1983).

B.3. La zone distale

Les parties distales des DFS sont constituées principalement de dépôts de plaine alluviale ou lacustre comprenant des faciès de type argilites pouvant enregistrer des paléosols (Figure 78 et Figure 79 ; e.g. Sadler & Kelly, 1993; Fisher *et al.*, 2007). Ces épaisses séries argileuses sont intercalées avec des niveaux sableux très fins à litages plans et rides de courant (Figure 78 et Figure 79 ; Nichols & Fisher, 2007 ; Weissmann *et al.*, 2013c). Ces corps gréseux très fins, plats et non-érosifs sont l'expression de dépôts de tabliers distaux (Figure 79).

Dans ces zones, on note une forte diminution du nombre de chenaux au profit de bancs de grès fins et plats et d'importantes quantités de matériel fin (e.g. Nichols & Fisher, 2007). En effet, l'augmentation de la distance à l'apex engendre une diminution de l'énergie de transport vers les parties distale du DFS et par conséquent le dépôt de matériel de plus en plus fin. En fonction du climat et du niveau des nappes phréatiques, les DFS peuvent se terminer dans des milieux humides tels que des lacs plus ou moins pérennes.

Dans les parties distales des bassins de l'Ebre et de Munster, les chenaux sont plus fins et moins bien définis que ceux observés dans la partie médiane. Ces derniers présentent une épaisseur maximale de 2m, et correspondent à moins de 10% des séries préservées définies comme distales (e.g. Nichols, 1987; Hirst, 1992).

C. Le ratio accommodation / apport sédimentaire à un instant donné

L'architecture des dépôts est fortement influencée par le ratio accommodation / apport sédimentaire (A/S). En effet, quand le ratio A/S est faible les chenaux auront tendance à s'amalgamer verticalement et latéralement, alors que quand ce ratio est élevé les chenaux seront plus isolés les uns par rapport aux autres. Dans ce ratio, à un instant donné, le facteur variant le plus dans un DFS est l'apport sédimentaire, qui dépend de la distance à l'apex.

- Dans la **zone proximale**, le ratio A/S est relativement faible à cause du fort apport sédimentaire (Figure 80). Quand ce ratio A/S est vraiment faible, les chenaux vont avoir tendance à s'amalgamer verticalement et latéralement et vont même pouvoir transiter vers la partie médiane (Huerta *et al.*, 2011). L'infiltration de l'eau dans cette zone est important, car le matériel est grossier et donc relativement perméable, entrainant une diminution de la taille des chenaux en s'éloignant de l'apex (Figure 79 ; Weissmann *et al.*, 2013c).
- Dans la **partie médiane**, la diminution de la quantité d'apports sédimentaires produit une augmentation du ratio A/S influant sur l'architecture des dépôts (Figure 80). En effet, cette diminution des apports sédimentaires permet une meilleure préservation des dépôts de plaine alluviale. Les phénomènes de bypass dans cette zone sont donc plus rares (Nichols & Fisher, 2007).
- Dans la **zone distale**, les faibles apports sédimentaires permettent de considérer le ratio A/S comme élevé, justifiant la forte préservation des faciès de plaine alluviale (Figure 80 ; Huerta *et al.*, 2011).

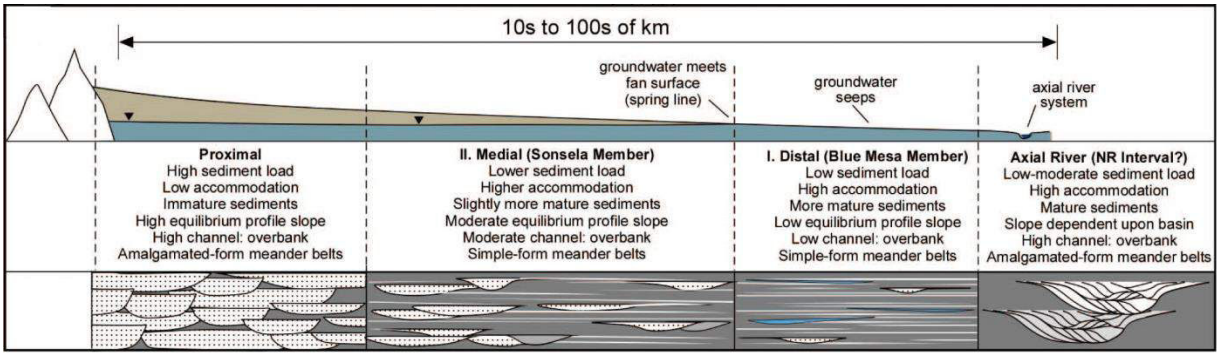


Figure 80 : Coupe conceptuelle montrant l'évolution spatiale d'un DFS en lien avec l'architecture stratigraphique des dépôts, d'après Trendell (2012).

D. Dimensions des DFS

Dans les DFS actuels, la distance entre l'apex et les zones les plus distales du DFS peut varier de quelques kilomètres à une centaine de kilomètres. Les DFS les plus longs se développent sous climat humide, jusqu'à 700km, alors que sous climats polaire, continental, aride ou subtropical, les DFS mesurent généralement moins de 70km (Hartley *et al.*, 2010).

Dans les systèmes anciens, les DFS Oligo-Miocènes du bassin de l'Ebre (Espagne) ne dépassent pas 60km (e.g. Hirst & Nichols, 1986), alors que les DFS Dévoniens de l'Irlande et du Groënland atteignent respectivement 120km (Williams, 2000) et 200km (Friend & Moody-Stuart, 1972).

L'**extension** des DFS est principalement contrôlée par la taille du bassin, ainsi que l'équilibre entre les arrivées et les pertes d'eau liées à l'évaporation et à l'infiltration. L'**épaisseur** des séries va être limitée par l'accommodation du bassin et les apports sédimentaires. A titre d'exemple, le bassin de l'Ebre (Espagne) atteint 4000m d'épaisseur (Nichols, 1987), et le bassin du Munster 6000m (Irlande ; Graham, 1983 ; MacCarthy, 1990 ; Sadler & Kelly, 1993).

E. Terminaison des DFS

Sept grands types de terminaisons ont été identifiés par Hartley (2010). A l'actuel, les DFS se développent dans 58% des cas en bassin exoréique et dans 42% des cas en bassin endoréique. Les DFS peuvent se terminer sur un axe fluviatile, comme le DFS de Taquari avec la rivière Paraguay (Figure 81A), ou encore sur la côte. Les DFS en bassin endoréique se terminent couramment dans des environnements de playa-lake tel que le paléo-DFS du bassin de l'Ebre, ou encore dans des lacs ou plaine humide tel que le DFS l'Okavango (Figure 81B).

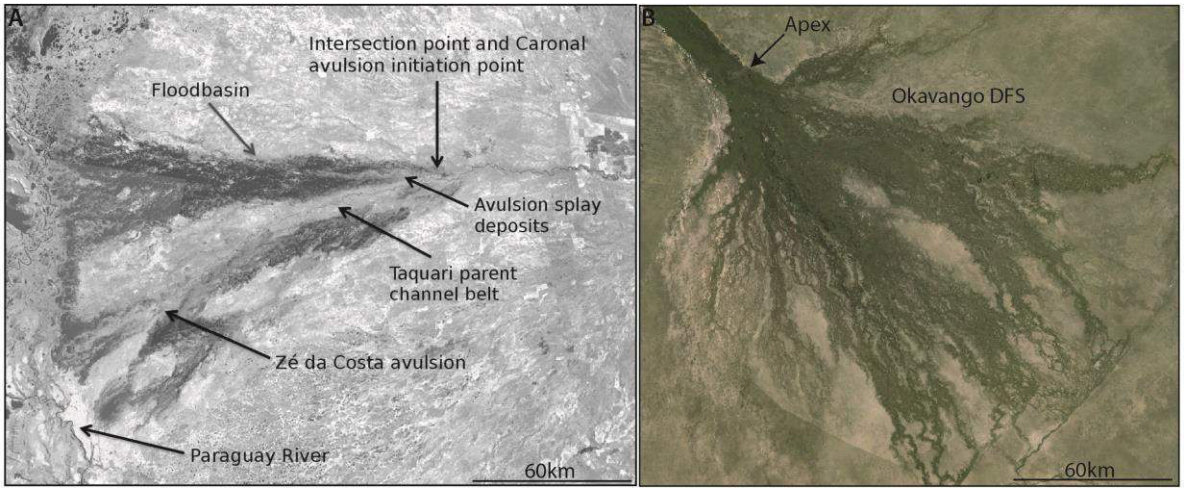


Figure 81 : Image satellite du DFS de Taquari au Brésil qui se termine dans la rivière Paraguay, d'après Buehler (2011).

II. Contrôles sur le développement et l'évolution d'un DFS : influences du climat et de la tectonique

Les DFS se développent sous tout type de climat, mais aussi dans tous les contextes tectoniques (Hartley *et al.*, 2010 ; Weissmann *et al.*, 2010). Néanmoins, en fonction du climat et du contexte tectonique certains aspects du DFS vont varier.

A. Influence du climat

La présence d'un DFS dans un bassin sédimentaire ne dépend pas du climat (Hartley *et al.*, 2010). Par contre, le climat va modifier la quantité de végétation présente au niveau du DFS et donc le type de dépôt du DFS (Figure 82 ; Hartley *et al.*, 2010).

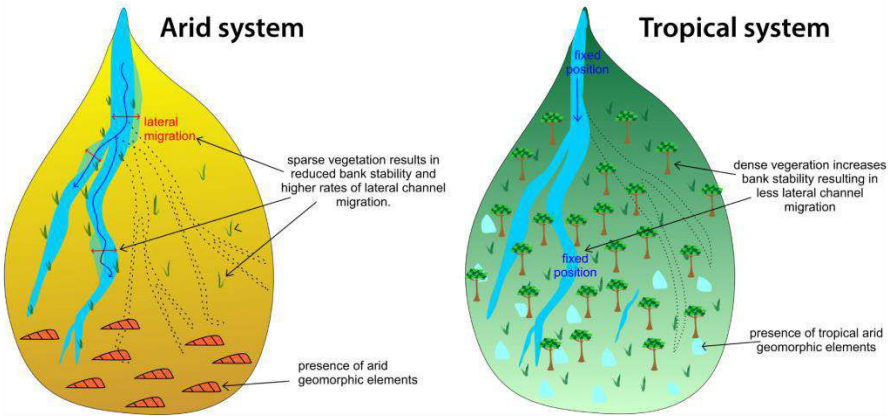


Figure 82 : Schémas illustrant l'influence du climat sur un DFS, d'après Owen (2014).

- Quand le climat est aride (Figure 82), comme dans le bassin du Tarim en Chine, le DFS va terminer dans les parties distales par des environnements de playas ou éoliens représentés par le désert du Taklimakan (Figure 83 ; Owen, 2014). Des dépôts éoliens sont également observés dans l'ancien dans les parties distales du DFS de la formation Organ Rock aux USA (Cain & Mountney, 2009).

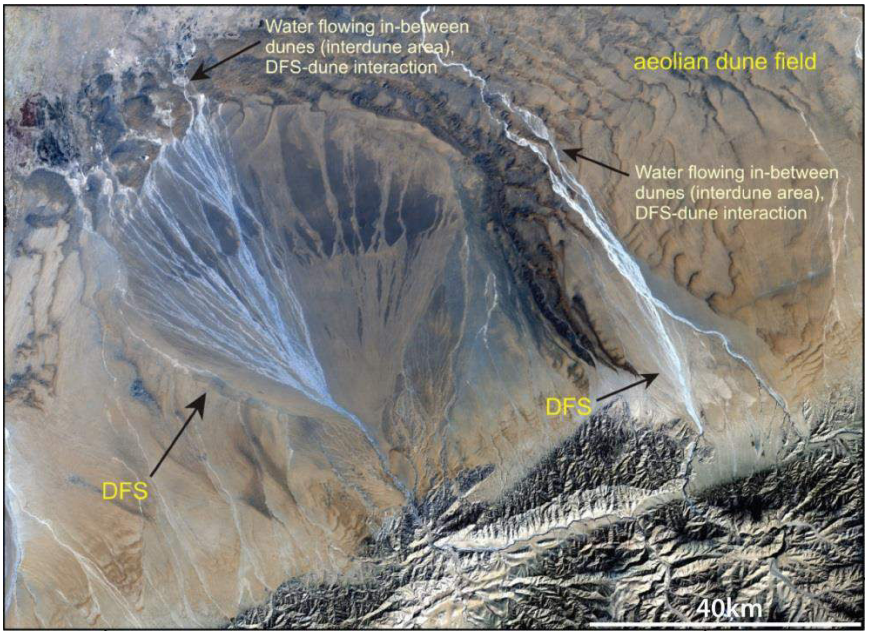


Figure 83 : Image satellite de DFS dans le bassin du Tarim en Chine, d'après Owen (2014) modifié d'après (Hartley *et al.*, 2010).

- A l'inverse, quand le climat est tropical (Figure 82), comme dans le bassin de Pantanal au Brésil, le DFS de Taquari se développe dans une zone humide propice au développement de marais et d'une importante végétation (Figure 81 ; e.g. Buehler *et al.*, 2011).

Le climat va donc influencer dans un DFS la prédominance de faciès gréseux en climat aride, ou argileux en climat tropical.

- Quand les dépôts du DFS sont dominés par des grès, comme pour le DFS de l'Okavango au Botswana (e.g. Stanistreet & McCarthy, 1993), le dépôt du sable se fera principalement par le biais des chenaux.

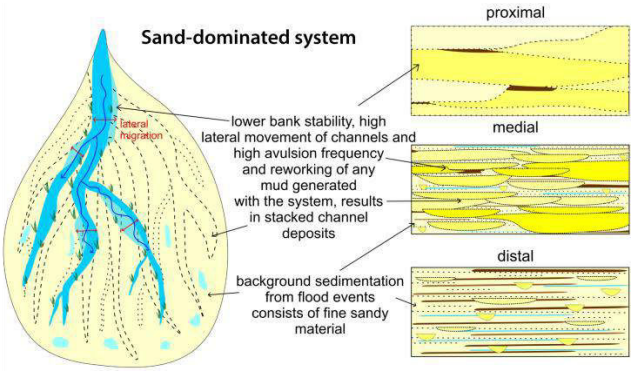


Figure 84 : Schéma illustrant un DFS principalement gréseux, d'après Owen (2014).

- Quand les dépôts du DFS sont dominés par des argiles, comme le DFS de la formation de Willwood dans le bassin de Bighorn aux USA (Kraus, 1996 ; Kraus & Davies-Vollum, 2004), les chenaux sont plus rares et peuvent être riches en argiles. Ils seront plus épais mais moins étendus latéralement dans ces systèmes (Kraus, 1996).

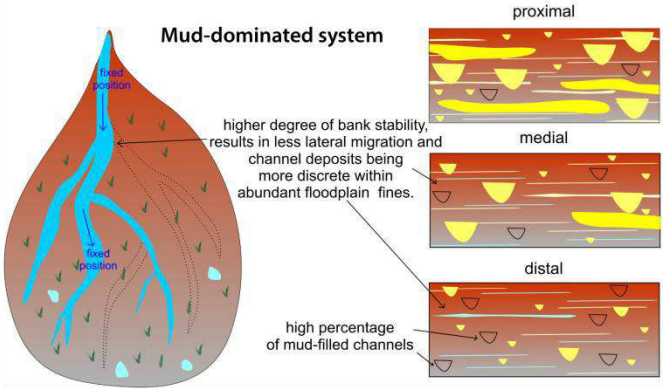


Figure 85 : Schéma illustrant un DFS principalement argileux, d'après Owen (2014).

B. Influence de la tectonique

Bien que l'on observe actuellement des systèmes DFS dans tout type de contextes, les plus grands DFS observés à l'actuel se situent principalement dans des bassins d'avant-pays (Weissmann *et al.*, 2010). Les fluctuations du ratio accommodation/apport sédimentaire vont modifier l'enregistrement vertical des DFS. Dans la théorie, trois cas sont possibles :

- Lorsque le ratio A/S augmente au cours du temps, c'est-à-dire que les apports sédimentaires sont moins importants que la création d'espace, le DFS rétrograde.
- Lorsque le ratio A/S est stable au cours du temps, c'est-à-dire que les apports sédimentaires et la création d'espace disponible sont à l'équilibre, le DFS est fixe spatialement.
- Lorsque le ratio A/S est faible, c'est à dire que les apports sédimentaires dépassent la création d'espace disponible, le DFS progrde.

La tectonique va principalement influencer d'une part l'accommodation, en générant de l'espace disponible, et d'autre part les apports sédimentaires. En contexte de bassin d'avant-pays, les modifications de la tectonique et du climat au cours du temps vont donc engendrer des progradations et rétrogradations successives comme observé dans le bassin du Paradox (USA) durant le dépôt de la formation Organ Rock au Permien (Figure 87 ; e.g. Cain & Mountney, 2009).

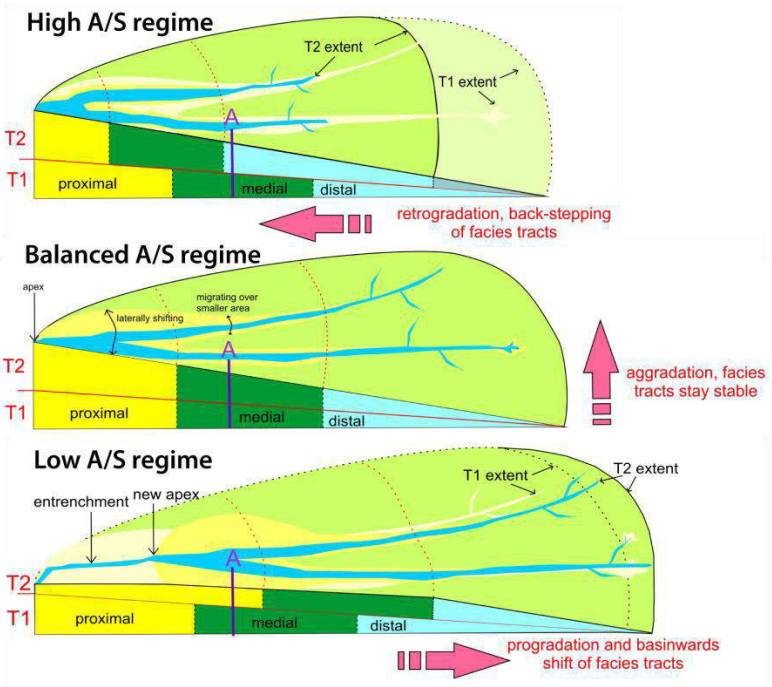


Figure 86 : Schémas illustrant les effets des variations du ratio Accommodation / Apport sédimentaire sur un DFS au cours du temps, d'après Owen (2014).

L'étude de l'évolution temporelle du paléo-DFS de la formation Organ Rock a permis d'illustrer l'influence des facteurs régionaux sur ce DFS. Selon Cain & Mountney (2009), le DFS se met en place au Permien en réponse à un changement climatique passant d'un climat aride à un climat plus humide, associé à la mise en place du massif de l'Uncompahgre (Figure 87A). Puis le bassin enregistre un retour vers des conditions climatiques plus arides entrainant une rétrogradation du DFS et la mise en place de système éolien dans les parties distales (Figure 87B). Un troisième changement temporel est enregistré dans ce DFS, avec une progradation par augmentation du taux d'apport sédimentaire dans le bassin en lien avec l'activité tectonique et des conditions climatiques plus humides (Figure 87C). Enfin, le DFS rétrograde à la fin du dépôt de la formation Organ Rock, phénomène attribué à la dénudation du massif alimentant le DFS et l'installation de conditions plus arides (Figure 87D).

Les DFS sont des systèmes fluviatiles de grandes échelles (dizaines à centaines de kilomètres) qui sont connus à l'actuel et dans l'ancien, se développant sous tout type de climats et de contextes tectoniques. Leurs principales caractéristiques sont :

- une **distribution radiale** des chenaux en s'éloignant de l'apex ;
- une **diminution de la taille et de la granulométrie des chenaux** en s'éloignant de l'apex ;
- des **chenaux très plats**, présentant très **peu ou pas d'incisions**.

Trois grandes zones associées à des faciès et architecture de dépôts sont définies :

- la **zone proximale** : chenaux amalgamés verticalement et latéralement, faible préservation de la plaine alluviale ;
- la **zone médiane** : chenaux moins amalgamés, plus de préservation de plaine alluviale ;
- la **zone distale** : chenaux isolés dans la plaine alluviale ;

La morphologie, les faciès et l'architecture au sein des DFS sont principalement contrôlés par le climat et la tectonique.

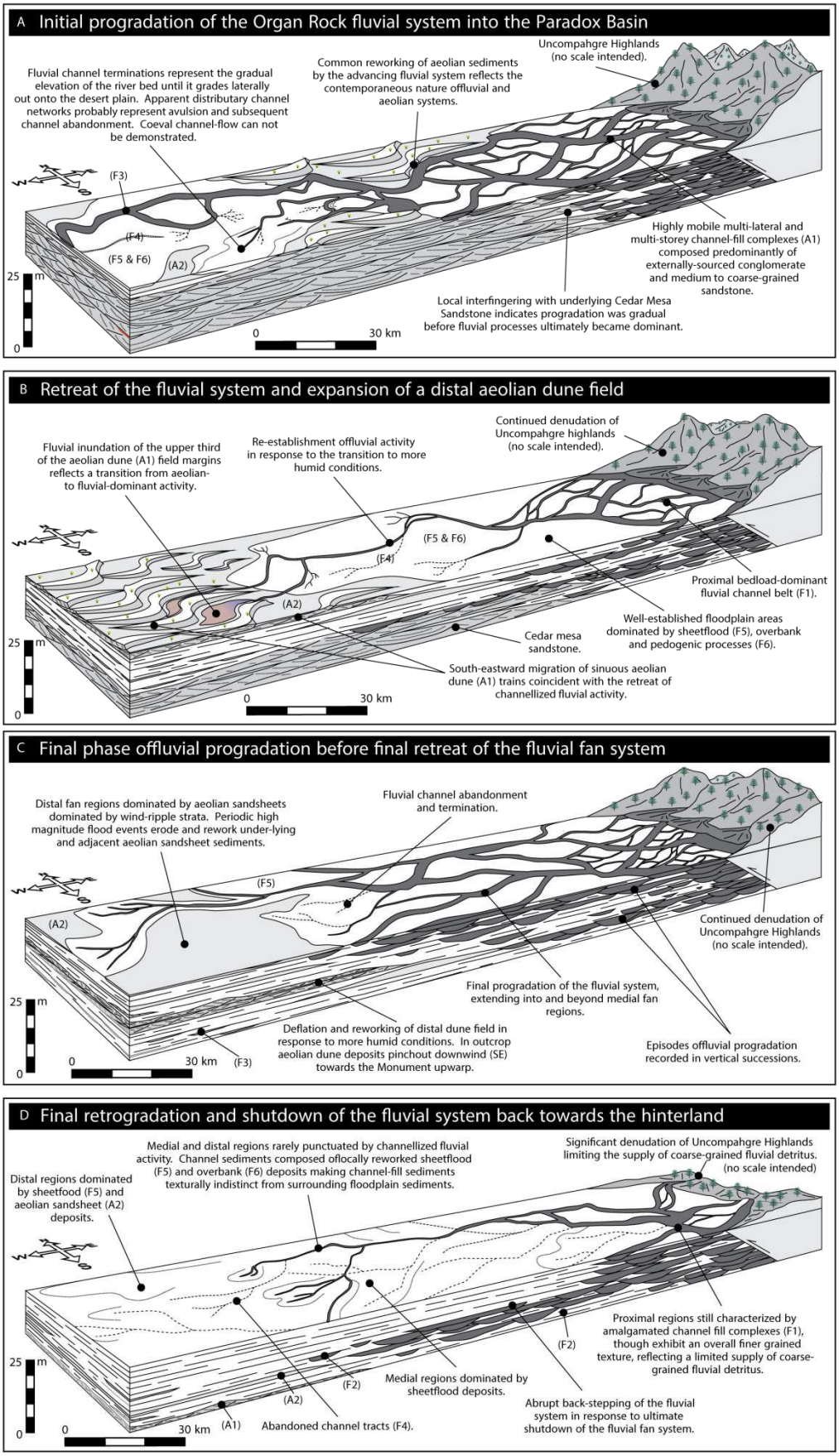


Figure 87 : Schéma illustrant les phases successives de progradation et rétrogradation du DFS de la formation Organ Rock dans le bassin d'avant-pays du Paradox (USA) en lien avec les phases de tectoniques compressives et les changements climatiques au Permien, d'après Cain & Mountney (2009).

CHAPITRE 4 **Problématiques et objectifs de la thèse**

Au cours de la dernière décennie, de nombreux exemples de mini-bassins salifères ont été décrits en subsurface, grâce à l'acquisition de sismiques 3D dans des bassins sédimentaires. Les plus spectaculaires proviennent de marges passives comme le Golfe du Mexique ou les marges atlantiques, ainsi que de bassin de type rift tel que la mer du Nord.

Malgré les progrès réalisés en imagerie sismique, les relations géométriques entre les séries sédimentaires et les corps salifères sur les bordures de mini-bassins restent difficiles à appréhender. Par conséquent, la compréhension fine des interactions entre la mise en place des corps salifères et la sédimentation requiert l'observation directe d'analogues de terrain. Cependant, le nombre limité de mini-bassins salifères décrits à partir d'études d'affleurements ne permet pas de fournir une analyse exhaustive des facteurs de contrôle s'exerçant sur ces mini-bassins. Les publications les plus significatives découlent de travaux effectués dans les bassins de La Popa (Mexique) et du Paradox (USA). Il existe un nombre important de publications traitant des interactions entre l'halocinèse et le développement des mini-bassins, appuyés sur de la modélisation analogique et numérique. Cependant, ces études se focalisent généralement sur des coupes en 2D et à des échelles d'observations assez larges, tout en abordant de manière relativement simplifiée les mécanismes de remplissage des bassins.

Néanmoins, les mini-bassins salifères montrent généralement un remplissage sédimentaire polyphasé avec des géométries complexes dont l'évolution initiale dépend du cadre structural au sens large, de l'épaisseur initiale d'évaporites, de l'environnement de dépôt (turbiditique, continental ou marin peu profond…), du taux de sédimentation et du régime de déformation. Dans cette optique, l'étude d'analogue de terrain s'avère indispensable pour résoudre les problèmes liés aux interactions entre la dynamique des systèmes sédimentaires et l'halocinèse dans un bassin salifère.

Le bassin de Sivas, situé sur le plateau d'Anatolie centrale en Turquie, s'est avéré très rapidement, par la taille, la qualité et la continuité remarquable de ces affleurements, comme un laboratoire exceptionnel pour étudier précisément l'influence de l'halocinèse, et plus particulièrement la compartimentation par les mini-bassins, des systèmes sédimentaires. Certains auteurs ont reconnu le caractère halocinétique du bassin de Sivas très tôt (e.g. Kurtman, 1973; Çubuk & İnan, 1998 ; Çiner *et al.*, 2002). Toutefois, la cartographie détaillée des mini-bassins affleurant au centre du bassin de Sivas n'a pas été réalisée, jusqu'à présent, en intégrant à la fois une compréhension moderne des processus halocinétiques combinée à une analyse sédimentologique et stratigraphique exhaustive.

Afin de répondre à l'objectif général de la thèse, qui s'attache à étudier les interactions entre les séries sédimentaires accumulées dans cette province à mini-bassins et la tectonique salifère en domaine compressif, une réflexion conjointe a été menée avec la géologie structurale (thèse de Charlie Kergaravat).

Dans ce but, il a été nécessaire de réaliser une cartographie géologique détaillée basée non seulement sur le levé de coupes sédimentologiques et l'identification de faciès mais aussi de la cartographie détaillée des relations stratigraphiques. La colonne stratigraphique type et les environnements de dépôts associés de la série Oligo-Miocene du bassin de Sivas ont été revisités à partir d'une analyse de faciès détaillée.

Pour appréhender ces interactions, plusieurs aspects géologiques ont été plus précisément travaillés (Figure 88), il s'agit :

- des variations spatiales dans la distribution des faciès au sein d'un mini-bassin et entre mini-bassins adjacents ;
- des variations temporelles sédimentologiques et architecturales au sein comme entre les mini-bassins adjacents ;
- des géométries des strates et des dépôts au travers des changements d'épaisseurs accompagnant la migration de dépocentres au cours du remplissage ;
- des déformations en bordure de mini-bassins au contact avec les corps salifères, autrement dit les déformations syn-sédimentaires liées à l'halocinèse.

L'objectif final est de proposer une évolution tectono-sédimentaire du bassin de Sivas en définissant les interactions entre les différents facteurs de contrôle au cours de l'histoire du remplissage des mini-bassins.

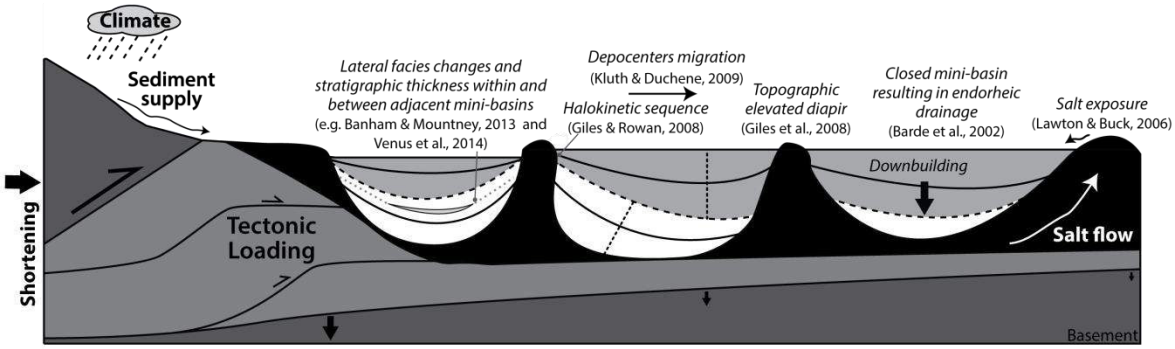


Figure 88 : Coupe schématique illustrant les facteurs de contrôle allogéniques et autogénique (tectonique salifère) s'exerçant sur le système sédimentaire en contexte de mini-bassins.

PARTIE 2

Contexte géodynamique et connaissances historiques sur le Bassin de Sivas

Table des matières de la Partie 2

CHAPITRE 5 Contexte géodynamique du bassin de Sivas 99

I. La plaque anatolienne 99

II. Géodynamique de l'Anatolie 100

III. Les bassins d'Anatolie centrale 103

CHAPITRE 6 Connaissances historiques sur le bassin de Sivas 107

Aperçu sur la géographie physique du bassin de Sivas 107

I. Travaux antérieurs sur la série lithostratigraphique du Crétacé à l'Oligocène du bassin de Sivas 108

A. La formation TEÇER Crétacé terminal 112

B. La formation GÜRLEVIK Paléocène 112

C. Les formations Paléocène terminal-Eocène 113

C.1. La formation BAHÇECIK (synonyme Özderesi) 113

C.2. La formation BÖZBEL (équivalent latéral des formations Ortaköy et Kösedağ) 114

D. La formation TUZHISAR 116

E. La formation Oligocène de SELIMIYE 117

II. La série lithostratigraphique du bassin de Sivas de l'Oligocène au Pliocène d'après les travaux antérieurs 119

A. La formation KARAYÜN 120

B. La formation KARACAÖREN 121

C. La formation HAFIK 122

A. La formation BENLIKAYA 122

D. La formation INCESU 123

E. La formation MERAKOM 124

F. Les autres formations 124

III. Le style structural du bassin de Sivas d'après les travaux antérieurs 125

IV. L'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Sivas d'après les travaux antérieurs 128

V. La tectonique salifère à Sivas 130

CHAPITRE 5 **Contexte géodynamique du bassin de Sivas**

Ce chapitre est une revue bibliographique de l'histoire géodynamique de la Turquie et plus particulièrement du plateau anatolien. Cette synthèse a pour objectif de présenter succinctement les différents travaux réalisés d'un point de vue géodynamique, ainsi que l'histoire tectono-sédimentaire des bassins Est-anatoliens, de manière à mieux contraindre ensuite le Bassin de Sivas.

I. La plaque anatolienne

L'Anatolie est le résultat d'une histoire géodynamique complexe débutant au Jurassique inférieur. Elle correspond à une large zone orogénique alpine caractérisée par des ceintures ophiolitiques et de roches métamorphiques séparant plusieurs blocs continentaux (e.g. Celâl & Yilmaz, 1981). La plaque anatolienne, située aux frontières des plaques eurasienne, africaine et arabe (Figure 89), est limitée : (i) au Nord par le bassin arrière-arc de la mer Noire résultant de la fermeture de la Néotéthys Nord ; (ii) à l'Est par les failles Nord et Est Anatoliennes la séparant des hauts plateaux du Caucase ; (iii) au Sud par la subduction Chypriote, relique de la subduction de la Néotéthys Sud ; (iv) et à l'Ouest par la mer Egée qui est liée à l'extension Nord-Sud au-dessus du retrait de la subduction Hellénique (e.g. Okay, 2008).

Cette plaque est constituée par trois blocs majeurs :

(i) Le bloc des Pontides au Nord, constitué en partie d'une couverture mésozoïque, repose sur un socle varisque métamorphisé, séparé des autres blocs par la suture *Izmir-Ankara-Erzincan* qui est une cicatrice de l'océan Néotéthysien Nord, principalement constituée de roches ophiolitiques, parcourant la Turquie d'Est en Ouest (e.g. Okay & Sahinturk, 1997; Okay, 2008).

(ii) Le massif du Kırşehir au centre de la plaque anatolienne correspond à un large domaine métamorphique également nommé le Complexe Cristallin d'Anatolie Centrale (CCAC; Lefebvre, 2011) dont l'origine est encore débattu (Moix *et al.*, 2008 ; Okay, 2008). Ce massif est séparé des Pontides au Nord par la suture *Izmir-Ankara-Erzincan* et au Sud du bloc Anatolide-Tauride par la suture *Intra-Tauride* (Figure 89).

(iii) Le bloc Anatolide-Tauride au Sud est constitué principalement de carbonates de plate-forme mésozoïque métamorphisés durant l'orogenèse alpine. Ce bloc est séparé des Pontides par la suture *Izmir-Ankara-Erzincan à* l'Est et à l'Ouest par la suture *Intra-Tauride* du massif du Kırşehir (Figure 89). Au Sud ce bloc est séparé de la plaque arabe par la suture *Bitlis-Zagros* principalement constituée de séries flyschoïdes du Paléogène et d'ophiolites mésozoïques (e.g. Okay, 2008; Kaymakci *et al.*, 2010).

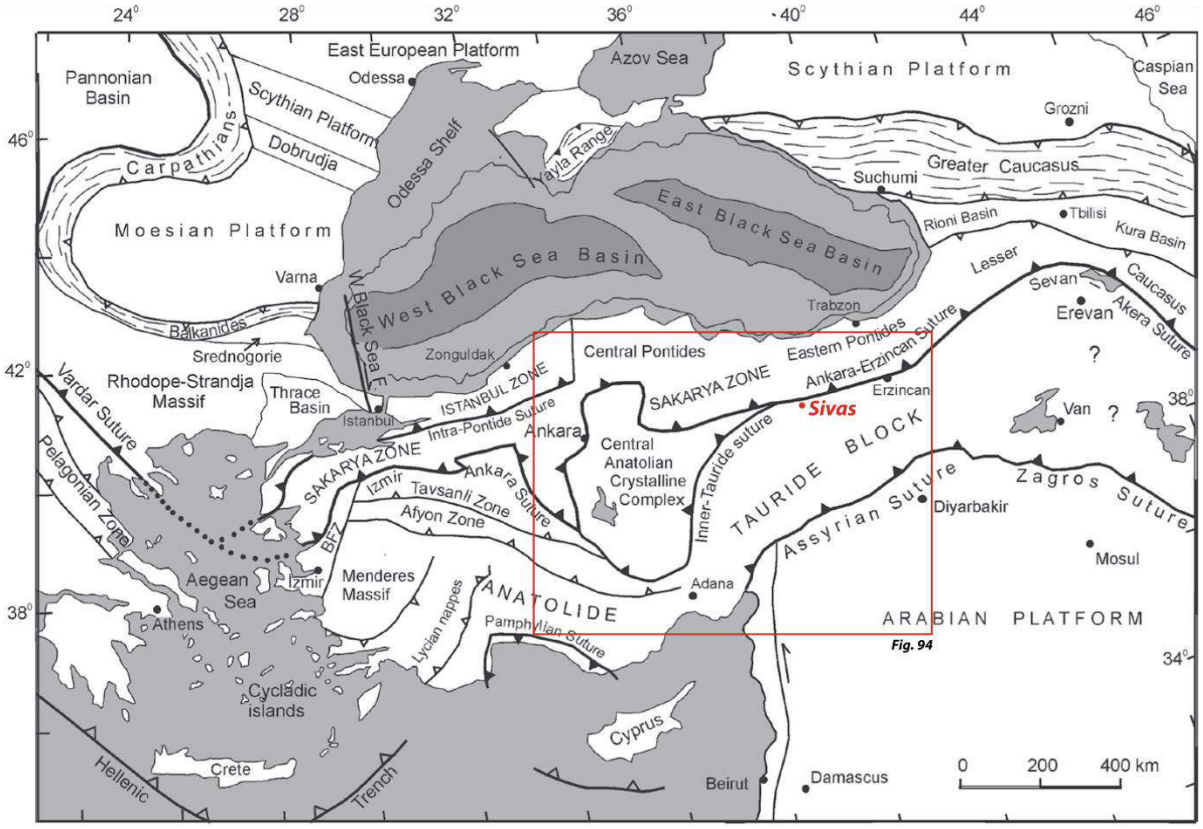


Figure 89 : Carte tectonique de la région Nord-Est de la Méditerranée montrant les principales sutures et blocs. Les sutures sont représentées par les lignes noires épaisses avec la polarité de subduction indiquée par les triangles pleins. Les lignes noires épaisses avec les triangles vides correspondent aux subductions actives. Les traits noirs fins avec des triangles correspondent aux principales zones de ceintures de chevauchements et de plis, d'après Okay (2008).

II. Géodynamique de l'Anatolie

La reconstitution paléotectonique et paléogéographique de l'amalgamation des blocs anatoliens a donné lieu à de nombreux articles (e.g. Okay & Sahinturk, 1997 ; Barrier *et al.*, 2008 ; Moix *et al.*, 2008 ; Çinku *et al.*, 2010 ; Robertson *et al.*, 2012). Les reconstitutions sont principalement basées sur la reconnaissance sur le terrain des unités continentales et océaniques s'appuyant sur la présence d'ophiolites, de complexes d'accrétion, de marges riftées, d'arcs magmatiques, de zones de métamorphisme, et enfin sur des datations.

Robertson (2012), retrace l'évolution de l'Anatolie à travers la Figure 90, la Figure 91 et la Figure 92. A la fin du Permien, le continent Eurasie comprenant le bloc Pontides (i.e. le lambeau continental Sakarya) est séparé du continent Gondwana par la Paléotéthys (Figure 90A). Cette période est caractérisée par une phase extensive majeure dans cette zone à l'origine de divers rifting (e.g. Monod, 1977 ; Poisson, 1977 ; Robertson & Woodcock, 1982 ; Özgül, 1984 ; Poisson, 1984 ; Garfunkel, 1998 ; Altiner *et al.*, 2000 ; Garfunkel, 2004). En effet, le rifting s'initie sur la marge Nord du continent Gondwanien, séparant les futures plaques africaine et arabe au Sud, du bloc Nord Gondwanien, qui correspond au futur bloc Anatolide-Tauride (Figure 90A). A cette époque, la Paléotéthys est une mer épicontinentale peu profonde dans la partie Est de la zone (e.g. Altiner *et al.*, 2000 ; Pourteau *et al.*, 2010).

A la fin du Trias, la Paléotéthys se divise en deux océans formant alors la Néotéthys Nord, nommée océan Izmir-Ankara-Erzincan, et la Néotéthys sud. Cette ouverture permet d'individualiser un bloc entre ces deux océans, le bloc Anatolide-Tauride, constitué par les massifs des Menderes et Bey Dağları à l'Ouest et les massifs du Geyik Dağ, Gürün et Munzur à l'Est, (Figure 90B ; e.g. Robertson *et al.*, 1991 ; Robertson *et al.*, 2003). Un troisième océan s'initie également entre le bloc Anatolide-Tauride et le massif du Kırşehir dont la genèse est encore mal comprise, océan nommé Intra-Tauride (Figure 90B ; e.g. Görür *et al.*, 1998).

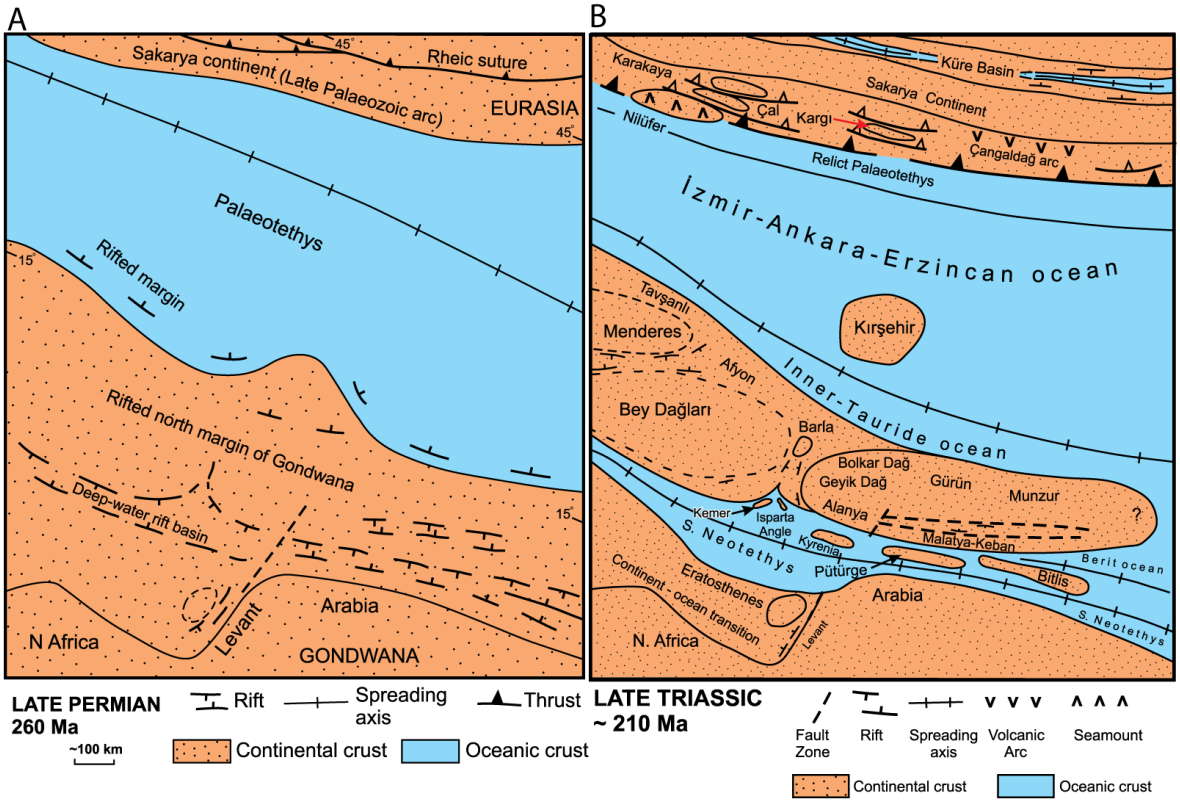


Figure 90 : Reconstitutions paléogéographiques au Permien supérieur et Trias supérieur, respectivement carte (A) et (B), d'après Robertson (2012).

Au début du Crétacé, l'ouverture des océans Sud Téthysien et Intra-Tauride est à son apogée, alors que l'océan Izmir-Ankara-Erzincan commence à subduire sous la plaque Eurasienne et plus précisément sous le bloc Pontides (Figure 91A). Durant cette période, des carbonates de plateformes continuent de se déposer sur la plateforme Anatolide-Tauride.

La fin du Crétacé est marquée par une phase d'obduction à vergence Sud de matériel océanique sur la marge continentale arabe, au Nord du bloc Anatolide-Tauride et sur le massif du Kırşehir (Figure 91B ; e.g. Whitney & Dilek, 1998; Yaliniz *et al.*, 2000a ; Robertson, 2002 ; Parlak *et al.*, 2009). Les subductions permettent l'établissement de volcanisme au sud-est du bloc Anatolide-Tauride et au Nord du bloc Pontides (Figure 91B). La subduction de l'océan Izmir-Ankara-Erzincan sous le bloc Pontides engendre de l'extension arrière-arc avec l'initiation du rifting à l'origine de la Mer Noire.

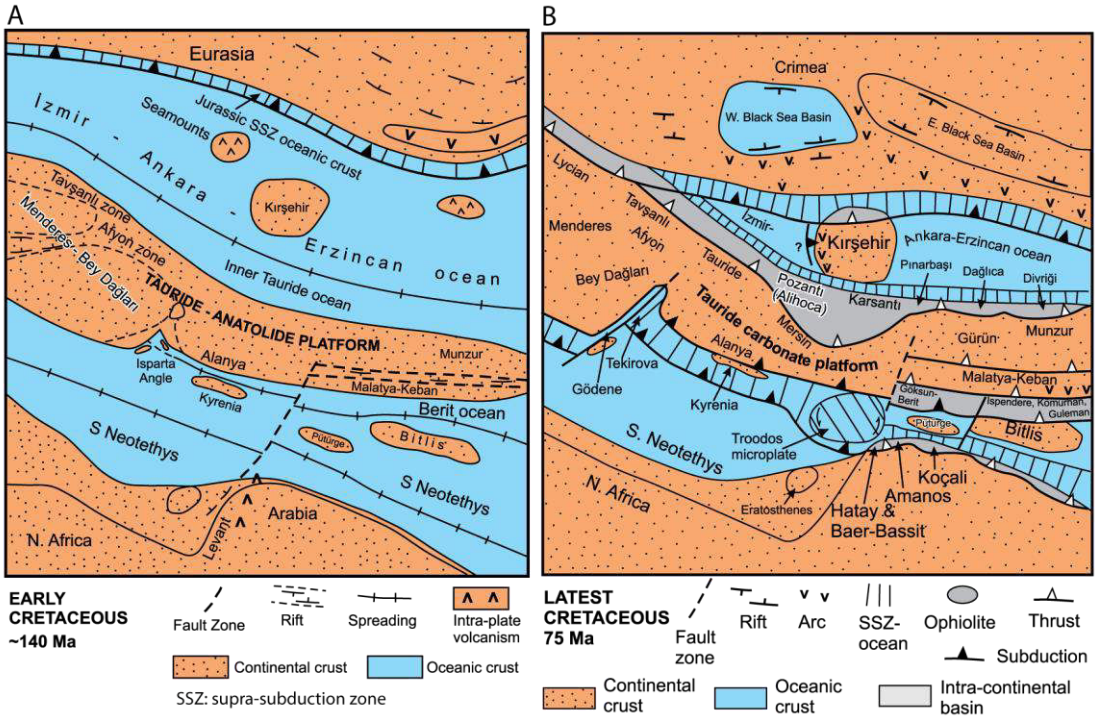


Figure 91 : Reconstitutions paléogéographiques au Crétacé inférieur et supérieur, respectivement carte (A) et (B), d'après Robertson (2012).

La fermeture finale des océans *Izmir-Ankara-Erzincan* et *Intra-Tauride* semble se dérouler au Paléocène terminal-Eocène (Figure 92A ; e.g. Robertson *et al.*, 2012). Durant cette période, la subduction de la Néotéthys Sud sous le bloc Anatolide-Tauride se poursuit, produisant de l'extension arrière-arc sur le précédent bloc localisant le bassin de Maden (Figure 92A). L'océan de la Néotéthys Sud se ferme dans le sud-est de la Turquie au Miocène mais reste présent à l'Ouest, dans ce qui deviendra par la suite l'actuel bassin oriental de la mer Méditerranée (Figure 92B). Au Miocène, la bordure Nord du bloc Anatolide-Tauride reste principalement émergée, ponctuée par quelques courtes incursions marines observées dans les bassins de Sivas et Darende-Hekimhan (e.g. Booth *et al.*, 2013).

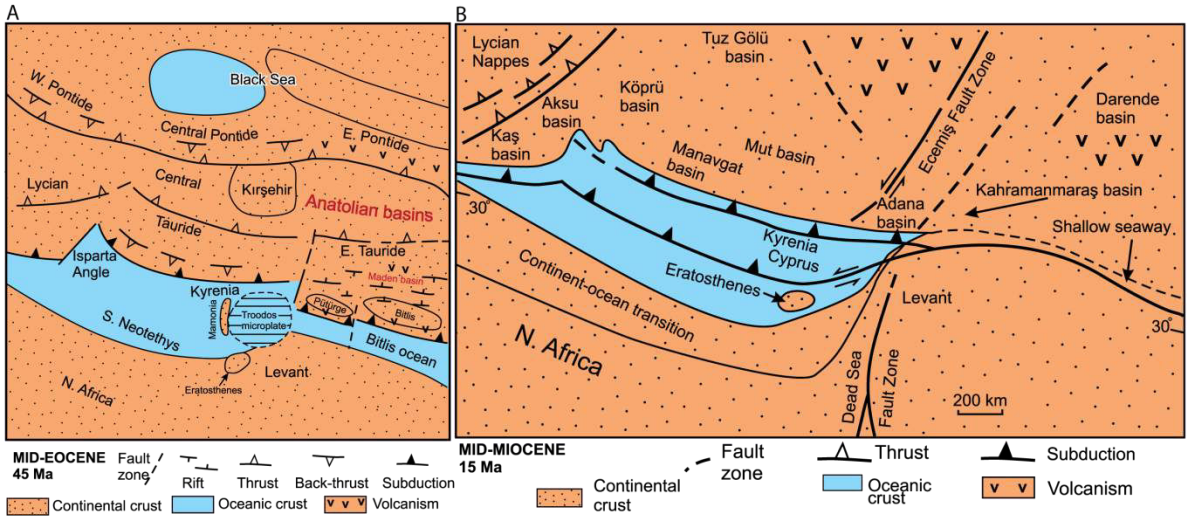


Figure 92 : Reconstitution paléogéographique à l'Eocène moyen et Miocène moyen, respectivement carte (A) et (B), d'après Robertson (2012).

Finalement durant le plio-quaternaire, la remontée vers le Nord de la plaque arabe, provoque l'expulsion de la plaque anatolienne vers l'Ouest (Figure 93). Cette migration entraine la mise en place de structures décrochantes, tels que la faille senestre Est-Anatolienne et la faille dextre Nord-Anatolienne (e.g. Lyberis *et al.*, 1992 ; Armijo *et al.*, 1999). Cette déformation est couplée à d'autres failles décrochantes sénestres majeures telles que les failles d'Ecemiş (i.e failles centre anatoliennes), Göksu et Malaya (e.g. Koçyiğit & Beyhan, 1998 ; Jaffey & Robertson, 2001 ; Umhoefer *et al.*, 2007). La plaque anatolienne commence sa migration vers la subduction égéenne à l'Ouest, comme représenté sur la Figure 93 (e.g. Sengör *et al.*, 1985 ; Tatar *et al.*, 2002 ; Reilinger *et al.*, 2006).

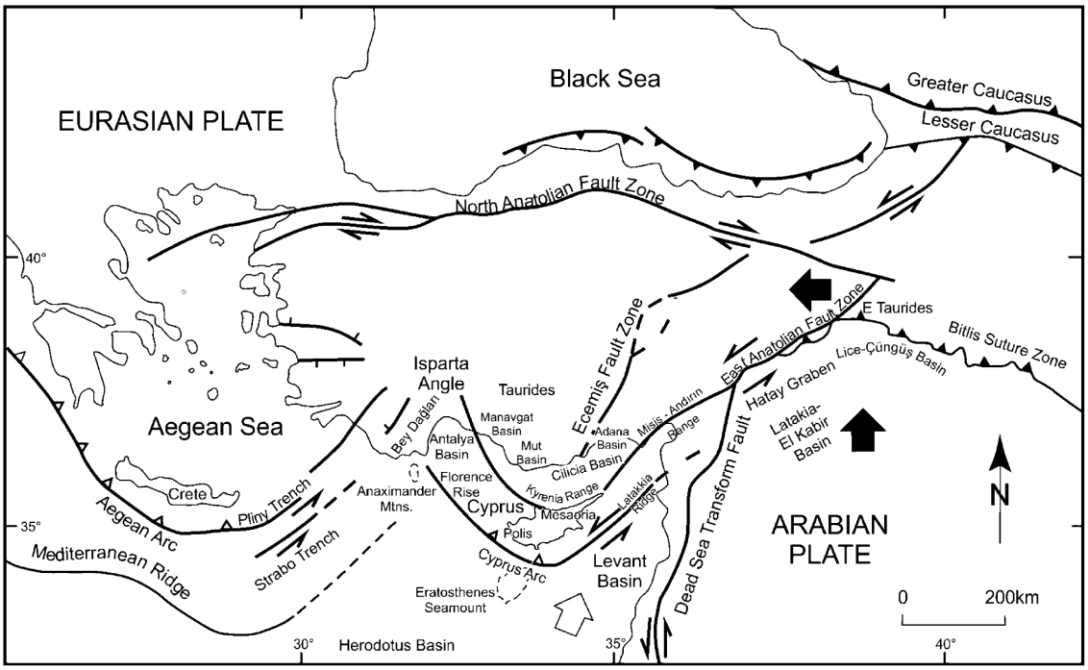


Figure 93 : Carte néotectonique montrant les principales déformations sur la bordure Est de la Méditerranée, d'après Robertson (2012).

III. Les bassins d'Anatolie centrale

Au début du Cénozoïque, les ophiolites obductées recouvrent la majeure partie de la plateforme carbonatée du Nord du bloc Anatolide-Tauride et du massif du Kırşehir (Görür *et al.*, 1998 ; Clark & Robertson, 2005 ; Robertson *et al.*, 2012). Sur ces ophiolites et plus rarement sur les roches métamorphiques mésozoïques des blocs Pontides et Anatolide-Tauride, vont se développer de nombreux bassins sédimentaires à partir de la fin du Crétacé, tels que les bassins de Haymana, Çankırı, Kırıkkale, Tuzgölü, Ulukışla, Şarkışla, Refahiye, Sivas, Yıldızeli, Yozgat-Sorgun (Figure 94).

Ces bassins sont interprétés comme étant mis en place soit en bassins se développant en lien avec les arcs magmatiques, soit en bassins d'avant-pays périphériques (Görür *et al.*, 1998). Les bassins en rouge sur la Figure 94b sont interprétés comme des bassins d'avant-pays de type périphérique se développant sur le bloc Kırşehir le long de la suture Izmir-Ankara-Erzincan (Görür *et al.*, 1998). Les bassins en bleu sur la Figure 94 sont interprétés comme des bassins liés aux arcs magmatiques se développant en lien avec les subductions Izmir-Ankara-Erzincan et Intra-Tauride (Görür *et al.*, 1998).

Ces différents bassins enregistrent une transgression au Maastrichtien avec la mise en place de carbonates de plateformes recouverts ensuite par des dépôts de flysch comme observé dans les bassins d'Ulukışla, Dareden et Sivas (Figure 95 ; e.g. Poisson *et al.*, 1996; Clark & Robertson, 2005; Robertson *et al.*, 2012).

Les autres bassins présentent eux une sédimentation type flysch depuis le début du remplissage (Figure 95 ; Görür *et al.*, 1998). A partir de l'Oligocène, ces bassins enregistrent le dépôt d'évaporites et de sédiments clastiques continentaux (Görür *et al.*, 1998).

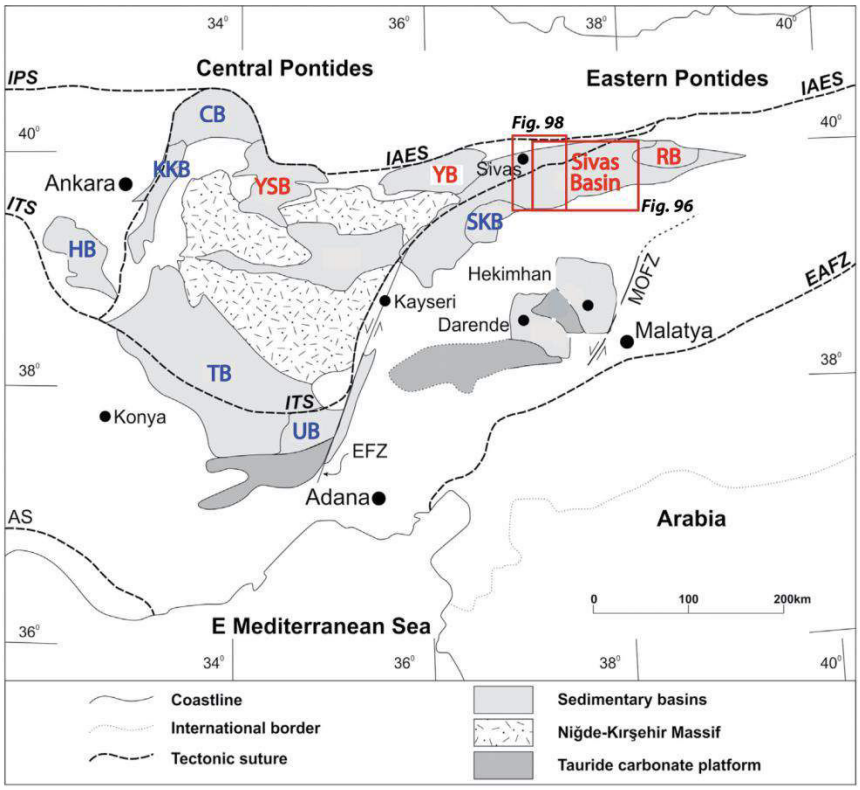


Figure 94 : Carte des bassins d'Anatolie centrale en relation avec les zones du sutures, en rouge les bassins d'avant-pays de type périphérique et en bleu les bassins liés à l'arc magmatique, distinction d'après Görür (1998). IPS : Intra-Pontides Suture; ITS : Intra Tauride Suture; AS : Antalya Suture; IAES : Izmir–Ankara–Erzincan Suture; EAFZ : East Anatolian Fault Zone; MOFZ : Malatya–Ovacık Fault Zone; EFZ : Ecemiş Fault Zone ; HB : Haymana Basin; KKB : Kırıkkale Basin; CB : Çankırı Basin; YSB : Yozgat-Sorgun Basin; YB : Yıldızeli Basin; SKB : Şarkışla Basin; SB : Sivas Basin; RB : Refahiye Basin; TB : Tuzgölü Basin; UB : Ulukışla Basin; D : Darende Basin, modifié d'après Booth (2014a).

- Le bassin de Sivas se situe à la frontière du bloc **Pontides** au Nord, du bloc **Taurides** au Sud, et du **massif du Kırşehir** à l'Ouest (Figure 94).
- Ce bassin est interprété comme un bassin **d'avant-pays de type périphérique** se développant sur les ophiolites de la suture Izmir-Ankara-Erzincan (Cater *et al.*, 1991 ; Poisson *et al.*, 1996 ; Temiz, 1996; Görür *et al.*, 1998 ; Yılmaz & Yılmaz, 2006), et dans de plus rares interprétations également sur la suture *Intra-Tauride* (Artan & Sestini, 1971 ; Guezou *et al.*, 1996).
- Le mécanisme à l'origine de la **subsidence flexurale** du bassin de Sivas n'est pas évoqué dans ces articles.

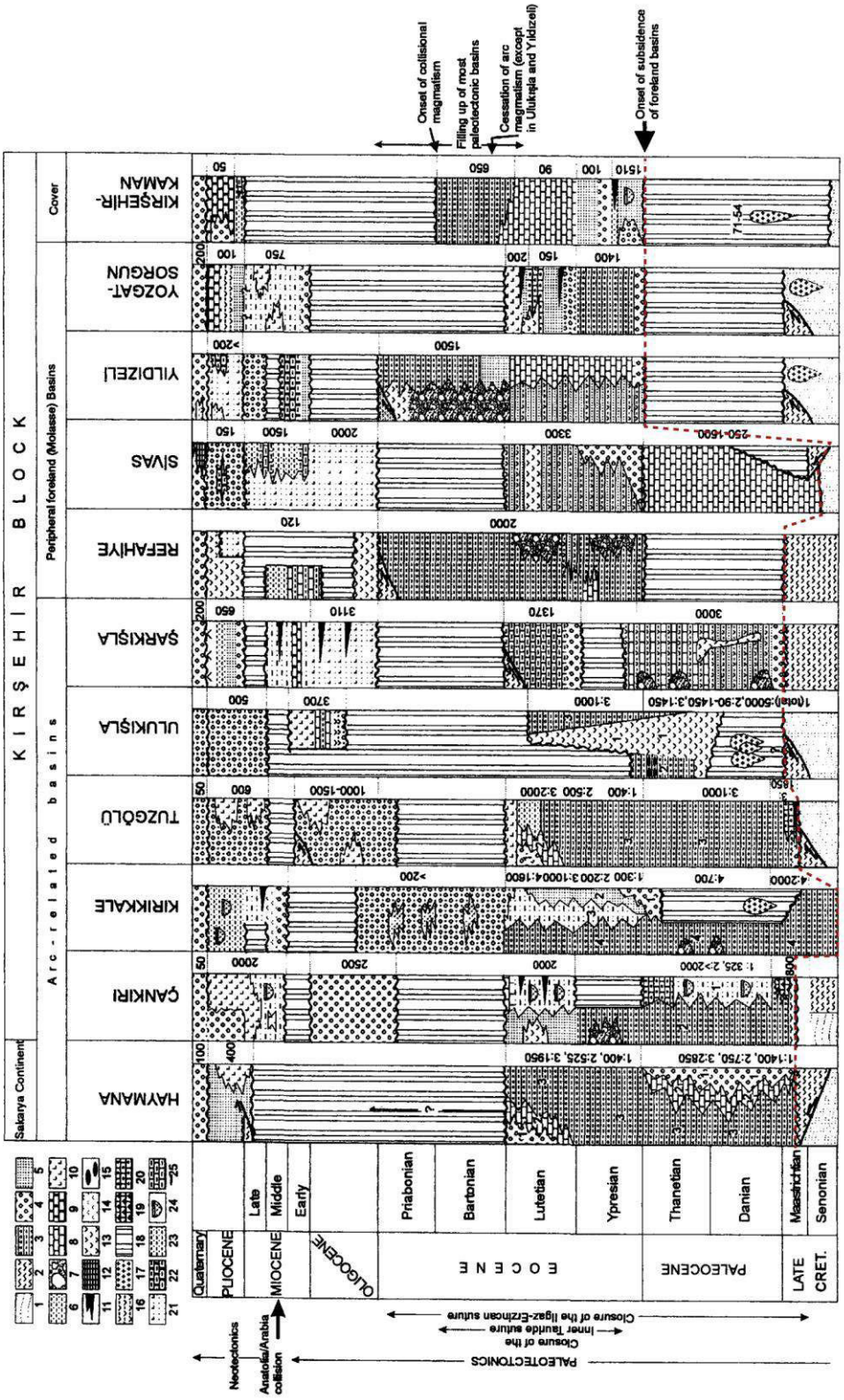


Figure 95 : Colonnes stratigraphiques synthétiques et évènements tectoniques majeurs dans les bassins anatoliens du Crétacé à l'actuel ; 1 : roche métamorphique ; 2 : ophiolite ; 3 : flysch; 4 : conglomérat; 5 : grès; 6 : argiles ; 7 : débris flows; 8 : carbonate; 9 : carbonate lacustre; 10 : évaporite; 11 : charbon; 12 : travertin; 13 : roche volcanique; 14 : marnes; 15 : chert; 16 : roche pyroclastique; 17 : granitoïdes; 18 : érosion; 19 : récif; 20 : carbonate détritique; 21 : fluviatile et gypse; 22 : carbonate lacustre; 23 : grès et argile; 24 : chenaux ; d'après Görür (1998).

CHAPITRE 6 **Connaissances historiques sur le bassin de Sivas**

Ce chapitre est une revue bibliographique sur l'histoire géologique du bassin de Sivas ; il s'organise en cinq sous-parties. Après une brève introduction sur la géographie physique du bassin de Sivas, la première sous-partie, intitulée : *la série lithostratigraphique du Crétacé à l'Oligocène du bassin de Sivas*, présentera les résultats de travaux antérieurs portant sur les différentes formations du bassin. Ces résultats, principalement basés sur les travaux initiaux de Kurtman (1973), sont suffisamment consensuels dans la littérature pour être présentés dans un ordre chrono-stratigraphique. La deuxième sous-partie qui s'intitule *la série lithostratigraphique de l'Oligocène au Pliocène du bassin de Sivas*, met en évidence les divergences d'interprétations et de positions stratigraphiques entre les différents travaux antérieurs portant sur les formations de l'Oligocène au Pliocène. À travers la diversité des formations décrites dans la littérature, six formations peuvent être dégagées et seront utilisées comme trame lithostratigraphique. La troisième sous-partie concerne le style structural du bassin de Sivas présenté par différents auteurs au cours des vingt dernières années. La quatrième sous-partie présente trois modèles tectono-stratigraphiques du bassin de Sivas. La cinquième sous-partie, enfin traite des divergences d'interprétation en introduisant la tectonique salifère comme facteur de contrôle de l'architecture tectono-stratigraphique du bassin.

Aperçu sur la géographie physique du bassin de Sivas

Le bassin de Sivas se situe sur le plateau d'Anatolie centrale en Turquie à une altitude moyenne de 1200m (Figure 96). Ce plateau anatolien est enserré au Nord et au Sud par deux bourrelets montagneux périphériques. Au nord, le plateau anatolien est bordé par les chaînes pontiques, constituées dans tout le secteur occidental par des alignements d'altitude moyenne (1200-1800m). Ces derniers prennent à l'est de la hauteur et de la continuité, dressant jusqu'à la frontière géorgienne une barrière topographique, approchant 4 000 m d'altitude (Dogu Karadeniz).

Figure 96 : Carte géographique de la Turquie, d'après le dictionnaire Larousse (2012).

Au Sud du plateau anatolien, les chaînes du Taurus forment une grande virgation convexe vers le Sud en bordure de la Méditerranée, puis remontent vers le Nord Est pour former les montagnes du Munzur Dag et du Toroslar qui se raccordent au Zagros iranien.

Le climat dans le bassin de Sivas est continental, marqué par des hivers très rigoureux et des étés secs et chauds. Le printemps et l'automne sont généralement de courte durée. Ce climat a permis le développement d'une végétation steppique où la forêt a été presque totalement déboisée par l'activité anthropique. Les forêts s'y limitent à quelques rares témoins de bois de pins et de genévriers qui écharpent les flancs des reliefs montagneux. Ces conditions climatiques et la faible couverture végétale offrent des conditions parfaites pour la géologie d'affleurement.

I. Travaux antérieurs sur la série lithostratigraphique du Crétacé à l'Oligocène du bassin de Sivas

Le début du remplissage du bassin de Sivas débute à la fin de Crétacé (Maastrichtien), en contact discordant sur les ophiolites obductées. Son remplissage est bien décrit et relativement consensuel dans la littérature jusqu'à la fin de l'Eocène (e.g. Artan & Sestini, 1971 ; Kurtman, 1973; Inan & Inan, 1990; Cater *et al.*, 1991 ; Özçelik & Altunsoy, 1996; Poisson *et al.*, 1996).

La carte et la colonne stratigraphique de Kurtman (1973) sont probablement les documents les plus précis et cohérents sur la zone centrale du bassin de Sivas pour décrire le remplissage de la fin du Crétacé jusqu'au début de l'Oligocène du bassin de Sivas (Figure 98 et Figure 99). Ces travaux sont actualisés par Poisson *et al.* (2010 ; 2011 ; Figure 100).

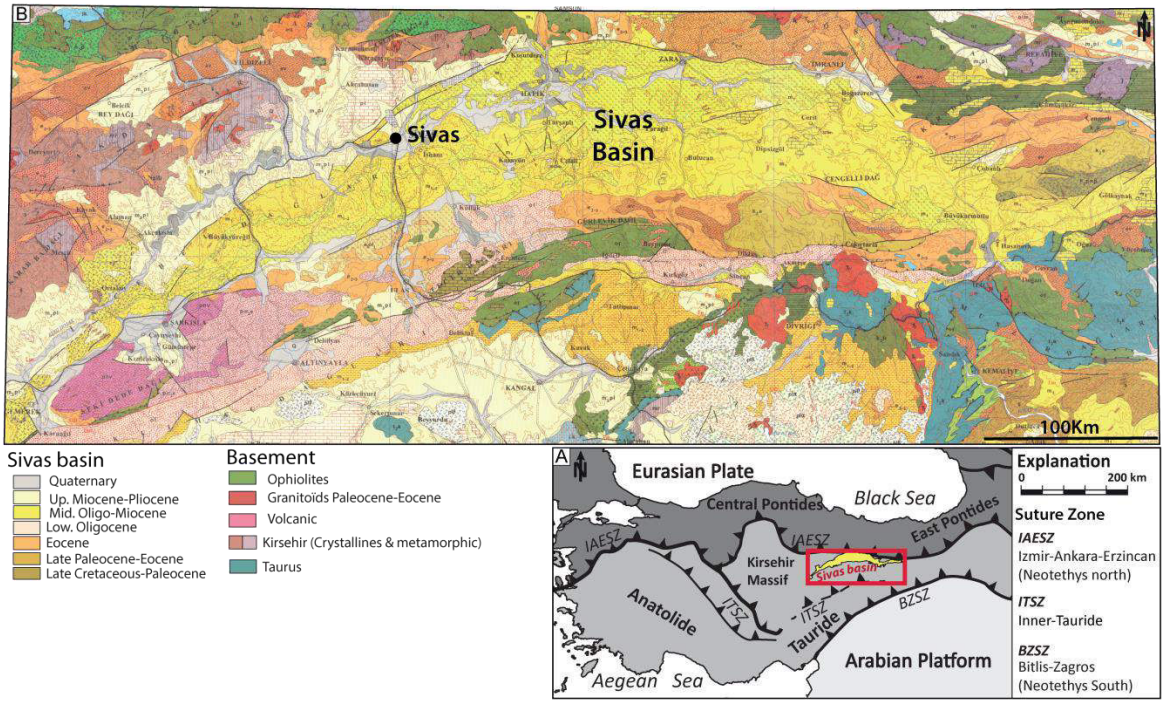


Figure 97 : (A) Carte géologique de la Turquie, modifié d'après Okay *et al.* (2006a) ; (B) carte géologique du bassin de Sivas, d'après Baykal & Erentöz (1966).

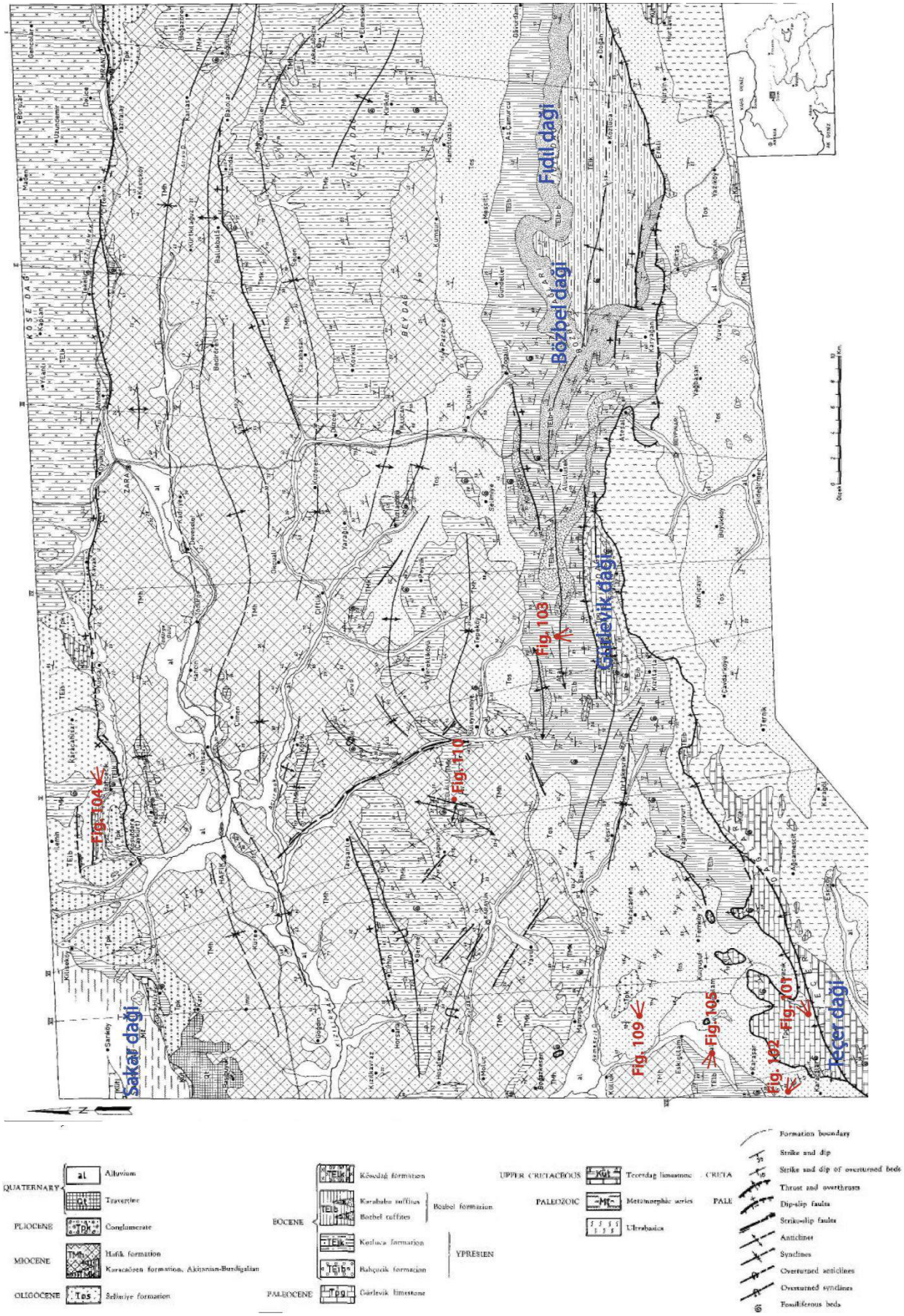


Figure 98 : Carte géologique de la partie centrale du bassin de Sivas, d'après Kurtman (1973).

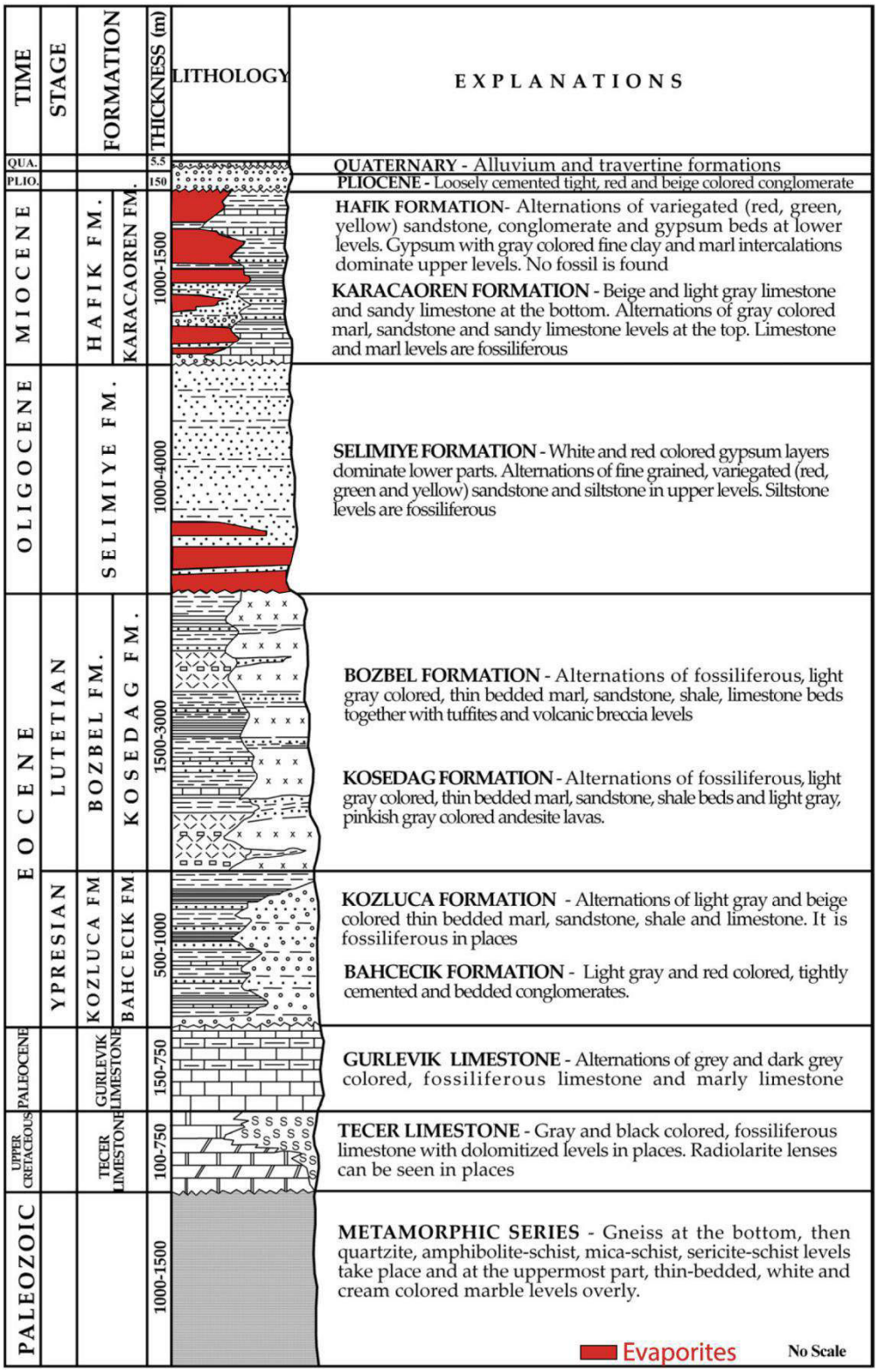


Figure 99 : Log synthétique du remplissage du bassin de Sivas, d'après Onal *et al.* (2008) actualisé d'après Kurtman (1973).

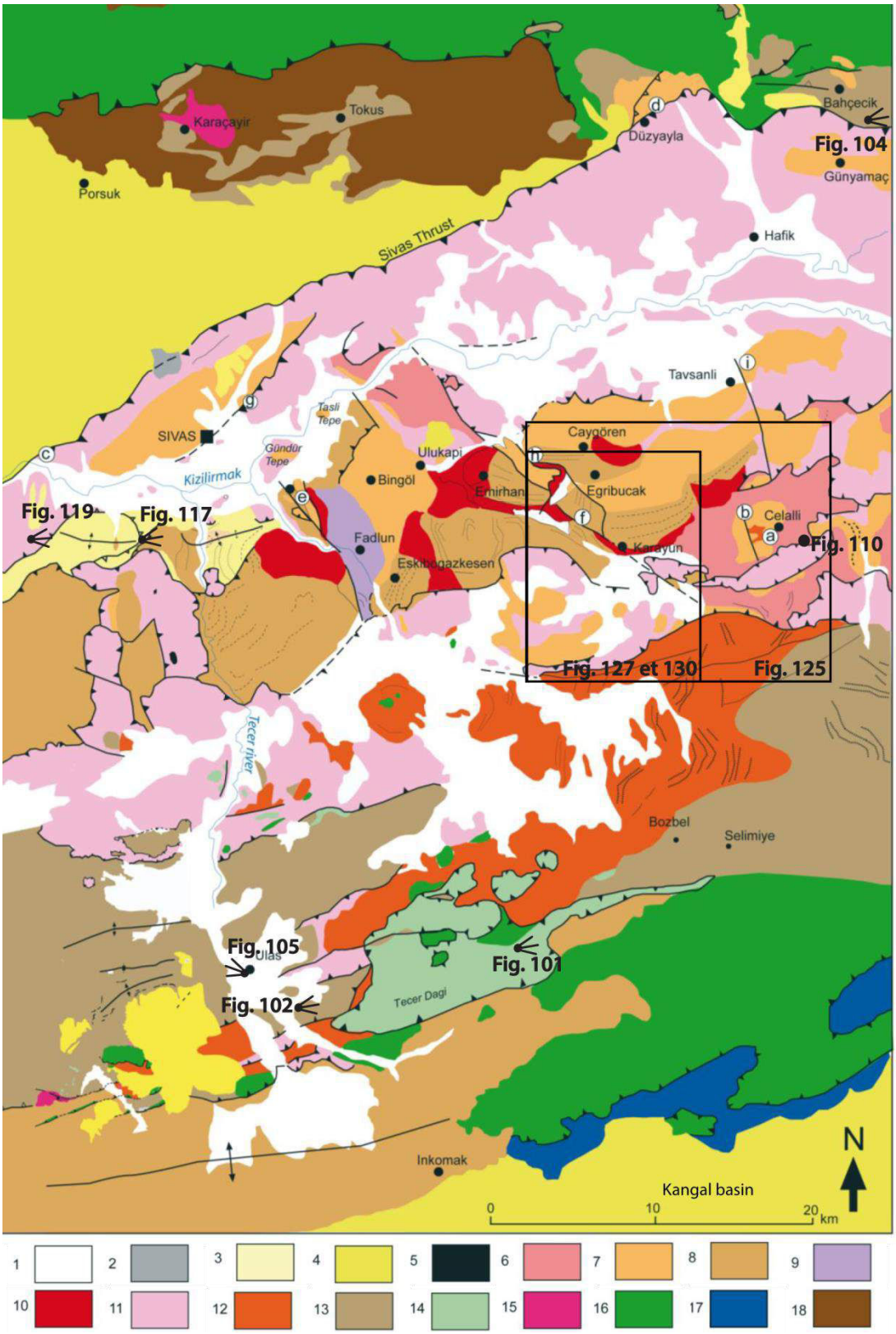


Figure 100 : Carte géologique de la partie centrale du bassin de Sivas, d'après Poisson *et al.* (2010) ; (1) Quaternaire, (2) Travertin, (3-4) Lacustre fin Miocène-début Pliocène, (5) Basaltes Miocène moyen, (6) Séries clastiques du Miocène moyen, (7) Séries marines du Miocène inférieur de la formation Karacaören, (8) Séries clastiques rouges de Oligocène moyen à supérieur de la formation Karayün, (9) Gypse diapirique, (10) Gypse resédimenté, (11) Gypse Oligocène de la Formation Hafik, (12) Séries clastiques rouges de la formation Oligocène de Selimiye (13) Carbonates et clastiques Eocène inférieur à moyen de la Formation Bözbel, (14) Carbonate Crétacé terminal-Paléocène inférieurdes formations Teçer et Gürlevik (15) Karaçayir intrusion, (16) Ophiolites Crétacé terminal, (17) Carbonates de plate-forme Mésozoïque du Taurus, (18) Bloc du Kırşehir.

A. La formation TEÇER Crétacé terminal

Le remplissage du Bassin de Sivas débute avec l'établissement d'une plate-forme carbonatée dans le Sud du bassin (Figure 100-(14)). La formation Teçer, datée de la fin du Crétacé, est interprétée comme les dépôts les plus anciens du bassin reposant directement sur les ophiolites obductées (Figure 101 ; Kurtman, 1973).

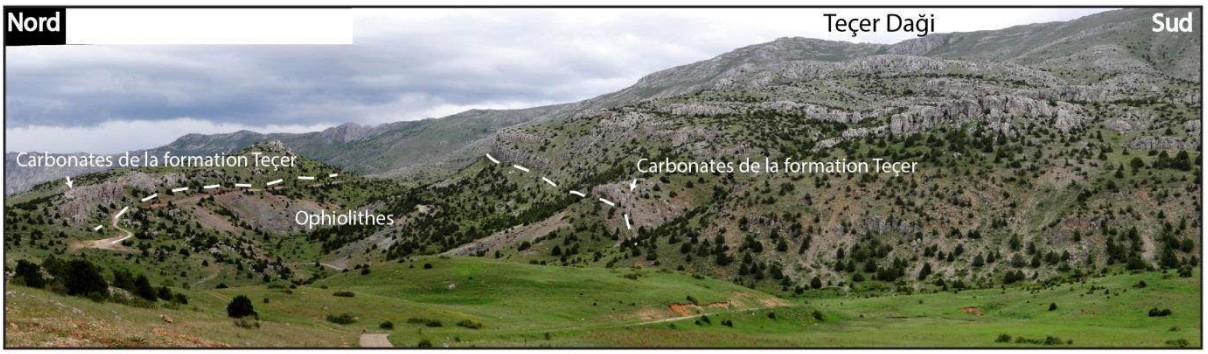


Figure 101 : Photographie de la formation Teçer recouvrant les ophiolites de la base du bassin de Sivas dans une structure anticlinale (localisation sur la Figure 98 et Figure 100 ; photo Etienne Legeay).

Cette formation, uniquement observée au Sud du bassin de Sivas, forme un haut topographique : le Teçer Dağı (littéralement le massif du Teçer) qui a donné son nom à la formation (Figure 102). Ces dépôts, sont des carbonates, dont la puissance atteint à l'affleurement 750m. Ces carbonates sont généralement massifs, de couleur grise, avec une forte abondance de fossiles (Kurtman, 1973). Des niveaux dolomitiques ont été observés (Kurtman, 1973). L'étude des lames minces par Kurtman (1973) indique que ces carbonates sont constitués à 75% de composant bioclastiques tels que des microfossiles (*Orbitoides media* d'Archiac, *Orbitoides* d'Orbigny, *Siderolites* sp., *Textularia* sp., *Nodosaria* sp., Miliolidae), des algues et des débris de coquilles entourés par une matrice majoritairement micritique. Ces faciès sont qualifiés de biocalcarénite à biomicritique déposée dans un environnement marin peu profond (Kurtman, 1973).

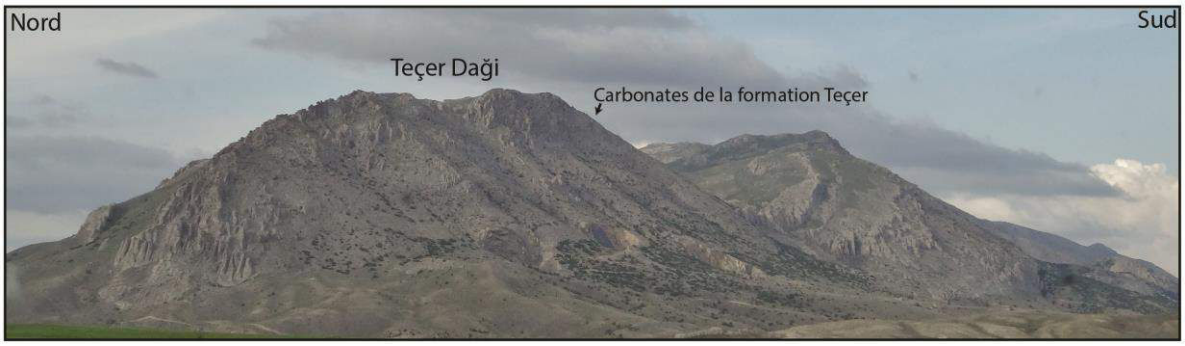


Figure 102 : Photographie de la chaîne de montagne du Teçer (localisation sur la Figure 98 et Figure 100 ; photo Etienne Legeay).

B. La formation GÜRLEVIK Paléocène

Les carbonates de la formation Gürlevik sont observés localement au Sud du bassin du Sivas au niveau du massif éponyme du Gürlevik (Figure 103). La transition entre les carbonates des formations Teçer et Gürlevik est observée très localement sans changement majeur de lithologie. La limite entre ces deux formations serait sur la base de marqueurs biostratigraphiques entre la fin du Crétacé et le Paléocène (Kurtman, 1973).

La série, d'une épaisseur maximale estimée est de 750m au niveau du massif du Gürlevik Dağı, est composée par une alternance de bancs gris foncé à noir de carbonates pouvant être très riches en fossiles et d'intervalles marneux. Ces carbonates comprennent 20% de composants bioclastiques tels que *Laffitteina* cf. *bibensis* Marie, *Textularia* sp., *Biloculina* sp., *Triloculina* sp., *Lythophyllum* sp., *Distichoplax biserialis* Dietrich, Melobesiae et des coraux. Le liant est principalement sparitique et plus rarement micritique. L'environnement correspondrait à une mer épicontinentale, plutôt chaude et de faible profondeur d'eau. Le Massif du Gürlevik a été daté du Thanétien sur la base d'observations biostratigraphiques (Inan & Inan, 1990). Cette formation est recouverte, en continuité ou ponctuellement en discordance, par la formation conglomératique de Bahçecik.

Figure 103 : Photographie de la chaîne de montagne du Gürlevik (localisation sur la Figure 98 ; photo Etienne Legeay).

C. Les formations Paléocène terminal-Eocène

A la fin du Paléocène, après le développement des plates-formes carbonatées de la formation Gürlevik, le bassin enregistre un approfondissement régional, marqué par la mise en place en concordance stratigraphique de la formation conglomératique de Bahçecik, et en position latérale de la formation plus fine de Kozluca. Cet approfondissement des environnements mais aussi la mise en place de faciès grossiers de type cône de démantèlement (formation Bahçecik) sont attribués à l'initiation de la compression de la plaque Tauride (Figure 91B et Figure 92A ; Kurtman, 1973 ; Guezou *et al.*, 1996; Poisson *et al.*, 1996; Temiz, 1996; Görür *et al.*, 1998; Yılmaz & Yılmaz, 2006).

C.1. La formation BAHÇECIK (synonyme Özderesi)

La formation Bahçecik est observée sur 500m d'épaisseur sur la bordure Nord du bassin près du village de Bahçecik, ainsi que sur les flancs des chaînes de montagnes Gürlevik et Teçer où elle se développe sur 300m d'épaisseur, (Figure 100 ; Kurtman, 1973 ; Inan & Inan, 1990). Cette formation est caractérisée par des dépôts de chenaux conglomératiques érosifs (Figure 104A). Les galets sont polygéniques et relativement bien classés, comprenant des ophiolites, des marbres, des carbonates de la formation Gürlevik et des galets de quartz (Figure 104). La présence de gastéropodes de type *Batillaria* a permis à Gokten (1991), et Poisson (1996) de dater cette formation Paléocène terminal-Eocène inférieur. Les niveaux supérieurs passent progressivement à des faciès micro-conglomératiques mieux triés et riches en nummulites attribués à la formation Bözbel.

La formation Kozluca (synonyme Kaleköy Fm.) est un équivalent latéral de faciès dans la partie Sud-Est du bassin de Sivas. Cette formation est caractérisée par une alternance d'argilites fines, de marnes, de grès et de carbonates qui sont attribués à des dépôts marins profonds de type « Flysch » (Kurtman, 1973).

De nombreuses espèces de nummulites, remaniées depuis la plate-forme, ont été retrouvées dans cette formation qui est interprétée par Kurtman (1973) comme étant un équivalent latéral plus profond en bathymétrie que la formation Bahçecik.

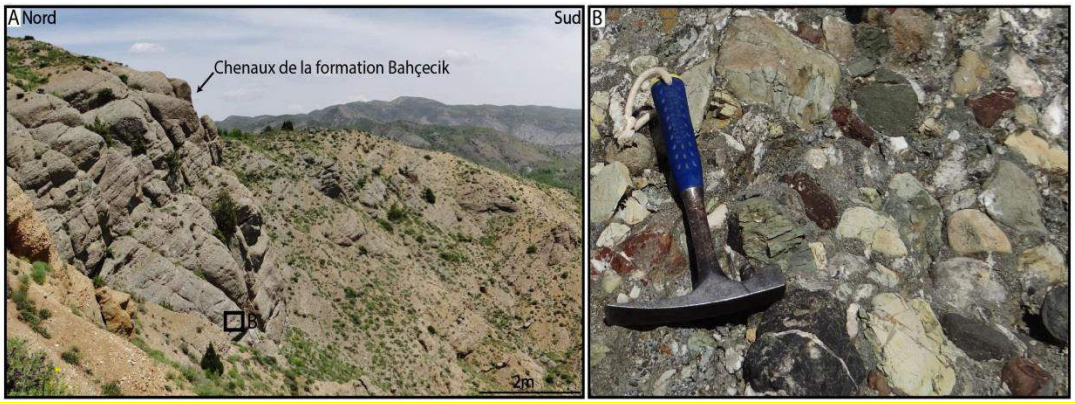


Figure 104 : Photographies de la formation Bahçecik, (A) affleurement près du village de Bahçecik au Nord du bassin de Sivas, (B) Zoom sur la texture du conglomérat dans cette formation (localisation sur la Figure 98 et Figure 100 ; photos Etienne Legeay).

C.2. La formation BÖZBEL (équivalent latéral des formations Ortaköy et Kösedağ)

La formation Bözbel est présente à l'affleurement sur une large zone au Sud du bassin de Sivas et recouvre en concordance les formations de Kozluca et Bahçecik, sur des épaisseurs d'environ 2000m (Figure 100 ; Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991). Cette formation est composée d'une première série volcano-clastique d'environ 1000m, majoritairement présente au Nord du Gürlevik et vers l'Est en direction du massif du Bözbel Dağı (Figure 98, Figure 105 et Figure 106 ; Kurtman, 1973 ; Özçelik & Altunsoy, 1996). Cette série passe latéralement vers l'Ouest à des calciturbidites (Figure 106). Dans l'Est du bassin, à la base de la série de Bözbel, quelques olitostromes sont observés, datés de Eocène moyen (Figure 106 ; Artan & Sestini, 1971).

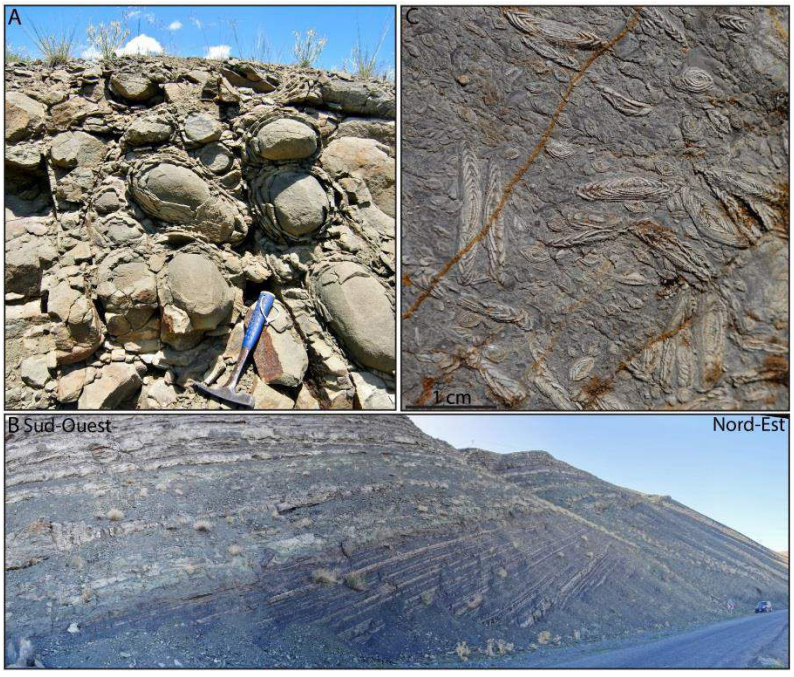


Figure 105 : Photographies de (A) «grauwacke», (B) faciès à nummulites, et (C) système turbiditique de la formation Bözbel (localisation sur la Figure 98 et Figure 100 ; photos Etienne Legeay).

La série supérieure de la formation Bözbel correspond à des dépôts de types turbiditiques, d'une épaisseur d'environ 600m (Artan & Sestini, 1971; Cater *et al.*, 1991; Poisson *et al.*, 2010).

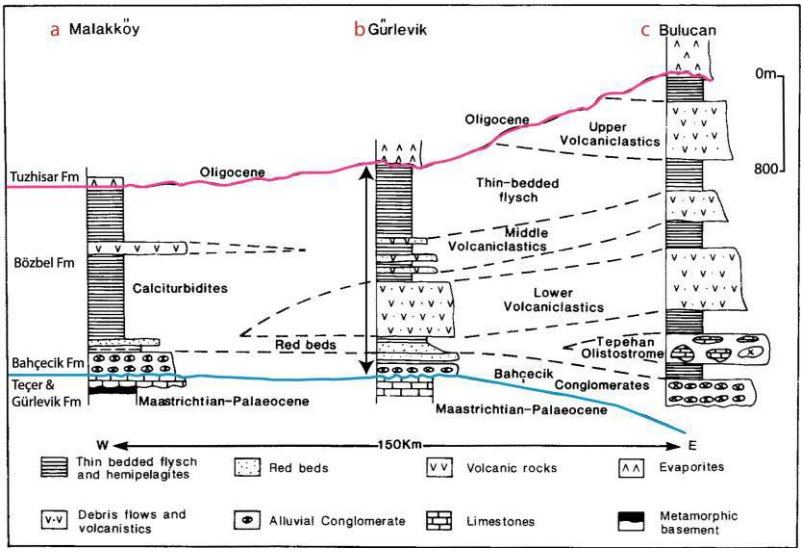


Figure 106 : (A) Log sédimentologique synthétique du Crétacé à l'Oligocène effectué à l'Ouest (a), au centre (b) et à l'est (c) du bassin de Sivas, d'après Cater (1991).

Les directions de courant ainsi que la composition des grès indiquent des sources au Sud du bassin de Sivas (Figure 107 ; Özçelik & Altunsoy, 1996; Poisson *et al.*, 2010). Les séquences turbiditiques présentent des successions verticales de pélites, grès, argilites et calcaires comprenant une forte concentration de fossiles d'âge lutétien : *Nummulites* cf. *brongniarti* d'Archiac, *Niimmulites gallensis* A. Heime, *Asterigerina rotula* Kaufmann, *Discocyclina* sp., *Triloculina* sp., *Spiroculina* sp., *Nummulites uroniensis* A. Heime, *Rotalia* sp., *Textularia* sp., *Acarinina rotundimarginata* Subbotina, *Hantkeniya alabamensis* Cushman, (Figure 105B et C ; Artan & Sestini, 1971; Kurtman, 1973). Le haut de cette série se termine par une disparition des faciès gréseux laissant place à des faciès marneux et argileux puis finalement à des évaporites (Figure 106 ; Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991; Özçelik & Altunsoy, 1996; Gündogan *et al.*, 2005).

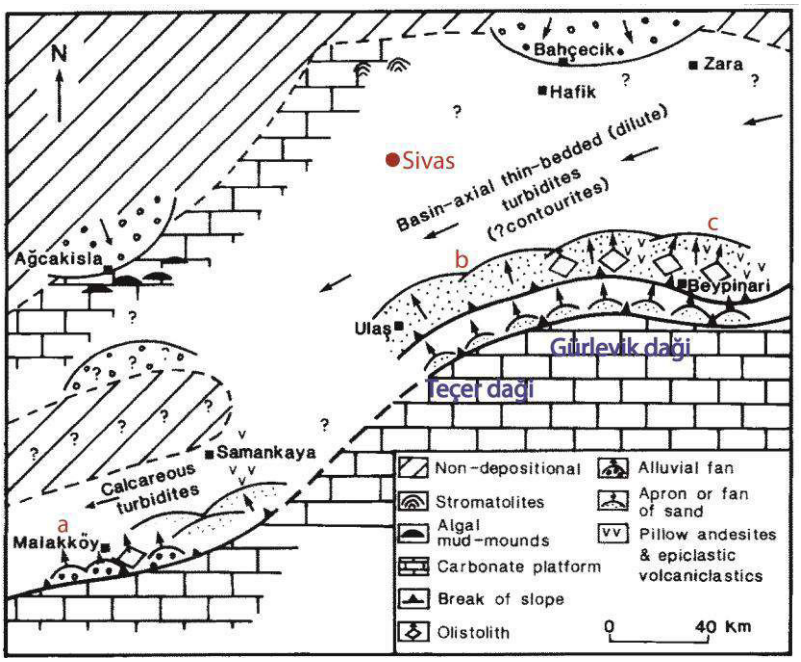


Figure 107 : Carte paléogéographique durant le dépôt de la formation Bözbel à l'Eocène, d'après Cater (1991).

En termes de système pétrolier, cette formation pourrait aussi bien correspondre à une roche mère potentielle qu'à un réservoir. Néanmoins, les valeurs de TOC ne dépassent que très rarement les 2%, les analyses Rock-Eval indiquant des indices d'hydrogène faibles et d'oxygène élevés. De plus, la réflectance de la vitrinite varie entre 0.3% et 0.9% indiquant que la matière organique est immature à faiblement mature (Özçelik & Altunsoy, 1996 ; Altunsoy & Özçelik, 1998). Cette analyse conclue que la formation Bözbel n'est pas une bonne roche mère pour la génération hydrocarbures (Özçelik & Altunsoy, 1996).

D. La formation TUZHISAR

Les faciès marins profonds de la formation Bözbel passent dans leur partie sommitale à des évaporites (Artan & Sestini, 1971; Kurtman, 1973 ; Cater *et al.*, 1991 ; Özçelik & Altunsoy, 1996). Seule une description succincte de cette formation est faite par ces derniers auteurs, dans la zone centrale du bassin de Sivas. Les faciès évaporitiques sont décrits en détail comme une formation à part entière, baptisée formation Tuzhisar par Gündogan (2005), dans l'Ouest du bassin de Sivas (Figure 108). Cette formation est caractérisée par un premier intervalle évaporitique comprenant majoritairement du gypse secondaire (Gündogan *et al.*, 2005). Ce gypse se présente sous la forme de nodules ou de lamines avec des structures en « chiken-wire » ou des formes entérolithiques, indiquant l'hydratation d'une anhydrite initiale.

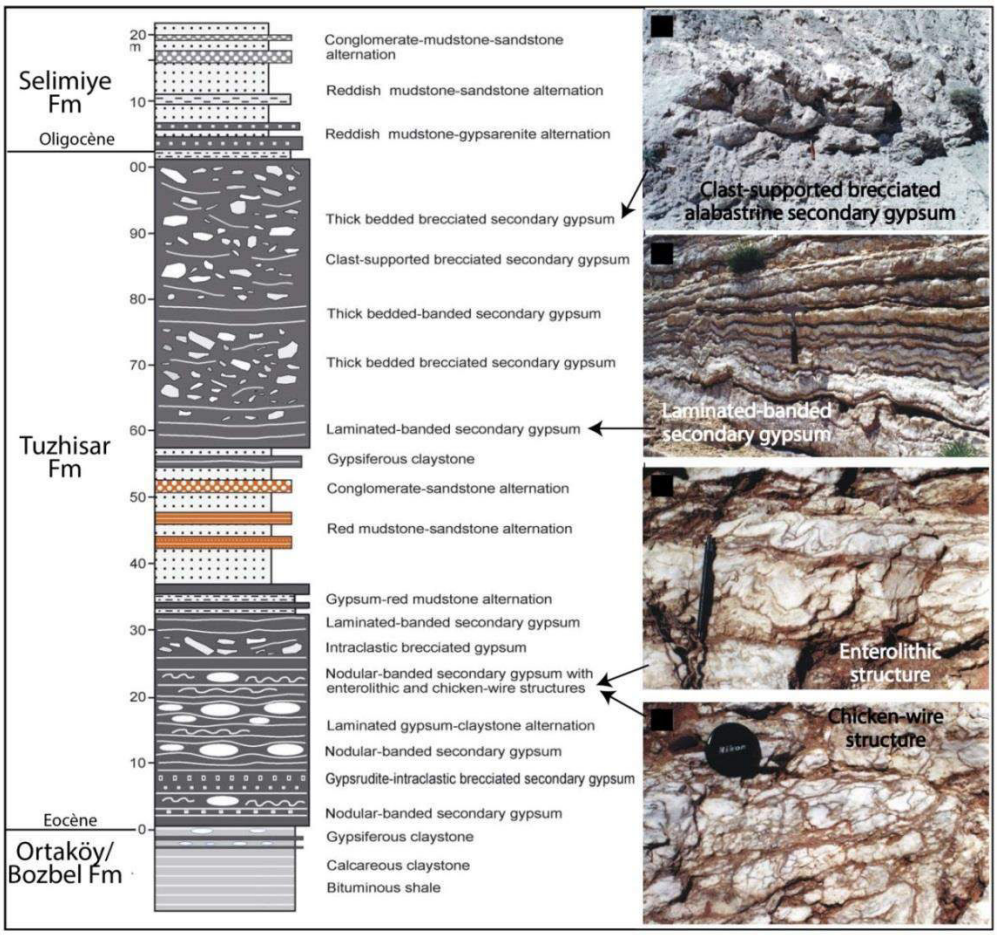


Figure 108 : Log de la formation Tuzhisar avec les photos associées près du village d'Ortaköy dans l'Ouest du bassin de Sivas, d'après Gündogan (2005).

Ces faciès sont attribués par Gündogan (2005) à des environnements de sabkhas côtières. La partie supérieure de cet intervalle évaporitique incorpore un peu d'argile rouge marquant la rétrogradation progressive du système marin (Gündogan *et al.*, 2005). Cette formation se termine par un second épisode évaporitique, caractérisé par d'épais bancs de gypse secondaire intercalés avec des niveaux de gypse bréchiques (Gündogan *et al.*, 2005).

Verticalement, la formation Tuzhisar passe progressivement à la formation continentale de Selimiye dans l'Ouest du bassin de Sivas (e.g. Gündogan *et al.*, 2005). Dans la partie centrale du bassin, les évaporites sont décrites au-dessus de la formation Bözbel mais la transition avec la formation continentale de Selimiye n'est pas observée. La configuration des affleurements à évaporites sur des hauts topographiques n'a pas permis aux auteurs de donner une estimation de l'épaisseur des évaporites initiales.

E. La formation Oligocène de SELIMIYE

La formation évaporitique de Tuzhisar est généralement recouverte en discordance par la formation continentale de Selimiye. Mais dans la partie centrale du bassin le contact entre ces deux formations est qualifié de tectonique (Kurtman, 1973 ; Poisson *et al.*, 2010). Cette formation est observée dans la partie Sud du bassin de Sivas, et correspond à des alternances d'argiles lie de vin et vertes avec des intercalations de grès fins. Les bancs de grès sont très plats et étendus latéralement (*en feuillet ;* Figure 109) avec une puissance centimétrique à décimétrique. Ils présentent une base parfois érosive. Des mégarides 3D sont observées, mais la majeure partie des structures internes correspondent à des litages plans parallèles et des rides ascendantes (Figure 109B et C *;* Cater *et al.*, 1991).

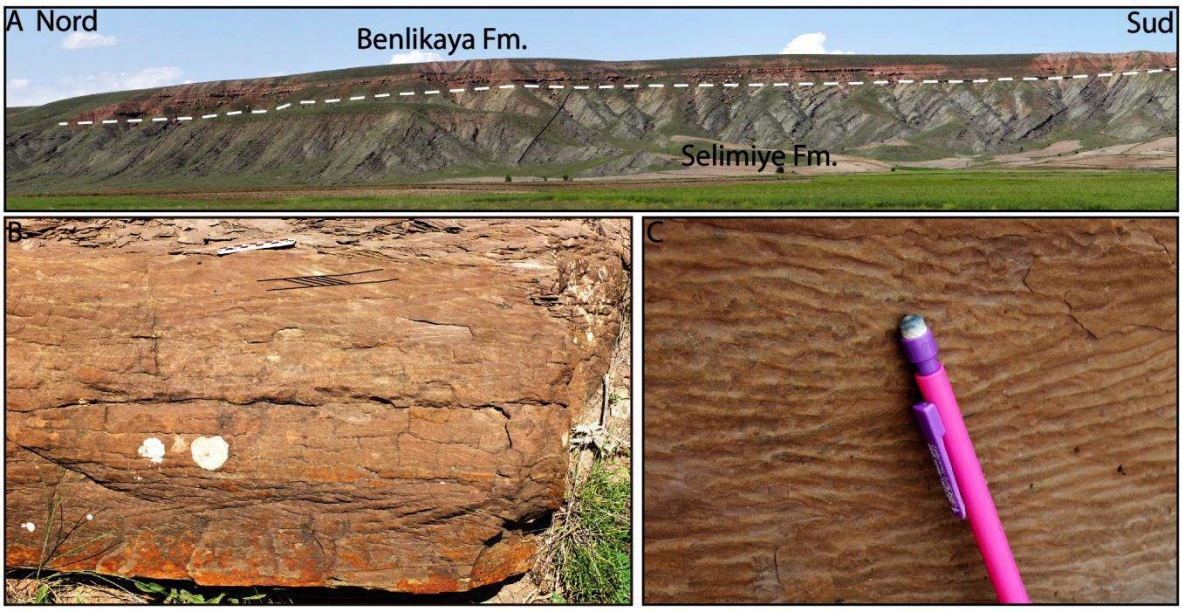


Figure 109 : (A) Panorama de la formation Selimiye recouverte par la formation Benlikaya avec une forte discordance angulaire, (B) Faciès à rides ascendantes et (C) rides de clapots (localisation sur la Figure 98).

De plus, quelques niveaux évaporites sont décrits dans la partie inférieure de la formation Selimiye (Kurtman, 1973 ; Poisson *et al.*, 2010). La présence de niveaux d'évaporites à la base de la série a été confirmée plus récemment par un forage réalisé près du village de Celallı.

La base de ce forage indique la présence de 1500m de séries alternantes de halite, anhydrite et argilites, recouvertes par plus de 2100m de séries argilo-gréseuses (Figure 110 ; Onal *et al.*, 2008). Ces séries argilo-gréseuses à l'affleurement près du village de Cellalı sont fortement plissées. L'observation de cette déformation en surface nécessite une reconsidération des estimations d'épaisseurs de la formation Selimiye dans le forage, car celui-ci pourrait présenter des dédoublements de séries (Poisson *et al.*, 2010).

La formation Selimiye a été datée de l'Oligocène par des faunes d'ostracodes en l'absence d'autres fossiles marins (Kurtman, 1973 ; Poisson *et al.*, 2010).

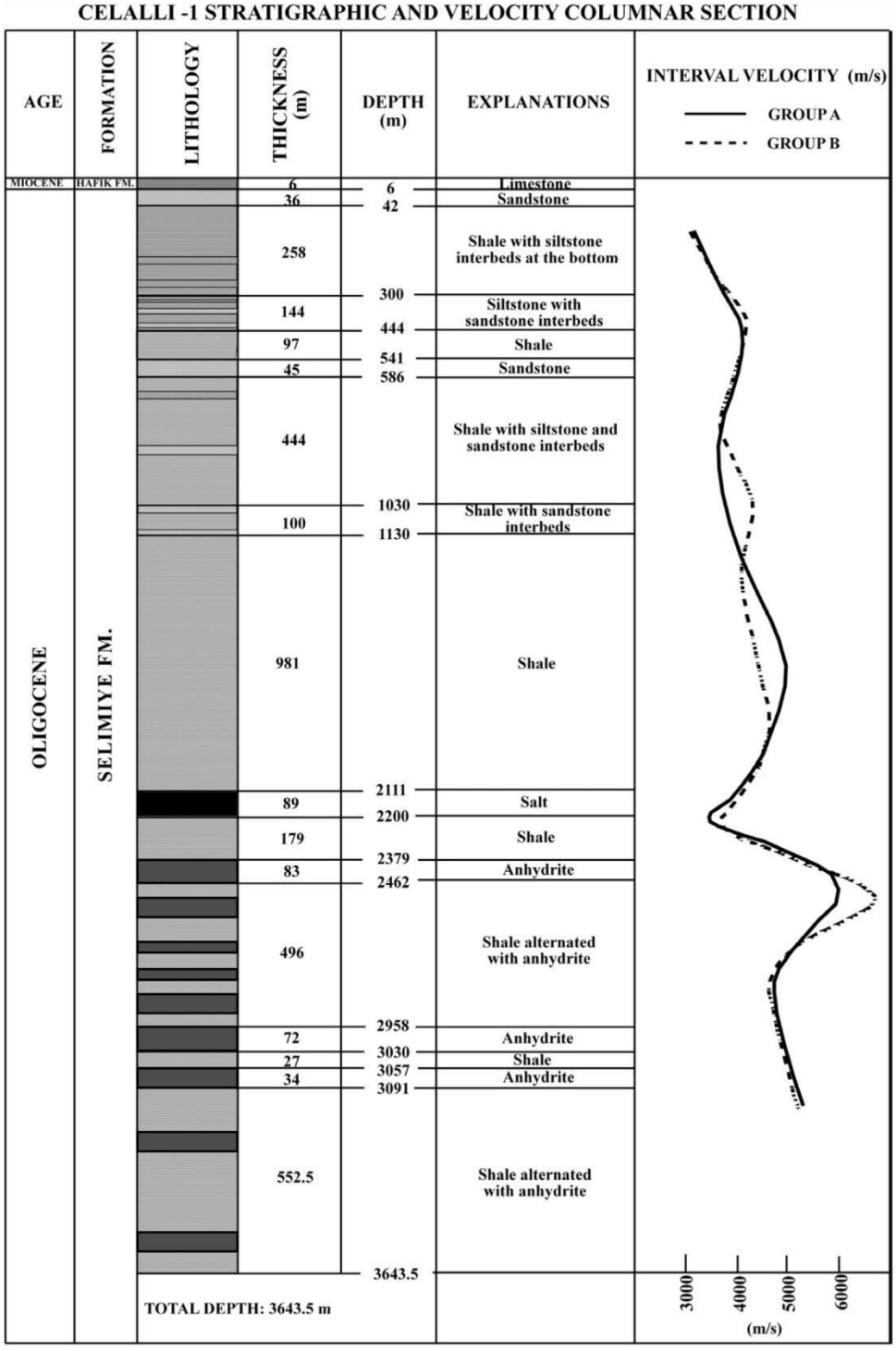


Figure 110 : Forage Cellali-1 montrant l'interprétation de l'empilement stratigraphique, d'après Onal (2008).

II. La série lithostratigraphique du bassin de Sivas de l'Oligocène au Pliocène d'après les travaux antérieurs

A partir de l'Oligocène, et notamment après de dépôt de la formation continentale de Selimiye, plusieurs auteurs travaillant sur la zone centrale du bassin de Sivas ont proposé des logs stratigraphiques régionaux contrastés : entre 1973 et 2003, six logs sédimentologiques régionaux différents ont été publiés sur la zone centrale du bassin pour l'intervalle entre l'Oligocène et le Pliocène (Figure 111).

Généralement trois formations sont observées et décrites : la formation mixte continentale et marine de Karayün, la formation évaporitique de Hafik, et la formation marine de Karacaören. A ces formations s'ajoutent des formations englobant deux des formations précédentes, comme par exemple la formation de Kemah, qui englobe les formations Karayün et Karacaören (Aktimur *et al.*, 1988). Certaines de ces formations correspondent à des faciès précis observés dans le bassin, comme par exemple la formation Emirhan qui remanie des galets de gypse (Poisson *et al.*, 2010). D'autres, telles que la formation Ağilkaya (Çiner *et al.*, 2002) débute par des dépôts continentaux puis marins, qui se répètent stratigraphiquement au-dessus pour former la formation Eğribucak (Figure 111).

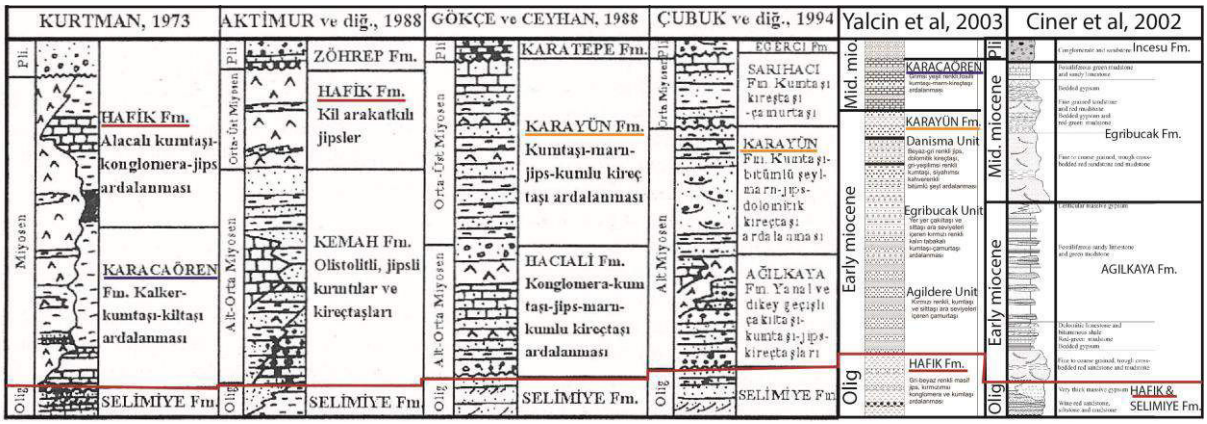


Figure 111 : Exemples de log synthétiques de la partie centrale du bassin de Sivas partant de l'Oligocène jusqu'au Pliocène, modifié d'après (Çiner & Koşun, 1996), intégrant les travaux de Aktimur *et al.* (1988), Gökçe & Ceyhan (1988), Çubuk *et al.* (1994), Çiner *et al*. (2002), Yalcin *et al*. (2003).

Malgré de nombreuses études dans cette zone, une homogénéisation de l'empilement stratigraphique semble nécessaire. Les six formations Oligo-Miocènes les plus récurrentes dans la littérature vont être présentées en se focalisant sur la faciologie, les environnements de dépôts associés, leur répartition ainsi que leurs relations stratigraphiques. Ces formations feront l'objet d'une description plus approfondie dans les parties suivantes puisqu'elles font parties du remplissage des mini-bassins.

A. La formation KARAYÜN

La formation Karayün a été définie par Cater (1991) près du village de Karayün (Figure 100-(8)). Cette formation est divisée en trois membres à partir de l'étude des affleurements autour du village de Karayün. Cette série comprend un premier intervalle, nommé Lower Karayün Sand Body (LKSB), caractérisé par des dépôts fluviatiles. Ces faciès sont recouverts par l'intervalle Middle Karayün Sand Body (MKSB) correspondant à des argiles rouges. Le dernier intervalle, Upper Karayün Sand Body (UKSB), est caractérisé par des faciès gréseux lacustres (Figure 112 ; Cater *et al.*, 1991). Ces trois membres semblent passer latéralement vers l'Est à des carbonates à algues rouges ou à des faciès deltaïques selon Cater (1991 ; Figure 112).

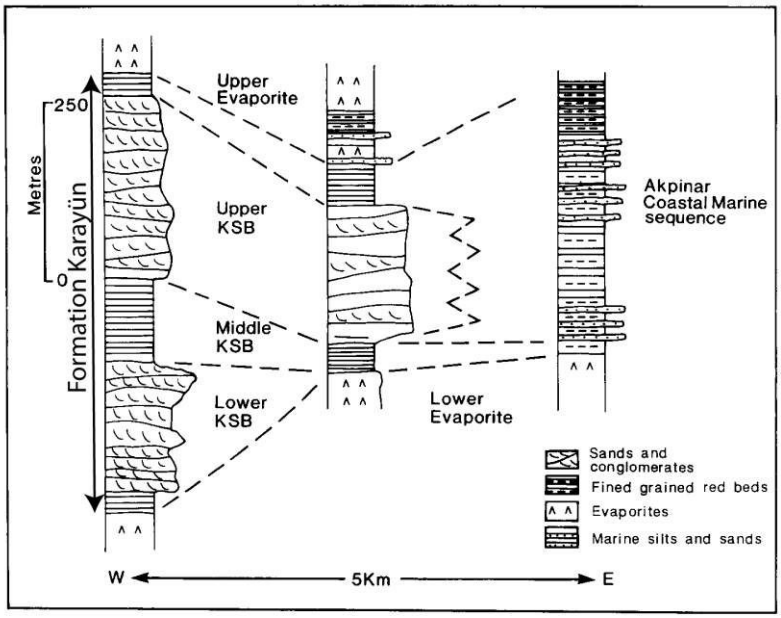


Figure 112 : Logs sédimentologiques de la formation Karayün près du village de Karayün, d'après Cater (1991).

L'intervalle lacustre dans l'Upper KSB, près du village de Karayün, a été daté de l'Oligocène terminal par Poisson (1996) sur la base de charophytes. Poisson (2011) propose une reconstitution paléogéographique durant le dépôt de la formation Karayün, sur laquelle cette formation s'étend largement vers l'Ouest (Figure 113).

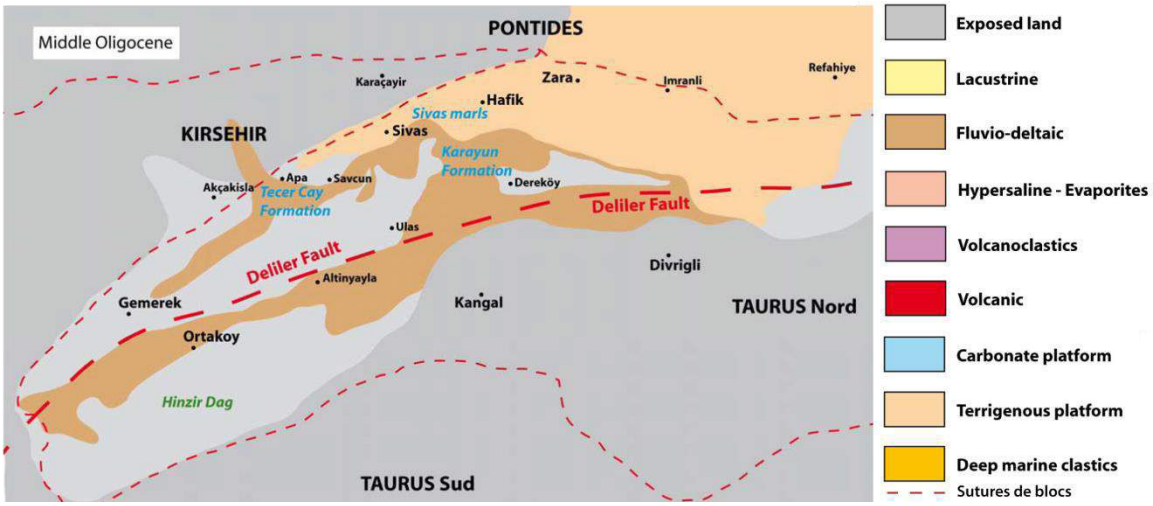


Figure 113 : Carte paléographique durant le dépôt de la formation Karayün, d'après Poisson (2011).

B. La formation KARACAÖREN

La formation Karacaören a été définie par Kurtman (1973), et décrite en détail par Poisson (1996). Cette formation marine résulte d'une transgression venant de l'Est du Bassin (Erentöz, 1966) qui recouvre, en discordance, les dépôts de la formation Karayün (Cater *et al.*, 1991; Poisson *et al.*, 1996). Les faciès et les épaisseurs de cette formation varient énormément au sein du bassin et semblent se localiser dans plusieurs « sous-bassins » selon Poisson *et al.* (1996). Poisson *et al.* (1996; 1997; 2010; 2011) décrivent 5 formations plus ou moins marines dans ce qu'ils appellent le groupe de Karacaören (Figure 100-(7)). Ces cinq formations sont décrites comme des équivalents latéraux de faciès, datés par de nombreux auteurs du début du Miocène (Kurtman, 1973 ; Çiner *et al.*, 2002; Özcan *et al.*, 2009 ; Poisson *et al.*, 2011 ; Sirel *et al.*, 2013).

Le groupe Karacaören est composé sans aucune organisation verticale préétablie :

- Des **marnes de Sivas,** déposées autour de la ville de Sivas, qui comprennent des marnes bleues et des grès et conglomérats rouges. Les marnes sont riches en fossiles tels que des mollusques, oursins, foraminifères et ostracodes (Poisson *et al.*, 1997).
- Des **récifs coralliens,** déposés près de la ville de Sivas sur une bande Nord-Est – Sud-Ouest, qui comprennent des colonies de coraux mais également d'épaisses accumulations d'algues rouges.
- Des **marnes de Bingöl,** déposées dans le sous-bassin de Bingöl, qui correspondent à des marnes bleues riches en fossiles, ainsi que quelques intervalles gréseux.
- De la **formation Ulukapi** déposée près du village d'Ulukapi qui correspond à des alternances de conglomérats riches en galets d'évaporites et argiles rouges, présentant des charophytes datés fin de l'Oligocène au début du Miocène.
- De la **formation Fadlun Dere** visible près du village de Tepeonu au Sud de Bingöl, correspondant à des chenaux conglomératiques très riches en galets d'évaporites qui alternent avec des argiles rouges et des marnes bleues.

La cartographie de ces formations et l'analyse de la littérature ont permis à Poisson (2011) de proposer la reconstruction paléogéographique de la Figure 114.

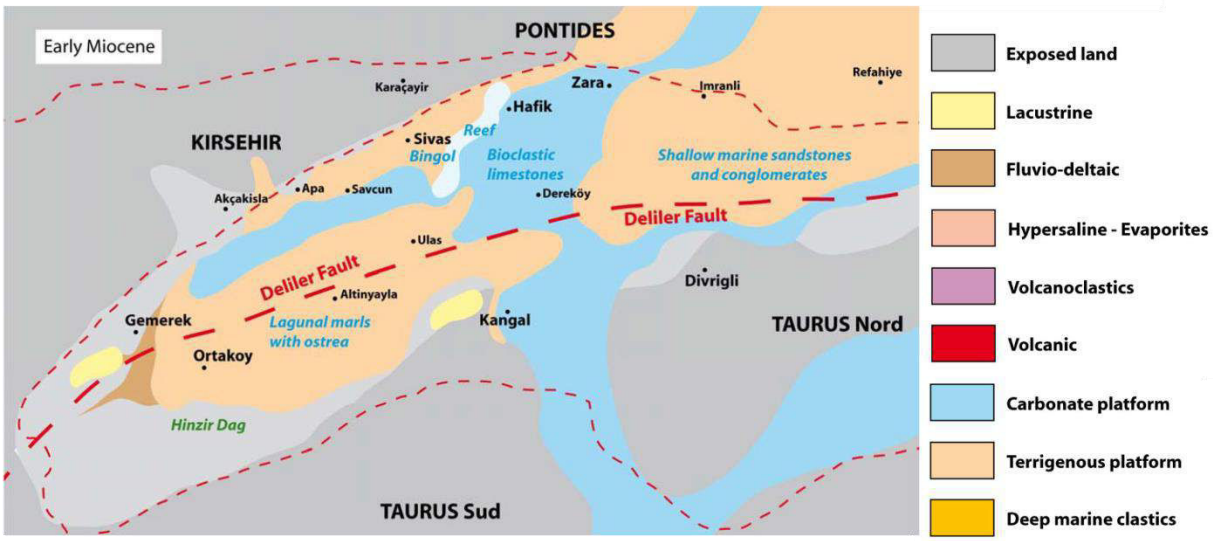


Figure 114: Carte paléographique durant le dépôt de la formation Karayün, d'après Poisson (2011).

C. La formation HAFIK

La formation Hafik est la formation soulevant le plus de débat dans le bassin de Sivas (e.g. Kurtman, 1973 ; Cater *et al.*, 1991 ; Çubuk, 1994; Çiner & Koşun, 1996 ; Poisson *et al.*, 1996; Çiner *et al.*, 2002). Selon ces auteurs, cette formation correspondrait soit à des dépôts d'évaporites massives, généralement épais et constitués uniquement d'évaporites affleurant sur 150km de long et 10km de large au Nord du bassin de Sivas (Figure 100-(11)), soit à des dépôts d'évaporites intercalés avec d'autres sédiments tels que des marnes, des argiles ou des grès, soit à du gypse resédimenté (Figure 100-(10)), soit enfin à du gypse diapirique (Figure 100-(9)). L'âge de cette formation est très débattu puisque aucun fossile n'a été trouvé dans les évaporites. Cette formation est datée de manière relative par rapport aux formations sous- et sus-jacentes. Les âges s'étendrent de la fin de l'Eocène (Lahn, 1950 ; 1957 ; Oktay, 1982), au Messinien (Cater *et al.*, 1991) en passant par des âges Oligocène (Artan & Sestini, 1971 ; Kurtman, 1973 ; Çiner *et al.*, 2002) et Miocène (Kurtman, 1973 ; Aktimur *et al.*, 1988). Si l'on prend l'exemple de Cater (1991), ce dernier positionne la formation continentale et marine de Karayün au toit de l'Oligocène. Elle serait recouverte par la formation marine de Karacaören puis par la formation évaporitique de Hafik, comme représentée sur la Figure 115.

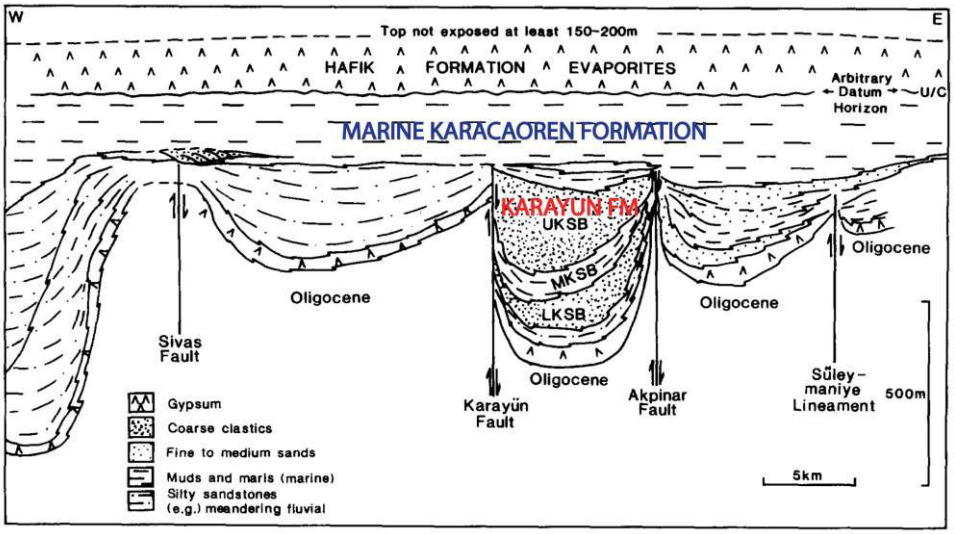


Figure 115 : Coupe chronostratigraphique schématique passant à travers la formation Karayün, Karacaören et Hafik, près du village de Karayün, d'après Cater (1991).

A. La formation BENLIKAYA

La formation Benlikaya correspond à des dépôts continentaux qui recouvrent en continuité stratigraphique les dépôts marins de la formation Karacaören (Pisoni, 1965 ; Poisson *et al.*, 2011). Par contre, cette formation est fortement discordante sur la formation Selimiye au Sud du bassin (Figure 109A). Elle a été décrite pour la première fois en 1965, mais n'a pas réellement été réétudiée par la suite, mise à part les travaux très succincts de Temiz (1996), et plus récemment de Poisson (2011). Dans l'Est du bassin (Figure 116), cette formation est décrite principalement comme un ensemble lacustre daté à 15Ma à partir de coulées de basaltes intercalées (Poisson *et al.*, 2011).

Au contraire, dans la zone centrale (Figure 100-(6) et Figure 116), la formation Benlikaya est décrite comme une série conglomératique à gréseuse rouge (Poisson *et al.*, 2011).

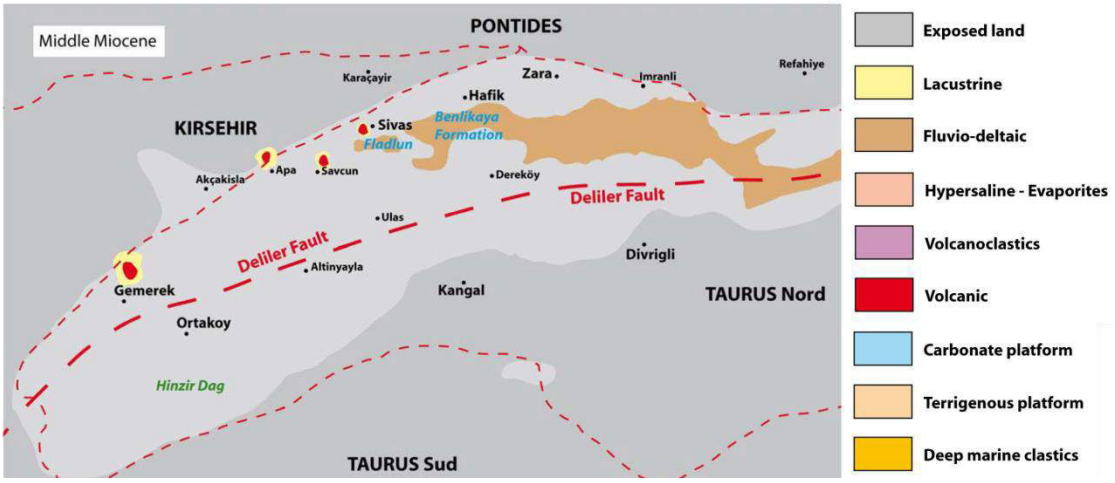


Figure 116 : Carte paléographique durant le dépôt de la formation Benlikaya, d'après Poisson (2011).

D. La formation INCESU

La formation Incesu a été définie par Yalcinlar (1955), puis décrite par Yılmaz (1980) et Poisson (1996) comme étant constituée de faciès fluviatiles conglomératiques faiblement consolidés, qui alternent avec des marnes de couleurs claires et des calcaires lacustres (Figure 117).

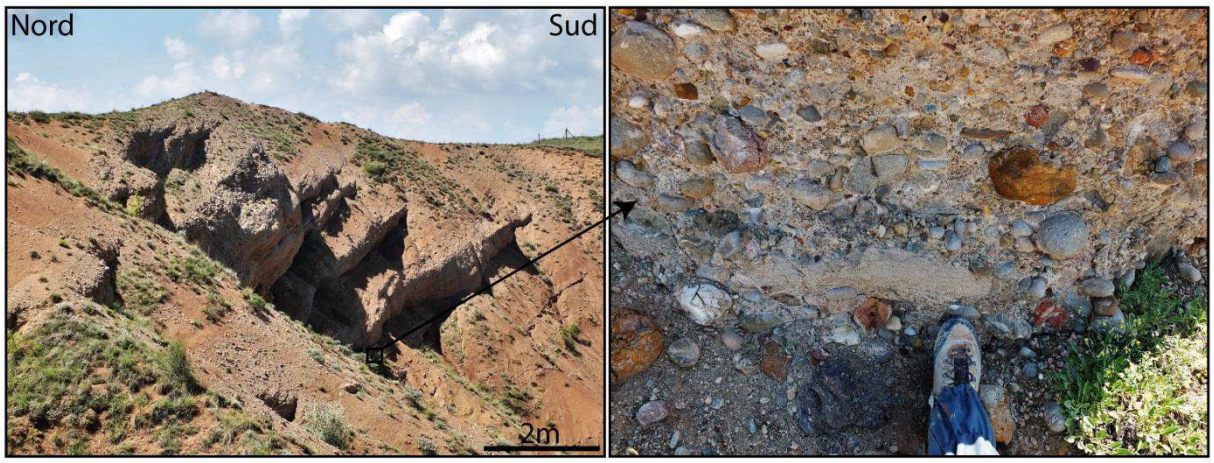


Figure 117 : Vues panoramiques et de détail de la formation Incesu conglomératique au Sud de l'Université de Sivas, localisées sur la Figure 100.

Cette formation est riche en vertébrés (e.g. *Hipparion gracile, Sus erimanthius, Mastodon, Cervus,* Gazelle, et Girafe) qui ont permis de dater les dépôts de la fin du Miocène (Poisson *et al.*, 1996). La formation Incesu est présente à l'affleurement au Nord du bassin de Sivas principalement, près de la ville de Sivas, ainsi qu'au Sud des massifs du Teçer et du Gürlevik dans le bassin de Kangal (Figure 100-(3-4)).

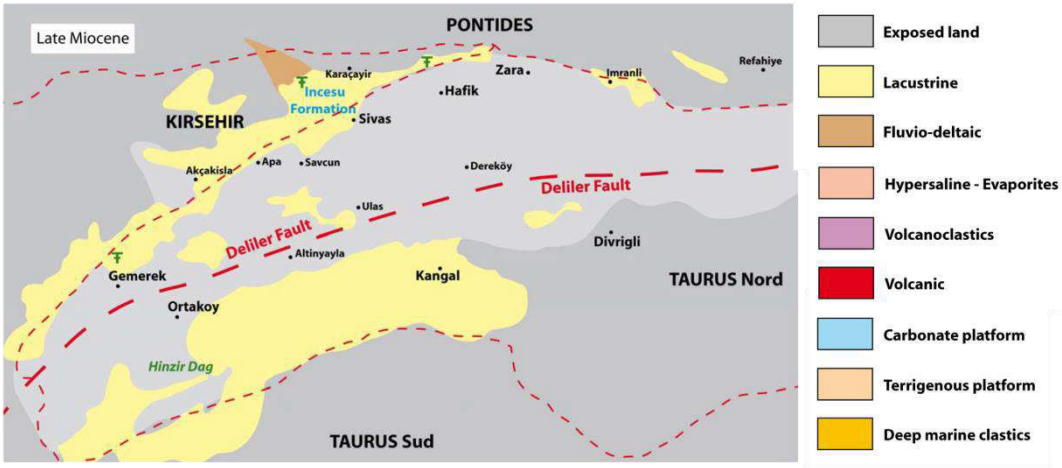


Figure 118 : Carte paléographique durant le dépôt de la formation Incesu, d'après Poisson (2011).

E. La formation MERAKOM

La formation Merakom a été définie par Yılmaz (1980) et décrite par Poisson (1996), comme étant constituée de marnes vertes alternant avec des calcaires lacustres blancs (Figure 119). Cette formation a été datée du début Pliocène (Sümengen *et al.*, 1989). Elle affleure sur une large zone au Nord de la ville de Sivas, mais aussi au Sud des massifs du Gürlevik et du Teçer dans le bassin de Kangal (Figure 100-(3-4)). Les formations Incesu et Merakom sont équivalentes aux formations Zöhrep (Aktimur *et al.*, 1988), Karatepe (Gökçe & Ceyhan, 1988) et Eğerci (Çubuk, 1994).

Figure 119 : Vue panoramique de la formation gréseuse à conglomératique d'Incesu recouverte par la formation lacustre de Merakom, localisée sur la Figure 100.

F. Les autres formations

Plusieurs autres formations ont été décrites dans des localités de la partie centrale du bassin de Sivas enregistrant des changements faciologiques plus ou moins importants, tels que les formations Emirhan (Poisson *et al.*, 2010), Caygören (Poisson *et al.*, 2010), Eğribucak (Poisson *et al.*, 2010), Ağilkaya (Çiner *et al.*, 2002), Eğribucak (Çiner *et al.*, 2002) différentes de celle de Poisson (2010), Kemah (Aktimur *et al.*, 1988), Haciali (Gökçe & Ceyhan, 1988) etc. Ces formations sont soit des équivalents latéraux des formations précédentes, soit des amalgamations de plusieurs formations ; elles ne seront pas détaillées individuellement.

III. Le style structural du bassin de Sivas d'après les travaux antérieurs

Entre 1996 et 2006, quatre auteurs ont proposé des coupes traversant le bassin de Sivas, avec des styles de déformation assez différents, à partir d'interprétations de surface. Les différences du mode structural peuvent être illustrées par deux traits de coupes (Figure 120 et Figure 121), pour lesquelles trois auteurs ont proposé une interprétation différente.

Le premier trait de coupe passe du Sud au Nord par le massif du Gürlevik et se termine près de la rivière Kizilirmak, ces deux localisations serviront de points de repère sur les trois coupes (Figure 120). Le deuxième trait de coupe passe du Sud au Nord par le massif du Teçer et se termine près de la rivière Kizilirmak. Ces deux localisations serviront de points de repère sur les trois coupes (Figure 121).

- Guezou *et al.* (1996) privilégient un empilement de nappes vers le Nord sans émergence de chevauchements majeurs associé à une zone triangulaire dans ces deux coupes (Figure 120 et Figure 121).

- Görür (1998) propose des chevauchements près du Gürlevik, sans émergence de chevauchements dans les parties centrale et nord, ce qui évoque un contexte de plissement (Figure 120 et Figure 121).

- Yılmaz *et al.* (2006) dessinent des chevauchements à vergence Sud et Nord au niveau du massif du Teçer, mais aucune émergence de chevauchements dans la partie centrale du bassin (Figure 121).

- Poisson *et al.* (2011) dessinent, pour la coupe située à l'Est, des chevauchements à vergence Nord pour la partie Sud du bassin, et des vergences de chevauchement vers le Sud pour la partie centrale du bassin (Figure 120) ; cependant ils dessinent uniquement des chevauchements à vergence Nord pour la coupe à l'Ouest passant par le massif du Teçer (Figure 121).

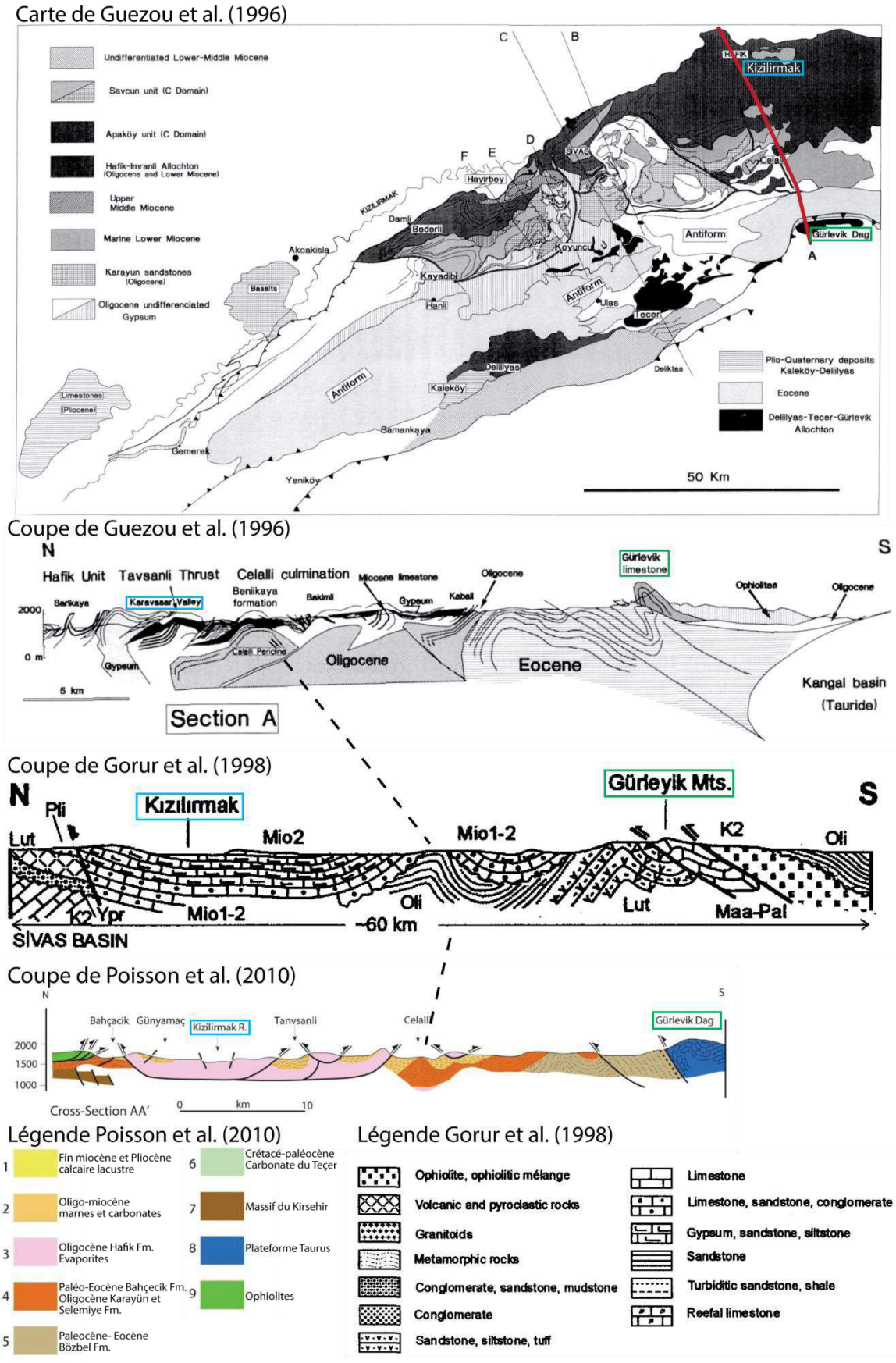
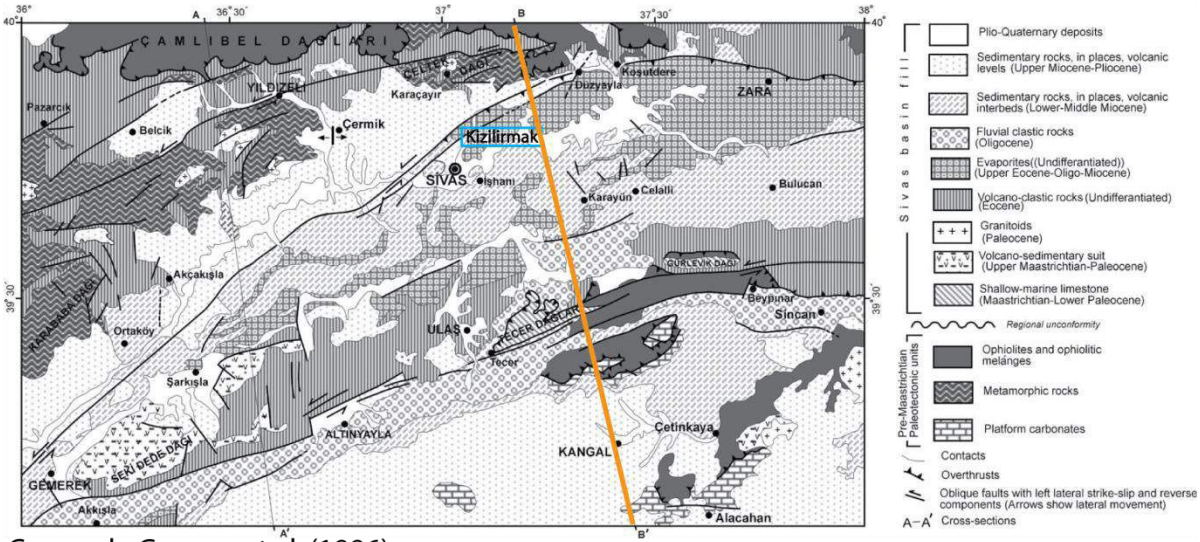
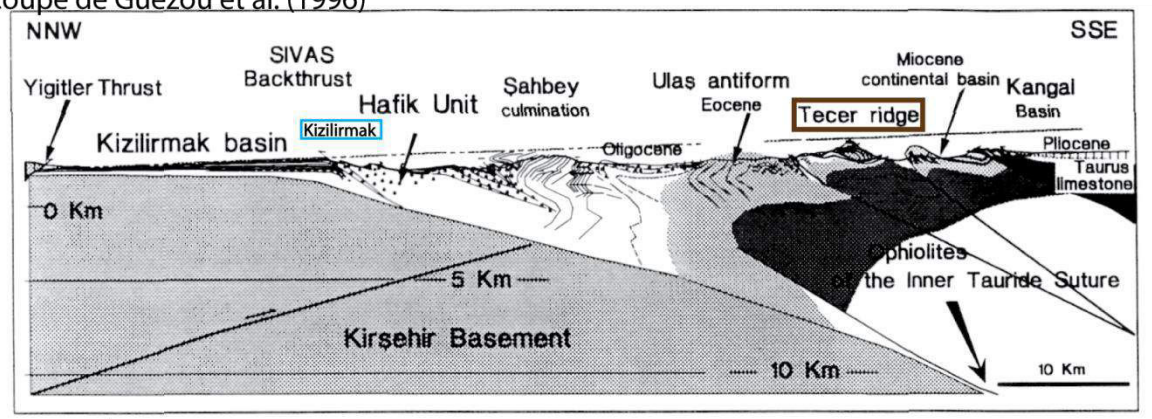


Figure 120 : Carte géologique de la partie centrale du bassin de Sivas, sur laquelle est repositionné le trait de coupe en rouge des trois coupes en dessous, d'après (Guezou *et al.*, 1996) ; coupes de Guezou *et al.* (1996) ; Görür (1998) et Poisson *et al.* (2011) passant par le massif du Gürlevik.

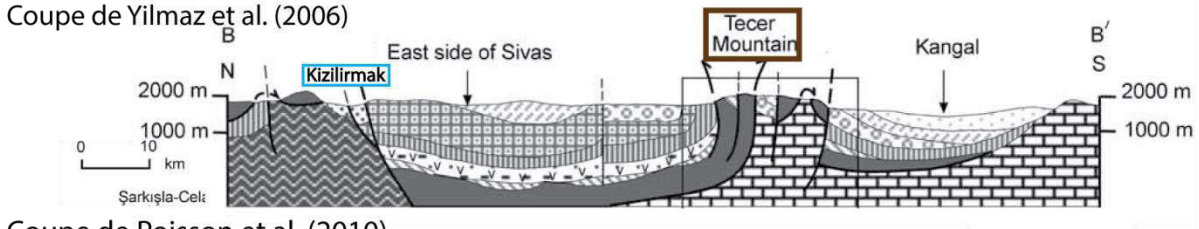
Carte de Yilmaz et al. (2006)



Coupe de Guezou et al. (1996)



Coupe de Yilmaz et al. (2006)



Coupe de Poisson et al. (2010)

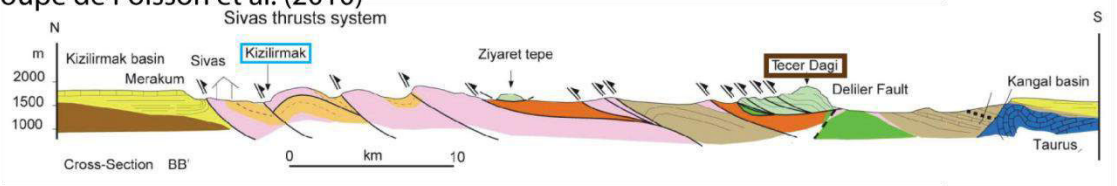


Figure 121 : Carte géologique de la partie centrale du bassin de Sivas, sur laquelle est repositionnée le trait de coupe en orange les trois coupes en dessous, d'après Yılmaz (2006) ; coupes de Guezou (1996) ; Yılmaz (2006) et Poisson (2011) passant par le massif du Teçer au Sud et la vallée du Kizilmark au Nord.

IV. L'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Sivas d'après les travaux antérieurs

Seulement trois auteurs proposent une évolution tectono-sédimentaire basée sur leur colonne stratigraphique respective.

Cater (1991) propose de la fin de l'Eocène à l'Oligocène un processus de glissement gravitaire sur les ophiolites qui entraine la formation de structures chevauchantes au front, formant les massifs du Teçer et Gürlevik. A la fin de l'Oligocène et au début du Miocène, l'empilement d'écailles affectant les séries marines Eocène engendre le soulèvement et le glissement des séries Oligocène vers le Nord par l'intermédiaire d'une faille normale (Figure 122).

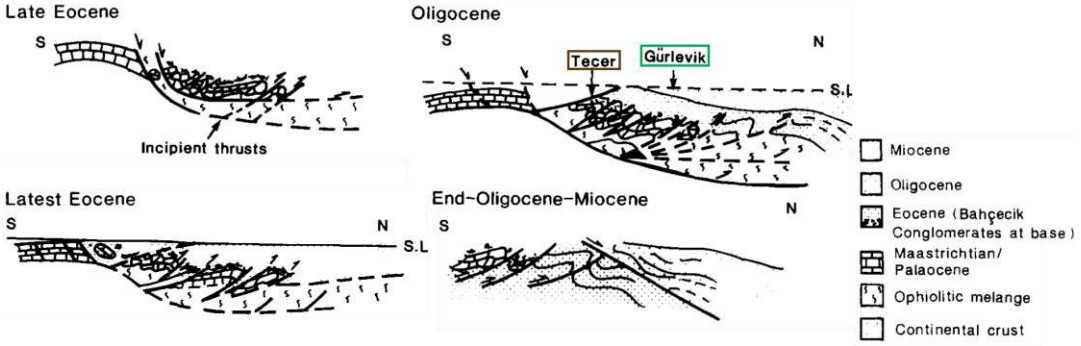


Figure 122 : Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Sivas de la fin de l'Eocène au Miocène, d'après Cater *et al.*, (1991).

Avec une vision un peu différente, Yılmaz (2006) propose une première période extensive se traduisant par du magmatisme au Paléocène avec le dépôt des formations carbonatées du Teçer et Gürlevik au Sud du bassin. Puis, de l'Eocène à l'actuel, l'auteur propose la mise en place de chevauchements sur des niveaux de décollements localisés sur les ophiolites (Figure 123).

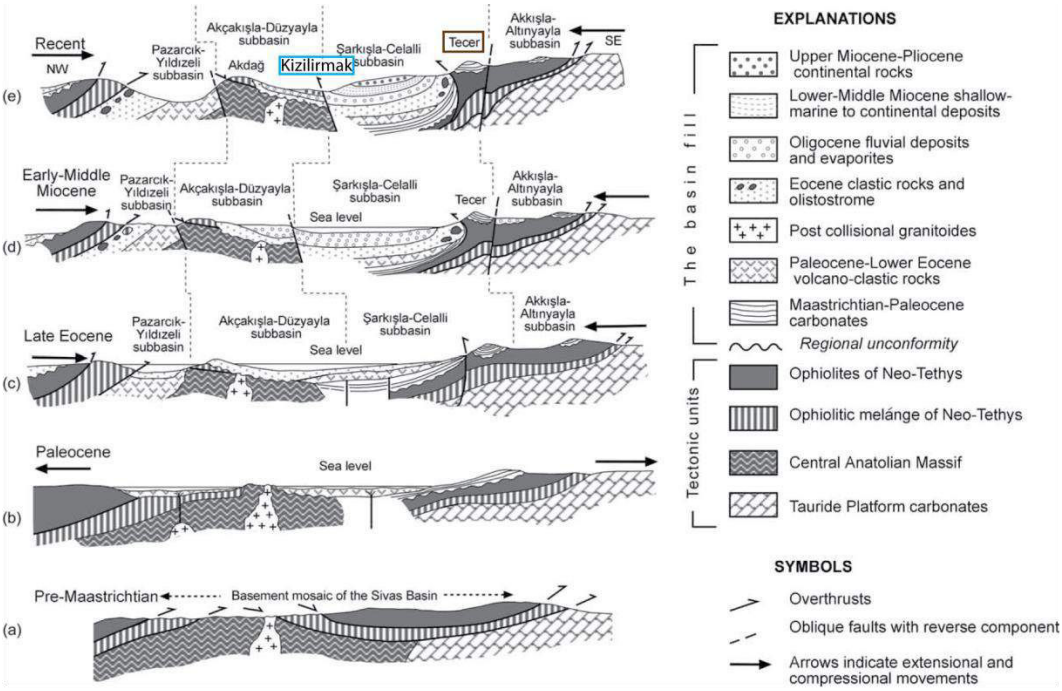


Figure 123 : Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Sivas de la fin du Maastrichtien à l'actuel, d'après Yılmaz *et al.* (2006).

Enfin, plus récemment, Poisson (2011) dessine la mise en place du bassin de Sivas en extension, avec l'initiation de failles normales dès le Paléocène qui vont localiser les dépôts-centres au cours du temps.

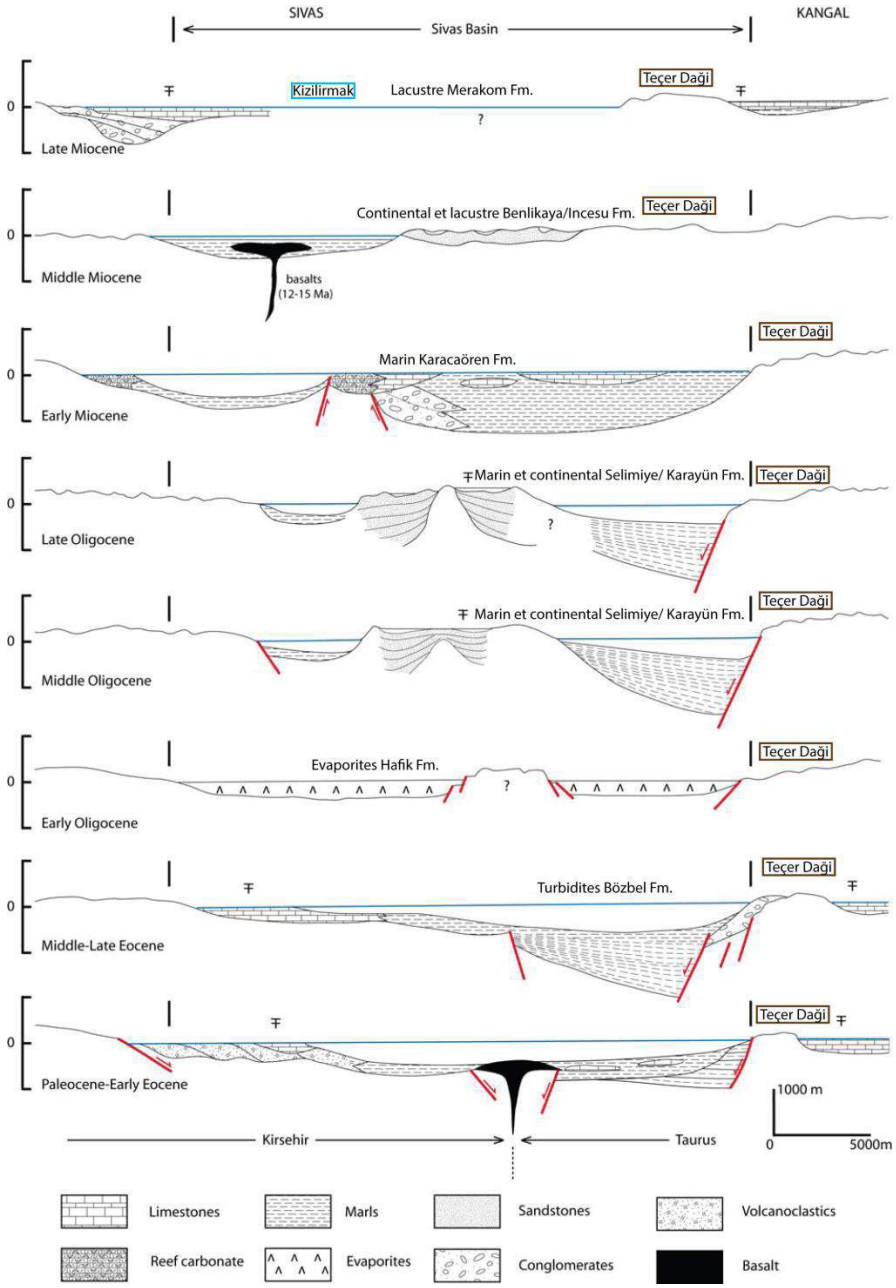


Figure 124 : Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Sivas de la fin du Paléocène à la fin du Miocène, d'après Poisson *et al.* (2011).

V. La tectonique salifère à Sivas

La variabilité des interprétations de l'empilement stratigraphique, du style de déformation ou de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Sivas est en partie liée à l'influence de la tectonique salifère. La présence de diapirs et mur d'évaporites, comme leur rôle, a été largement sous-estimée jusqu'à présent. Les évaporites dans ce bassin jouent à la fois le rôle de niveau de décollement et de niveau d'accommodation par fluage différentiel, compartimentant le bassin en mini-bassins, ce qui complique les interprétations classiques.

En particulier, l'absence de prise en compte de certaines évaporites à la surface comme des corps salifère allochtones a amené certains, auteurs tel que Çiner (1996), à les considérer comme des niveaux salifères interstratifiés dans les séries sédimentaires, mais aussi à dédoubler des séries en l'absence de l'identification des sutures évaporitiques entre les mini-bassins. Dans leur article de 1996, Çiner *et al.* proposent ainsi une carte géologique où les murs d'évaporites et les diapirs sont interprétés comme des évaporites dépositionnelles interstratifiées dans la série sédimentaire (Figure 125A), considérant les séries comme en continuité du Sud vers le Nord (Figure 125 et Figure 126).

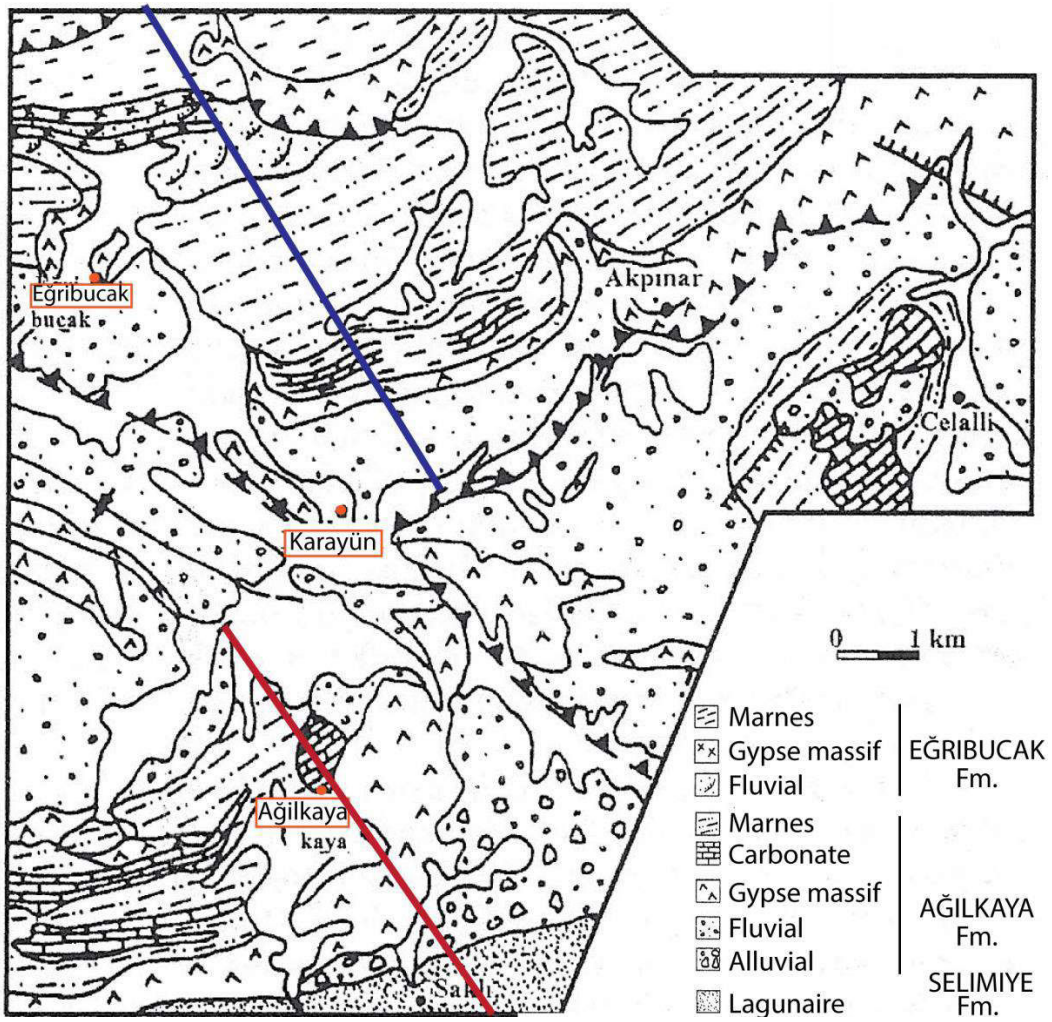


Figure 125 : Carte géologique de la zone centrale du Bassin de Sivas montrant la répartition des formations Oligo-Miocènes (localisation sur la Figure 100). Les logs sédimentologiques de la Figure 126 sont repositionnés en rouge et bleu sur cette figure. Cette carte est repositionnée sur la carte régionale du bassin de Sivas (Figure 100), d'après Çiner *et al.* (1996).

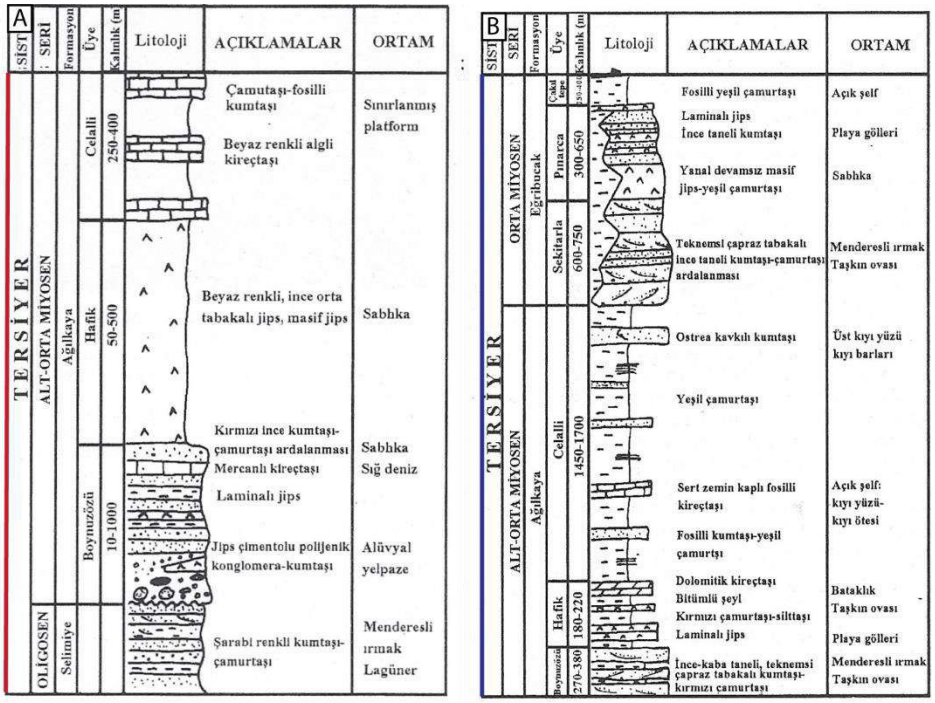


Figure 126 : (A) Log synthétique de la formation Ağilkaya attribué au Miocène inférieur. La coupe est levée depuis le village de Ağilkaya, (B) log synthétique des formations Ağilkaya et Eğribucak attribuées au Miocène inférieur et moyen. La coupe est levée depuis du village de Karayün. Les tracés des logs sont repositionnés sur la Figure 125, d'après Çiner *et al.* (1996). Notez le redoublement des séries continentales dans le log de droite.

Par la suite, Çubuk *et al.* (1998) proposent dans la même zone que Çiner *et al.* (1996) une distinction entre les évaporitiques intra-formationnelles telles que les évaporites de sabkhas continentales intercalées avec les autres séries sédimentaires (en blanc Figure 127) et les évaporites diapiriques (en pointillés, Figure 127). Néanmoins, le log stratigraphique de Çubuk *et al.* (1998) traverse une ride d'évaporites et ils interprètent les séries au Sud comme étant plus anciennes (formation marine d'Ağilkaya) que les séries plus au Nord (formation continentale de Karayün ; Figure 128).

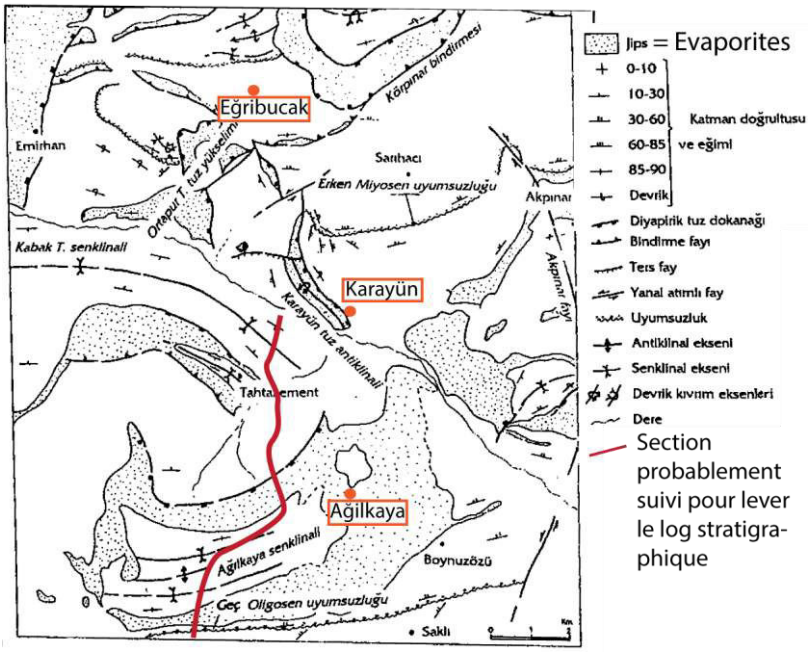


Figure 127 : Carte mettant en évidence les évaporites diapiriques dans la zone centrale du Bassin de Sivas (localisation sur la Figure 100), d'après Çubuk *et al.* (1998).

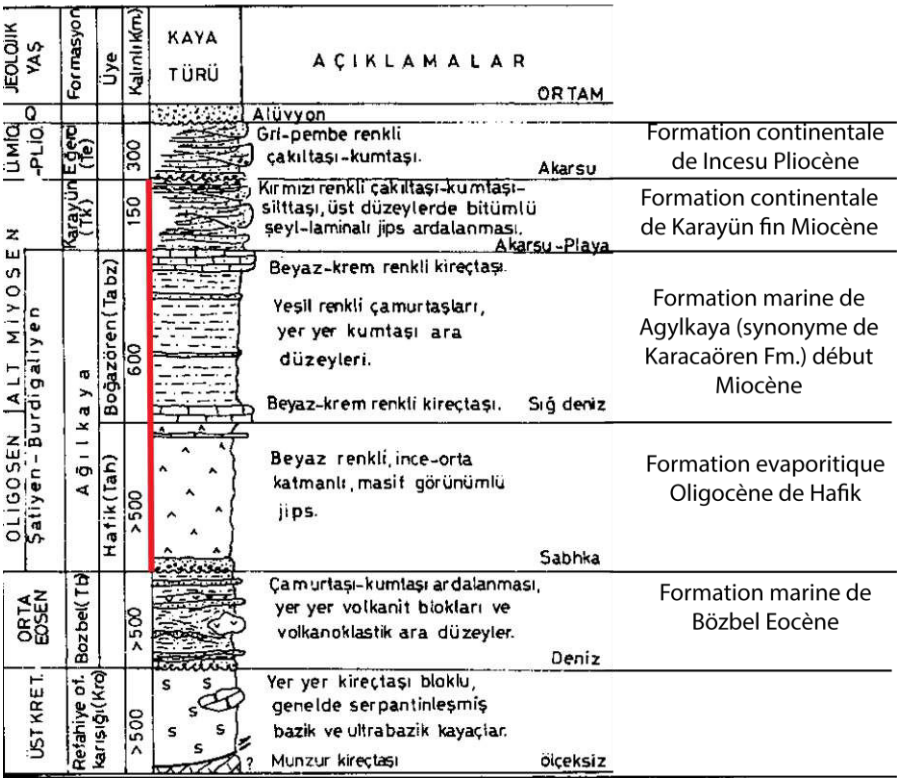


Figure 128 : Log stratigraphique synthétique de la zone centrale du bassin de Sivas, d'après Çubuk *et al.* (1998).

Plus récemment, près de la ville de Zara dans l'Est du bassin de Sivas, Ocakoğlu (1999) note que les évaporites se déforment de manière ductile (Figure 129).

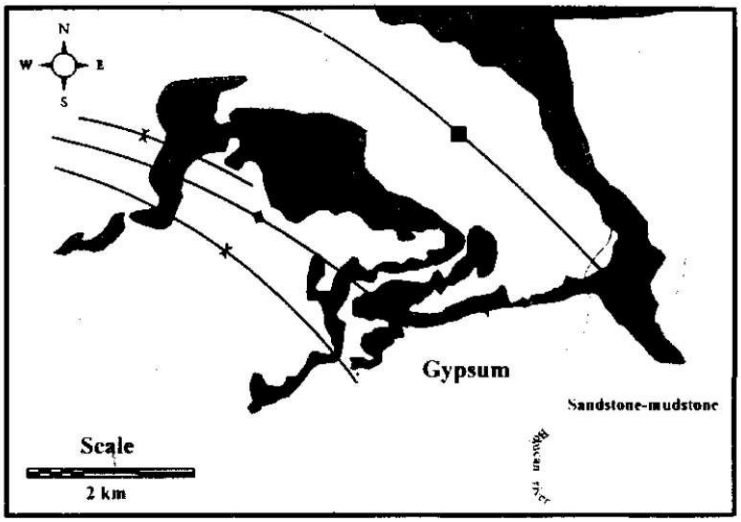


Figure 129 : Déformation ductile des évaporites près du village Karaibo dans l'est du Bassin de Sivas, d'après Ocakoğlu (1999).

Suite à la description de phénomènes diapiriques dans le bassin de Sivas (Kurtman, 1973 ; Ocakoğlu, 1999), Çiner *et al.* (2002) proposent une nouvelle interprétation de la carte géologique intégrant les évaporites allochtones (Figure 130).

Cependant, la présence des murs et sutures d'évaporites n'est pas prise en compte pour construire la colonne stratigraphique proposée par Çiner (2002), qui continue à dédoubler les séries alors que comme on le verra, les formations Ağilkaya et Eğribucak de Çiner (2002) sembleraient être des équivalents latéraux (Figure 131).

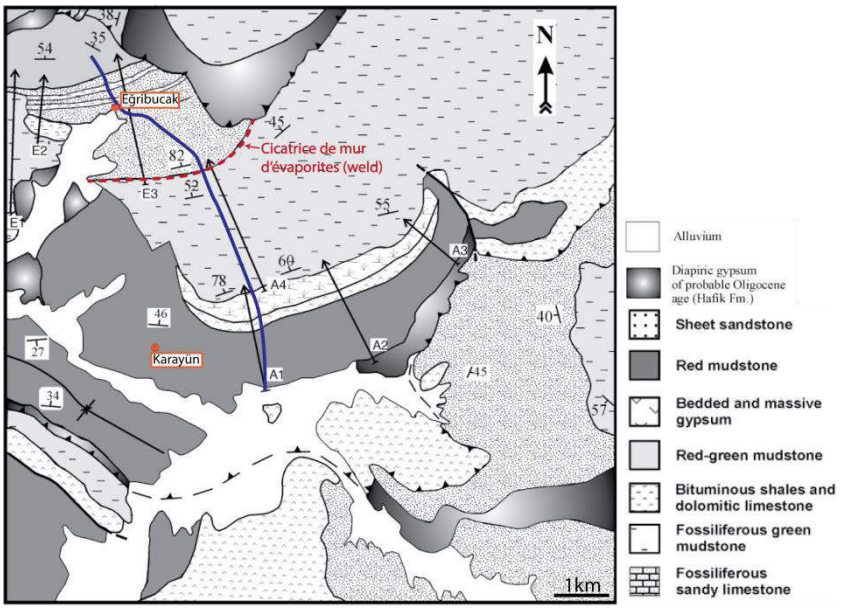


Figure 130 : Carte géologique de la zone centrale du bassin de Sivas, dans la région de Karayün (localisation sur la Figure 100). Le trait bleu correspond au levé de log sédimentologique à l'origine de la colonne stratigraphique de la figure suivante. Le long du trait de coupe les séries sont interprétées comme conformes. L'interprétation en rouge est rajoutée suite à notre cartographie de la zone, modifiée d'après Çiner *et al.* (2002).

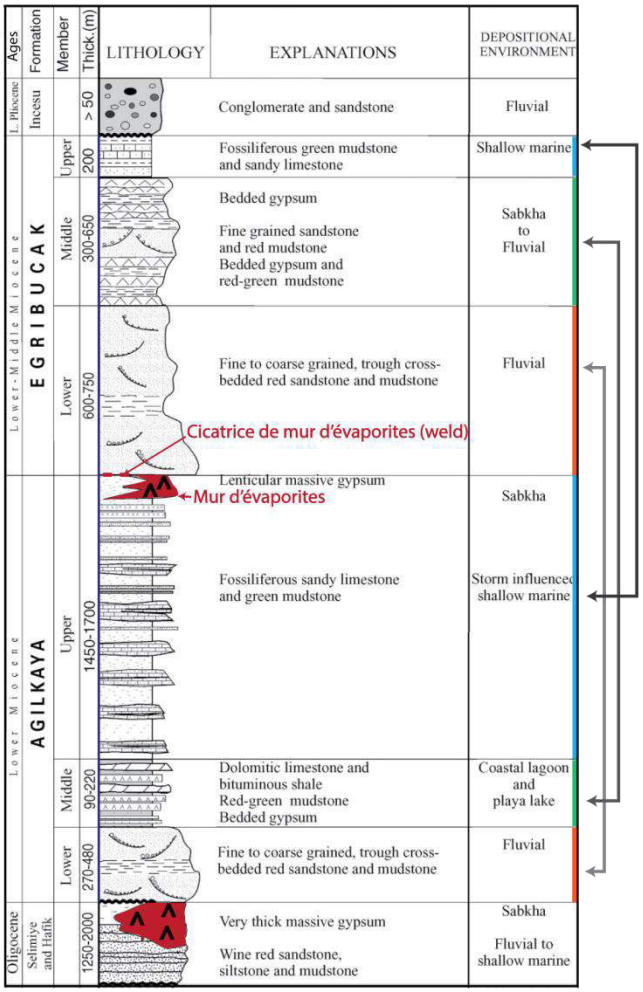


Figure 131 : Colonne stratigraphique synthétique basée sur les observations effectuées dans la région de Karayün du bassin de Sivas pour les formations Oligo-Miocènes. Les interprétations en rouge, ainsi que les rectangles de couleurs et les flèches sont rajoutées suite à notre étude ; modifié d'après Çiner (2002).

De manière à aborder la problématique liée à l'architecture des mini-bassins de Sivas, il a été nécessaire au préalable de préciser la cartographie géologique et l'empilement stratigraphique présentés par les anciens auteurs, à la lumière de nouveaux concepts et modèles de la tectonique salifère. Cette révision préalable fait l'objet de la Partie 3 de ce mémoire.

- Le **remplissage et l'empilement stratigraphique** du bassin de Sivas sont bien décrits de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène.
- A la fin de l'Eocène une **couche d'évaporites** se dépose dans le bassin de Sivas.
- A partir du début de l'Oligocène et jusqu'au Pliocène, **l'empilement stratigraphique et l'individualisation des dépôts en formation**, qui succèdent au niveau d'évaporites, sont **faiblement contraints**. Quasiment tous les auteurs ayant travaillé sur la zone ont proposé des noms de formations et un empilement stratigraphique propre à leur étude.
- Les **styles structuraux** proposés pour le bassin de Sivas sont également très variés en fonction des auteurs.
- L'émergence de nouveaux concepts sur l'influence de la **tectonique salifère** a permis à certains auteurs de réinterpréter en partie l'empilement stratigraphique.

PARTIE 3
Révision préalable sur le bassin de Sivas

Table des matières de la Partie 3

CHAPITRE 7 Connaissances actualisées sur la géodynamique de la Turquie et du Bassin de Sivas 141

CHAPITRE 8 Connaissances actualisées sur le bassin de Sivas 145

II. Carte géologique de l'ensemble du bassin de Sivas 145

III. La carte géologique de la zone centrale à mini-bassins 148

IV. Coupes structurales à travers la zone à mini-bassins 154

V. Succession stratigraphique révisée du Maastrichtien au Pliocène 154

CHAPITRE 7 Connaissances actualisées sur la géodynamique de la Turquie et du Bassin de Sivas

Ce chapitre est un travail de synthèse bibliographique sur la géodynamique de l'Est de la Turquie qui a été initié durant le début du projet en 2012 par Charlie Kergaravat et moi-même, et largement approfondi durant la thèse en cours d'Etienne Legeay. Il a pour objectif de mettre en évidence les avancées sur le contexte géodynamique de l'Est de la Turquie à l'origine de la formation du bassin de Sivas.

Le bassin de Sivas est bordé par deux ceintures ophiolitiques, le mélange ophiolitique de la suture Izmir-Ankara-Erzincan au Nord, et la suture Inner-Tauride 100km au Sud (Figure 132). Ces ophiolites affleurent largement sur la bordure Sud du Bassin, où elles sont recouvertes par des carbonates du Maastrichtien-Paléocène (i.e. massifs du Teçer et du Gürlevik). Elles sont également présentes dans le bassin au niveau des semelles de certains chevauchements et au sein de certaines masses évaporitiques (radeau allochtone).

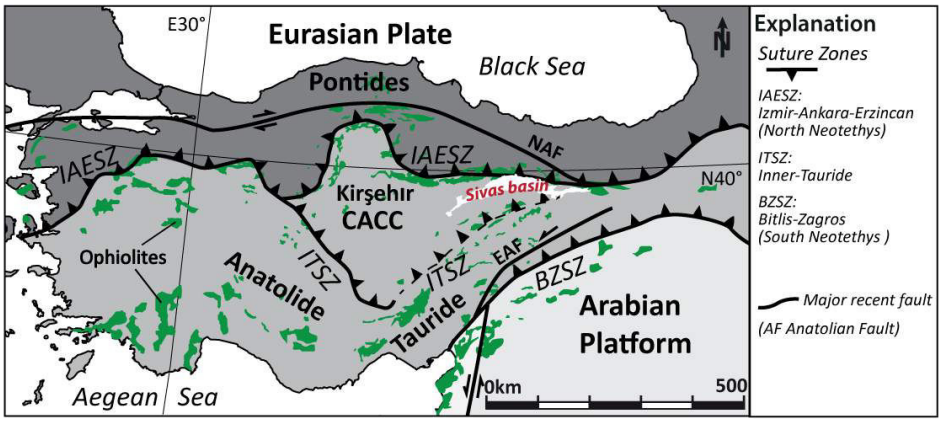


Figure 132 : Carte géologique de la Turquie montrant les différents blocs, et mettant en évidence en vert la répartition des ophiolites, d'après Kergaravat (Submitted-a) modifié d'après Okay *et al.* (2006b), Çelik *et al.* (2011) et Stampfli (2000).

L'une des problématiques de la thèse d'Etienne Legeay est de comprendre sur quelle suture, *Izmir-Ankara-Erzincan* et/ou *Inner-Tauride*, le bassin de Sivas s'est développé (Figure 132).

La suture *Izmir-Ankara-Erzincan* correspond à des mélanges ophiolitiques comprenant des monts sous-marins, des sédiments du Jurassique et du Crétacé ainsi que des péridotites du manteau supérieur datées à environ 180Ma, soit du Jurassique inférieur (Sarifakioğlu *et al.*, 2009 ; Robertson *et al.*, 2013a ; Topuz *et al.*, 2013 ; Uysal *et al.*, 2015). L'obduction de la Néotéthys Nord, datée du Crétacé supérieur, chevauche le mélange et les ophiolites de la supra-subduction sur le massif du Kırşehir et la plate-forme Anatolide-Tauride (Turonien-Santonien ; Figure 133 ; e.g. Yaliniz & Göncüoglu, 1998; Yaliniz *et al.*, 2000b).

Les ophiolites de la suture Inner-Tauride (i.e. branche Sud de la Néotéthys Nord), située au Sud du bassin de Sivas, ont été mises également en place dans un contexte de supra-subduction au Crétacé supérieur (Robertson *et al.*, 2009).

Leur âge de cristallisation est daté à ~89 Ma, correspondant à la cristallisation des corps magmatiques de la croûte océanique (e.g. Parlak *et al.*, 2013). Ces ophiolites ont été par la suite obductées sur la plate-forme Anatolide-Tauride du Campanien au Paléocène suivant les localités (Dilek *et al.*, 1999; Robertson *et al.*, 2009).

De nombreux articles associent les ophiolites au Nord du bassin de Sivas à la fermeture de la Néotéthys Nord et donc appartenant à la suture Izmir-Ankara-Erzincan. Ces dernières ont cristallisé antérieurement, avec des âges contraints à ~170-180 Ma (e.g. Hässig *et al.*, 2013a; Uysal *et al.*, 2015). Certains auteurs proposent ainsi la mise en place de nappes ophiolitiques partant de cette suture et s'étendant sur plus de 400km vers le Sud, ce qui est le cas en Arménie et dans le Petit Caucase (e.g. Rolland *et al.*, 2012; Hässig *et al.*, 2013b). Néanmoins, les derniers résultats obtenus par Etienne Legeay montrent que les ophiolites du Sud, sur lesquelles le bassin de Sivas se développe en partie au Paléocène, appartiennent à la suture Inner-Tauride, (Figure 133 ; Legeay *et al.*, 2015).

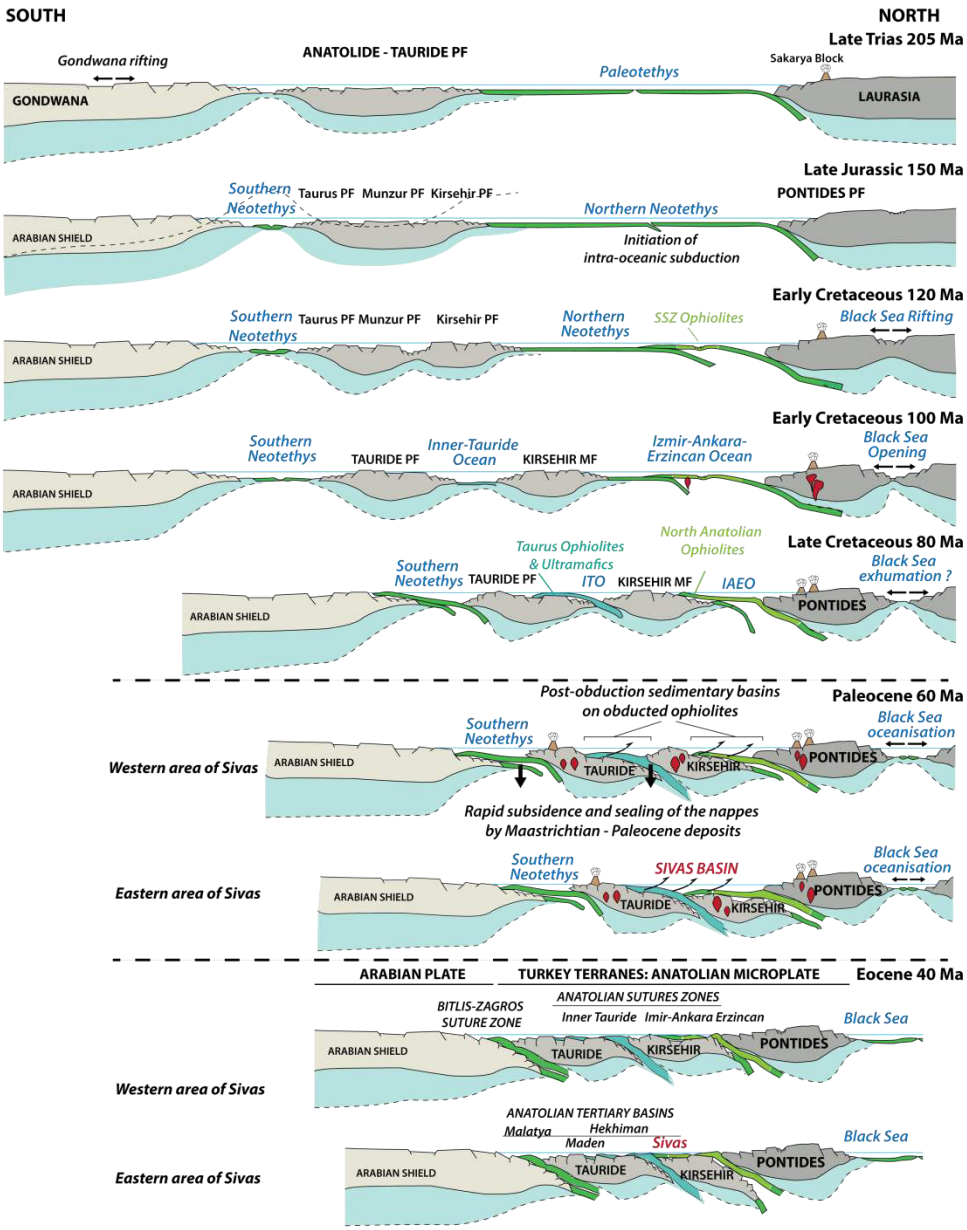


Figure 133 : Reconstitution sous forme de coupe Sud-Nord de l'Est de l'Anatolie du Trias supérieur à l'Eocène, d'après Legeay (2015).

Le bassin de Sivas semble se développer sur la bordure Nord et Est du massif du Kırşehir (Figure 132), au niveau du contact entre les océans Inner-Tauride au Sud et Izmir-Ankara-Erzincan au Nord, comme représenté sur la Figure 134.

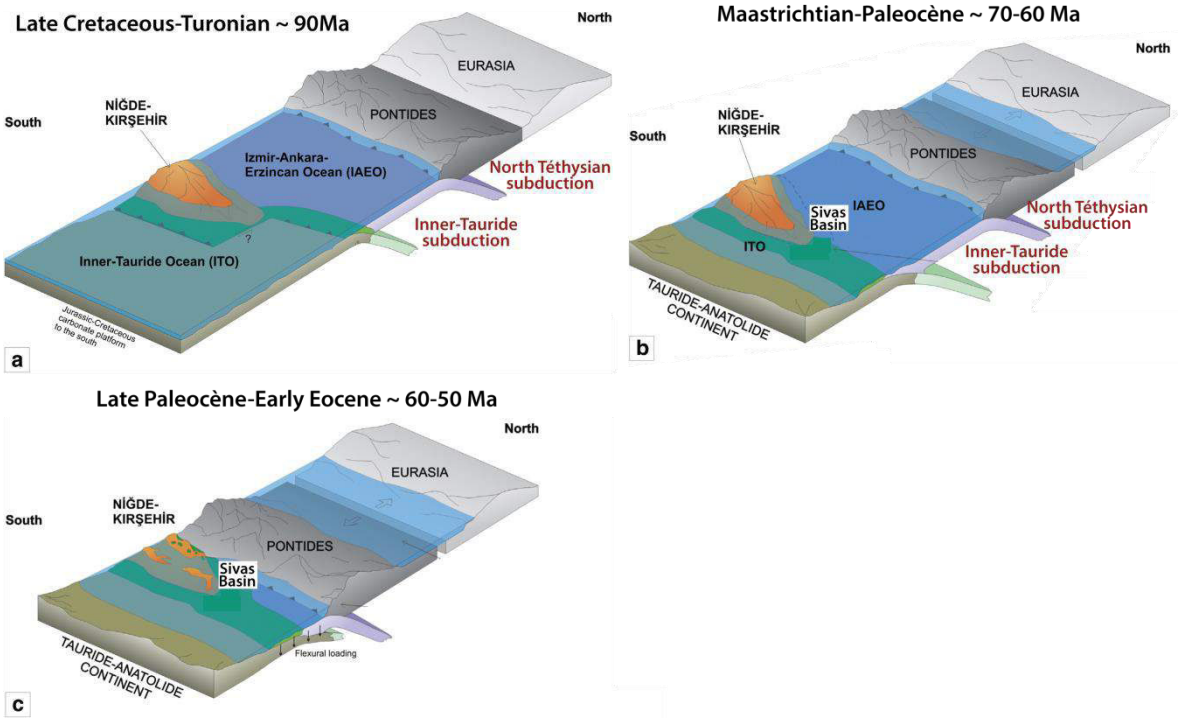


Figure 134 : Reconstruction de l'amalgamation des blocs dans l'Est de la Turquie du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur, adaptée pour le bassin de Sivas de Booth (2014b).

Le bassin de Sivas est vu comme un bassin flexural très local, lié à la mise en place d'un rétro-chevauchement du bloc Taurus sur le bloc Kırşehir (Figure 135 ; Guezou *et al.*, 1996).

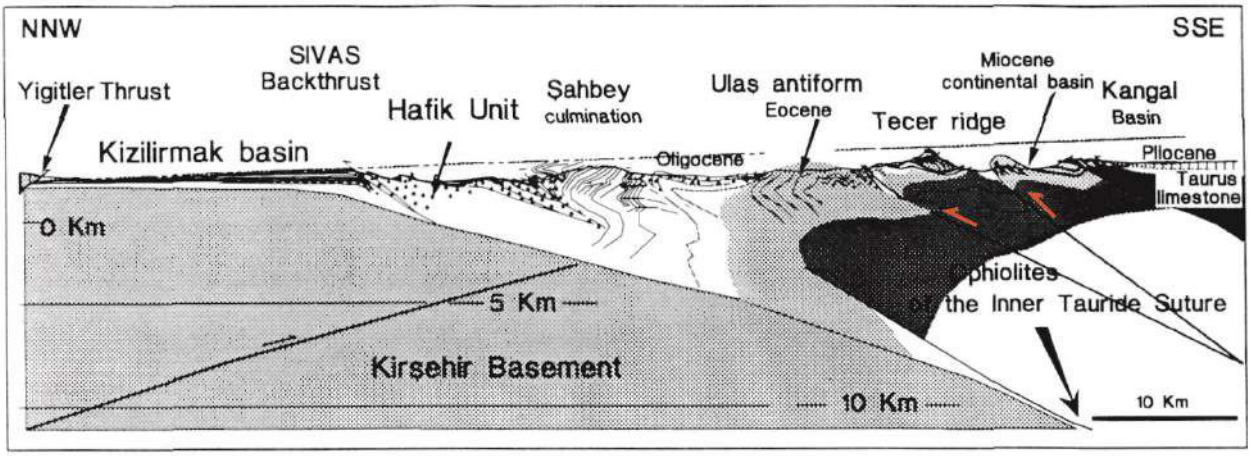


Figure 135 : Coupe structurale régionale du bassin de Sivas, recouvrant au Nord le massif du Kırşehir et au Sud le Bloc Tauride, d'après Guezou (1996).

CHAPITRE 8 **Connaissances actualisées sur le bassin de Sivas**

Ce chapitre présente les résultats obtenus sur la géologie générale du bassin de Sivas, résultats qui sont en constante progression, et basés sur des travaux effectués en collaboration avec Charlie Kergaravat. Ce travail préalable a nécessité d'actualiser la carte géologique du bassin de Sivas à grande échelle à partir d'images satellites mais surtout d'effectuer une cartographie de terrain détaillée, portant principalement sur la zone centrale du bassin de Sivas qui s'étend sur plus de 30km d'Est en Ouest et 20km du Nord au Sud. En parallèle à cette cartographie, nous avons levé une vingtaine de kilomètres de logs sédimentologiques, dans l'optique de caractériser l'évolution faciologique du remplissage du bassin de Sivas et de proposer des modèles pour les environnements de dépôts. Ce travail a demandé six mois de présence sur le terrain répartis sur trois années, et a permis de proposer une nouvelle colonne stratigraphique et de réaliser une coupe régionale intégrant l'influence de la tectonique salifère.

Les premiers résultats obtenus ont donné lieu à deux publications préliminaires, en annexe du mémoire :

- Ringenbach, J.C., Salel, J.F., Kergaravat, C., Ribes, C., Bonnel, C. and Callot, J.P. (2013) **Salt tectonics in the Sivas Basin, Turkey: outstanding seismic analogues from outcrops.** First Break, 31, 93–101.
- Callot, JP., Ribes, C., Kergaravat, C., C., Bonnel, Poisson, A., Temiz, H., Vrielynck, B., Orszag-Sperber, F., Ringenbach, JC. and Salel, JF. (2014) **Salt tectonics in the Sivas basin (Turkey) : crossing salt walls and minibasins**. Bulletin de la Société Géologique de France, 185, 33–42.

II. Carte géologique de l'ensemble du bassin de Sivas

La première phase du travail sur cette zone a nécessité de reprendre la carte du service national de recherche minière et d'exploration en Turquie (MTA : Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü), publiée par Baykal (1966). Cette actualisation de la carte géologique du bassin de Sivas s'est faite en compilant des cartes plus récentes, notamment celles de Kurtman (1973) et Poisson *et al.* (2010), ainsi qu'en affinant les contours des limites de formations à partir d'images satellites (Figure 136).

Nous avons complété ce document par une cartographie des évaporites, sans distinction entre les évaporites en « place » dites autochtones, et celles ayant « migrées » dites allochtones (Figure 136). Cette cartographie des évaporites a été faite à partir d'images satellites, puis complétée dans la zone centrale du bassin près de la ville de Sivas par une cartographie détaillée de terrain.

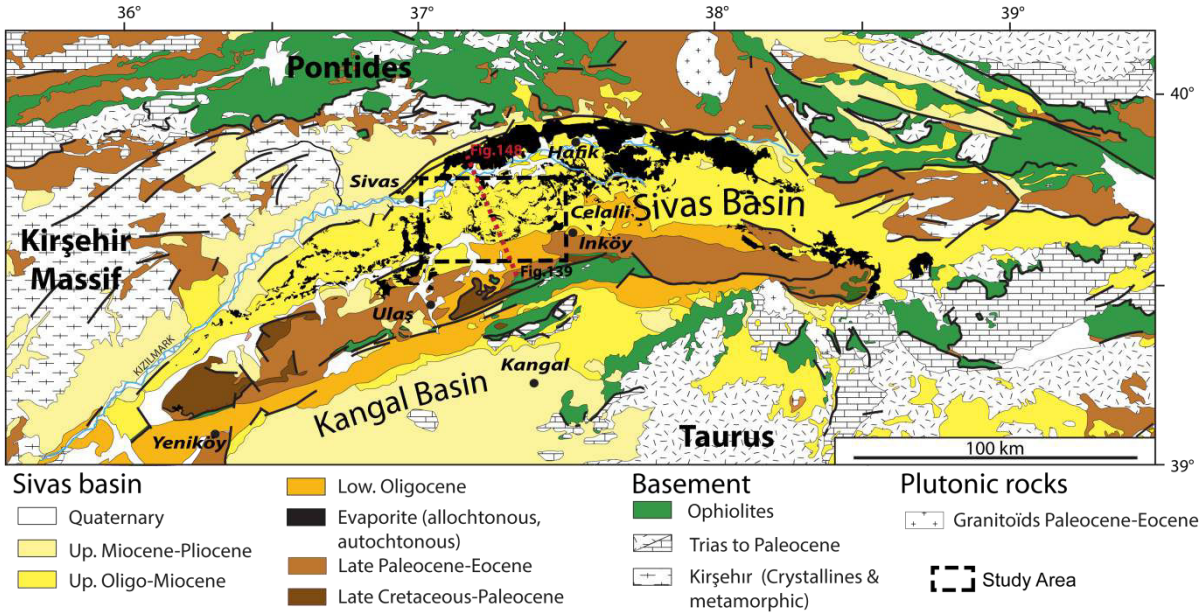


Figure 136 : Carte géologique du bassin de Sivas, avec en noir les évaporites allochtones et autochtone de la formation Tuzhisar datée Eocène supérieur, modifiée d'après Baykal (1966).

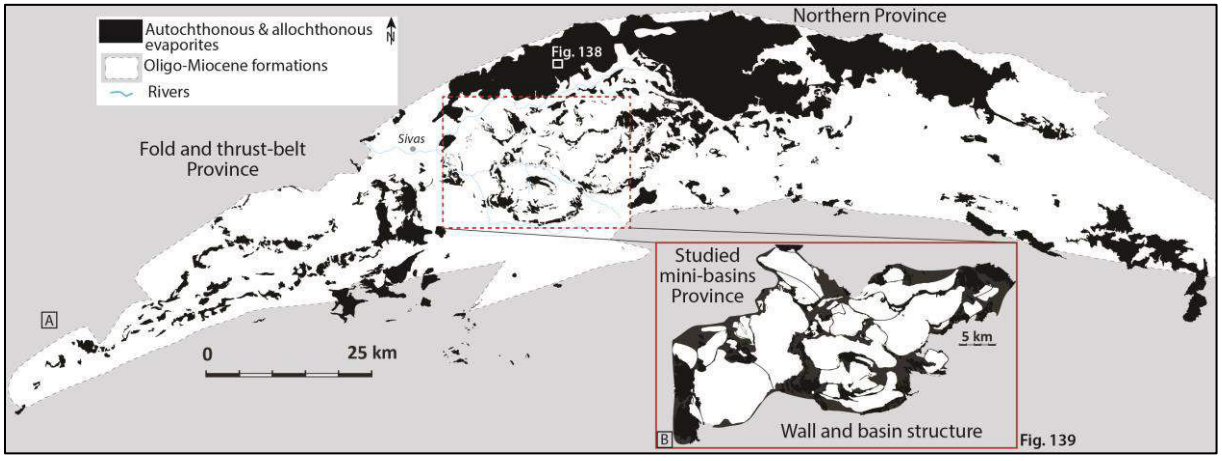


Figure 137 : Cartographie des évaporites à l'affleurement dans le bassin de Sivas, sans distinction entre les évaporites autochtones et allochtones, modifié d'après Kergaravat *et al.* (Submitted-a).

La carte des évaporites ainsi individualisées met en évidence en premier lieu la quantité d'évaporites à l'affleurement dans ce bassin (Figure 137).

En second lieu, la distribution régionale de ces évaporites suggère la distinction entre plusieurs provinces :

- un premier domaine au Nord, marqué par une très large quantité d'évaporites à l'affleurement, s'étendant sur plus de 100km de long et presque 20km de large (Figure 137A). Ce domaine semble majoritairement constitué d'évaporites dépositionelles et dans de plus rares cas de glaciers d'évaporites allochtones. Cette masse évaporitique est relativement plate topographiquement, mais enregistre une karstification intense, occasionnant la mise en place de dolines et de gouffres liés à la dissolution des évaporites (Figure 138 ; e.g. Günay, 2002).

Figure 138 : Image satellite Google Earth de la masse évaporitique fortement karstifiées au Nord du bassin de Sivas, (localisation sur la Figure 137). On observe la présence d'une multitude de dolines sub-coaslescentes de quelques dizaines de mètres de large chacune.

- Un second domaine est visible à l'Ouest, mais moins bien enregistré à l'Est du bassin (Figure 137A). Les évaporites à l'Ouest du bassin sont alignées sur 20 à 30km de long suivant plusieurs linéaments parallèles, de direction approximative Est-Ouest (Figure 137A). Ces alignements soulignent l'émergence de chevauchements à vergence Nord au niveau d'anticlinaux qui utilisent les évaporites comme niveau de décollement (Poisson *et al.*, 1996). A l'arrière de ces anticlinaux, de larges synclinaux sont observés. La distribution des évaporites dans cette zone est perpendiculaire à la direction Nord-Sud de raccourcissement. Cette province semble donc être très largement influencée par la compression s'organisant en chaînes de plis et chevauchements sur semelle évaporitique. Bien que présente, cette organisation en plis et chevauchements parallèles est moins facilement identifiable à l'Est du Bassin.

- Le dernier domaine présente un style structural complètement différent, marqué par une distribution polygonale des évaporites formant des murs qui entourent des mini-bassins subcirculaires (Figure 137B). Il présente une forte analogie géométrique avec la distribution des évaporites observée sur l'île d'Axel Heiberg dans le bassin du Sverdrup au Canada décrit par Harrison & Jackson (2014). La terminologie employée par ces auteurs pour qualifier l'assemblage polygonal de mini-bassin, « Wall and Basin Province » peut donc être utilisée pour le bassin de Sivas. Contrairement à la masse d'évaporites au Nord du bassin, dans la province à mini-bassins et murs, les évaporites génèrent des massifs hauts topographiquement, s'élevant quelques fois à plus de 100m par rapport aux lits des rivières environnantes. Les diapirs les plus hauts sont généralement à l'intersection de plusieurs murs d'évaporites formant des points triples et parfois même quadruples (Figure 137B). Dans cette province, les évaporites entourent 18 mini-bassins, constituant des accumulations Oligo-Miocènes de quelques kilomètres d'épaisseurs et de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de diamètre.

III. La carte géologique de la zone centrale à mini-bassins

La cartographie détaillée des évaporites dans la zone centrale du bassin de Sivas, et notamment des sutures de murs d'évaporites, a permis de bien individualiser les mini-bassins. Ces derniers ont été identifiés par le nom des villages les plus proches à savoir : Emirhan, Karayün, Ilkindi, Arpayazi, Eğribucak, Tuzhisar, Akpinar, Eskiboğazkesen, Çaygören, Celallı, Ağilkaya, Inceyol, Old Emirhan, Bingöl, Ishanı, Fadlun, Kizilkavraz, Yeniköy, Saklı, Gölcük, Küpecik, Sabhey et Budlaki. Le remplissage sédimentaire de chaque mini-bassin a été défini à partir de coupes sédimentologiques recoupant l'ensemble du remplissage affleurant, permettant de dégager des analogies faciologiques à plus grande échelle.

Trois formations sont distinguées pour l'intervalle Oligo-Miocène :

- Une formation continentale, nommée formation de **Karayün** (Cater *et al.*, 1991 ; cartographiée en nuances d'orange sur la Figure 139). Elle comprend des séries de type playa-lake, fluviatile en tresses, et fluvio-lacustres ; elle affleure dans le centre de la zone des mini-bassins.
- Une formation marine, nommée formation de **Karacaören** (Kurtman, 1973 ; cartographiée en bleu sur la Figure 139). Elle comprend des séries mixtes de rampes deltaïques et carbonatées, ainsi que des faciès de plaines côtières et de lagunes restreintes. Elle est un peu plus étendue vers le Nord et le Sud que la formation Karayün.
- Une troisième formation, nommée formation de **Benlikaya** (Poisson *et al.*, 2010 ; cartographiée en nuances de jaune sur la Figure 139). Celle-ci comprend des séries de type cône alluvial et fluviatile en tresse, ainsi que des environnements de playa-lake. Elle se localise principalement en périphérie de la zone des mini-bassins et sera décrite plus précisément dans la Partie 4.

Ces trois formations seront décrites avec plus de précision dans la partie 4. Les murs et diapirs d'évaporites sont représentés en noir sur la carte, les parties grises autour sont des évaporites plus ou moins recouvertes par des dépôts quaternaires (Figure 139).

Le remplissage des mini-bassins débute généralement par la formation continentale de Karayün comme observé pour le mini-bassin d'Emirhan (Figure 140A). Cette formation peut être recouverte en discordance ou en continuité stratigraphique par la formation marine de Karacaören (Figure 140A). Toutefois, la formation Karacaören peut aussi se développer directement sur les évaporites, comme pour les mini-bassins de Tuzhisar ou d'Ağilkaya (Figure 140B). Enfin la formation continentale de Benlikaya recouvre la formation marine de Karacaören localement sans discordance (Figure 140B). L'empilement stratigraphique pour le remplissage des mini-bassins semble donc débuter par la formation Karayün, recouverte par la formation Karacaören, elle-même recouverte par la formation Benlikaya. Les évaporites entourant les mini-bassins semblent donc antérieures en âge à ces trois formations.

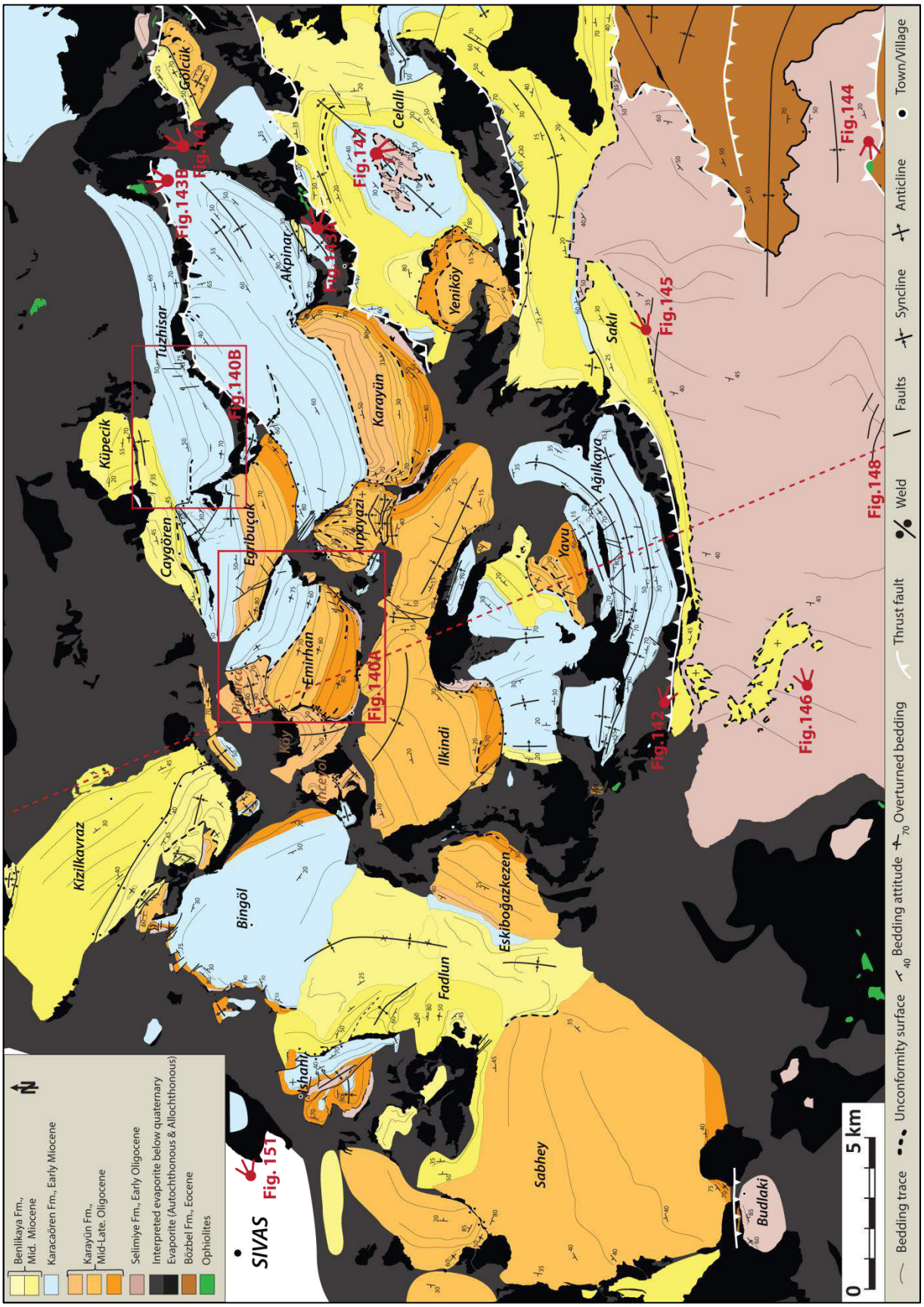


Figure 139 : Carte géologique de la zone centrale des mini-bassins du bassin de Sivas (localisation sur la Figure 137), d'après Kergaravat *et al.* (Submitted-b).

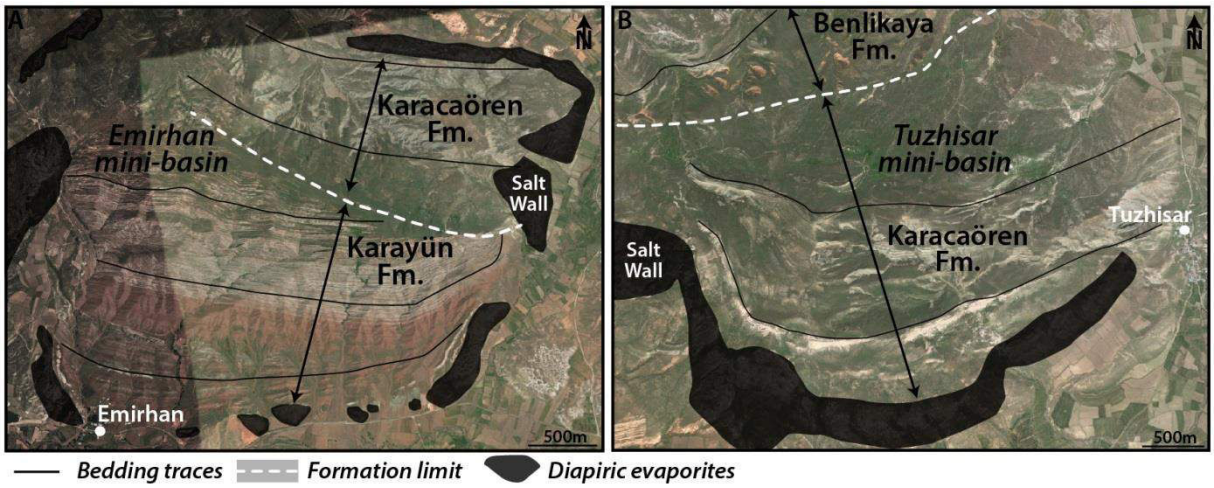


Figure 140 : Images satellites Google Earth des mini-bassins d'Emirhan (A) et Tuzhisar (B), (localisation sur la Figure 139).

Les évaporites diapiriques entourant les mini-bassins sont quasi-exclusivement constituées de gypse et d'anhydrite très déformés et cisaillés (Figure 141).

Dans certains cas, les murs et diapirs présentent une stratification interne régulière mettant en évidence la croissance verticale du diapir et l'extrusion verticale des évaporites (Figure 142).

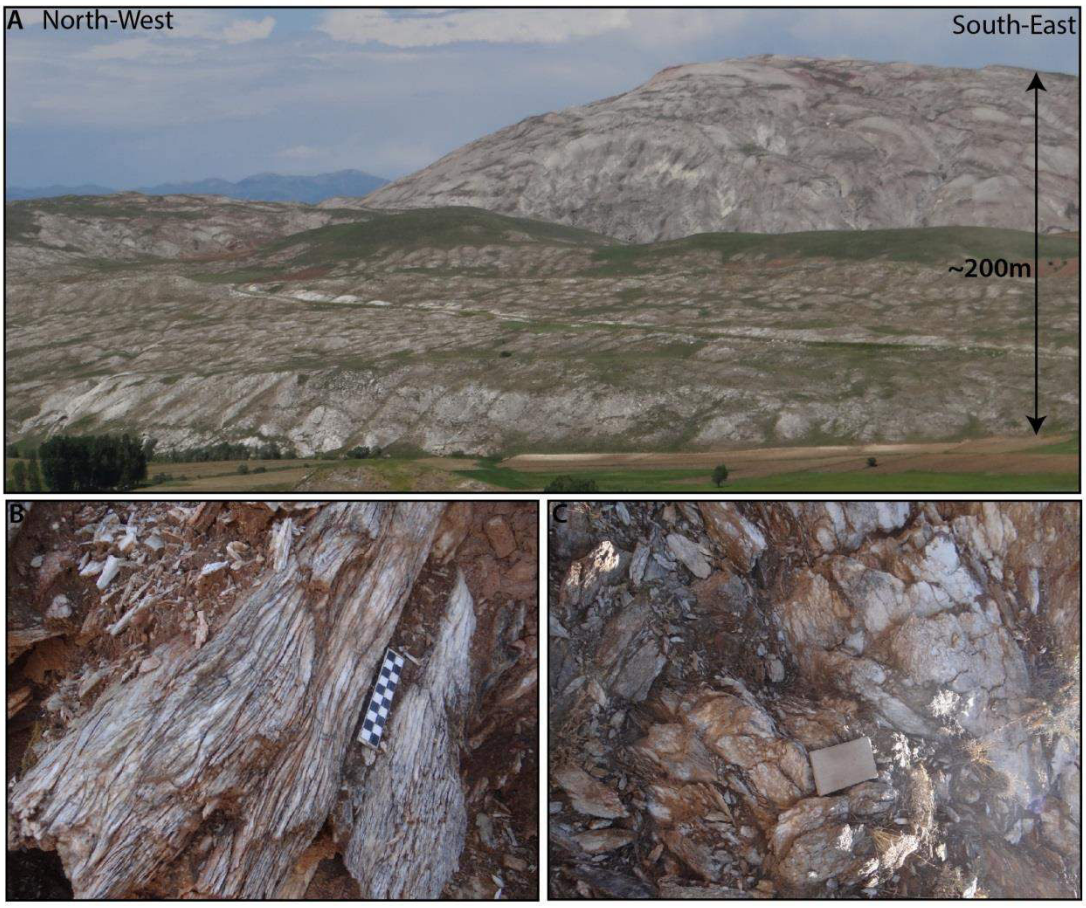


Figure 141 : (A) Panorama d'un diapir probablement encore actif à 200m de dénivelé au-dessus de la plaine quaternaire, localisation sur la Figure 139, (B-C) Photographies d'évaporites diapiriques cisaillés et bréchiques, (localisation sur la Figure 139).

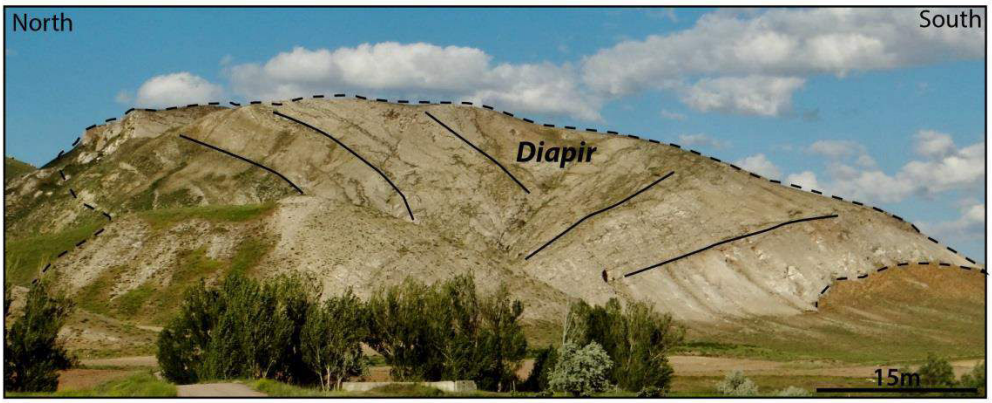


Figure 142 : Vue panoramique d'un diapir sur la bordure Sud du mini-bassin d'Ağilkaya présentant des stratifications internes (localisation sur la Figure 139).

Il est intéressant de noter que des blocs de quelques mètres à des massifs de plusieurs centaines de mètres d'ophiolites sont observés dans ces évaporites (Figure 143). Ces ophiolites semblent emballées dans la matrice évaporitique et sont assez récurrentes dans les murs et diapirs de la zone à mini-bassins (Figure 143).

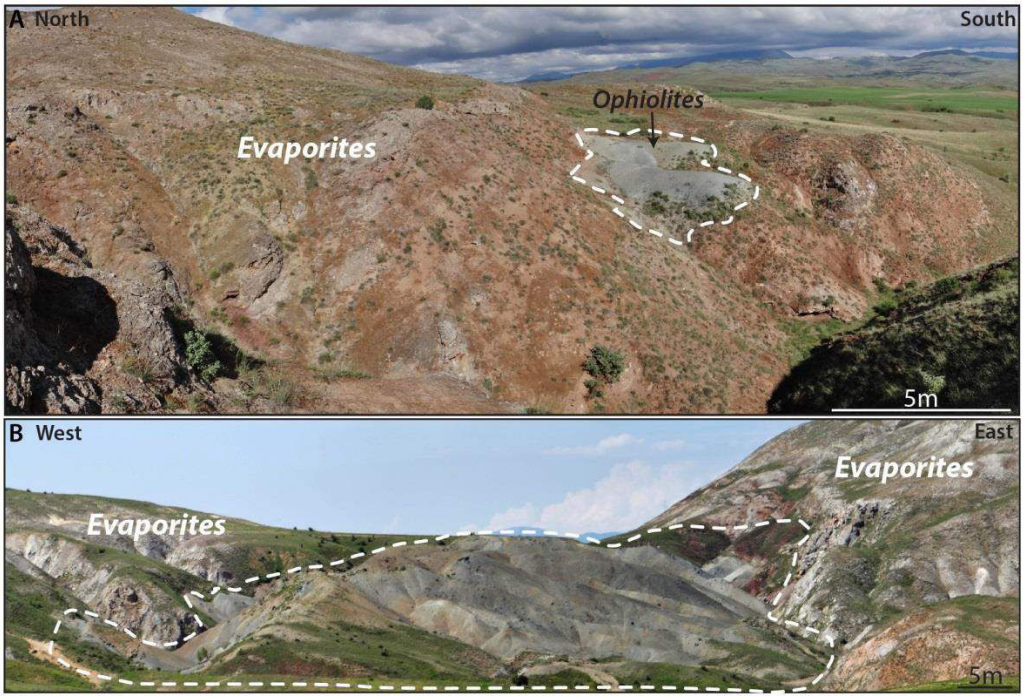


Figure 143 : Vue panoramique de murs d'évaporites contenant des blocs et des massifs d'ophiolites, (A) dans le mur d'évaporites au Sud du mini-bassin de Celallı, et (B) au Sud-Est du mini-bassin de Tuzhisar (localisation sur la Figure 139).

Au Sud-Est de la zone à mini-bassins, la formation turbiditique de **Bözbel,** en marron sur la Figure 139, évolue verticalement vers des faciès de moins en moins profonds jusqu'à la précipitation d'évaporites (Kurtman, 1973).

Il n'est pas rare de retrouver dans ces évaporites des blocs ophiolitiques qui sont attribués à des olistostromes qui se mettraient en place durant le dépôt des évaporites (Figure 144). Ces blocs ont été également observés dans l'Est du bassin de Sivas, près de la ville de Zara (Ocakoğlu, 1999). Cette transition turbidites-évaporites est bien décrite à l'Ouest du bassin de Sivas par Gündogan (2005 ; Figure 108). Cette dernière fait l'objet d'une partie du travail de recherche de la thèse de Alexandre Pichat et ne sera donc pas développée dans ce manuscrit.

La formation évaporitique, nommée **Tuzhisar** (Gündogan *et al.*, 2005), est le premier niveau évaporitique observé dans le Bassin de Sivas. Cette formation est la couche initiale autochtone à l'Ouest du bassin de Sivas. Cependant, les évaporites semblent servir de niveau de décollement dans cette zone, ce qui empêche d'évaluer l'épaisseur d'évaporites initiale et la transition avec la formation sus-jacente de Selimiye (en rose sur la Figure 139 ; Figure 144). Par analogie avec les formations rencontrées dans la partie centrale du bassin, nous attribuerons le nom de Tuzhisar pour la formation primaire d'évaporites dans l'ensemble du bassin de Sivas.

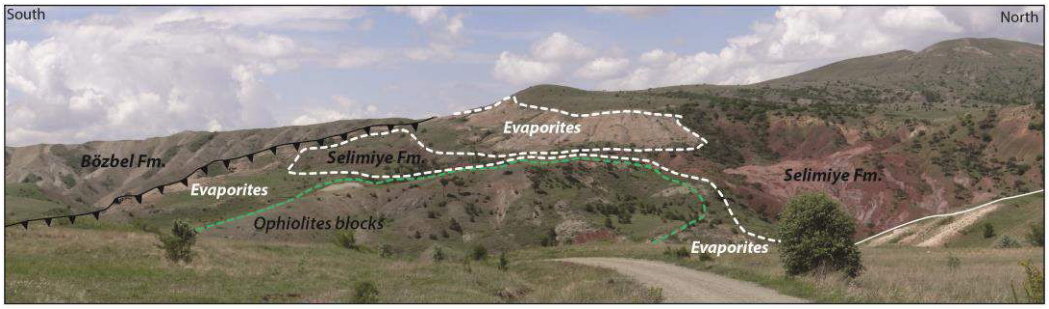


Figure 144 : Vue panoramique près du village d'Inköy, montrant le contact chevauchant entre la formation turbiditique de Bözbel au Sud et les évaporites de la formation Tuzhisar, recouverte par la formation continentale rouge de Selimiye. Les évaporites comprennent au niveau de ce chevauchement des massifs ophiolitiques (localisation sur la Figure 139).

La formation recouvrant les évaporites est celle de **Selimiye**, elle correspond à des dépôts fins en granulométrie de type playa-lake et plus rarement fluviatiles. Elle s'organise en un grand monoclinal globalement Est-Ouest, au Sud de la zone à mini-bassins, et remplit également un mini-bassin à l'Ouest, nommé le mini-bassin de Budlaki (Figure 139). La bordure Nord du monoclinal est recouverte en discordance angulaire (proche de 90°) par un niveau évaporitique bréchifié qui se pince sur ce contact, et contient des reliques préservés d'évaporites (Figure 145A et B). Ce dernier est recouvert localement par la formation marine de Karacaören et régionalement par la formation Benlikaya (Figure 145A, C et D).

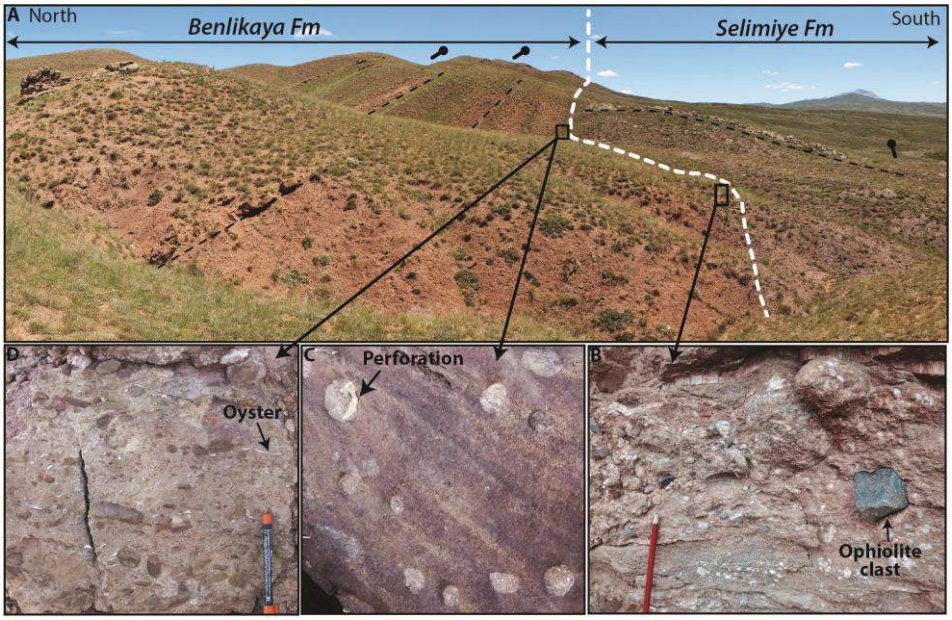


Figure 145 : (A) Vue panoramique de la bordure Nord du monoclinal de la formation Selimiye, recouverte en discordance angulaire par la formation de Benlikaya (localisation sur la Figure 139). Entre ces deux formations, des niveaux évaporitiques à galets d'ophiolites sont observés (B), recouvert par des bancs marins attribués à la formation de Karacaören (D et C), sur la photo (D) sont observés des galets de la formation Selimiye compris dans une matrice carbonatée a débris de coquilles dont des huitres ; sur la photo (C) un galet de la formation Selemiye perforé par des organismes de type pholades.

Cette formation Selimiye est également recouverte plus au Sud par des dépôts de la formation Benlikaya en discordance angulaire sans aucune trace d'évaporites ou des dépôts marins de la formation Karacaören, formant des buttes témoins (Figure 139 et Figure 146).

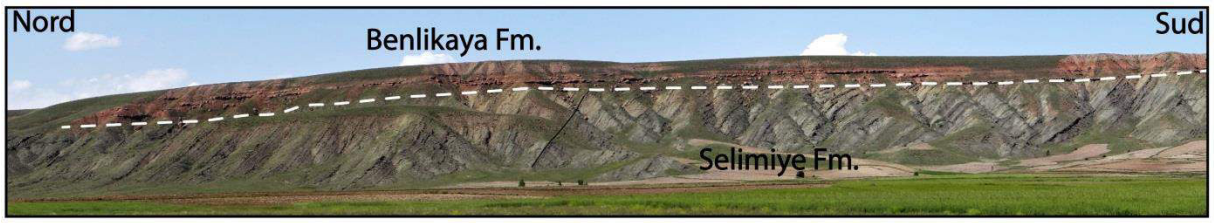


Figure 146 : Vue panoramique de la formation Selimiye recouverte en discordance angulaire par la formation Benlikaya (localisation sur la Figure 139).

L'absence de dépôt marin et évaporitique en discordance sur la formation Selimiye au niveau des buttes témoins du Sud de la zone des mini-bassins donne une probable indication sur la limite paléogéographique des dépôts marins de la formation Karacaören (Figure 139). La formation Selimiye affleure également au niveau du cœur de l'anticlinal de Celallı où elle est partiellement recouverte en discordance angulaire par la formation marine de Karacaören (Figure 147).

L'empilement stratigraphique de la zone Sud des mini-bassins semble donc débuter par la formation Bözbel, qui est recouverte par la formation évaporitique de Tuzhisar et enfin la formation Selimiye (Figure 139).

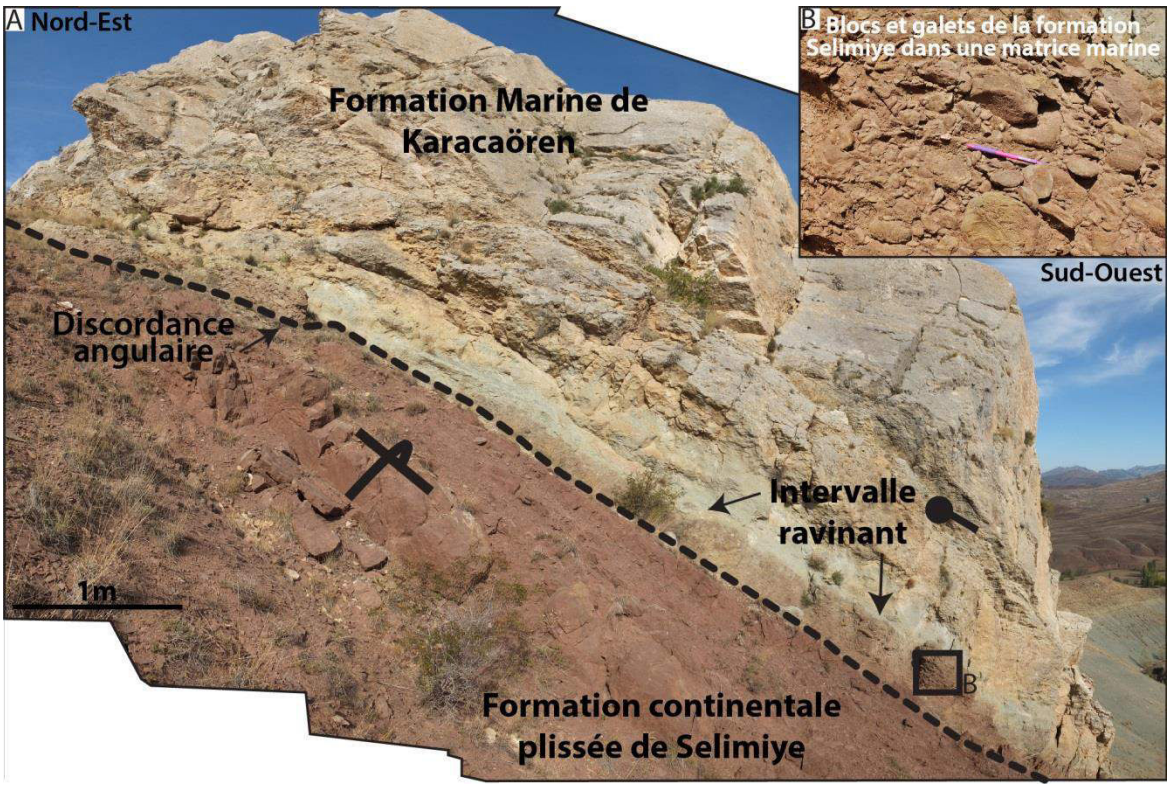


Figure 147 : Vue de la discordance angulaire entre la formation de Selimiye inversée et la formation à pendage normal vers le Sud-Ouest dans l'anticlinal de Celallı. La discordance est recouverte par un intervalle ravinant remaniant de nombreux blocs de la formation Selimiye sous-jacente (localisation sur la Figure 139).

IV. Coupes structurales à travers la zone à mini-bassins

Durant la dernière année de thèse, la compagnie *TransAtlantic Petroleum* qui prospecte en Turquie et notamment dans le bassin de Sivas, a accepté de mettre à notre disposition quelques lignes sismiques. Onze lignes sismiques Nord-Sud passant par la zone des mini-bassins, associées à trois lignes Est-Ouest, qui constitue une partie du jeu de donnée de la thèse de Etienne Legeay, ont donc permis de préciser l'architecture stratigraphique générale du bassin et montrer en particulier que (Legeay *et al.*, in prep; Kergaravat *et al.*, Submitted-a) :

- une épaisseur non négligeable de sédiments est présente sous la zone des mini-bassins centraux. Par corrélation latérale, nous attribuons celle-ci à la formation Selimiye (Figure 148). Les formations de Selimiye et de Karayün ne sont donc pas des équivalents latéraux de faciès comme proposés par certains auteurs (e.g. Kurtman, 1973 ; Poisson *et al.*, 1996) ;
- La formation Selimiye semblerait séparée de la formation Karayün par un niveau d'évaporites allochtone, interprété comme une canopée (Figure 148) ;
- L'organisation en mini-bassins de la formation Selimiye formerait une première génération de mini-bassins développés sur la couche d'évaporites autochtones de la formation Tuzhisar (Figure 148). Les mini-bassins à l'affleurement seraient remplis par les formations Karayün, Karacaören et Benlikaya et se développeraient eux sur une canopée pour former des mini-bassins de seconde génération, comme observé dans le Golfe du Mexique (Figure 148).

V. Succession stratigraphique révisée du Maastrichtien au Pliocène

Le travail de cartographie de cette zone, conjugué à l'analyse des relations spatiales entre les formations et à l'intégration des données sismiques, a permis de proposer un nouveau découpage stratigraphique et faciologique pour la partie centrale du bassin de Sivas (Figure 149).

Le remplissage du bassin de Sivas débute au Crétacé supérieur par le dépôt de plateformes carbonatées recouvrant les ophiolites. La séquence de dépôts du Crétacé à l'Eocène terminal ne présente pas de divergences majeures avec les interprétations antérieures proposées dans la littérature (e.g. Kurtman, 1973). Ce remplissage débute par le dépôt de carbonates de plateforme probablement très localisées, du Maastrichtien au Paléocène correspondant aux formations de **Teçer et** de **Gürlevik** (Figure 149). Le bassin connait ensuite une phase d'érosion des plateformes qui est marquée par le recouvrement et localement l'incision des carbonates par des dépôts conglomératiques. Ces faciès grossiers, qui remanient des ophiolites et les carbonates sous-jacents, s'organisent en fans deltas sous-aquatiques sur les marges Sud et Nord du Bassin pendant l'Eocène inférieur, développant la formation **Bahçecik** (Gokten & Kelling, 1991 ; Poisson *et al.*, 1996). Le bassin enregistre ensuite un approfondissement des faciès marqué par la mise en place de dépôts volcano-clastiques dominants à la base qui passent vers le haut à des turbidites clastiques et carbonatés attribuées à l'Eocène moyen des formations de **Kösedağ** et de **Bözbel** (Figure 149). La partie sommitales des turbidites passe semble-t-il progressivement à des dépôts d'évaporites de la formation **Tuzhisar** (Kurtman, 1973 ; Cater *et al.*, 1991; Gündogan *et al.*, 2005). Cette formation évaporitique a été datée du Bartonien par des données de Strontium par Alexandre Pichat.

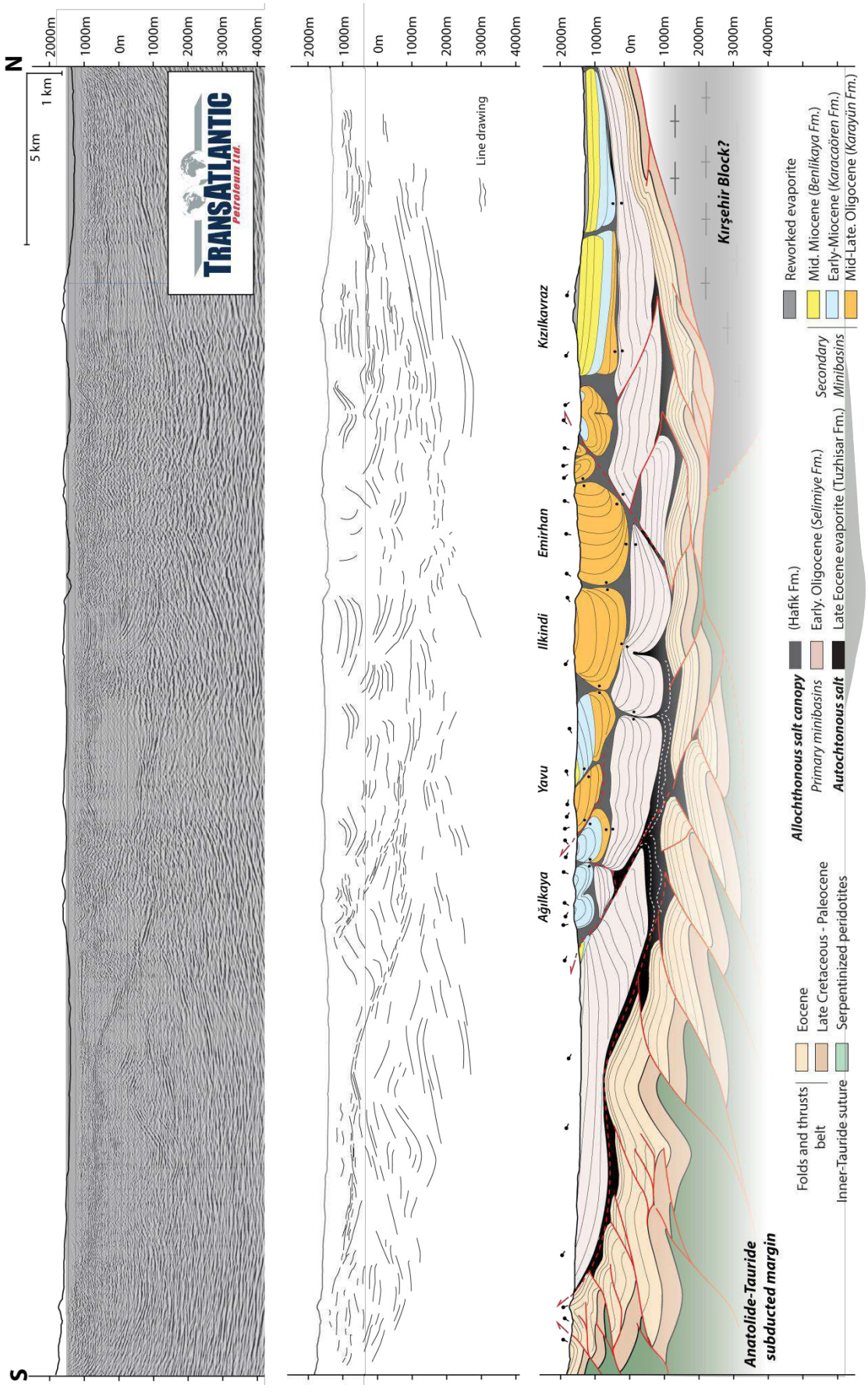


Figure 148 : Coupe structurale régionale passant par la zone à mini-bassins du Bassin de Sivas, à partir de données de terrain et l'intégration de données de subsurface provenant de la compagnie pétrolière TransAtlantic (localisation sur la Figure 136 et Figure 139), d'après Kergaravat *et al.* (Submitted-a).

A partir du dépôt de ces évaporites à la fin de l'Eocène, les interprétations de la colonne stratigraphique divergent. Ces évaporites sont interprétées comme étant la couche autochtone permettant l'halocinèse et par la suite la formation de mini-bassins. Sur cette couche évaporitique se dépose la formation continentale de Selimiye, qui forme un grand monoclinal au Sud, maintenant incorporé au système compressif en *passive-roof*, et rempli le mini-bassin de Budlaki au Sud-Ouest de la zone. Plus au Nord, la formation Selimiye semble se déposer dans de grands mini-bassins bordés par des murs d'évaporites qui aujourd'hui sont des sutures (Figure 148). L'interprétation de lignes sismiques permet de démontrer que la formation Selimiye constitue une première génération de mini-bassins sous la zone des mini-bassins centraux (Figure 148). Cette formation Selimiye n'a pas vraiment été étudiée jusqu'à présent, son épaisseur comme son âge restent incertains (Poisson *et al.*, 2010).

La formation Selimiye est recouverte par une **canopée** sur laquelle va se développer une seconde génération de mini-bassins remplis par la formation Karayün (Figure 148). Cette formation continentale de **Karayün** est datée de l'Oligocène, grâce à la détermination de mammifères (Sümengen *et al.*, 1989). La formation Karayün peut être subdivisée en trois membres : le membre inférieur dominé par des environnements de type playa-lake, le membre moyen dominé par des environnements de type fluviatile en tresse et enfin le membre supérieur dominé par des environnements fluvio-lacustres. Les faciès et environnements de la formation Karayün seront détaillés dans les deux premiers chapitres de la partie 4. Des charophytes ont été retrouvés dans les intervalles lacustres du membre supérieur des mini-bassins et datés de la fin de l'Oligocène par Poisson *et al.* (1996 ; 2012).

Le bassin de Sivas enregistre ensuite une transgression marquée par la mise en place de dépôts marins peu profonds correspondant à la formation de **Karacaören**. Cette formation se divise en quatre unités stratigraphiques alternant entre des dépôts mixtes deltaïques et carbonatés, et des dépôts de plaines côtières et lagunes, qui seront décrits dans le dernier chapitre de la partie 4. Cette transgression est datée du début Miocène et plus précisément de l'Aquitanien par certains auteurs tels que Özcan (2009) et Poisson (2011). Néanmoins, d'autres auteurs tel que Sirel *et al.* (2013) datent la transgression du Chattien supérieur. Cette dernière datation est plus en accord avec les âges obtenus avec des données de strontium que nous avons obtenus et qui seront présentées dans la partie 4.

Enfin, le bassin de Sivas subit une émersion avec la mise en place d'environnements de type cônes alluviaux, fluviatiles et playa-lake au milieu du Miocène, correspondant à la formation de **Benlikaya**. Des cendres volcaniques ont été prélevées à la base de l'Unité 1 de la formation Benlikaya dans le mini-bassin de Çaygören, dans lesquelles des zircons ont pu être extraits qui donnent un âge de 18.85±0.19 Ma, soit de la fin du Burdigalien. La datation a été faite par J.-L. Paquette du Laboratoire Magmas et Volcans (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand).

Des cendres volcaniques ont également été prélevées et datées au Nord-Est de la ville de Sivas, à la base d'une séquence évaporitique correspondant à la fin de la formation Benlikaya donnant un âge de 11.63±015Ma soit Serravalien-Tortonien (Figure 151).

Les formations Incesu et Merakom ont été décrites dans la partie 2 mais ne sont pas présentes dans la zone des mini-bassins.

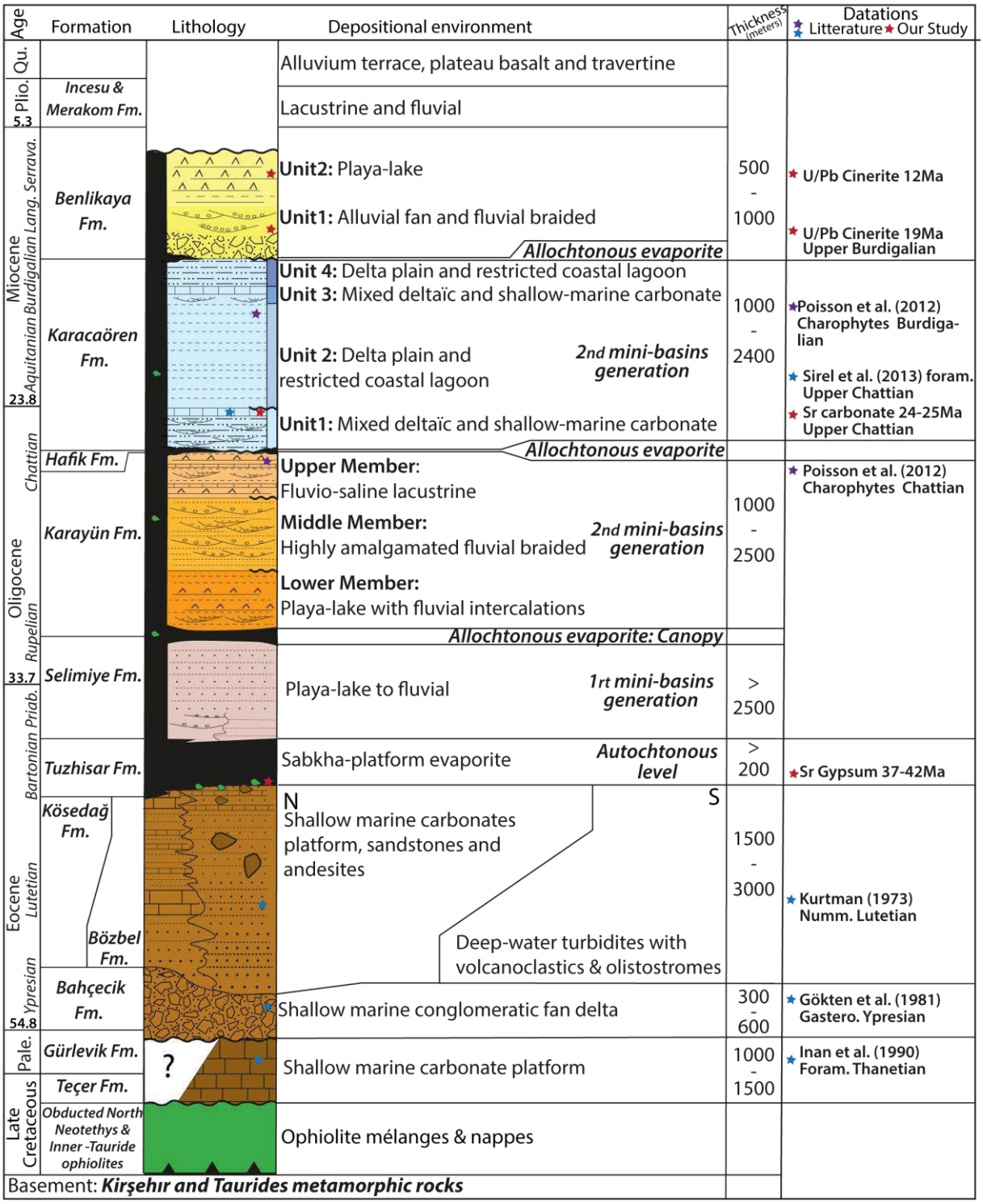


Figure 149 : Colonne stratigraphique actualisée de la zone centrale du Bassin de Sivas.

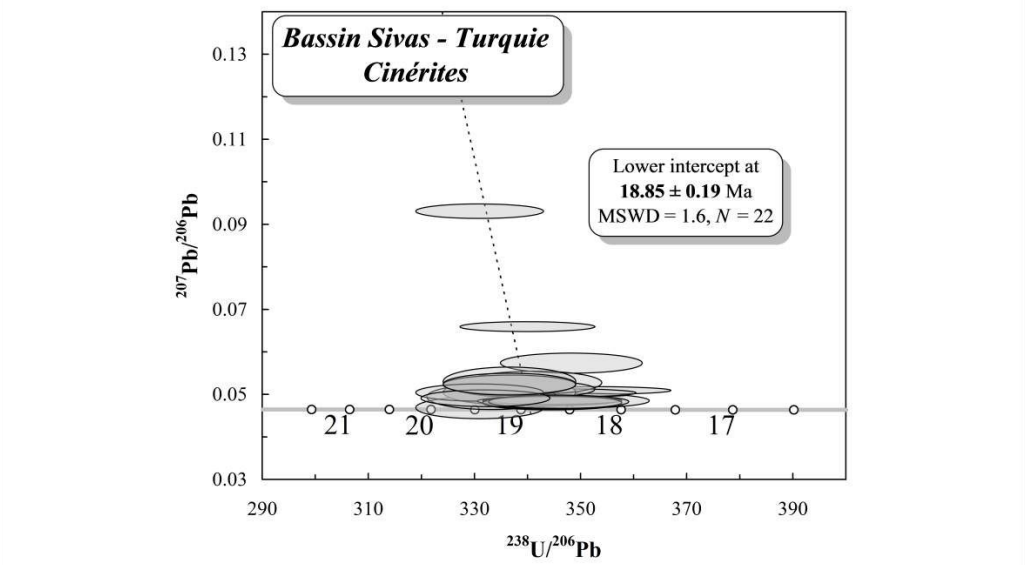


Figure 150 : Datation des cinérites prélevées dans la formation de Benlikaya dans le mini-bassin de Çaygören, daté par J.-L. Paquette (Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand).

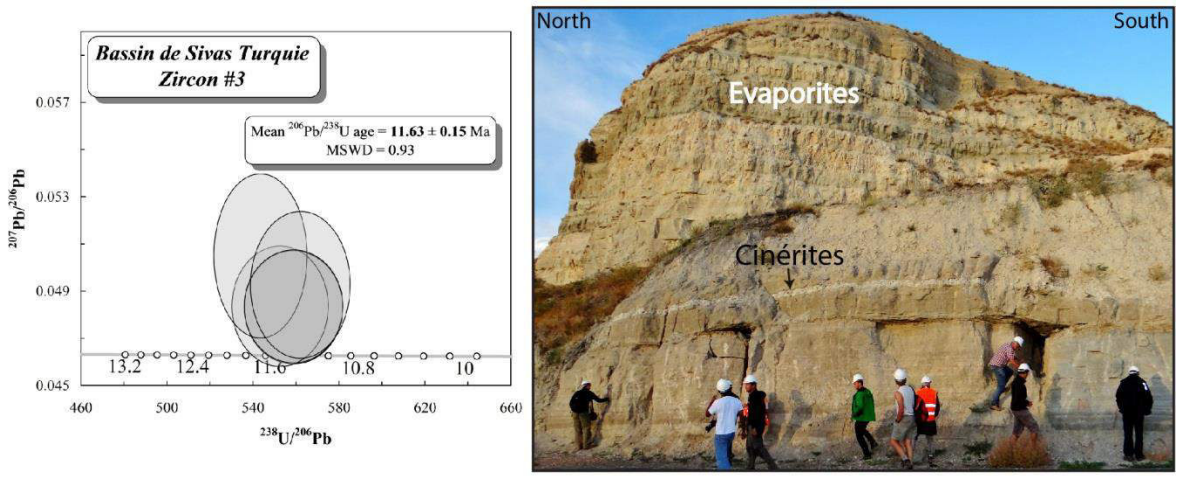


Figure 151 : Datation des cinérites prélevées à la base d'une séquence évaporitique au Nord de la zone à mini-bassins et Nord-Est de la ville de Sivas (localisation sur la Figure 139), datées par J.-L. Paquette (Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand).

- Avant d'aborder les problématiques liées à l'influence de la tectonique salifère dans le bassin de Sivas, il a été nécessaire dans un premier temps **d'actualiser la carte géologique.**
- La cartographie détaillée de terrain et d'images satellites a mis en évidence la présence de **niveaux évaporitiques allochtones**.
- Ces évaporites réparties sous forme **polygonale** à l'affleurement encerclent des **mini-bassins** de quelques kilomètres de diamètre.
- L'étude sédimentologique et stratigraphique de cette zone au regard des effets de la tectonique salifère a permis de proposer une **nouvelle colonne stratigraphique** pour les **formations de l'Oligocène au Pliocène**.

PARTIE 4

Etudes sur les interactions entre la tectonique salifère et la sédimentation au cours du remplissage des mini-bassins de Sivas.

Cette **quatrième partie** du manuscrit présente les résultats obtenus dans le cadre de ce travail de thèse sous la forme de trois chapitres.

Le **premier chapitre** se focalise sur le remplissage d'un mini-bassin de référence, décrivant les faciès afin de proposer un modèle de dépôts pour la formation Oligocène continentale de Karayün. Les variations spatiales et temporelles des assemblages de faciès, la déformation en bordures de mini-bassin, et la migration des dépocentres au cours du temps sont mises en évidence pour souligner le rôle de l'halocinèse à petite l'échelle durant le développement d'un mini-bassin. Cette étude est présentée sous forme d'un article publié dans la revue *Sedimentology*.

Le **deuxième chapitre** porte également sur la formation de Karayün mais intègre l'analyse de neufs autres mini-bassins adjacents au mini-bassin de référence. Cette étude est également basée sur un travail de cartographie fine appuyé par une analyse faciologique et architecturale. Le but de cette analyse était de proposer (i) un modèle de dépôt régional basé sur les travaux effectués dans le premier chapitre, et (ii) une corrélation stratigraphique entre les mini-bassins dans le but de mettre en évidence les points communs entre mini-bassins en lien avec les facteurs allogéniques. A l'inverse, les hétérogénéités de faciès, d'épaisseur, de déformation entre mini-bassins et au sein même des mini-bassins sont détaillés afin de souligner l'influence locale de l'halocinèse durant leur développement propre. Cette étude est présenté sous-forme d'un article sous presse dans la revue *Basin Research*.

Le **troisième chapitre** présente les résultats obtenus sur le remplissage miocène des mini-bassins comprenant la formation marine de Karacaören et la formation continentale de Benlikaya. Cette étude est également basée sur une cartographie fine et une analyse de faciès dans 17 mini-bassins adjacents. Une séquence de remplissage synthétique et une corrélation régionale entre les mini-bassins sont proposées, à partir de la reconnaissance de marqueurs régionaux, soulignant les changements de facteurs allogéniques tel que des surfaces de transgressions ou d'ennoiement de la zone d'étude. Cette corrélation permet de comparer le remplissage contemporain des mini-bassins et donc de d'évaluer l'impact local de l'halocinèse durant le développement de ces mini-bassins. Le troisième chapitre se présente actuellement sous forme d'un article en cours de construction, qui sera prochainement soumis à la revue *Sedimentary Geology*.

Table des matières de la Partie 4

CHAPITRE 9 Influence de l'halocinèse sur le remplissage continental d'un mini-bassin : Cas du mini-bassin d'Emirhan 171

I. Introduction et méthodologie 171

II. Article publié dans la revue Sedimentology 173

A. ABSTRACT 173

B. INTRODUCTION 174

C. GEOLOGICAL SETTING 175

D. DATA AND METHODS 178

E. PALAEOCURRENTS AND SEDIMENT PROVENANCE 180

F. FACIES ASSEMBLAGES, GEOMORPHIC SETTING AND STRATAL PATTERN 180

F.1. Facies Association A: Fluvial conglomerate and floodplain mudstone 181

F.2. Facies Association B: Fluvial terminal splay and playa-lake 182

F.3. Facies Association C: Fluvial terminal splay and floodplain mudstone 184

F.4. Facies Association D1: Amalgamated migrating braided channel complex 187

F.5. Facies Association D2: Non-migrating low sinuosity braided channels 189

F.6. Facies Association E: Saline lacustrine deposits 190

G. STRATIGRAPHIC ASSEMBLAGES AND SPATIAL AND TEMPORAL VARIATIONS 190

G.1. Unit 1: Fluvial conglomerate and floodplain mudstone 191

G.2. Unit 2: Fluvial terminal splay and playa-lake 191

G.3. Unit 3: Fluvial terminal splay and floodplain mudstone 191

G.4. Unit 4: Amalgamated migrating braided channel complex 194

G.5. Unit 5: Non-migrating low sinuosity braided channels 194

G.6. Unit 6: Saline lacustrine deposits 195

H. DEPOSITIONAL MODEL 196

H.1. Depositional environment 196

H.2. Regional depositional environment: Distributive fluvial system 197

H.3. Evolution in stratigraphy and sedimentary architecture of the distributive fluvial systems with time 198

I. DISCUSSION 199

I.1. Controls on sedimentary architecture and pattern 199

I.2. Emirhan mini-basin fill stages 199

I.3. Controls on asymmetrical evolution 204

J. CONCLUSIONS 205

K. ACKNOWLEDGEMENTS 206
III. Données complémentaires sur le mini-bassin d'Emirhan 207
IV. Enseignements sur le mini-bassin d'Emirhan 208
A. Modèle de dépôt de la formation Karayün basé sur le mini-bassin d'Emirhan 208
B. Organisation verticale de la séquence de dépôt 208
C. Influence de la tectonique salifère sur la sédimentation à l'échelle d'un mini-bassin ... 209

CHAPITRE 10 Influence de l'halocinèse sur un système continental remplissant plusieurs mini-bassins : Cas des mini-bassins de Sivas durant le remplissage de la formation Karayün 211

I. Introduction et méthodologie 211
II. Article sous presse dans la revue Basin Research 213
A. ABSTRACT 213
B. INTRODUCTION 214
C. GEOLOGICAL SETTING and STRATIGRAPHY 215
D. DATA AND METHODS 218
E. KARAYÜN FORMATION REGIONAL STRATIGRAPHY 220
E.1. Overview of previous studies of the Karayün Formation 220
E.2. Lower Member of the Karayün Formation: red oxidized playa-lake and sheet flood deposits 220
E.3. Transition between the Lower and the Middle members of the Karayün Formation 223
E.4. Middle Member of the Karayün Formation: Fluvial braided deposits 224
E.5. Transition between the Middle and the Upper members of the Karayün Formation 225
E.6. Upper Member of the Karayün Formation: Saline lacustrine deposits 227
E.7. Palaeocurrent analysis and sediment provenance 228
E.8. Towards a tectonic-forced depositional model: Distributive Fluvial System (DFS) 230
F. SALT TECTONICS FORCING ON SYN-TO POST-DEPOSITIONAL MINI-BASINS INFILL 230
F.1. Distribution of facies assemblages 230
F.2. Regional isopach patterns and local thickness variations 234
F.3. Stratal geometries associated with salt-related deformation 235
G. DISCUSSION 241
H. CONCLUSION 246
I. ACKNOWLEDGEMENTS 247
III. Compléments sur l'étude de la formation Karayün 248

A. Premiers dépôts sur la canopée : Formation de Selimiye ? 248
B. Niveau évaporitique entre les formations Selimiye et Karayün dans les mini-bassins : mise en place de glaciers ou lacs pérennes ? 251
C. Géométries des grandes structures en bordure de mini-bassins 255
IV. Enseignements sur le remplissage des mini-bassins de Sivas par la formation Karayün 257
A. Modèle de dépôt de la formation Karayün 257
B. Organisation verticale de la séquence de dépôt 257
C. Influence de la tectonique salifère sur le système sédimentaire dans une zone à mini-bassins 258
D. Accommodation induite par le fluage des évaporites versus accommodation régionale 258

CHAPITRE 11 Influence de l'halocinèse sur un système marin peu profond et une émersion : Cas du remplissage des mini-bassins de Sivas par la formation marine de Karacaören et la formation continentale de Benlikaya 261
I. Introduction et méthodologie 261
II. Article en préparation 263
A. ABSTRACT 263
B. INTRODUCTION 264
C. GEOLOGICAL SETTING AND PREVIOUS WORKS ON THE MIOCENE SERIES OF THE SIVAS MINI-BASINS 265
C.1. From Neotethys closure to salt deposition 265
C.2. Sivas salt-related Basin 266
C.3. Previous works on the Karacaören and Benlikaya Fms in the Sivas mini-basins 268
D. DATA AND METHOD 268
E. FACIES ANALYSIS AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS 269
E.1. Mixed siliciclastic-carbonate ramp 269
E.2. Coastal plain and restricted lagoon 279
E.3. Distributive fluvial system 283
F. STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE AND REGIONAL CORRELATION BETWEEN THE DIFFERENT MINI-BASINS 287
F.1. Marine Karacaören Fm 288
F.2. Continental Benlikaya Fm 293
G. PALAEOCURRENT ANALYSIS AND SEDIMENT PROVENANCE 295
H. DISCUSSION 295

H.1. Comparison of the stratigraphic architecture and stratal pattern between the different mini-basins 295
H.2. Regional tectonics influences on the mini-basins area 300
H.3. Global eustatic sea-level influence on the Sivas Basin 301
H.4. Impact of halokinesis on the allogenic factors control 301
I. Conclusion 301
J. Acknowledgments 302
III. Donnés complémentaires sur les formations de Karacaören et de Benlikaya 303
A. Datations paléontologiques et isotopiques 303
A.1. Les dents de requins 303
A.2. Les coraux 303
A.3. Les Algues rouges 305
B. Influence de la tectonique salifère 306
B.1. Fluage des évaporites à l'origine d'une morphologie de type Gilbert-delta 306
B.2. Influence de plis halocinétiques sur les premiers dépôts marins : exemple de la bordure Est du mini-bassin d'Emirhan 307
B.3. Preuve de la suture de la canopée sous le mini-bassin d'Emirhan durant le dépôt de la formation Karacaören 310
B.4. Variations d'épaisseurs de l'Unité 1 de la formation de Karacaören 311
B.5. Soulèvement de la zone centrale à mini-bassins et Suddu bassin durant le dépôt de la formation Benlikaya 313
B.6. Remaniement intense des évaporites durant le dépôt de la formation Benlikaya 314
IV. Enseignements sur le remplissage des mini-bassins de Sivas par les formations Miocène 318
A. Modèle de dépôts des formations Karacaören et Benlikaya 318
B. Organisation verticale de la séquence de dépôts Miocène dans les mini-bassins 318
C. Influence de la tectonique salifère versus la tectonique régionale sur le système sédimentaire 319

CHAPITRE 9 **Influence de l'halocinèse sur le remplissage continental d'un mini-bassin : Cas du mini-bassin d'Emirhan**

Ce chapitre fait l'objet d'un article publié dans la revue *Sedimentology* sous la référence suivante : RIBES, C., KERGARAVAT, C., BONNEL, C., CRUMEYROLLE, P., CALLOT, J.-P., POISSON, A., TEMIZ, H. & RINGENBACH, J.-C. (2015) **Fluvial sedimentation in a salt-controlled mini-basin: stratal patterns and faciès assemblages, Sivas Basin, Turkey**. *Sedimentology*.

I. Introduction et méthodologie

L'analyse de l'influence de l'halocinèse sur le système sédimentaire à pu etre conduite à la lumière de la cartographie de la zone centrale à mini-bassins du bassin de Sivas et à l'établissement de la colonne stratigraphique.

Dans un premier temps, nous avons pris le parti de choisir un mini-bassin de référence, le mini-bassin d'Emirhan, pour définir la séquence de remplissage de la formation Karayün. Le choix de ce mini-bassin est basé sur des critères de qualité d'affleurements car ce mini-bassin est entièrement basculé et présente des séries verticales à l'affleurement qui ne sont quasiment pas recouvertes par les dépôts quaternaires. En s'appuyant sur une dizaine de levées de logs sédimentologiques, ainsi qu'une cartographie de détail effectuée sur le terrain et à partir d'images satellites, la faciologie, l'architecture stratigraphique et les environnements de dépôts associés à la formation Karayün ont été caractérisés. Cette étude sédimentologique classique a permis de définir une séquence de dépôts et un modèle de dépôts de référence pour la formation Karayün.

Dans un second temps, l'influence de la tectonique salifère en contexte de mini-bassins sur des systèmes de dépôts continentaux a été évaluée à travers les questions soulignées par la littérature (e.g. Barde *et al.*, 2002 ; Lawton & Buck, 2006 ; Prochnow *et al.*, 2006 ; Matthews *et al.*, 2007; Buck *et al.*, 2010 ; McKie *et al.*, 2010; Andrie *et al.*, 2012 ; Giles & Rowan, 2012 ; Newell *et al.*, 2012 ; Banham & Mountney, 2013a ; Banham & Mountney, 2013b ; Venus *et al.*, 2014) et en particulier :

- Quelles sont les variations spatiales de la distribution des faciès associées à la subsidence halocinétique du mini-bassin et à la surrection des murs d'évaporites ?
- Quel type de déformation est observé sur les bordures du mini-bassin en relation avec le fluage vertical des évaporites ? Y a-t-il une organisation en séquences halocinétiques ? Que nous apprennent les géométries des dépôts en bordure du mini-bassin sur le ratio taux de croissance du diapir versus taux d'accumulation sédimentaire ?

- Y a-t-il migration des dépocentres au cours du remplissage du mini-bassin ? Quel est le rôle de la compression régionale sur ces migrations ?
- Comment se matérialise la mise à l'affleurement des murs évaporitiques ? Y a-t-il une remobilisation chimique ou mécanique ?

Pour répondre à ces questions, un découpage en unité lithostratigraphique a été effectué. Cette subdivision en association de faciès, cohérente d'un bord à l'autre du mini-bassin souligne des variations spatiales systématiques dans la distribution des faciès entre le centre et les bordures des mini-bassins. La cartographie de détail des bordures du mini-bassin met en évidence des géométries typiques d'une déformation syn-sédimentaire. En fonction des géométries syn-sédimentaires observées, le ratio taux de croissance du diapir versus taux d'accumulation sédimentaire a pu être défini au cours du temps. Les variations d'épaisseurs des différentes unités, tant latéralement que verticalement, permettent de proposer un modèle d'évolution de migration des dépocentres. Finalement, la présence d'évaporites dépositionnelles ainsi que de galets d'évaporites dans le mini-bassin a été étudié afin de déterminer s'il y existe un lien avec la mise à l'affleurement des murs et diapirs d'évaporites.

II. Article publié dans la revue Sedimentology

Fluvial sedimentation in a salt-controlled mini-basin: stratal patterns and facies assemblages, Sivas Basin, Turkey

CHARLOTTE RIBES*†, CHARLIE KERGARAVAT*†, CEDRIC BONNEL*, PHILIPPE CRUMEYROLLE†, JEAN-PAUL CALLOT*, ANDRE POISSON‡, HALUK TEMIZ§ and JEAN-CLAUDE RINGENBACH†

*LFC-R, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 64012 Pau cedex, France (E-mail: charlotte.ribes@univ-pau.fr)
†TOTAL SA, CSTJF, avenue Larribau, 64018 Pau, France
‡Department of Earth Sciences, Université de Paris-Sud, 91405 Orsay cedex, France
§Department of Geological Engineering, Cumhuriyet University, 58140 Sivas, Turkey

A. ABSTRACT

The Sivas Basin, located on the Central Anatolian Plateau in Turkey, is an elongate Oligo-Miocene basin that contains numerous salt-walled minibasins. Through field analysis, including stratigraphic section logging, facies analysis and geological mapping, a detailed tectono-stratigraphic study of the Emirhan mini-basin and its 2.6 km thick sediment fill has been undertaken. Three main palaeoenvironments are recognized - playa-lake, braided stream and lacustrine - each corresponds to a relatively long-lived depositional episode within a system that was dominated overall by the development of a distributive fluvial system. At local scale, this affects the geometry of the succession and influences facies distributions within preserved sequences. Sequences affected by wedge geometries are characterized by localized channelized sandstone bodies in the area of maximum subsidence and these pass laterally to floodplain mudstone towards the diaper; several internal unconformities are recognized. By contrast, sequences affected by hook geometries display narrow and steep drape-fold geometries with no evidence of lateral facies change and apparent conformity in the preserved succession. The sediment fill of the Emirhan mini-basin records the remobilization of diapir-derived detritus and the presence of evaporitic bodies interbedded within the mini-basin, implying the growth of salt walls expressed at the surface as palaeo-topographic highs. The mini-basin also records the signature of a regional change in stratigraphic assemblage, passing from playa-lake facies to large-scale highly amalgamated fluvial facies that represent progradation of the fluvial system. The initiation and evolution of this mini-basin involves a variety of local and regional controls. Local factors include: (i) salt withdrawal, which influenced the rate and style of subsidence and consequently temporal and spatial variation in the stratigraphic assemblage and the stratal response related to halokinesis; and (ii) salt inflation, which influenced the topographic expression of the diapirs and consequently the occurrence of diapir-derived detritus intercalated within the otherwise clastic-dominated succession.

Keywords : Distributary fluvial system, halokinesis, Karayün Formation, mini-basin, salt tectonics, Sivas Basin.

B. INTRODUCTION

Marine or continental sedimentary successions deposited on top of thick salt layers commonly result in the generation of multiple discrete minibasins in response to differential subsidence related to salt flow driven by sediment loading (Hudec & Jackson, 2007; Hudec *et al.*, 2009). Salt walled mini-basins are 'synkinematic basins' that subside into relatively thick, allochthonous or autochthonous salt (Jackson & Talbot, 1991). True mini-basins are not preferentially controlled by basement tectonics and commonly have polygonal plan-form shapes (Rowan & Vendeville, 2006). However, in many examples the location of salt walls is controlled by the location of inherited basement structural features (Smith *et al.*, 1993; Banham & Mountney, 2013a; Banham & Mountney, 2013b). The initiation and evolution of mini-basins involves a variety of local and regional controls. Local factors include both salt withdrawal, which influences the rate and style of subsidence, and salt inflation, which influences the topographic expression of growing diapirs (Andrie *et al.*, 2012; Giles & Rowan, 2012). The style of mini-basin development is also dependent on regional changes in climate, tectonic regime and rates of sediment supply (Hodgson *et al.*, 1992; Barde *et al.*, 2002; Prochnow *et al.*, 2006; Buck *et al.*, 2010; Newell *et al.*, 2012; Banham & Mountney, 2013c). The study of sedimentary architectures in salt mini-basins is important to improve current understanding of the varied controls that influence sedimentation in mini-basins. Numerous mini-basins have been described from subsurface settings using high-quality three dimensional seismic data which allow an investigation of the overall geometries at a vertical resolution of 30 to 50 m. Well-log calibrations are generally scarce and cored intervals are even scarcer. Thus, it is only exhumed mini-basins that crop out that allow detailed sedimentological and structural investigations at high resolution.

Relatively few mini-basins have been described in the literature based on outcrop study of fluvio-lacustrine depositional systems that record facies associations and stratal patterns influenced by variation in the ratio between the rate of salt rise versus the rate of sediment-accumulation (Andrie *et al.*, 2012; Giles & Rowan, 2012). La Popa Basin (Mexico; Aschoff & Giles, 2005; Buck *et al.*, 2010; Andrie *et al.*, 2012; Giles & Rowan, 2012), the Paradox Basin (USA; Lawton & Buck, 2006; Prochnow *et al.*, 2006; Matthews *et al.*, 2007; Trudgill, 2011; Banham & Mountney, 2013c; a; Banham & Mountney, 2013b; Venus *et al.*, 2014) and the Precaspian Basin (Russia; Barde *et al.*, 2002; Newell *et al.*, 2012) are among the most cited published examples of evaporite bearing basins of large areal extent. More generally, however, ancient salt mini-basins with fluvio-lacustrine infill are poorly known due to a lack of suitable outcrops for detailed analysis. The example described here, the Sivas Basin in Central Anatolia Plateau in Turkey (Figure 152), has not hitherto been the subject of detailed sedimentological analysis in relation to salt tectonic studies. The exceptional exposure of the Sivas Basin allows a detailed study of the sedimentary fill of numerous component mini-basins. This region was affected by salt tectonics throughout its Palaeogene–Neogene history. The central part of the Sivas Basin is compartmentalized into at least 10 mini-basins where – based on analysis of stratal architecture and facies distributions – the entire thickness of accumulated sediment can be shown to have been strongly influenced by salt tectonics (Figure 154; Ringenbach *et al.*, 2013b; Callot *et al.*, 2014).

The present study focuses on the Oligocene fluvio-lacustrine unit of the Emirhan mini-basin (Figure 154). The aim of this study is to investigate the temporal and spatial variation in the stratigraphic assemblage and the stratal response in a minibasin related to the salt movement (i.e. halokinesis).

Specific objectives of this study are as follows: (i) to describe the stratigraphic assemblage, the stratal pattern and depositional environment of the Emirhan mini-basin; (ii) to document the stratal response to the salt evacuation from beneath the subsiding mini-basin and its rise to generate adjacent salt walls, thereby resulting in the development of halokinetic sequences; and (iii) to discuss controls on the relationship between sediment accumulation rate and rate of diapiric salt rise during the development and infill of the Emirhan mini-basin.

C. GEOLOGICAL SETTING

The Sivas Basin is located on the Central Anatolian Plateau of Turkey (Figure 152A). It overlies parts of three crustal blocks: the Pontides thrust belt to the north, the Kırşehir metamorphic massif to the west and the Tauride-Anatolide block to the south (Figure 152; Tatar, 1982; Cater *et al.*, 1991; Yılmaz & Yılmaz, 2006). The Sivas Basin is limited to the north by the Izmir–Ankara–Erzincan suture zone (IAESZ) which delimited the Tauride-Anatolide block to the south from the Pontides thrust belt to the north (Yılmaz & Yılmaz, 2006; Galoyan *et al.*, 2009; Rolland *et al.*, 2009; Rolland *et al.*, 2010). The Inner-Tauride suture zone (ITSZ), which defines the southern part of the Sivas Basin, separates the much larger Tauride–Anatolide continental unit to the south from the Kırşehir Massif to the north (Figure 152; Guezou *et al.*, 1996; Görür *et al.*, 1998; Robertson *et al.*, 2012; 2013b). These sutures, which relate to the amalgamation of tectonic units, are expressed by ophiolitic melanges that define the northern and the southern part of the elongated east–west Sivas Basin (Figure 152B).

Following cessation of subduction of the oceanic domain in the Upper Cretaceous, ophiolite material was obducted southward from the present IAESZ onto the Tauride–Anatolide block during the Coaniacian–Santonian (85 Ma; Okay *et al.*, 2006a). The Sivas Basin is developed above the emplaced ophiolite-related material globally compressional setting located at the front of the Taurus retroarc. Upper Cretaceous to Palaeocene history is characterized at the southern margin of the Sivas Basin by development of a shallow water carbonate platform (the Gürlevik Dağı and Teçer Dağı limestone; Figure 152B and Figure 153A; Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991). Eocene deposits are developed in a flexural basin attributed to a foreland geological setting, south of the location of collisional contact between the Tauride–Anatolide and the northern Pontides and Kırşehir blocks (Kurtman, 1973; Poisson *et al.*, 1996; Kavak *et al.*, 1997; Görür *et al.*, 1998; Yılmaz & Yılmaz, 2006; Onal *et al.*, 2008).

The base of the Eocene succession is characterized by conglomerate with clasts of ophiolite, marble, radiolarite, limestone and quartz: the Bahçecik conglomerate (Figure 153A). Above the basal conglomerate, the Eocene succession records turbidite sedimentation of deep-marine origin that passes gradationally upwards into progressively more proximal clastic deposits of the Bözbel Formation, emplaced in an east–west elongated foreland basin, related to the northward thrusting of the Tauride collision retroarc (Figure 153A; Kurtman, 1973; Özçelik & Altunsoy, 1996). The upper part of the Eocene succession records calcareous mudstone, passing up into coarser and thicker beds of shallow-marine facies (Figure 153A; Cater *et al.*, 1991).

The top of the Eocene succession is marked by evaporitic facies composed of alternating beds of anhydrite and gypsum (Figure 153A). This evaporitic deposit represents the oldest evaporitic succession in the region and marks the base of the salt-controlled Sivas Basin sensu stricto. At outcrop this deposit attains thicknesses of 200 m, although this is probably not representative of the initial thicknesses.

Although not seen in outcrop, this evaporite layer is thought to be dominated by halite at depth: 100 m of halite is recorded in the Celalli-1 borehole within a 1500 m thick succession of interbedded shale and anhydrite (Onal *et al.*, 2008).

The transitional sequence corresponding to the autochthonous evaporitic layer between the foreland basin and the salt controlled basin remains a poorly understood aspect of the basin geology (Callot *et al.*, 2014).

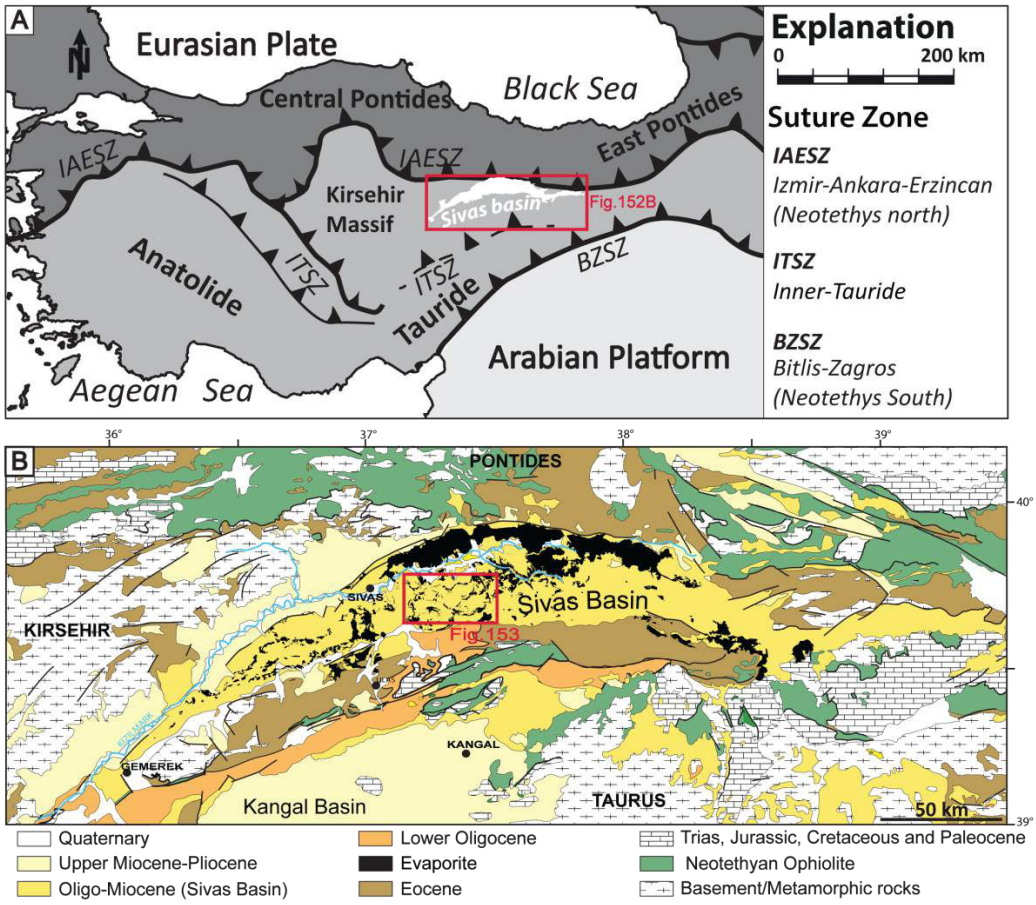


Figure 152 : (A) Tectonic setting of the Turkey area, with main continental blocks, major suture zones and Oligocene Miocene Sivas Basin deposits, modified from Okay *et al.* (2006). (B) Geological map of the Sivas Basin with the three major unit blocks and location of the study area, modified from Baykal & Erentöz (1966).

The evaporite exposed in the northern part of the basin, which can be autochthonous or remobilized, is defined as the Hafik Formation (Kurtman, 1973), and is now primarily composed of gypsum and anhydrite of unknown thickness (Figure 152B). Towards the southern margin of the basin, the evaporite beds are overlain by the fluvial Selemiye Formation, which attains thicknesses of 2000 m (shaded pink in Figure 153B; Kurtman, 1973; Onal *et al.*, 2008). Whereas, in the central part of the Sivas Basin, the evaporite beds are overlain by a thick succession of red beds of the fluvio-lacustrine Karayün Formation, attaining thicknesses of 2400 m (Figure 153B; Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991; Poisson *et al.*, 1996). The relationship between the continental Selimiye and Karayün formations, remains poorly understood in the central (deep) part of the Sivas Basin. The Karayün red beds are devoid of fossils and record the initiation of fluvio-lacustrine sedimentation in the Oligocene (Figure 153A; Çiner *et al.*, 2002; Poisson *et al.*, 2010; Poisson *et al.*, 2011). The episode of deposition represented by the Karayün Formation is thought to have coincided with the onset of salt tectonics and the subsidence of mini-basins in the central part of the Sivas Basin (shaded orange in Figure 153; Callot, 2014 #1778}.

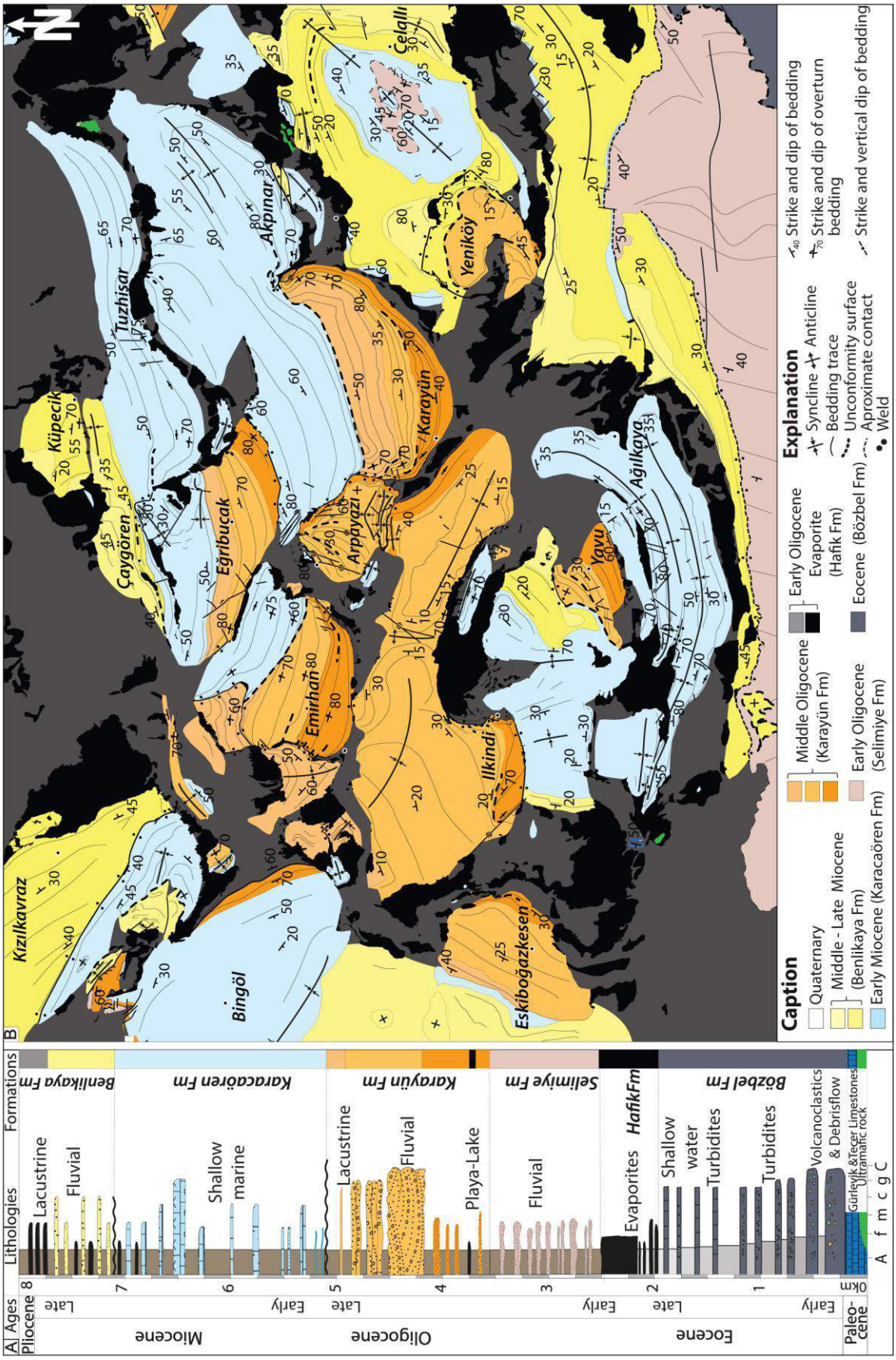


Figure 153 : (A) Regional composite lithostratigraphic column showing the average thickness of the various stratigraphic units in the central Sivas Basin. (B) Geological map of the central Sivas Basin, showing the location of salt outcrops (black and grey) and the polygonal geometry of gypsum walls surrounding the mini-basins.

Above the Karayün Formation, deposition of the shallow-marine Karacaören Formation records a regional transgression during the Early Miocene (Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991; Özcan *et al.*, 2009; Sirel *et al.*, 2013) which is expressed as a conformable contact in some places, whereas in numerous locations the marine beds onlap the Karayün Formation (shaded blue in Figure 153B).

The Karacaören Formation contains shallow-marine marls and sandstones that are interbedded locally with carbonate strata (Figure 153B; Kurtman, 1973; Özcan *et al.*, 2009; Poisson *et al.*, 2010; Poisson *et al.*, 2011; Sirel *et al.*, 2013). The overlying Benlikaya Formation is characterized by fluvio-lacustrine deposits of middle Miocene to Early Pliocene age (shaded yellow in Figure 153; Kurtman, 1973; Poisson *et al.*, 2010; Poisson *et al.*, 2011) and records the clastic sediment accumulation of sandstone, conglomerate and mudstone of fluvial origin. This formation is overlain by intercalated deposits of evaporites and lacustrine-carbonates (Figure 153B; Çiner *et al.*, 2002). The area examined in detail as part of this study is in the central part of the Sivas Basin, where six of the mini-basins are spectacularly well-exposed (Figure 153B). These mini-basins are each separated by salt walls or welds (Figure 153B). Locally, the thinning of the sedimentary sequence indicates the location of a former evaporite wall, now preserved in some places as weld, probably due to secondary salt wall collapse during shortening. The 4 to 6 km wide Emirhan mini-basin (Figure 153A and Figure 154) is one of the best exposed of these mini-basins, and provides a complete along-strike cross-section of the basin fill sequence that was eroded and exposed at the surface during the Quaternary.

D. DATA AND METHODS

Study of the entire Emirhan mini-basin (30 km^2) is based on analysis of more than 6 km of measured sections (Figure 154). The thickness variations and lithological attributes of the fluvio-lacustrine section were recorded in the field to characterize the lateral and vertical facies relationships, as well as the architecture of sandstone bodies, the thickness variations of the stratigraphic units and the geometry of strata near the boundaries of the mini-basin.

The description of lithofacies and facies associations and the criteria for the recognition of architectural elements of fluvial origin follows the classification and interpretation scheme established by Miall (1985; 1996).

The classification of Gibling (2006) is used to supplement the description of sandstone bodies, based on diagnostic criteria such as geometry and dimension, as well as the proportion and sequence of facies, stacking pattern, geomorphic setting and log-log plots of width/thickness (W/ T) ratio. A Geoeye satellite (Satellite Imaging Corporation, Houston, TX, USA) colour composite image was used to measure the width and thickness of 66 fluvial sandstone bodies. These sandstone bodies are typically laterally extensive and can be traced for 100 to 3600 m in orientations perpendicular to regional palaeoflow.

One hundred and eight palaeocurrents were measured in the Emirhan mini-basin to determine the drainage direction and potential source area of sediment supply (Figure 154 and Figure 155). The Lindholm (1987) methodology was used to calculate the vector mean, using mainly cross-bedding foreset azimuths, flute marks and parting lineation.

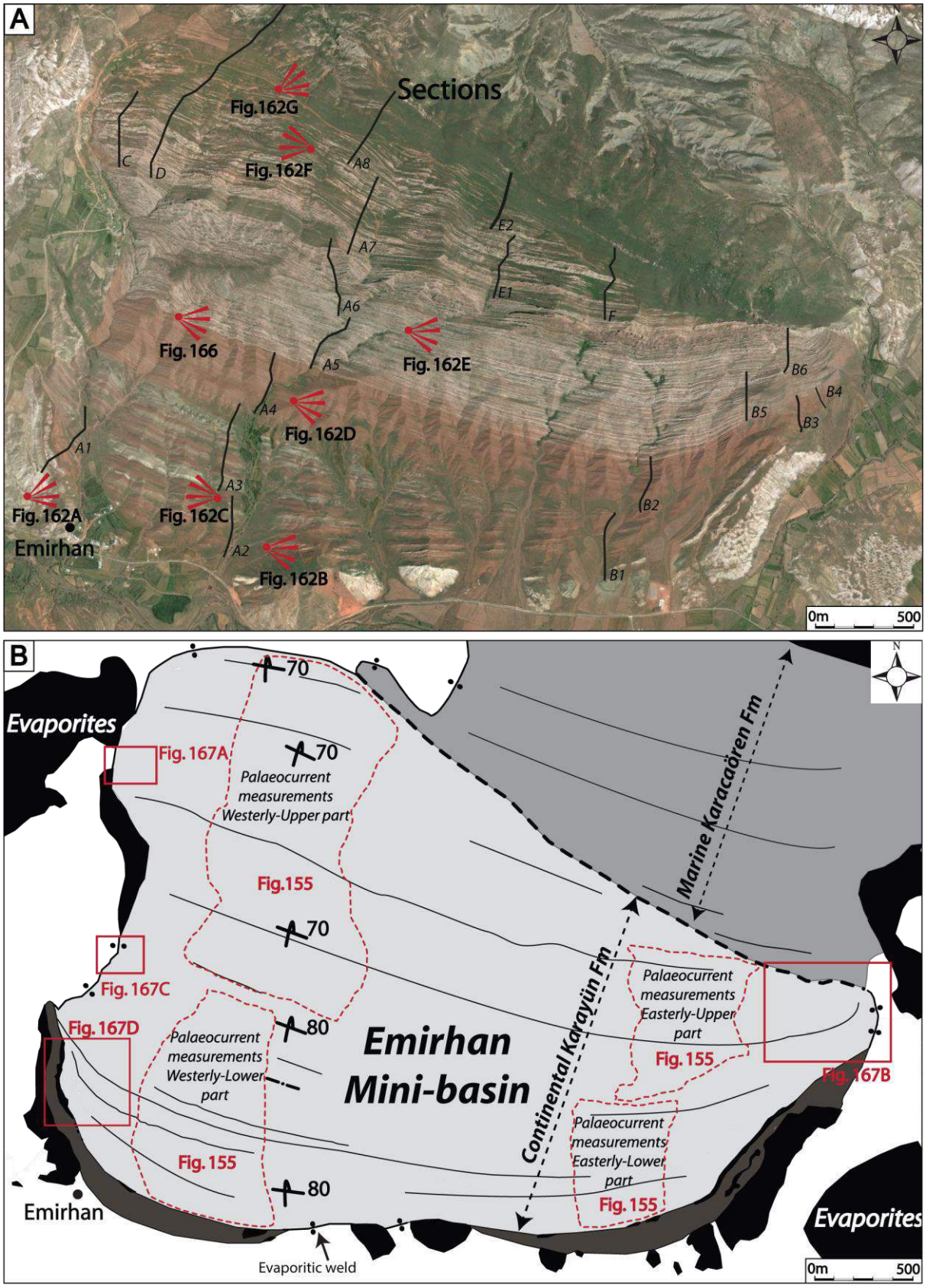


Figure 154 : (A) Google Earth satellite view of the Emirhan mini-basin showing the measured sedimentological sections and the location of panorama views (coordinates: 39°42.6440N; 37°13.6680E). (B) Mapping of the Emirhan minibasin, showing the location of palaeocurrent data and satellite and panoramic views.

E. PALAEOCURRENTS AND SEDIMENT PROVENANCE

Palaeocurrent data display an azimuthal range from N300° to N80° with a vector mean palaeoflow direction towards the north N00° (Figure 154 and Figure 155). The coarse-grained sediments and conglomeratic facies observed in the Emirhan minibasin contain a mixture of clastic material, including Eocene limestones, ophiolitic rocks, radiolarian chert, evaporitic rocks and quartz grains. The dominantly northward-oriented palaeocurrents in the Emirhan mini-basin are within ophiolitic-clast rich sandy-pebbly channels indicating a southerly provenance from emerging relief made up of ophiolitic and limestone terrains (Figure 152 and Figure 155). The quartz grains could be attributed to the dismantling of the basement and the late Cretaceous–Palaeocene intrusion localized at the southern margin of the Sivas Basin (Figure 152; Kurtman, 1973). The ophiolitic and limestone cobbles are petrographically similar to lithologies exposed in the Gürlevik Dağı and Teçer Dağı carbonate platforms in thrust sheets that formed the southern limb of the Sivas Basin during the Oligocene (Artan & Sestini, 1971).

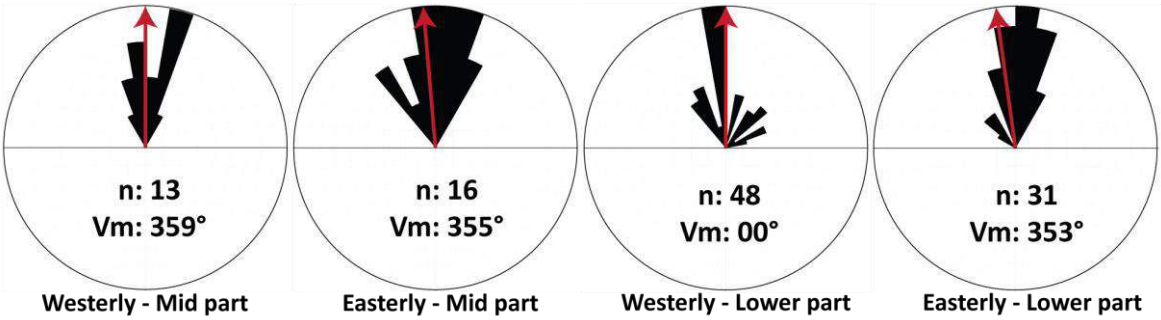


Figure 155 : Palaeocurrent analyses from four areas of the studied Emirhan mini-basin are plotted as rose diagrams: (i) westerly-mid part of the mini-basin; (ii) easterly-mid part of the mini-basin; (iii) westerly-Upper part of the minibasin and (iv) easterly-upper part of the mini-basin. The rose diagram petal width is 10°. Vm, vector mean palaeoflow direction and n, number of measurements. Locations of these measurements are shown in Figure 154B.

F. FACIES ASSEMBLAGES, GEOMORPHIC SETTING AND STRATAL PATTERN

Six facies associations can be defined based on texture, sedimentary structures, lithofacies, lithological alternations, sequence stratigraphic architecture and stratal geometry: (A) fluvial floodplain mudstone and conglomerate; (B) fluvial floodplain terminal splay and playa-lake; (C) fluvial plain sheet flood; (D1) amalgamated migrating braided channel complex; (D2) non-migrating low sinuosity braided channels; and (E) saline lacustrine deposits (Figure 156 and Figure 157; Figure 159 to Figure 161). The correlation and mapping of these facies associations across the mini-basin are based on the recognition of basin-wide surfaces expressed by changes in texture and stratal terminations. These facies associations correspond to small scale stratal packages that are genetically related, and which are separated by basin-wide surfaces expressed by changes in texture, stratal architecture and terminations. In the present study, these stratal packages represent facies associations that are herein referred to as individual sequences in the sense of a ‘depositional sequence’. The lithofacies, facies associations, geomorphic settings and sequences are summarized in Figure 156 to Figure 158, and Figure 159 to Figure 161, whereas general descriptions and interpretations are presented below.

Code	Lithofacies	General Characteristics	Interpretation
Gmd	Disorganized matrix-supported conglomerates.	Cobbles and pebbles polymictic, sub-angular to sub-rounded poorly sorted. Beds average 0,5 to 2 m thick, with sharp but non-erosionnal relationships with underlying beds.	Mass flows deposited from hyperconcentrated or turbulent flow.
Gt	Trough cross-stratified conglomerates.	Cobble and pebbles normal grading with imbrication. Beds average 1 to 5m thick with shallow scoop-shaped bodies, typically 0.2 - 1 m deep and 1 - 3 m wide. Lags deposit of coarser grain size and mudclats are common.	Migration of sandy bar forms within fluvial channel.
St	Trough cross-stratified sandstone.	Fine- to very coarse-grain size, occasionally pebbly. Beds average 0.2 to 2m thick with commonly a lag of poorly sorted sand with intraclats of mudstone at the base of the trough.	3-D dune migration, lower flow regime.
Sh	Horizontally or laminated stratified sandstone.	Very fine to coarse-grain size, occasionally with pebbles, moderate to well sorting. Beds average 0.2 to 1 m thick, laminations average 5 to 20 mm thick, with sometimes occurence of parting lineation.	Planar bed flow, low or upper flow regime, unconfined fluvial sheetflood.
Sm	Massive sandstone.	Very fine to coarse-grain size, pebbly, moderate to well sorting, structureless sandstone.	Uniformity of grain-size indicates rapid deposition, or destruction of structure due to bioturbation.
Sr	Current ripple cross-stratified sandstone.	Very fine to medium-grain size, moderate sorting. Ripple strata exhibit sub-critical (>10°) to supercritical (24°) climbing. Cosets form thickness of decimeters.	Migration of micro-form within a fluvial channel or via unconfined flow under low flow regime.
Sw	Wave ripple cross-stratified sandstone.	Very fine to medium-grain size, moderate sorting. Rare and poorly preserved.	Micro-form developed within small, oscillating bodies of water on ponds or small lakes during periods of high wind velocity.
Sb	Bioturbated sandstone.	Very fine to medium-grain size, moderate sorting with abundant burrows and plant roots.	Damp subtracts subject to intense bioturbation, incipient soil.
Ss	Scours fill by cobbles, granules & mudstone clasts.	Very fine to coarse-grained sandstone, conglomerates (extra-formational) and intra-formational mudclast.	Lag deposit.
Fm	Massive or platty mudstone.	Mudstone to siltstone structureless, occasionally with desiccation cracks.	Suspension deposits during standing pool of water during low-stage channel abandonment.
Fl	Fine laminated mudstone.	Inter-lamination of mud, silt and very fine-grained sand, including desication cracks.	Suspension or weak traction currents deposits, overbank or abandoned channel.
Fb	Bioturbated mudstone.	Mudstone with abundant burrows, plant roots and dessication cracks.	Incipient soil.
Fp	Pedogenic calcretes.	Chocolate-red mudstone to siltstone with large proprotion of green nodular calcrete.	Incipient soil.
C	Carbonaceous mud with plants remains.	Dark grey to blue grey micritic carbonaceous.	Lacustrine environment.
E	Gypse or anhydrite.	White to grey deposits, laminated, nodular, enterolithic form.	Ephemeral lake or sabkha occuring at the distal fringes of sheetflood fluvial.

Figure 156 : Description and interpretation of 16 lithofacies in the Emirhan mini-basin (modified from Miall, 1985, 1996).

F.1. Facies Association A: Fluvial conglomerate and floodplain mudstone

a. Description

Facies Association A is typically 3 to 20 m thick and comprises 80% red mudstone and 20% sheet-like conglomerate (Figure 158 and Figure 160). This facies association is formed by fine-grained mud bodies, red to purple in colour and 0.5 to 20 min thickness, consisting of massive (Fm; Figure 159G) and laminated (Fl) muds, characterized by fine-grained floodplain architectures (FF; Figure 157). Bioturbation in the form of vertical and horizontal burrows (Sb; Figure 159E), rippled silty-sandstone beds (Sr; Figure 159H), palaeosol horizons composed of white to grey calcrete nodules or layers (Fp; Figure 156 and Figure 159I) and desiccation cracks (Fb; Figure 159I) are rarely present. The conglomeratic beds are internally structureless and contain matrix-supported clasts (Gmd; Figure 159A). This facies association shows heterogeneous single beds varying in thickness from 50 cm to 2.5 m, poorly sorted and largely structureless, with moderately erosive bases (GB; Figure 157 and Figure 158). Individual conglomerate bodies are laterally persistent (50 to 20 m), displaying a sheet-like geometry (W/T = 800 to 900; Figure 161). Conglomerate clast types include rounded to sub-angular limestone, ophiolite, quartzite and evaporite pebble clasts (Figure 159A).

b. Interpretation

The conglomerate beds correspond to broad single- storey sheets that are wide but thin or very thin (e.g. Gibling, 2006). The conglomerate beds are characteristic of mass flow deposits, interpreted as a product of rapidly decelerating high magnitude flow associated with hyper-concentrated flash-discharge events on a floodplain (e.g. Miall, 1993). This interpretation is supported by the presence of sheet-like structures, gravel clustering, poor sorting and the absence of internal stratification (e.g. Nemec & Steel, 1984; North & Davidson, 2012). This facies assemblage represents a mud-dominated floodplain with unconfined sandy deposition during flooding events, where the muddy portion of each bed records the late stage of the deposit.

Architectural elements	Grain size	Description	Interpretation
Gravel bars (GB)	Matrix-supported conglomerates with granules or cobbles interbedded with sandstone	Sheet-like and lens, more than 100 m lateral extent: Gmd, Gcd, Gt and Gp	Gravel sheets and lens, relatively low-relief longitudinal bars
Sediment gravity flows (SG)	Matrix-supported conglomerates with pebbles or boulders	Lobe or sheet-like, interbedded with GB and SB: Gmd and Gcd	Lobe, sheet gravel gravity flow
Sandy bedform (SB)	Fine to coarse gravel sandstone	Vertical stack, wedge or sheet-like, with erosional surfaces, lateral extent up to 50 m: St, Sp, Sh, Sr, Ss and Sm	Channel fills, dunes and crevasse splay
Laminated sand sheet (LS)	Very fine to medium-grained sandstone, with intraformational mudclasts	Sheet and minor blanket, erosive base, lateral extent of more than 150 m: Sh, Sr, St and Ss	Flash flood deposits, crevasse splay, upper flow-regime
Overbank fines, floodplain fines (FF)	Mudstone and very fine to fine-grained sandstone	Sheet-like, lateral extent for more than 200 m: Sr, Sl, Fl, Fm, Fb, E and P	Overbank and floodplain

Figure 157 : Description and interpretation of fluvial stratal architectures in the Emirhan mini-basin, modified after Miall (1996).

F.2. Facies Association B: Fluvial terminal splay and playa-lake

a. Description

Facies Association B is typically 2 to 10 m thick and comprises 70 to 80% mudstone, 20 to 10% evaporites and 10% sandstone (Figure 158 and Figure 160). The mudstone facies comprises laterally very extensive red to green horizontally laminated (Fl; Figure 156) or massive mudstones (Fm; Figure 156 and Figure 159G) which are traceable for distances in excess of 800 m. The succession is characterized by frequent vertical transitions between red and green mudstones. The red mudstones may contain burrows (Fb; Figure 156 and Figure 159I), rippled silty-sandstone beds of limited lateral extent and abundant desiccation cracks. Palaeosol horizons are developed composed of white to grey calcrete nodules or layers (Fp; Figure 156 and Figure 159I). In some cases, this mudstone facies separates sheet-like sandstone and evaporite beds. The red to light-brown fine to medium-grained sandstones are characterized by single beds with sheet-like and lenticular geometries 01 to 2 m thick, extending laterally for several hundred metres, which are intimately interbedded with mudstones (W/T = 800 to 900; Figure 158 and Figure 161).

The fine-grained sandstone beds show internal structures including parallel laminations (Sl; Figure 156), small-scale symmetrical and asymmetrical ripple laminations with mudstone drapes (Sr and Sw; Figure 156 and Figure 159H) and massive sandstone (Sm; Figure 156 and Figure 159G); they are generally massive to normally graded and pinch out laterally within the red mudstones. Although rare, wood fragments and leaves are present at some localities. The architectural elements include laminated sand sheets (LS; Figure 157) and sandy bedforms (SB; Figure 157 and Figure 158). Evaporite deposits, composed by anhydrite and gypsum, form laminar or enterolithic facies associated with clay laminae in decimetre-thick beds, and can be traced laterally for several hundreds of metres (Figure 159K).

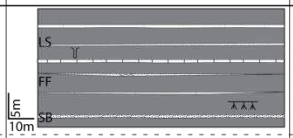
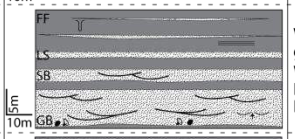
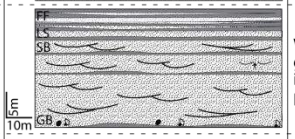
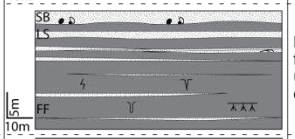
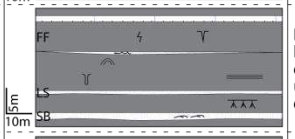
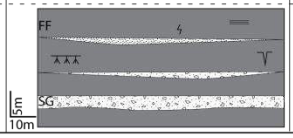
Stratigraphic Units and thickness (m)	Facies Associations	Lithofacies	Architectural Elements	Width/Thick-ness of sandstones bodies	Sandstone Content (%)	Sequence showing typical geometry and facies successions observed in outcrop	Interpretation and depositionnal environments
Unit 6 50 - 200	***E:*** Saline lacustrine	Sh, Sr, Sm, St Fl, Fm, Fb, P, E C	SB LS FF	220	10		Saline lacustrine environment with carbonaceous, evaporites and sandstones beds.
Unit 5 500 - 900	***D2:*** Non-migrating low sinuosity braided chan-nels	Gt, Gcd, Sh, Sr, Sm, St, Sp, Ss Fl, Fm, Fb	GB SB LS FF	284	50		Vertically and laterally amal-gamated sheet-like sandstone with important floodplain preservation in the braided plain.
Unit 4 500 - 800	***D1:*** Amalgamated migrating braided channel complex	Gt, Gcd, Sh, Sr, Sm, St, Sp, Ss Fl, Fm, Fb	GB SB LS FF	800	80		Vertically and laterally amal-gamated sheet-like sandstone in a braided plain with poor preservation of the floodplain.
Unit 3 150 - 350	***C:*** Fluvial terminal splay and floodplain mudstone	Sh, Sr, Sm, Fl, Fm, Fb, P	SB LS FF	530	40		Playa-Lake environement with floodplain deposit and some unconfined sandy deposition during flooding events.
Unit 2 400 - 600	***B:*** Fluvial terminal splay and playa-lake	Sh, Sr, Sm, St Fl, Fm, Fb, P, E	SB LS FF	890	10		Playa-Lake environement with locally some evaporites deposit on the floodplain and some unconfined sandy deposition during flooding events.
Unit 1 100 - 300	***A:*** Fluvial conglomerate and floodplain mudstone	Gmd, Gt Ss, St, Sm, Fl, Fm, Fb, P	SG FF	860	20		Mud-dominated floodplain with unconfined sandy deposition during flooding events.

Figure 158 : Stratigraphic units, facies associations and lithofacies in the Emirhan mini-basin succession.

b. Interpretation

This facies assemblage, which comprises red to green mudstones with evaporite and sheet-like sandstone intercalations, suggests a terminal splay deposit on a floodplain such as documented in the Ebro Basin, Spain (cf. Nichols & Fisher, 2007). In such an environment, the sheet-like laminated and current-ripple sandstone intercalations may represent unconfined sandy deposition during flooding events (North & Davidson, 2012). These sandstone bodies correspond to broad single-storey sheets that are wide and thin or very thin (Figure 161). Current ripple-laminated sandstones reflect sediment bed-load transport, while mud/siltstone facies represent the settling of suspended sediments with slackening flow (Miall, 1985). The presence of mudstone drapes on ripples or laminated stratification also indicate deposition of very fine-grained material during waning flood stages (Miall, 1977; Hampton & Horton, 2007). The close relationship between red mudstones and sheet sandstone bodies, as well as the presence of mud cracks, palaeosols and some wood fragments, argues for a floodplain environment (e.g. Bridge, 2009).

Thin evaporitic layers intercalated in red-green mudstones and associated fluvial sheet-sandstone bodies are interpreted to represent an ephemeral playa environment or a continental saline mudflat in the terminology of Warren (2006; i.e. continental sabkha). Gypsum and anhydrite were precipitated by sabkha-related processes in an extensive ephemeral saline-lake more than 200 m wide (e.g. Warren, 2006). Small-scale symmetrical ripples (Sr) in the siltstone–mudstone alternations are thought to be formed by wind-driven waves in water depths of a few centimetres, probably within small ponds (Allen, 1980). The colour changes might be explained by the reducing conditions in an environment controlled by the flooding of ephemeral ponds on mud flats (Yagmurlu & Helvaci, 1994). The mudstone colour, as well as the abundance of desiccation cracks and burrows along with loading and water-escape structures, all indicate varying degrees of sediment supply and sub-aerial exposure (Miall, 1996).

F.3. Facies Association C: Fluvial terminal splay and floodplain mudstone

a. Description

Facies Association C is typically 1 to 10 m thick and comprises 60% mudstone and 40% sandstone (Figure 158 and Figure 160). This facies association is formed by red to purple mudstones, ranging from 0.5 to 10 m in thickness, extending laterally for in excess of 1000 m and being either horizon tally laminated (Fl; Figure 156) or massive (Fm). This mudstone facies is characterized by finegrained floodplain (FF) architectures (Figure 157 and Figure 158), forming interlayers that separate the sand sheets. Bioturbation displaying vertical and horizontal burrows (Sb; Figure 159E), palaeosol horizons composed of white to grey calcrete nodules or layers (Fp; Figure 156 and Figure 159I) and desiccation cracks (Fb; Figure 159I) are abundant in this facies. The thin-bedded sandstone is predominantly composed of reddish, very fine to coarsegraine sand and occasional pebbles. Although individual beds can be internally structureless, with some massive sets (Sm; Figure 156 and Figure 159G), the sandstones mostly display ripple cross-lamination with thin mud-drapes (Sr; Figure 156), trough-cross-bedded (St; Figure 156 and Figure 159C) and laminated (Sh; Figure 156 and Figure 159D) stratification. Beds range from 0.5 to 2 m thick and typically extend laterally for 500 m (W/ T = 500 to 600; Figure 161). The architectures include laminated sand sheets (LS; Figure 157) and sandy bedforms (SB; Figure 157). The bases of the sandstone beds are sharp and contain granule-sized sand and red mudstone clasts (Ss; Figure 156 and Figure 159F). Climbing ripples and ripple cross-lamination (Sr; Figure 156) are common in the upper parts of the thin-bedded sandstone units. The upper boundaries of the sandstone bodies are mostly flat and show a gradation to red mudstone. Sandstone bodies occur as isolated single-storey bodies and poorly amalgamated multi-storey and multi-lateral sheets (Figure 158). The thickness of the sandstone bodies, as well as the grain size, increase upward within the vertical succession (Figure 158).

b. Interpretation

Sandstone beds are single-storey broad sheets that are wide and very thin to thin (Figure 161). The sheet-like geometry indicates non-migratory channel bodies and is attributed to the diffuse flow of unchannelized flood waters across the fluvial plain that probably emanated from points where fluvial channels terminated on the fluvial plain (e.g. Friend, 1977; Tooth, 2000; Tooth, 2005; North & Davidson, 2012).

Planar-parallel-laminated and current-rippled sandstone beds indicate rapid episodes of sand deposition from high-velocity unidirectional flows and suggest dominant bedload transport (Hampton & Horton, 2007). In addition, sediment settling from a suspended load component is indicated by the widespread presence of silt-drapes that line current-ripple laminations on many bedding surfaces (Reid & Frostick, 1997). Climbing ripples and ripple cross-bedding in the upper fine-grained intervals of individual sandstone beds indicate decreasing discharge during flood events. The abundant burrows were probably developed during periods of emergence of sand sheets between floods, and the muddy interval of each bed appears to record a late stage of sedimentation (Miall, 1996).

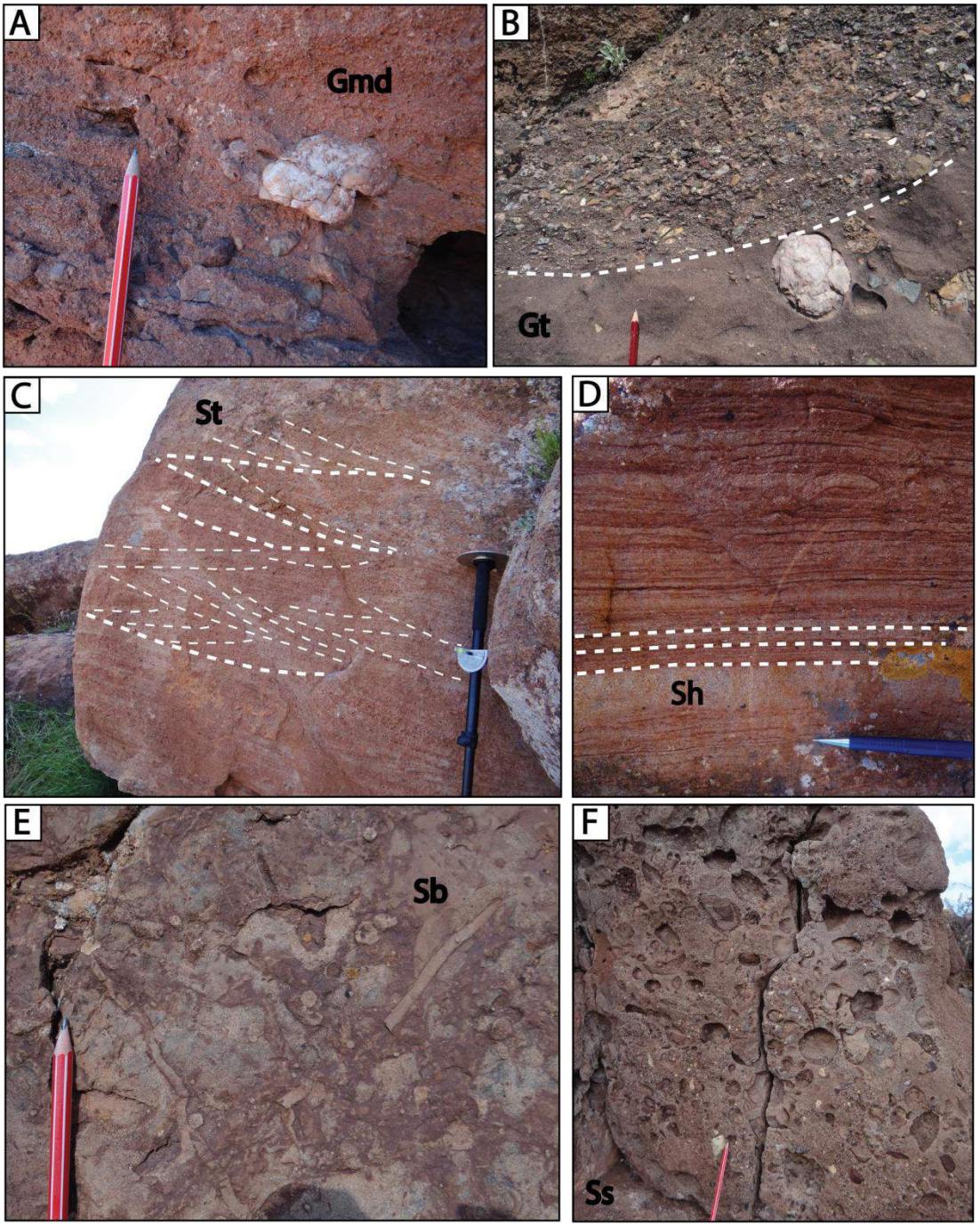


Figure 159 : Outcrop photographs of representative lithofacies observed in the Emirhan mini-basin and summarized in Figure 156 and Figure 157. (A) Lithofacies Gmd, extraformational conglomerate composed predominantly of ophiolite, igneous, metamorphic and evaporites clasts in a coarse sand matrix, part of pencil for scale: 010 m.

(B) Lithofacies Gt, trough cross-stratified conglomerates, part of pencil for scale: 010 m. (C) Lithofacies St, the picture illustrates medium-scale fluvial trough cross-bedding, part of Jacob staff for scale: 080 m. (D) Lithofacies Sh, horizontallybedded fine to medium-grained sand, repeated small-scale fining-upwards cycles, part of pen for scale: 010 m. (E) Lithofacies Sb, bioturbated palaeosoil with horizontal and vertical burrows in fine-grained sandstone, part of pencil for scale: 010 m. (F) Lithofacies Ss, intraformational conglomerate representing a pebble channel lag composed of mudclasts, sand and silt. The intra-formational clasts are sub-rounded to rounded and between 1 cm and 15 cm in size, part of pencil for scale: 010 m. (G) Lithofacies Sm and Fm, massive red mudstone observed at the bottom of the photograph and a medium-grained massive sandstone at the top, part of Jacob staff for scale: 030 m. (H) Lithofacies Sw, fine-grained to medium-grained sandstone with preserved wave-ripple lamination; these symmetrical ripples indicate a bidirectional flow regime typical of wind shear influence on shallow water. Finger is 3 cm in length. (I) Lithofacies Fb, fine-grained sandstone to mudstone with desiccation cracks. Pen is 015 m. (J) Calcic soil with calcium carbonate accumulation. Pen is 015 m. (K) Lithofacies E, evaporitic beds with laminar and fibrous forms (gypsum and anhydrite). Hammer is 03 m. (L) Lithofacies C, dark to blue grey carbonaceous micrite with ostracods and plants. Finger is 3 cm in length. See Figure 156 for explanation and interpretation of lithofacies codes.

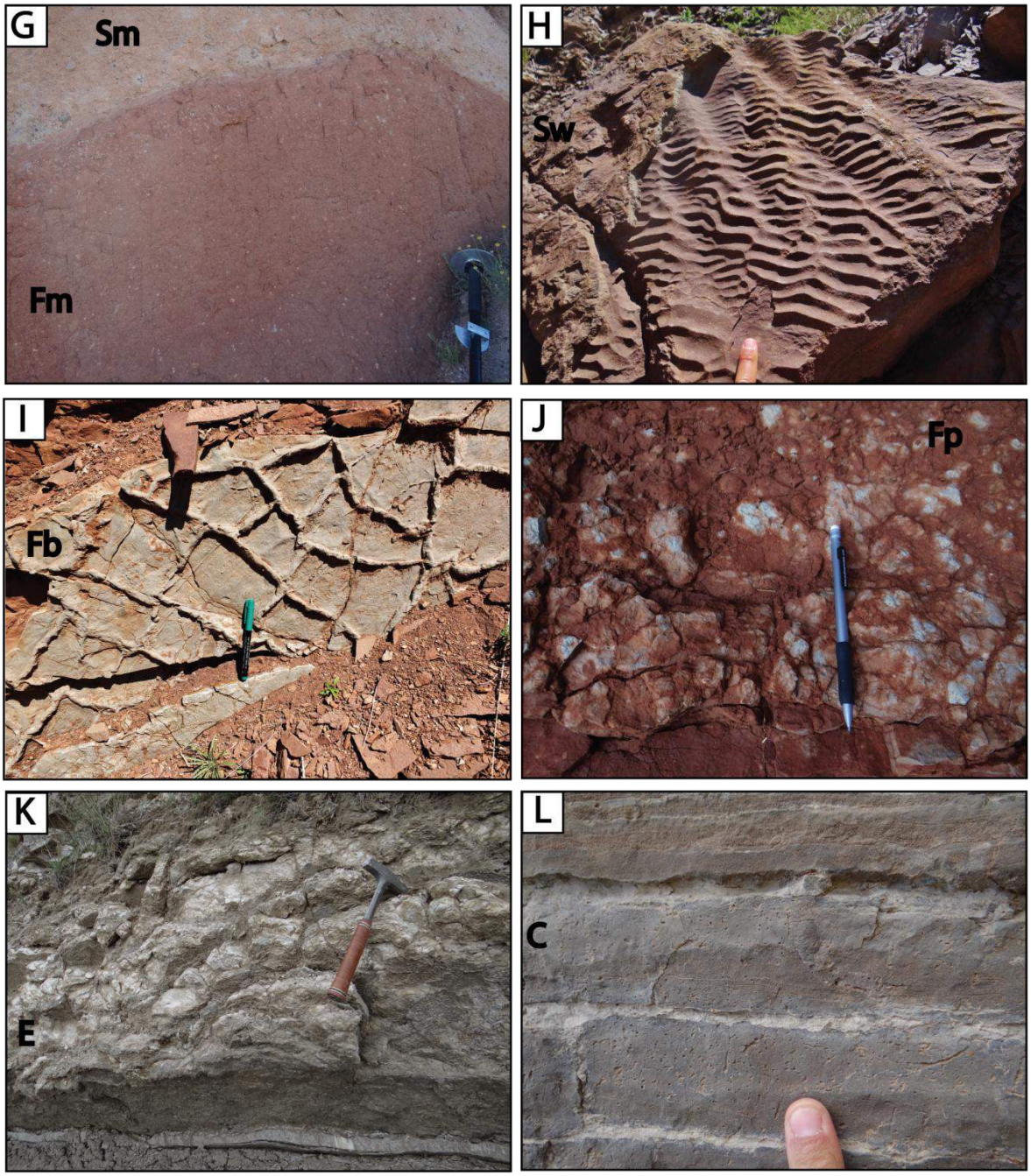


Figure 159 : *Continued*.

F.4. Facies Association D1: Amalgamated migrating braided channel complex

a. Description

This thick sheet-like fluvial sandstone facies association consists of 5 to 30 m thick multilateral and vertically amalgamated beds with high connectivity, comprising 80% sandstone and 20% mudstone (Figure 160 and Figure 158). These light brown, yellow or red sandstones are of medium-coarse grained sandstone with wellsorted limestone, evaporite, ophiolite and metamorphic clasts, locally containing red pebblesized mud chips (Ss; Figure 156). The sandstone is embedded within red, laminated (Fl; Figure 156) or massive (Fm; Figure 156) mudstones and some examples can be traced laterally over 1000 m. Individual sandstone beds are 1 to 10 m thick and show fining-upward sequences with floodplain mudstone at the top. The sandstone bodies show principally sheet-like geometries extending laterally for hundreds of metres (W/T = 800; Figure 161), with little evidence of channelization. The internal structure of the beds is characterized by a relatively scoured surface at the base overlain by red intraformational mudstone pebbles and conglomerate clasts, generally 1 to 5 cm in diameter, aligned along the basal scour (Ss; Figure 156 and Figure 159F). This basal unit passes up into intervals with small to medium-scale trough cross-stratification (St and Gt; Figure 159C and B), overlain by horizontally stratified sets (Sh) and, at the top, climbing-ripple and ripple-cross lamination (Sr). The latter lithofacies are picked out by red to light-grey mud-siltstone couplets, a few millimetres thick. Sandy bedforms (SB) and laminated sand sheets (LS) are the most commonly developed architectural elements, along with some gravel bars (GB; Figure 157). Scattered plant fragments are observed, as well as burrows and a variety of dewatering structures.

b. Interpretation

This fining-upward sequence forming each depositional cycle suggests sedimentation during a single flash flood (e.g. Stear, 1985; North & Davidson, 2012). The vertical succession from internal scoured surfaces passing up into trough cross-bedding or horizontal bedding overlain by ripple lamination records fluctuations in discharge during a flood event as described by Stear (1983)in the Permian Lower Beaufort Group of the Karoo Basin (South Africa). The sandstone beds correspond to multi-lateral and multi-storey broad sheets that are of thin to medium thickness (1 to 10 m; Figure 161), corresponding to frequent channel shifts and erosion of older channel-belt deposits, forming vertically and laterally stacked fluvial deposits (e.g. Friend, 1977; Gibling, 2006). The assemblage of sandy bedforms (SB), laminated sand sheets (LS) and local gravel bars (GB) is characteristic of a low-sinuosity channel morphology developed in an unconfined plain setting (e.g. Friend, 1977; Miall, 1996). The amalgamation of sandstone bodies and the lack of preservation of floodplain beds indicates that the channels were mobile, migrating laterally and reworking the adjacent floodplain deposits (Nichols & Fisher, 2007). The repeated migration of sandstone bodies may cannibalize most of the floodplain, resulting in a relatively high proportion of sandstone (Shanley & McCabe, 1994). The abundant intraformational mudclasts and scours suggest erosion of significant amounts of cohesive mud of the floodplain facies. The recurrent dewatering structures in the sandstone bodies indicate a high sedimentation rate (Plint, 2009). The sheet-like geometry of individual or composite sandstone bodies is interpreted as a braided system, where the interbedded red mudstones (floodplain fines) and thin sandstones (LS) represent the floodplain.

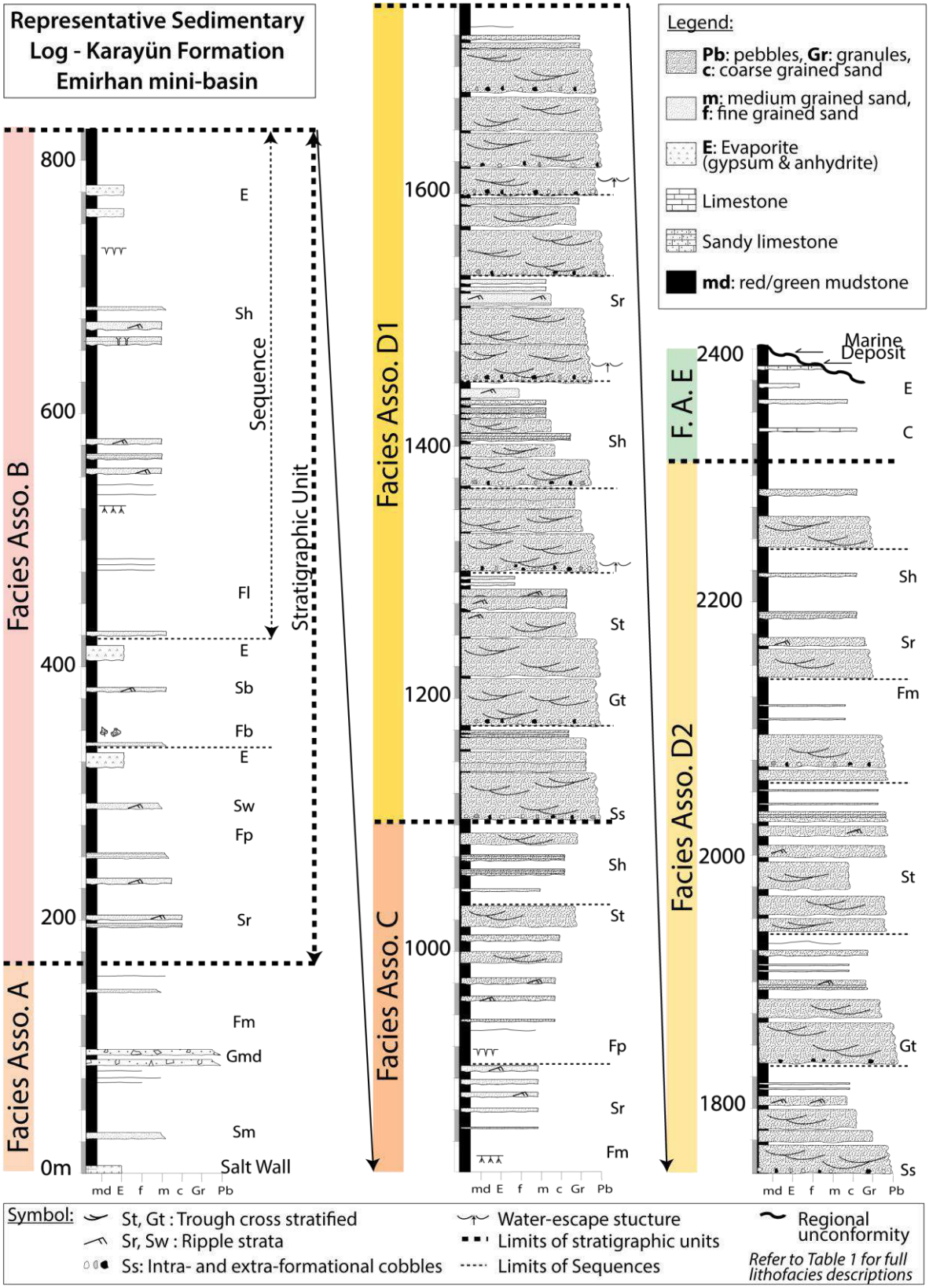


Figure 160 : Representative sedimentary log from sections measured across the Emirhan mini-basin.

A

F.A. / Units	Width (W) in meters			Thickness (T) in meters			W/T	Number
	max	min	mean	max	min	mean		
F.A. A / Unit 1	2800	1427	1974	3.5	1.7	2.6	855	4
F.A. B / Unit 2	2415	718	1411	2.6	1.2	1.6	888	6
F.A. C / Unit 3	1335	213	700	2.3	0.5	1.4	530	20
F.A. D1 / Unit 4	3600	639	1895	9.3	1.1	2.6	803	16
F.A. D2 / Unit 5	2133	224	867	6.89	1.3	3.1	284	14
F.A. E / Unit 6	680	100	275	1.9	0.8	1.2	222	6

B

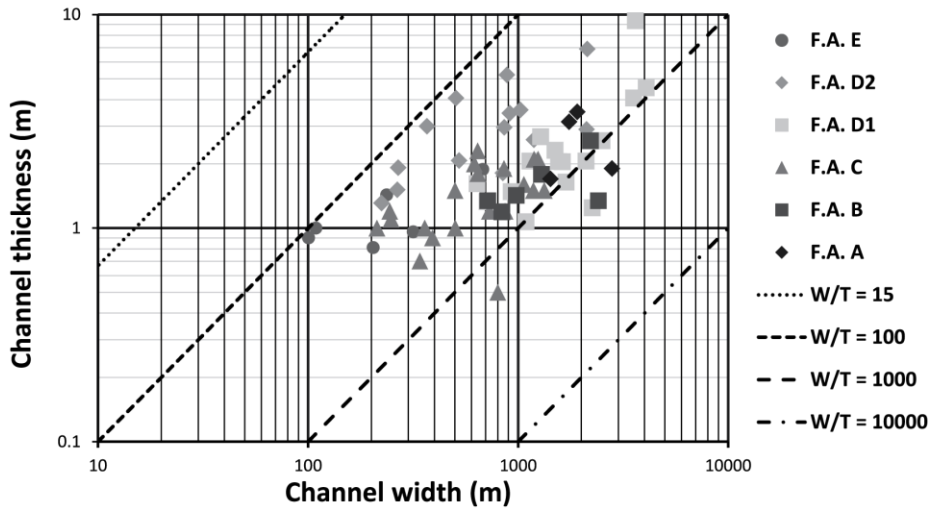


Figure 161 : (A) Dimensions of sandstone beds from the Emirhan mini-basin determined from mapping and aerial photography. The data represent width and thickness values for apparent individual (not stacked) sandstone bodies and were corrected for obliquity to palaeoflow. Facies Associations: (F.A. A) fluvial conglomerate and floodplain mudstone; (F.A. B) fluvial terminal splay and playa-lake; (F.A. C) fluvial terminal splay and floodplain mudstone; (F.A. D1) amalgamated migrating braided channel complex; (F.A. D2) non-migrating low sinuosity channels; and (F.A. E) saline Lacustrine deposits. (B) Classical plot of channel thickness versus channel width for 66 sandstone bodies.

F.5. Facies Association D2: Non-migrating low sinuosity braided channels

a. Description

This facies association is typically comprises 5 to 40 m thick beds and is composed of 50% amalgamated sheet-like sandstone and 50% mudstone (Figure 160 and Figure 158). It consists of light brown, light yellow and light red, wellsorted medium to very coarse-grained sandstone to gravel with limestone, evaporite, ophiolite and metamorphic clasts, and locally containing red pebble-size mud chips (Ss). This facies association is close in characteristics to D1, but is less amalgamated, with thicker fluvial plain packages separating the individual sand beds. Furthermore, individual sandstone beds are less laterally extensive (W/ T = 200 to 300; Figure 161) and possibly more channelized.

b. Interpretation

The assemblage of sandy bedforms (SB) and laminated sand sheets (LS) indicates low-sinuosity channel morphology (Friend, 1977; Miall, 1996). The sandstone beds correspond to multilateral and multi-storey sheets that are of medium to large width and of thin to medium thickness. The aggrading floodplain architecture, the dominance of vertically stacked channels and the aggradation of SB in the floodplain deposits suggest a limited tendency to channel migration (Friend, 1977; Miall, 1996). The interbedded red mudstones (FF) and thin sandstones (LS) represent the floodplain deposits.

F.6. Facies Association E: Saline lacustrine deposits

a. Description

This facies association is characterized by the occurrence of 10% evaporitic beds in association with 70% red-green mudstone, 10% sandstone and 10% calcareous mudstone (Figure 160 and Figure 158). The facies association consists of 1 to 5 m thick beds of red to green mudstone extending laterally for 100 m, with horizontally laminated (Fl) or massive (Fm) mudstones and a few separate sand sheets, as well as evaporites and carbonate beds (Figure 158). The succession is characterized by frequent lateral and vertical transitions between red and green mudstone. The evaporitic beds are laminated gypsum or anhydrite, with a white and uniform macrocrystalline matrix. The most commonly observed structures are 'chicken wire fabric' mosaics forming closely packed anhydrite nodules 2 to 5 cm in diameter ('E'; Figure 156 and Figure 159K). The fine to coarse-grained sandstones are grey to light brown in colour, making up sheet and lenticular bodies 0.1 to 1 m thick extending laterally for hundreds of metres which are intimately interbedded with mudstone (W/T = 200 to 300; Figure 161). The fine-grained sandstone intercalations show parallel laminations (Sl), small-scale symmetrical and asymmetrical ripple laminations (Sr and Sw), and trough cross-beds (St). The architecture elements include laminated sand sheets (LS) and sandy bedforms (SB; Figure 157). The limestone beds correspond to dark grey dolomitic mudstone, and attain thicknesses of a few decimetres ('C'; Figure 156 and Figure 159L). These beds contain ostracods and plant debris, such as charophytes (i.e. green alga), but exposure features were not observed in this unit.

b. Interpretation

This assemblage with dark grey dolomitic mudstone, red-green mudstone, evaporitic facies and sandstone bodies represents a progressive transition to a saline lacustrine environment (e.g. Dunagan & Turner, 2004). The dolomitic mudstone facies reflects the establishment of a perennial lake (e.g. Warren, 2006). This perennial lake records small-scale symmetrical ripples (Sr) in the sandstone–siltstone alternations which are thought to be formed by wind-driven waves in water depths of a few centimetres (e.g. Allen, 1980). The evaporitic beds represent periods characterized by high evaporation rates relative to groundwater and surface water input into the lake (e.g. Dunagan & Turner, 2004; Warren, 2006). This saline lake facies association corresponds to the end of continental sedimentation in the Emirhan mini-basin.

G. STRATIGRAPHIC ASSEMBLAGES AND SPATIAL AND TEMPORAL VARIATIONS

The facies associations discussed above occur stacked together to form six stratigraphic units (Figure 158 and Figure 162A). Units 1 to 6 correspond to the vertical stacking of several individual facies associations, and are bounded by relatively sharp and/or erosional surfaces at the scale of the Emirhan mini-basin. These stratigraphic assemblages exhibit some spatial and temporal variations which are described below.

G.1. Unit 1: Fluvial conglomerate and floodplain mudstone

Unit 1 attains a thickness of 100 to 300 m and is dominated by Facies Association A (Figure 158). This unit consists of clearly defined single-storey sheet-like conglomerate bodies and contains 80% interbedded mudstone which is distributed into two depocentres in the middle part of the mini-basin (Figure 162B to Figure 164). The facies association making up Unit 1 exhibits a thinning of strata with onlap and low-angle unconformities present towards the basin margin (Figure 163 and Figure 164). The conglomerate bodies are localized in the central part of the mini-basin and pass laterally into floodplain mudstone and very thin silty fine sand bodies (Figure 163). This lateral facies transition is recorded on both sides of the basin at a distance of ca 500 m from the margins of the mini-basin. The conglomeratic beds comprise a small proportion of rounded to sub-angular white anhydrite and gypsum clasts up to 8 cm in diameter evenly distributed throughout the unit (Figure 159A). These evaporitic clasts are interpreted as diapir-derived detritus (e.g. Lawton & Buck, 2006).

G.2. Unit 2: Fluvial terminal splay and playa-lake

Unit 2 attains a thickness of 400 to 600 m and is dominated by Facies Association B (Figure 158). It consists of clearly defined single-storey sheet-like fine-grained sandstone bodies, containing 80% interbedded mudstone material as well as local evaporitic facies (Figure 162C). This unit is characterized by a 600 m thick depocentre in the western part of the mini-basin, which forms halokinetic growth strata (Figure 163 and Figure 164; e.g. Giles & Lawton, 2002). This unit shows basinwide thinning towards the eastern boundary, with low-angle progressive unconformities between stratal packages (Figure 163). The eastern part of the deposit exhibits lateral facies transition from fine-grained sandstone beds to floodplain mudstone towards the eastern boundary with no evidence of evaporitic facies. The sequences in the western part initially show small low-angle progressive unconformities onlapped by a succession of upturned stratal packages, with 90° unconformities between each small sequence and no thickness variation (Figure 163 and Figure 164). The sequences in the small low-angle progressive unconformities also exhibit lateral facies transition from fine-grained sandstone beds to floodplain mudstone towards the western boundary with a disappearance of the evaporitic facies 700 m from the boundary. However, the overlying stratal package records preservation of the sandstone bodies and evaporitic beds until the western salt wall, even in the upturned structures.

G.3. Unit 3: Fluvial terminal splay and floodplain mudstone

Unit 3 attains a thickness of 150 to 350 m and is dominated by Facies Association C, with sand content increasing towards the top of the succession (Figure 158 and Figure 162D). This unit exhibits a basin-wide gradual thinning from 350 to 150 m towards the eastern basin margin over a distance of 2 km (Figure 163 and Figure 164). The mudstone proportion in this unit increases progressively towards the east with lateral facies transition from fine-grained sandstone beds to floodplain mudstone. This change commences 900 m from the eastern edge of the mini-basin. In contrast, the western margin records no thinning of the sequences, although each is individually strongly upturned very close to the edge of the mini-basin and is truncated by a younger sequence (Figure 163 and Figure 164). The western part of Unit 3 records a preservation of the facies and stratal package towards the western salt wall (Figure 163). The sandstone beds contain rare rounded to sub-angular white anhydrite and gypsum clasts ranging from 1 to 3 cm in diameter (i.e. diapir-derived detritus) which are evenly distributed throughout the unit.

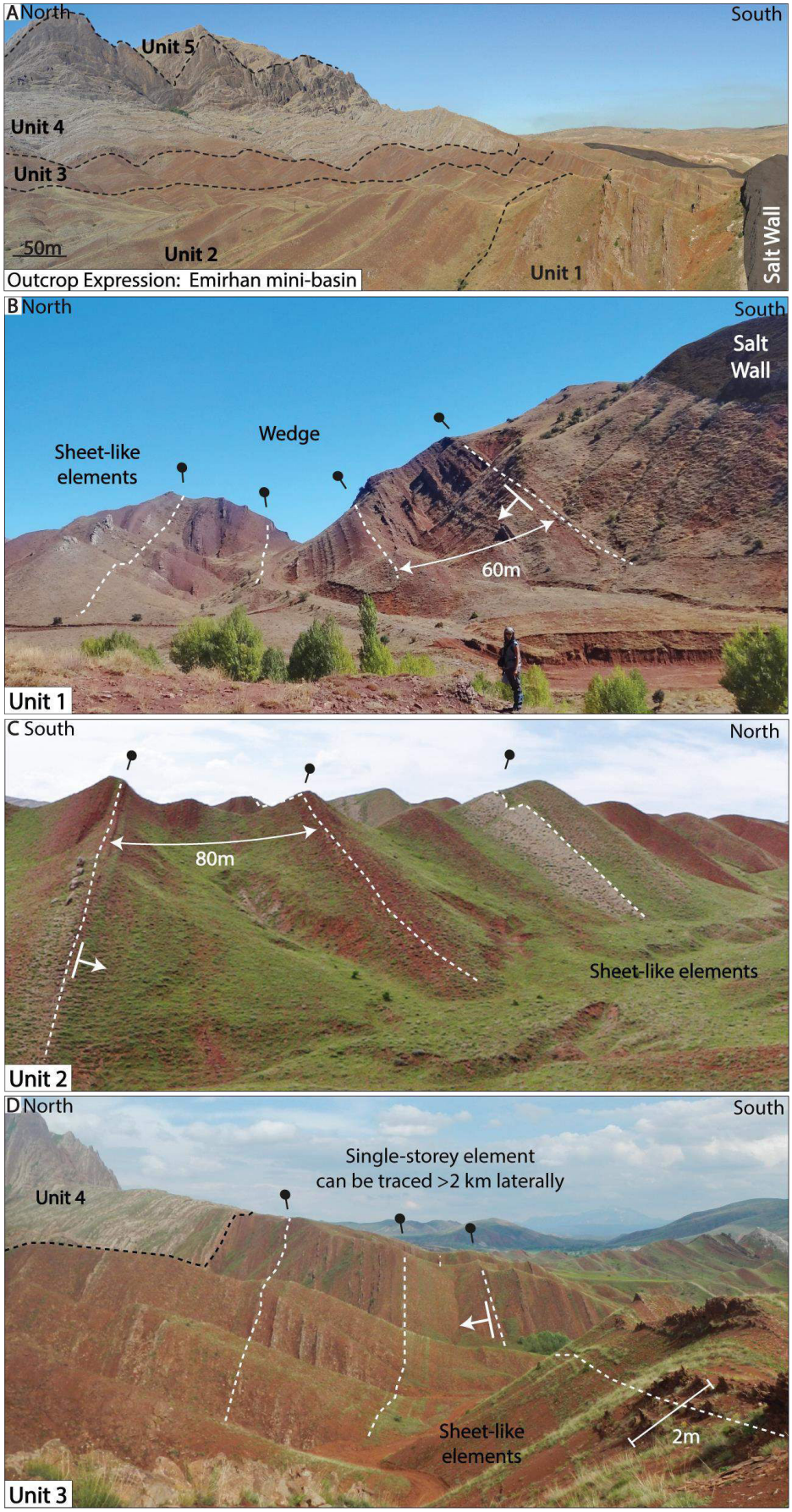


Figure 162 : Representative views of the Emirhan mini-basin and the six units. Locations of panoramic views are shown in Figure 154A.

(A) Shows an overview of the Emirhan mini-basin. (B) Unit 1 consists of fluvial conglomerate and floodplain mudstone, and reaches a thickness of 100 to 300 m with overturned beds dipping 70° close to the salt diapir until vertical in the upper part of the unit. (C) Unit 2 consists of fluvial terminal splay and playa-lake, and reaches a thickness of 400 to 600 m with vertical and overturned beds dipping 80°. Representative views of the Emirhan mini-basin and the six Units. Locations of panoramic views are shown in Figure 154A. (D) Unit 3 consists of fluvial terminal splay and floodplain mudstone and reaches a thickness of 150 to 350 m with overturned beds dipping 80°. (E) Unit 4 consists of amalgamated migrating braided channel complex, and reaches a thickness of 400 to 800 m with overturned beds dipping 70. (F) Unit 5 consists of non-migrating low sinuosity channels, and reaches a thickness of 400 to 900 m with overturned beds dipping 70°. (G) Unit 5 consists of saline lacustrine deposits and reaches a thickness of 50 to 150 m with overturned beds dipping 70°.

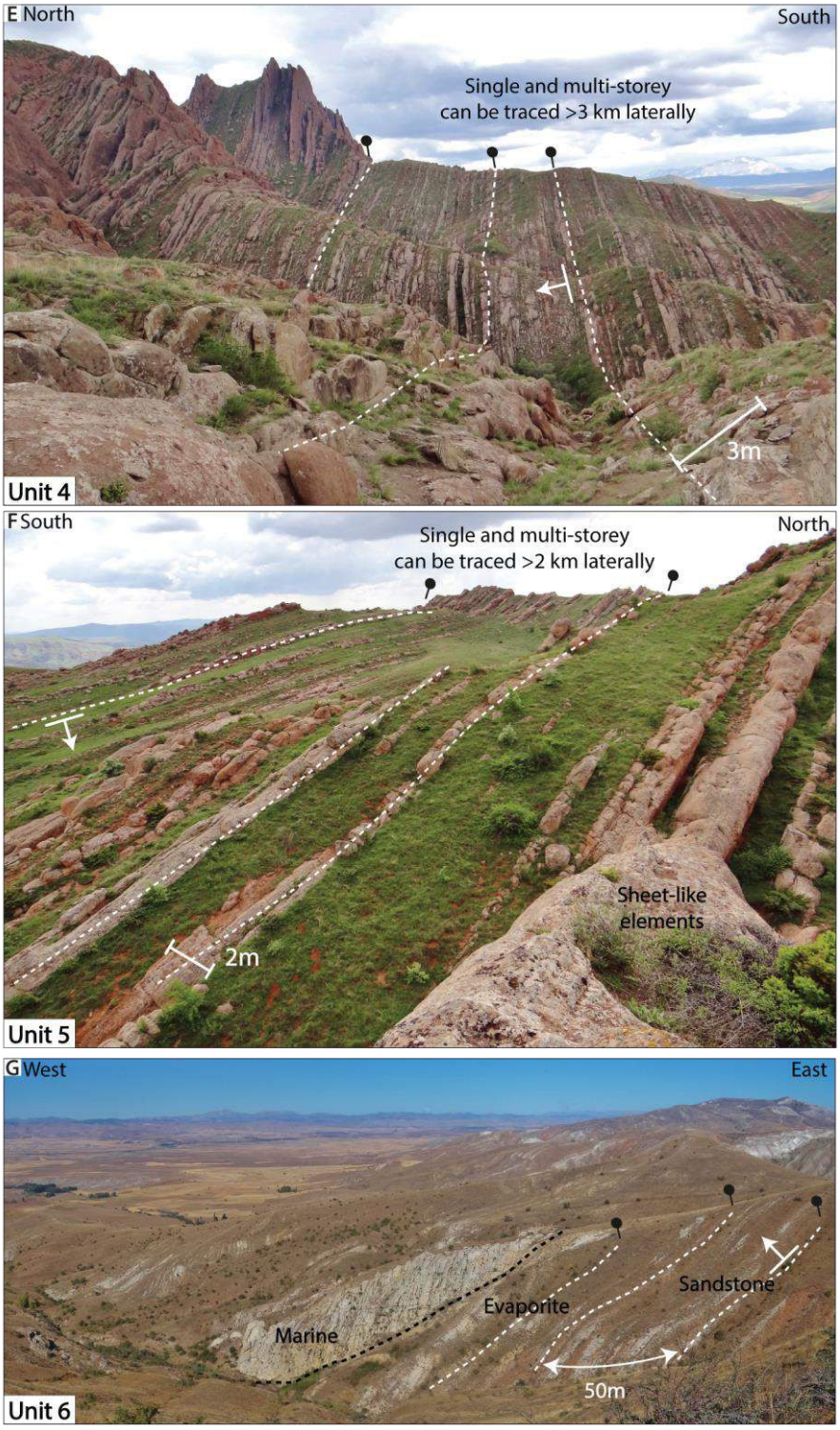


Figure 162: ***Continued***

G.4. Unit 4: Amalgamated migrating braided channel complex

Unit 4 attains a thickness of 400 to 800 m and is dominated by Facies Association D1 (Figure 158). This unit is characterized by a high proportion of sheet-like sandstones that are laterally and vertically amalgamated, and the lack of preservation of floodplain mudstones (Figure 162E and Figure 163). Unit 4 is a largely isopachous deposit, although a minor depocentre is identified in the eastern part of the Emirhan mini-basin (Figure 164). This stratigraphic unit is affected by an upturning of the sequence sets, which are truncated and onlapped by marine deposits of the Karacaören Formation at the eastern boundary of the mini-basin (Figure 163 and Figure 164).

An upturning of two sequences is observed near the western boundary of the mini-basin, and these sequences are truncated and overlain by a younger sequence (Figure 163 and Figure 164). The western edge of this unit is partially covered by modern diapir-derived debris, which prevents direct observation of the field relations. Unit 4 exhibits a homogeneous facies assemblage and distribution all the way along the unit with evaporitic clasts.

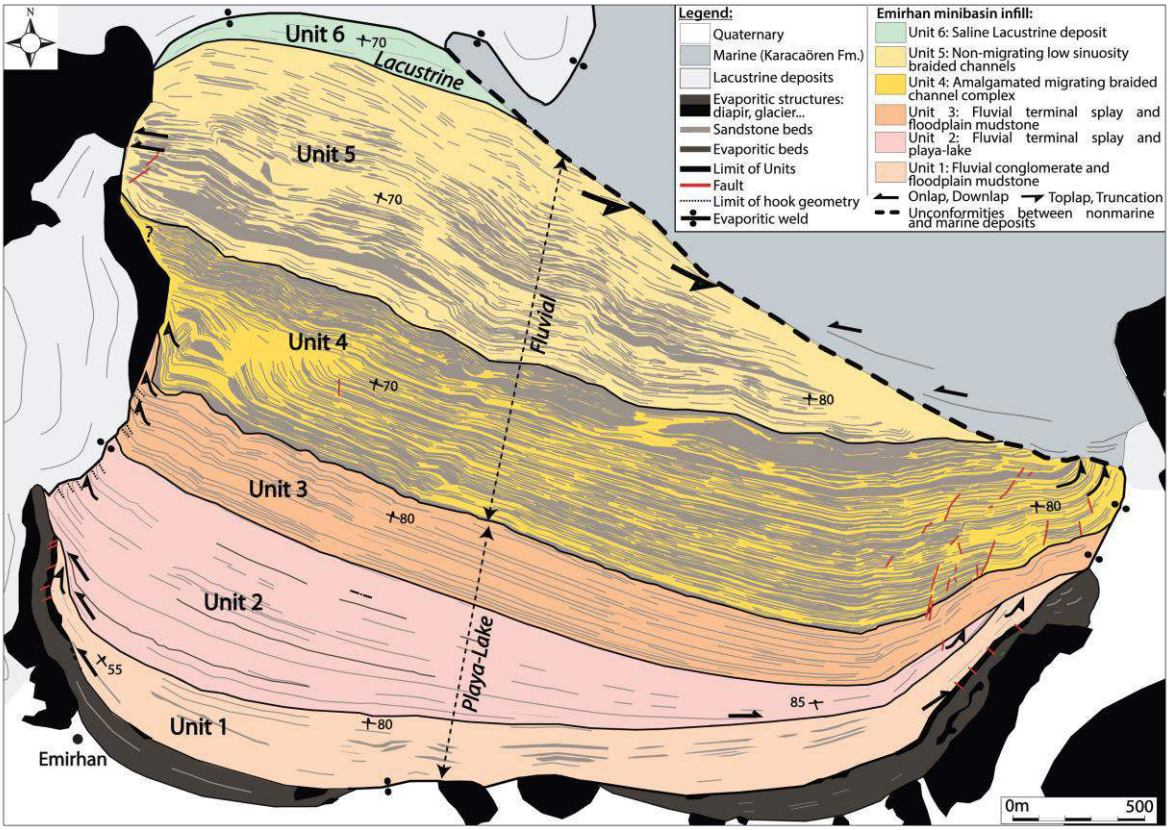


Figure 163 : Map showing distribution of sandstones and six units making up the Karayun Formation in the Emirhan mini-basin. The map shows the depositional boundaries between the units and the stratal geometries.

G.5. Unit 5: Non-migrating low sinuosity braided channels

Unit 5 attains a thickness of 500 to 900 m and is dominated by Facies Association D2 (Figure 158). Unit 5 comprises both a multi-storey and a sheet-like sandstone body with abundant preservation of floodplain mudstone (Figure 162F). The width to thickness ratio of the sandstone bodies between Unit 4 and Unit 5 decreases significantly (W/T from 800 to 200; Figure 161). This unit is characterized by a depocentre localized in the western part of the mini-basin with a thinning of the unit towards the eastern boundary.

However, the succession is partly eroded and onlapped by marine deposits of the Karacaören Formation (Figure 163 and Figure 164). The lower part of Unit 5 exhibits a lateral facies change from sandstone beds to floodplain mudstone, occurring at a maximum distance of 500 m laterally from the unconformity in the east (Figure 164B). The termination of sequences at the western boundary does not show any upturning, thinning or facies assemblage change; the sandstone bodies abut directly against the diapir.

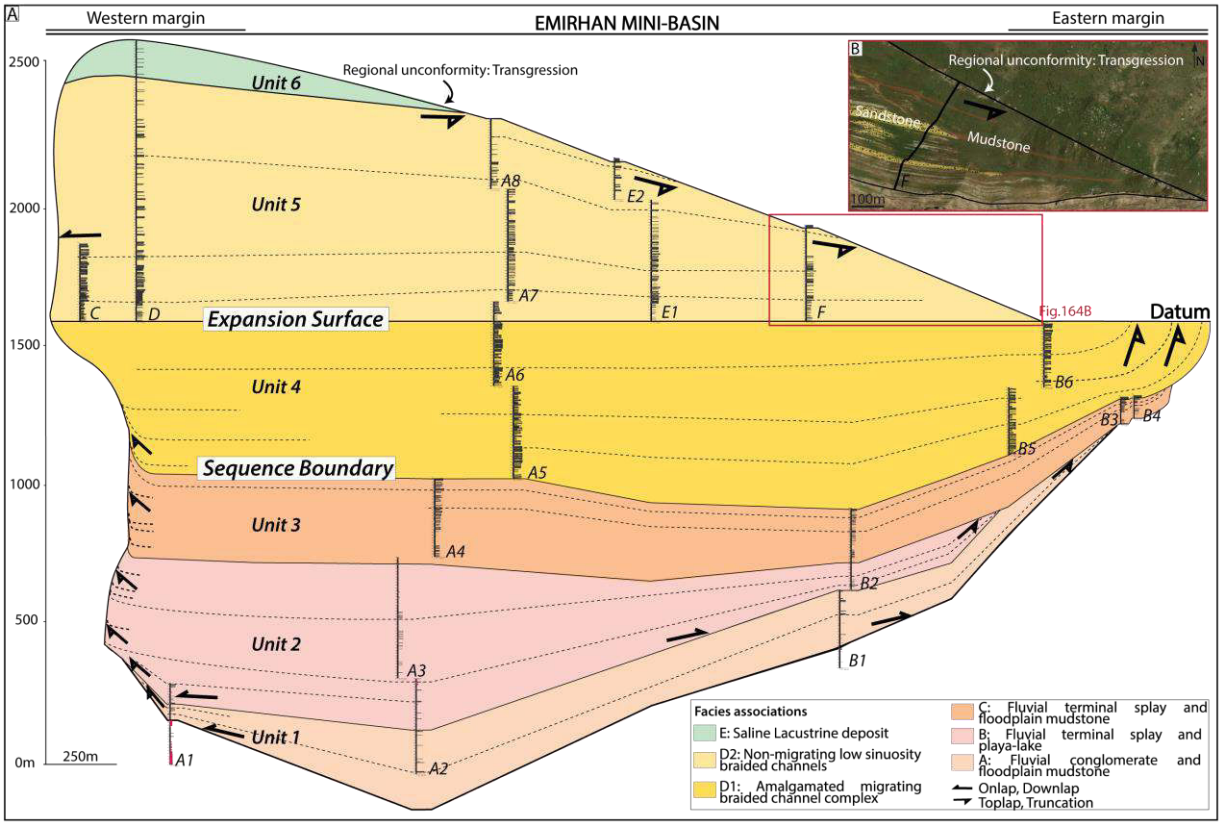


Figure 164 : (A) Stratigraphic and facies assemblage panel for the Emirhan mini-basin, based on field mapping and correlation of measured outcrop sections. The panel summarizes major stratigraphic thickness changes and angular stratal relationships across the study area. (B) Google Earth satellite view of the eastern part of Unit 5 in the Emirhan mini-basin, showing lateral facies changes from sandstone beds to floodplain mudstone, occurring at a maximum of 500 m from the marine unconformity towards the west.

G.6. Unit 6: Saline lacustrine deposits

Unit 6 attains a thickness of 50 to 200 m and is dominated by Facies Association E (Figure 158 and Figure 162G). This unit conformably overlies Unit 5 and thickens towards the west. Unit 6 is partly eroded and onlapped by marine deposits of the Karacaören Formation (Figure 163 and Figure 164). A lack of outcrop prevents a detailed analysis of its geometry. This unit records no obvious lateral change in the facies assemblage.

H. DEPOSITIONAL MODEL

The stratigraphic evolution of the Emirhan minibasin has been established via: (i) the characterization of facies assemblages and interpretation of the geomorphic significance; and (ii) assessment of the significance of stratal stacking patterns of sediment bodies (architectural elements). From this analysis, three depositional paleoenvironments are interpreted: (i) playa-lake and distal fluvial fan, (ii) braided fluvial; and (iii) saline lacustrine (Figure 163).

H.1. Depositional environment

a. Units 1, 2 and 3: Playa-lake and distal fluvial fan deposits

Units 1, 2 and 3 attain a maximum thickness of 1300 m, and consist of red to green floodplain mudstone with 10% isolated sandy or conglomerate bodies and evaporite deposits. Sandy and conglomerate bedforms (SB and GB) and laminated sand sheet (LS) bodies are characterized by their small thickness and large areal extent, being very poorly channelized and mostly isolated from one another. The W/T ratio ranges from 500 to 900, corresponding to broad sheets. The architectural elements are consistent with ephemeral sheet-flood sand beds deposited in the distal parts of a terminal fan (e.g. Miall, 1996; Cain & Mountney, 2009; North & Davidson, 2012) with local development of continental saline mudflats environments characterized by evaporite deposition due to sabkha-related processes (e.g. Warren, 2006). The vertical facies arrangement records a succession of red and green mud and evaporite facies that can be attributed to successive progradation and retrogradation of the system (Figure 162C; e.g. Jackson *et al.*, 1990).

b. Units 4 and 5: Fluvial braided deposits with low sinuosity

The combined thickness of these units varies from 1300 m at the western boundary to 800 m at the eastern boundary of the mini-basin. Units 4 and 5 are characterized by sandy bedforms (SB), laminated sand sheets (LS) and especially by gravel bars (GB), which result in a marked change in mean grain-size. These units are dominated by poorly channelized amalgamated sheet-like sandstone bodies interbedded with rare examples of floodplain fines in Unit 4 and more abundant floodplain fines in Unit 5 (Figure 163). The W/T ratio of the sand bodies is 200 to 800, corresponding to broad sheets. Architectural elements comprise vertically and laterally amalgamated channel bodies with multi-storey and multi-lateral sheet sandstones marking a change in the dominant stacking pattern. This facies association is characteristic of proximal braided river plains, particularly in arid regions where ephemeral run-off forms a network of shallow and poorly defined interacting channels (e.g. Miall, 1996; Cain & Mountney, 2009; North & Davidson, 2012).

c. Unit 6: Saline lacustrine deposits

This unit comprises a 100 m thick succession of dark grey dolomitic mudstone, red-green mudstone, evaporitic facies and sandstone bodies representing a progressive transition to a saline lacustrine environment with a perennial lake (Figure 163; e.g. Dunagan & Turner, 2004; Warren, 2006). The dolomitic mudstone facies reflects the establishment of a perennial lake (e.g. Warren, 2006). Sandy bedforms (SB) and laminated sand sheets (LS) are characteristically thin and form moderately wide sheet-like bodies that are mainly isolated from each other. The W/T ratio of these bodies is typically 800, corresponding to broad sheets. Sandstone bodies are interpreted as fluvial-dominated deltas. This facies association is characteristic of a saline lacustrine system with a perennial lake (e.g. Dunagan & Turner, 2004; Warren, 2006).

H.2. Regional depositional environment: Distributive fluvial system

Distributive fluvial systems (DFS) represent: "deposits of a fluvial system which in planform displays a radial, distributive channel pattern" (Hartley *et al.*, 2010). The fluvial sand bodies of the Emirhan mini-basin described here lack the distinct river channel incisions developed in many arid to semi-arid climatic settings. As such, they are similar to both modern (Hartley *et al.*, 2010; Weissmann *et al.*, 2010; Davidson *et al.*, 2013; Weissmann *et al.*, 2013b) and ancient examples of DFS (Figure 164; Friend, 1977; Parkash *et al.*, 1983; Stear, 1983; Kelly & Olsen, 1993; Nichols & Fisher, 2007; Cain & Mountney, 2009). Recognition of this type of depositional system in the Emirhan mini-basin is based on the identification of the following features: (i) evidence for sand deposition largely via non-confined sheet-like flow; (ii) the occurrence of playa deposits; (iii) the sheet-like geometry and form of the sandstone bodies; and (iv) an absence of valley-fills and notably incised channels.

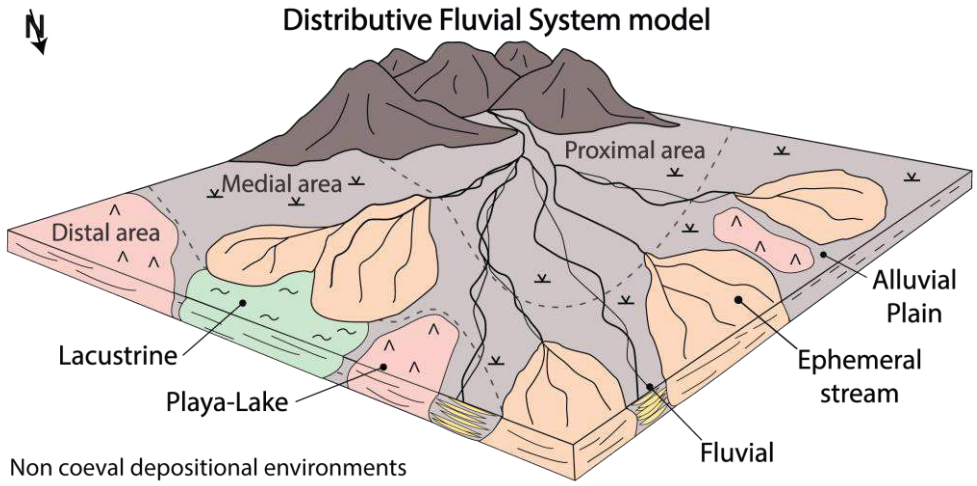


Figure 165 : Schematic depositional model of a sheet-flood dominated fluvial distributary system representing the Karayün Formation, modified after Cain & Mountney (2009). The proximal area is characterized by unconfined flow in alluvial environments. The medial area is characterized by ephemeral streams (unconfined terminal splay), and the distal area exhibits playa-lake and lacustrine environments.

The radial form of many distributive fluvial systems (DFS) is recorded by the pattern of palaeocurrents at a regional scale (e.g. Friend, 1978; Nichols & Fisher, 2007). However, palaeocurrent data collected from the Emirhan mini-basin are concentrated from a small area such that a regional radial form is not evident. Furthermore, the drainage pathways of the fluvial system can be modified at local scale by the salt walls which can compartmentalize the rivers (e.g. Banham & Mountney, 2013a). The playa-lake deposit of Units 1, 2 and 3, is interpreted as a distal or basinal zone in a DFS model, according to the Nichols & Fisher (2007) and Weissmann *et al.* (2010) classification (Figure 165).

The depositional setting is envisaged to be analogous in part to the terminal fluvial systems of the modern Lake Eyre basin (e.g. Fisher *et al.*, 2008). The fluvial braided system of Units 4 and 5 can be associated with the proximal area of a DFS or the distributive zone, which is well-drained, whereas the lacustrine deposits of Unit 6 represent the distal part of a DFS (Figure 165).

H.3. Evolution in stratigraphy and sedimentary architecture of the distributive fluvial systems with time

The continental deposits of the Emirhan minibasin show an upward change from the playa-lake facies of Units 1, 2 and 3 to large-scale highly amalgamated fluvial facies of Units 4 and 5. This vertical succession represents a progradation of the DFS system into the mini-basin. This transition from distal to proximal facies is recorded by a marked facies transition that is characterized by an abrupt net increase in mean grain size from fine-grained sand to very coarse-grained gravel, and in the average number, size and connectivity of sandstone bodies. Furthermore, it is associated with a change in channel-body type from single-storey to multi-storey and multi-lateral sheet-like sandstones and a decrease in the proportion of floodplain deposits (Figure 166). Highly variable discharge during the accumulation of Unit 4 may have been responsible for the poor development of incised channels and may ultimately have facilitated an avulsive pattern of channel relocation in response to frequent and abrupt channel switching. The rapid aggradation of channels, the strong amalgamation and the increase in grain size can be related to more frequent episodic flood events accompanied by an intensification of overall discharge. Unit 5 records a decrease in sandstone-body connectivity associated with an increase in floodplain preservation (Figure 162E, Figure 162F and Figure 163). Unit 5 is overlain by the uppermost continental deposition in the mini-basin, the saline lacustrine facies, Unit 6. This transition from multi-storey and multi-lateral sheet-like sandstones to single-storey with an increase in the proportion of floodplain deposits, which culminates in the onset of lacustrine sedimentation, is interpreted to record a retrogradation of the DFS.

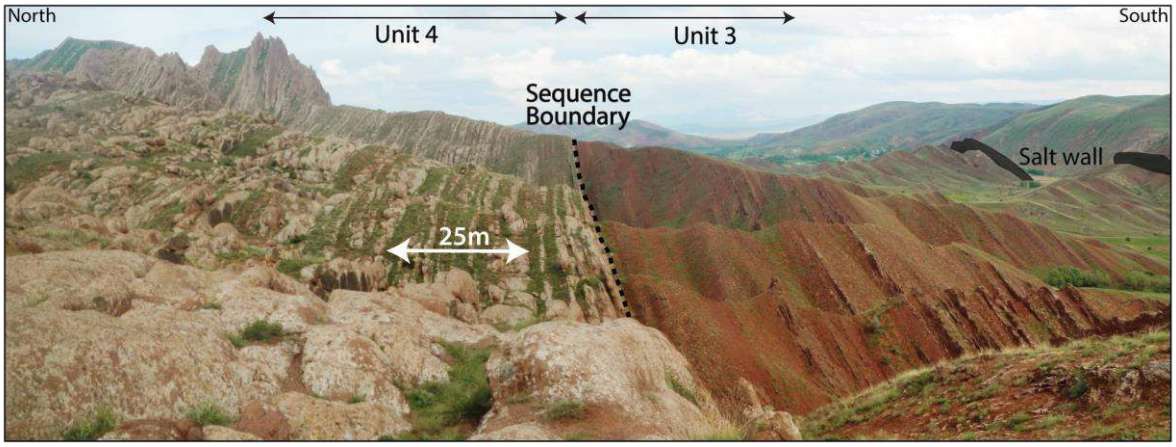


Figure 166 : View showing very rapid transition from playa-lake facies association (Unit 3) to large-scale fluvial braided facies association (Unit 4), displaying an abrupt progradational signature. Location of this panoramic view is shown in Figure 154A.

The Emirhan mini-basin displays numerous changes in the facies assemblages and the pattern of stacking of stratal units. Collectively, these record the influence of regional factors that influenced the style of sedimentation, including climate and tectonics. Furthermore, the style of sedimentation also exhibits lateral variation in the facies assemblage distributions and several stratigraphic thickness changes across the minibasin, and an important deformation of the stratal packages near the edges of this mini-basin. These features suggest the influence of a local salt-tectonic control.

I. DISCUSSION

I.1. Controls on sedimentary architecture and pattern

Based on regional geology and the lack of marine equivalent facies anywhere in the studied area, the Sivas Basin is considered to be endorheic (Poisson *et al.*, 2011). The drainage is thus dissipated internally as a terminal fluvial fan system and isolated from the Paratethyan domain (Poisson *et al.*, 2011). Therefore, eustatic variations cannot be invoked to explain the observed cyclicity within the Oligocene succession, the ephemeral nature of the sedimentation – as well as the flood events – or the occurrence of evaporitic facies associated with a playa-lake environment in the mini-basin. The Emirhan mini-basin appears to be dominated by several allogenic controlling mechanisms: sediment supply rate and type, the generation of accommodation, regional tectonics (including halokinesis) and climate.

Sedimentation adjacent to passively-rising salt diapirs results in halokinetic growth strata that vary in thickness and in angular relationships (Giles & Lawton, 2002; Giles & Rowan, 2012; Rowan *et al.*, 2012). The Emirhan minibasin records variable and localized thickness changes in the stratigraphic succession and angular discordances being related to salt tectonic activity such as salt withdrawal or fall, evacuation and salt diapir rise or inflation. These features suggest that deposition of the Karayün Formation was influenced by salt flowage within diapirs and salt walls that resulted in a complex history of generation of localized accommodation development, as discussed further below (Figure 164). In the Emirhan mini-basin, the 5 to 50 m thick stratigraphic depositional sequences and stratigraphic units have boundaries characterized by the following:

- Hook geometries characterized by thinning of isopachous sequences or stratigraphic units and upturning of drape-folds very close to the mini-basin boundary (within 250 m), with subparallel lower and upper boundaries (Figure 164B and C; e.g. Giles & Rowan, 2012).
- Wedge geometries characterized by thinning of the growth strata of the sequence or stratigraphic unit towards the boundary (Figure 164D; e.g. Giles & Rowan, 2012).
- T-shaped geometries characterized by a straight contact of the sequence stratigraphic unit with the salt boundary (Figure 164A). The sedimentological and structural framework, and interpretations within the Emirhan minibasin, are discussed below and summarized in Figure 169.

I.2. Emirhan mini-basin fill stages

a. Unit 1

Both margins of Unit 1 demonstrate onlap relationships and wedges that affect each sequence and display basin-wide thinning onto salt pillows that represented inflated highs (Figure 164 and Figure 168). The sandstone bodies are concentrated in the central part of the unit and pass laterally on both sides into floodplain mudstone (Figure 163). Thus, the axis of the fluvial system was focused into the area of maximum subsidence, which led to differential loading of underlying salt. Furthermore, the presence of multiple successive onlaps onto the diapiric topography marks an enlargement of the playa-lake system as the mini-basin filled, indicating an increase in the ratio of sediment accumulation rate versus the rate of diapiric salt-rise (Figure 168; e.g. Giles & Rowan, 2012).

Finally, diapiric topography generated by salt withdrawal may have been sufficient to shed diapir-derived detritus into the mini-basin; the evenly distributed occurrence of evaporitic clasts in the conglomeratic beds suggests a diapiric subaerial exposure upstream in the drainage area (Figure 169; e.g. Lawton & Buck, 2006).

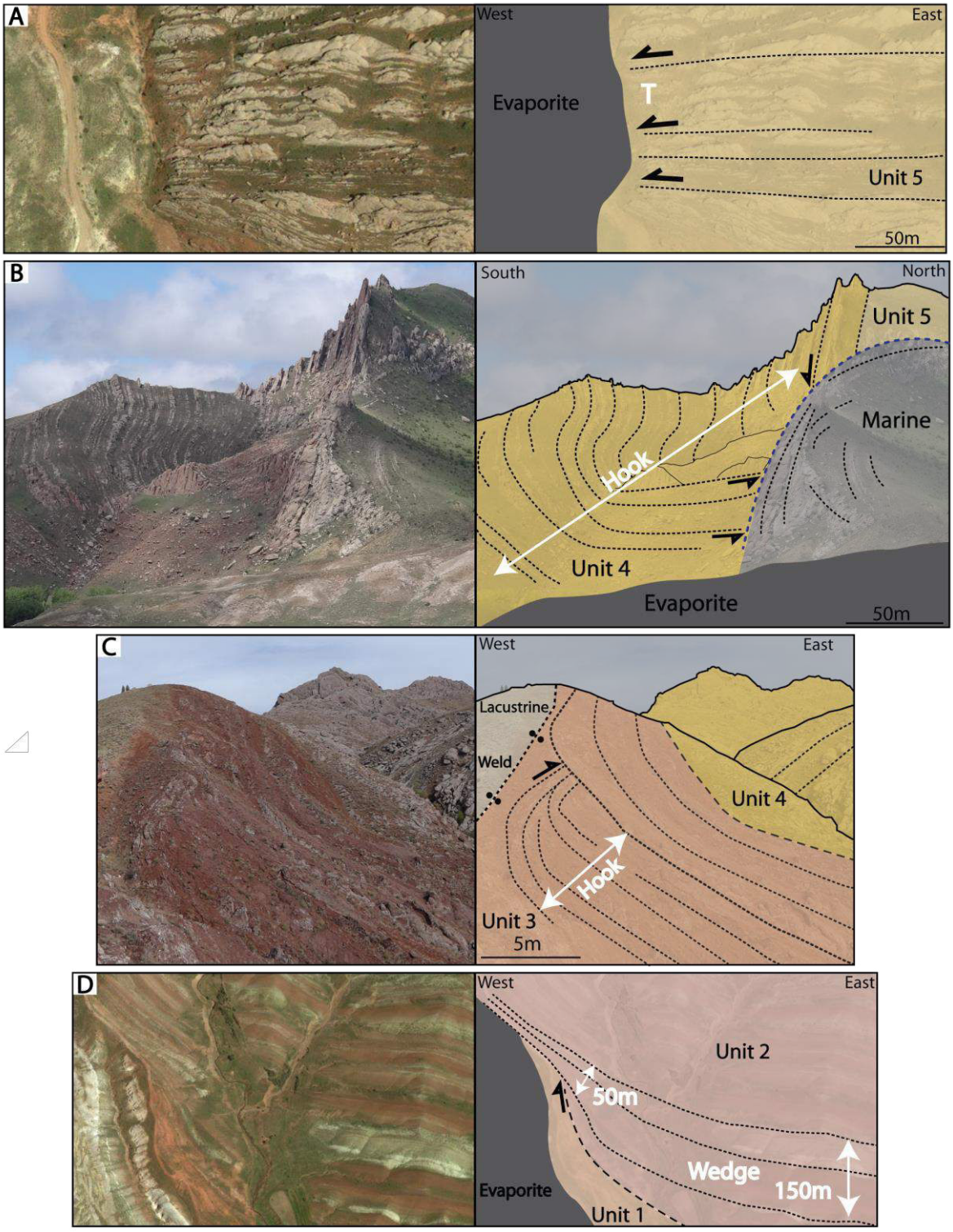


Figure 167 : Photographs and satellite views displaying typical interaction between sediment and salt tectonic activity. Locations of panoramic views are shown in Figure 154B. (A) Google Earth satellite view of T geometry affecting Unit 5 on the western border (diapir). (B) View of hook geometry affecting Unit 4 (400 m) on the eastern border (diapir), truncated and onlapped by marine deposits. (C) View of hook geometry affecting a sequence of Unit 3 on the western border (weld). (D) Google Earth satellite view of wedge geometry affecting a sequence of Unit 2 on the western border (diapir).

b. Unit 2

The initiation of Unit 2 is marked by a drift of the locus of mini-basin subsidence to the west (Figure 168). The playa-lake at this time was restricted to the western area of the mini-basin and the succession records wedge geometries onlapping the diapirs on both sides (Figure 164 and Figure 168). These features imply an enlargement of the playa-lake system, indicating an increase in the ratio of sediment accumulation rate versus diapiric salt-rise rate (e.g. Giles & Rowan, 2012). The sandstones bodies and the evaporitic facies are concentrated in the central part of the unit and pass laterally on both sides into floodplain mudstone. Differential sediment loading within the mini-basin can explain this spatial variation. The overlying sequences exhibit a succession of wedge geometries onlapping towards the eastern diapir, and these relationships record a small enlargement of the playa-lake system (Figure 164 and Figure 168). However, the western part of Unit 2 shows a succession of sequences affected by hook geometries (Figure 167D and Figure 168), which together with the lack of spatial variation in facies imply that the sediment partly covered the diapir at this time (Figure 168). These features indicate that, during the development of each unitary hook sequence, the sediment-accumulation rate may have been relatively higher than the rate of diapiric salt rise, thereby enabling sedimentation to cover the western diapir at the sequence time scale (e.g. Giles & Rowan, 2012). However, at the overall scale of Unit 2, the sediment- accumulation rate was low relative to the rate of diapiric salt rise, thereby explaining the succession of hook geometries.

Finally, during the deposition of Unit 2, the salt wall and diapir were probably expressed at the surface as topographic relief. This topographically elevated exposed evaporite material was a likely source for mobilization of sulphate-rich fluids feeding the playa-lake environment and thus facilitating the precipitation of evaporitic beds in the minibasin (e.g.Lawton & Buck, 2006; Paz & Rossetti, 2006).

c. Unit 3

Unit 3 also exhibits a series of wedge geometries that record an enlargement of the fluvial system on the eastern boundary of the minibasin compared to Unit 2 (Figure 164 and Figure 168). However, the western part shows five hook geometries with angular unconformities ca 90° and very limited thinning close to the diapir (Figure 167C and Figure 168). The hook geometries record no variation of sandstone content in the facies assemblage. The absence of distinct facies changes and thickness changes within the hook structures suggest that the sedimentary layers partly covered the western diapir at the sequence time scale. However, as is the case in Unit 2, at the overall scale of Unit 3, the sediment-accumulation rate was low relative to the rate of diapiric salt rise, thereby explaining the preserved relationship in the succession of hook geometries (Figure 168; e.g. Giles & Rowan, 2012).

d. Unit 4

Following the episode of playa-lake expansion, the Emirhan mini-basin records a sudden change in sedimentation marked by the arrival of coarse-grained sediments with an increase of sand content corresponding to the onset of fluvial deposition represented by Unit 4 (Figure 160 and Figure 166). This influx of sediment modifies the equilibrium between accommodation and sediment supply rate. The transition between Unit 3 and Unit 4 is highlighted by a distinctive surface corresponding to a sequence boundary (e.g. Martinsen *et al.*, 1999). The sequence boundary corresponds to an abrupt decrease in the ratio of accommodation to sediment supply (e.g. Martinsen *et al.*, 1999).

This surface represents an abrupt change in the sequence stratigraphic architecture and facies assemblage of the succession from mudstone-dominated single-storey sandstone bodies (ca 20% sand by volume), to multi-storey sheet-like sandstone bodies (ca 80% sand by volume; Figure 166). This abrupt increase in the grain size and change from isolated single to multi-storey sheet-like sandstone bodies reflects a significant rise in sediment supply and higher energy hydrodynamic conditions, possibly related to a regional climate change, with more humid conditions potentially linked to a tectonic event bringing coarser-grained sediment into the basin (Temiz, 1996; Poisson *et al.*, 2010).

Unit 4 is an isopachous deposit in the central part of the mini-basin, implying a significant decrease in the rate of salt displacement during sediment deposition (Figure 164). This unit is characterized by a major hook geometry which affects the entire stratigraphic unit with a 90° angular unconformity overlain by marine deposits (Karacaören Formation) on the eastern boundary (Figure 167B). The geometry of the strata within the large hook structure with a broad, 400 to 800 m wide zone of thinning and upturn implies that the fluvial system was unrestricted and covered the eastern diapir (Figure 168). On this eastern side of the mini-basin, the sediment-accumulation rate was higher than the rise of diapiric salt at the time scale of the sequence. The observed large hook geometry of this isopachous stratal package abutting against the eastern diapir therefore demonstrates a post-depositional halokinetic deformation phase that probably occurred during accumulation of Unit 5 (Figure 168). However, although the western part of Unit 4 shows small hook geometry at its base, the outcrop of the overlying deposit is partially covered by salt debris and this prevents a detailed analysis of the geometrical relationship to the salt wall.

During deposition of Unit 4, local available accommodation was low and the eastern diapir was probably buried to leave only minor topographic surface expression. The sediment accumulation rates are being relatively high compared to rates of diapiric salt rise at this time (e.g. Andrie *et al.*, 2012; Giles & Rowan, 2012).

e. Unit 5

During accumulation of Unit 5 the sandstone bodies became more isolated, although retaining the same grain-size trend (Figure 163). This change may reflect an increase in the generation of accommodation. The distinctive surface between Units 4 and 5 might be an expansion surface marking a change from a compressed multi-storey to an expanded single-storey fluvial architecture (Figure 162E, Figure 162F and Figure 164; e.g. Martinsen *et al.*, 1999). Unit 5 is characterized by a depocentre localized in the western part of the minibasin (Figure 164 and Figure 168). The development of this unit is associated with a wedge geometry in the eastern part partially eroded and onlapped by marine deposits (Figure 163). This geometry and the lateral facies change from sandstone beds to floodplain mudstone towards the east can be interpreted to indicate synsedimentary salt withdrawal and preferential subsidence in the western part of the mini-basin, which served to restrict the rivers to the western part of the mini-basin (Figure 164B and Figure 168). These features mark a resumption of generation of local accommodation. On the western flank of Unit 5, the sequences show some fluvial channels abutting with a straight contact against the diapir, forming a T-shaped geometry (Figure 167A and Figure 168). This geometry reflects a continuous equilibrium between sediment accumulation and diapiric salt-rise through time.

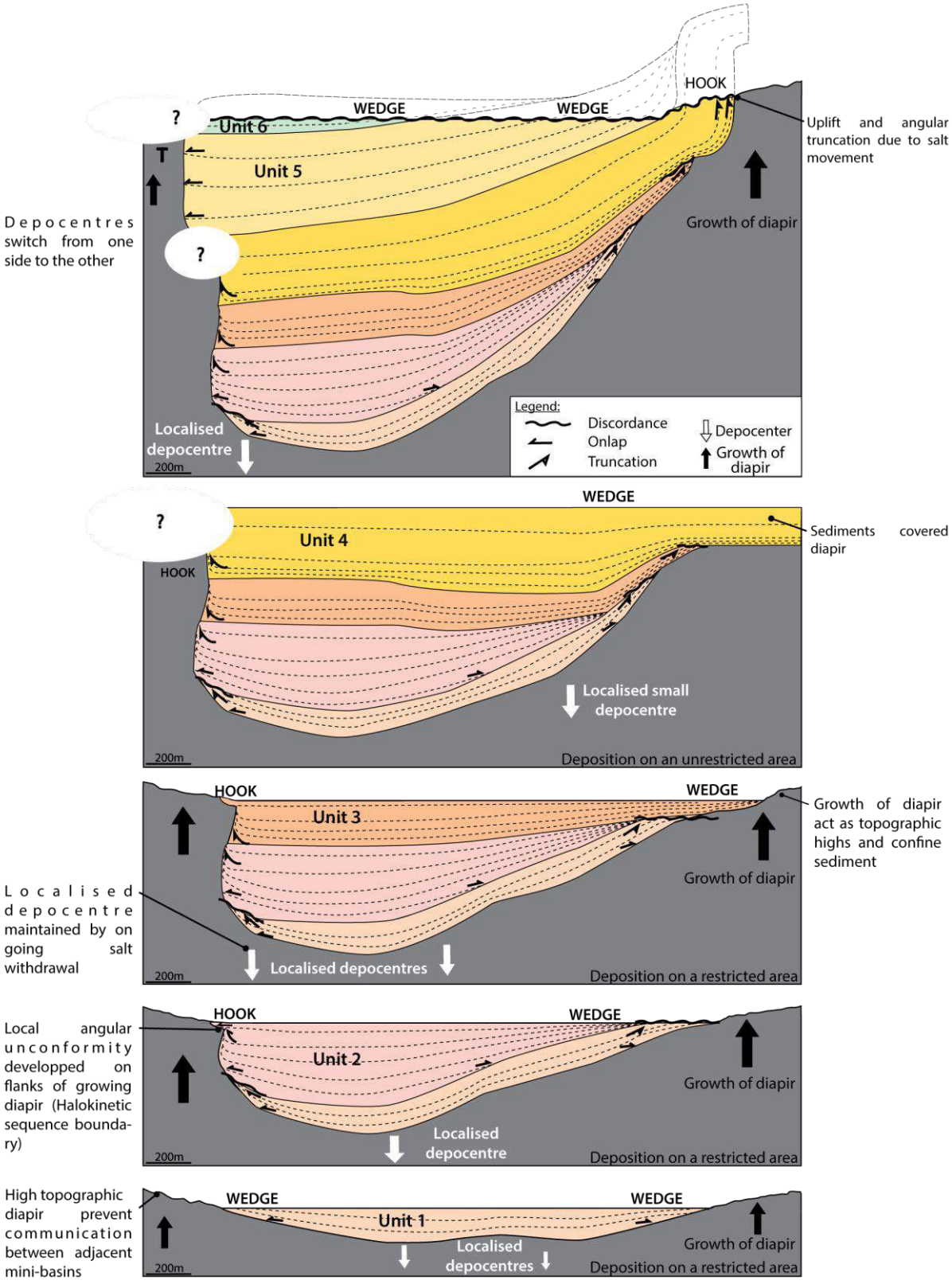


Figure 168 : Diagrammatic cross-section illustrating the subsidence of Emirhan mini-basin through time. Dark lines indicate stratigraphic unit boundaries and dashed lines indicate some sequence boundaries.

f. Unit 6

The upper continental Unit 6 is characterized by a progressive transition to a saline lacustrine environment indicating a reduction in clastic sediment supply corresponding to a gradual increase of the ratio of accommodation to sediment supply (Figure 160). Unit 6 crops out only in the western part of the mini-basin (Figure 163, Figure 164 and Figure 168). This unit is also eroded and onlapped by marine deposits, and the restricted nature of the outcrop prevents a detailed analysis of the geometrical relationship with the salt wall (Figure 163).

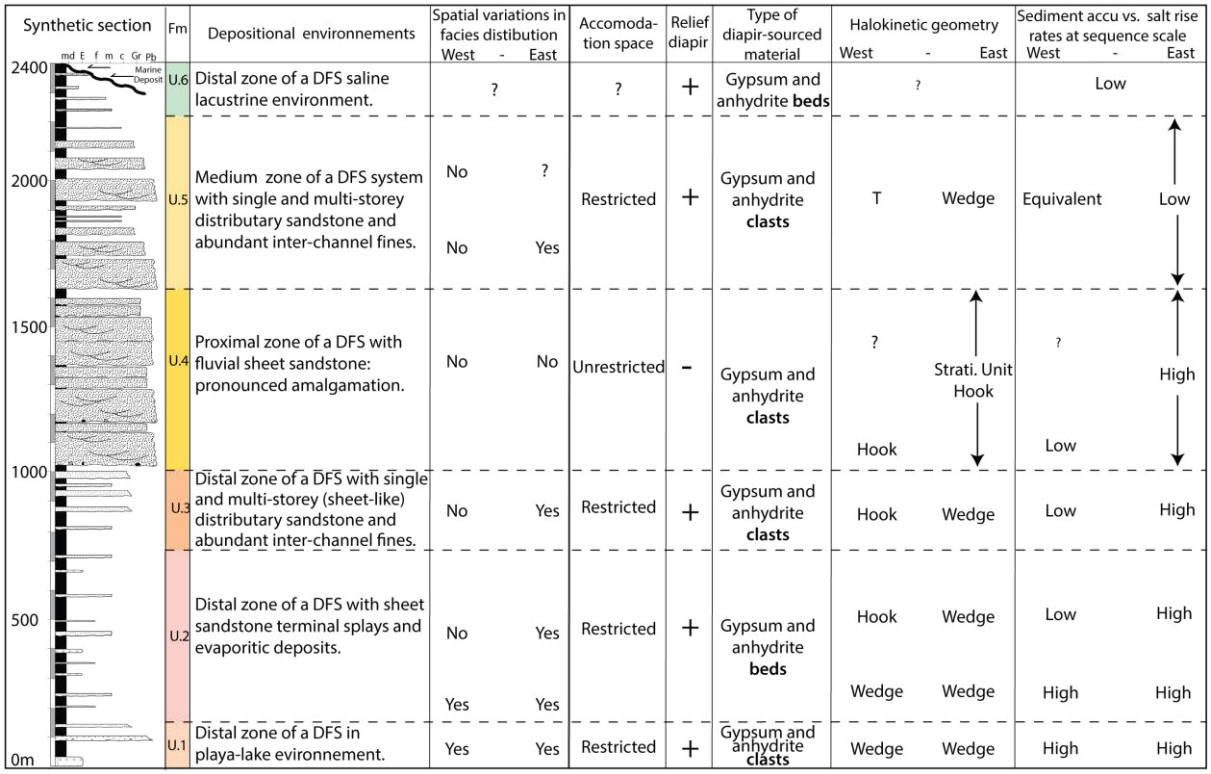


Figure 169 : Synthesis of depositional environments, stratigraphy, accommodation space/sediment supply ratio and type of halokinetic geometry, as well as interpretations of accommodation type and rates of sediment accumulation and salt rise for the six units of the Emirhan mini-basin.

I.3. Controls on asymmetrical evolution

Despite apparently experiencing an approximately constant rate of sedimentation accumulation within each sequence, the type of halokinetic geometry is very different from one side of the mini-basin to the other (Figure 164 and Figure 168). The greatest degree of stratigraphic thickness change occurs in Unit 2 where a thick depocentre records 700 m of sediment fill, which thins laterally to 100 m towards the eastern basin margin. Thus, the rate and timing of diaper rise varied at each side of the developing mini-basin, thereby giving rise to asymmetrical preserved geometries. The diapir-rise rate is a function of subsidence of the Emirhan mini-basin as a whole, but is also constrained by adjacent mini-basins (e.g. Quirk & Pilcher, 2012). The diapir-rise rate can be also dependent on the regional tectonic shortening (e.g.Trocmé *et al.*, 2011; Callot *et al.*, 2012). Indeed, the observed large hook geometry of Unit 4 reflects a post-depositional halokinetic deformation phase. This strong and sudden reactivation of salt movement probably is related to a renewed regional tectonic shortening.

J. CONCLUSIONS

This investigation of the Emirhan mini-basin characterizes its sedimentary filling, which can be divided into six main facies associations, as follows: (A) fluvial floodplain mudstone and conglomerate; (B) fluvial floodplain terminal splay and playa lake; (C) fluvial plain sheet flood; (D1) amalgamated, migrating braided channel complex; (D2) non-migrating, low sinuosity channels; and (E) saline lacustrine deposits. The infill is characterized by: (i) sheet-like sand deposits; (ii) playa-lake deposits with evaporites; (iii) saline lacustrine deposit; (iv) progradation of the system from playa-lake to braided system; and (v) an absence of deeply incised channel forms and pronounced incised valleys. At the regional scale, the assemblage of depositional environments identified can be related to the evolution of a large distributive fluvial system.

At a local scale, halokinesis has played an important role in influencing the geometry of the individual sedimentary sequences and the facies distributions within these sequences in the Emirhan mini-basin. The stratal relationships present both within and between halokinetic sequences record a continuous process of salt evacuation during the downbuilding of the mini-basin. Local accommodation generation driven by mini-basin subsidence in response to sediment loading by initial basin-fill deposits resulted in confinement of the sedimentation due to the down-building of the mini-basin and concomitant uplift of surrounding salt, thereby focusing sedimentation over a limited surface-area associated with the initiation of depocentres. This confinement restricted the extent of the fluvial system and drove spatial variations in the facies distribution recorded in the Emirhan mini-basin. Furthermore, the confinement of the fluvial system was probably accentuated by the growth of salt walls expressed at the surface as topographic highs which are point source for the remobilization of evaporite. The occurrence of evaporitic clasts (i.e. diapir-derived detritus) evenly distributed in the sandstone beds suggests a diapiric subaerial exposure upstream in the drainage area.

The Emirhan mini-basin also records significant temporal variation in the stratigraphic assemblage. The very sharp transition from playa-lake facies to large-scale highly amalgamated fluvial facies records progradation of the distributive fluvial system (DFS) into the mini-basin. This change seems to be controlled by regional changes such as climate and tectonic events rather than localized factors such as halokinesis. The sedimentation pattern within the mini-basin is related to changes in the ratio of sediment accumulation rate versus diapiric salt-rise rate through time (Giles & Rowan, 2012). The rate of sediment supply, the accommodation, and the climate and tectonics are important factors which influence this ratio and thus control mini-basin evolution and infill (Giles & Rowan, 2012).

The facies distribution and variations are mostly controlled by halokinesis, which influenced sandstone-body development and distribution. Many preserved depositional sequences possess wedge-like geometries within which smaller internally nested sand bodies have variable distribution, many bounded by local unconformities. The sandstone bodies are located in the area of maximum subsidence (depocentre axis) and pass laterally to floodplain mudstone. This transition occurs at a distance of more than 200 m from the mini-basin margin. By contrast, sequences affected by hook geometries are isopachous and lack internal local unconformities, and evidence of lateral facies change. The sandstone bodies are evenly distributed throughout the mini-basin and towards the diapir.

This well-exposed case-study succession records both spatial and temporal variations in facies distributions and stratal responses to halokinesis at a variety of scales within a developing salt-

influenced mini-basin. Results from this study have implications for predicting the distribution of petroleum reservoirs in analogous continental mini-basins.

K. ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to Total SA for their financial support. Cümhuriyet University is warmly thanked for support and help during the field work. Paolo Dattilo, Kevin Hill and Damien Huygue are thanked for valuable discussions on several aspects of this review article. We would like to thank the reviewers K.A. Giles, B.D. Trudgill and S.G. Banham, and Chief Editor N.P. Mountney for their helpful suggestions and constructive comments. We are indebted to André Poisson, Bruno Vrielynck, Haluk Temiz and Kaan Kavak for their assistance in the field. Many thanks are due to Michael Carpenter for improving the English. We also acknowledge the field party: Mickael Denis, A. Pichat, E. Legeay and G. Hoareau.

III. Données complémentaires sur le mini-bassin d'Emirhan

La bordure Nord-Ouest du mini-bassin d'Emirhan présente une structure un peu particulière affectant l'Unité fluviatile 5. Cette bordure présente une série inférieure, en gris clair sur la Figure 170A, qui est isopaque et dont la terminaison au contact de la suture évaporitique vers l'Ouest n'est pas observable sur le terrain, car masquée par des éboulements récents. Au-dessus de cette série isopaque, un éventail sédimentaire se développe dans la série supérieure en gris plus foncé sur la Figure 170A. Néanmoins, cette géométrie en éventail se rebrousse vers le bas aux abords du diapir (Figure 170A). La série inférieure isopaque est séparée de la série supérieure par un niveau bréchique, contenant des évaporites à proximité du diapir, qui disparait à 200m en s'éloignant du diapir (représentée en pointillé sur la Figure 170A).

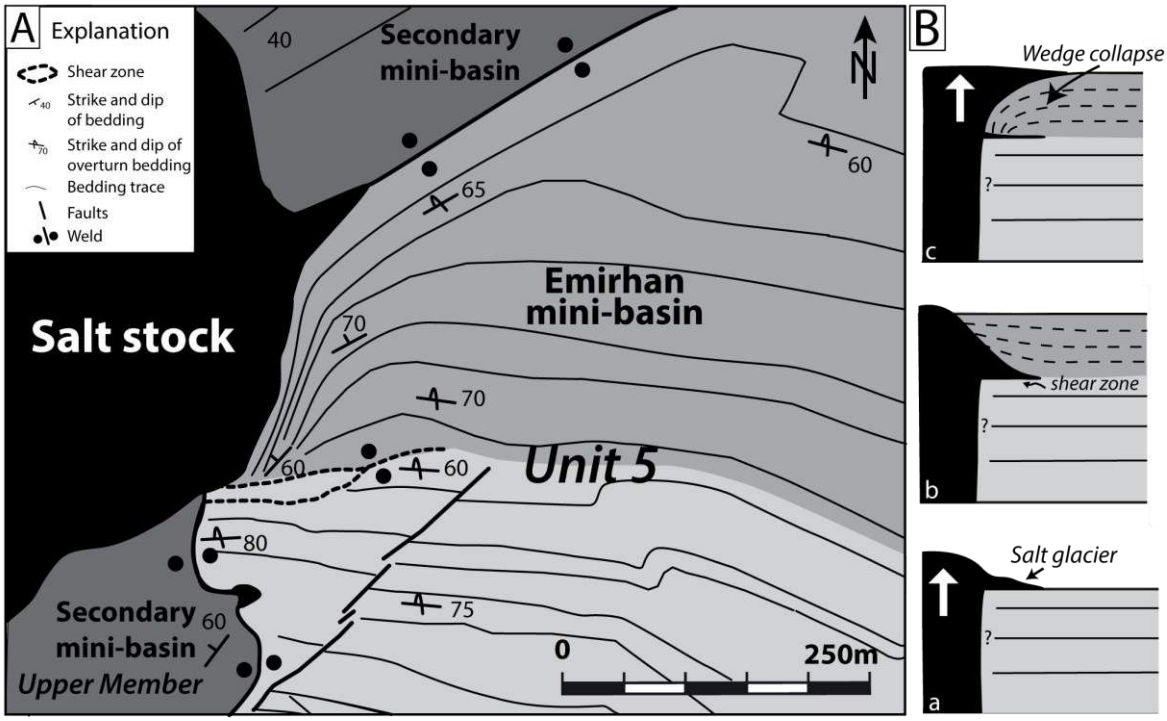


Figure 170 : (A) carte géologique de la bordure Nord-Ouest du mini-bassin d'Emirhan, mettant en évidence un éventail sédimentaire plongeant vers le bas de la série, séparé des séries inférieures par une suture évaporitique ; (B) schéma évolutif de la reconstruction de cette structure ; d'après Kergaravat *et al.* (Submitted-b).

La structure particulière et le niveau bréchique évaporitique sont interprétés comme les vestiges d'un ancien glacier d'évaporites mis en place à la fin du dépôt de la série inférieure (Figure 170B(a)). La série supérieure semble avoir recouvert le glacier avec une géométrie en éventail (Figure 170B(b)). Lors du chargement de la série supérieure sur le glacier, les évaporites ont dû refluer et s'évacuer vers le diapir. Cette évacuation a probablement entrainé une déflation du glacier engendrant une bascule vers le bas de l'éventail des séries supérieures (Figure 170B(b)).

Pour conclure, l'étalement en surface des évaporites diapiriques indique que la croissance verticale du diapir à la fin du dépôt de la série inférieure était largement supérieure à l'accumulation sédimentaire dans cette partie du mini-bassin.

IV. Enseignements sur le mini-bassin d'Emirhan

A. Modèle de dépôt de la formation Karayün basé sur le mini-bassin d'Emirhan

L'étude du remplissage du mini-bassin d'Emirhan par la formation Karayün a permis d'identifier 6 associations de faciès comprenant :

(i) des argiles de plaine alluviale et rares passées sableuses à galets ;
(ii) des argiles de plaine alluviale, évaporites et épandages en nappes de corps sableux ;
(iii) des argiles de plaine alluviale et épandages en nappe de corps sableux ;
(iv) des chenaux en tresse très amalgamés verticalement et latéralement ;
(v) des chenaux en tresse intercalés dans des argiles de plaine alluviale ;
(vi) des carbonates lacustres, évaporites et séries argilo-marneuse bleu-vert et jaune.

Ces faciès semblent s'organiser dans un système à grande échelle de type **fluviatile à distributaires**, avec des parties proximales comprenant les faciès de chenaux en tresse amalgamés les plus grossiers, et dans les parties distales des chenaux plus isolés et entourés d'argiles de plaine alluviale. Dans les parties distales se mettent en place des associations de faciès argileux pouvant être propices à la précipitation d'évaporites mais aussi à l'arrivée de petites « crachées » sableuses distales. Ces associations de faciès sont interprétées comme un sous-environnement distal du système fluviatile distributif (DFS) de type playa-lake. Dans ces parties distales, des faciès de carbonates lacustres à charophytes, des évaporites et des petits chenaux sont intercalés dans des séries argilo-marneuses bleues-vertes et jaunes. Ces associations de faciès sont interprétées comme un sous-environnement distal du DFS de type lac pérenne.

B. Organisation verticale de la séquence de dépôt

Les 6 associations de faciès ont été rapportées à 6 unités lithostratigraphiques :

- Unité 1 : Playa-lake à argiles rouges et rares passées sableuses à galets ;
- Unité 2 : Playa-lake à argiles rouges, évaporites et épandage en nappes de corps sableux ;
- Unité 3 : Playa-lake à argiles rouges et épandage en nappes de corps sableux ;
- Unité 4 : Fluviatile en tresse très amalgamé verticalement avec une forte tendance à la migration latérale, et très rare préservation de la plaine alluviale à argiles rouges ;
- Unité 5 : Fluviatile en tresse avec une faible tendance à la migration latérale et à l'amalgamation verticale, entrainant une plus forte préservation des argiles rouges de la plaine alluviale ;
- Unité 6 : Lacustre à tendance sursalée, présentant quelques arrivées fluviatiles intercalées dans des argiles et marnes bleu-jaune, boue carbonatée à charophytes et ostracodes, et niveaux évaporitiques.

L'empilement vertical de la formation Karayün débutant par des environnements de playa-lake et fluviatile de type épandage en nappe dans les Unités 1, 2 et 3, et le passage abrupt aux faciès fluviatiles en tresse des Unités 4 et 5 est attribué à des changements allogéniques, tel qu'un soulèvement tectonique dans la zone source qui aurait pu modifier le taux d'apport sédimentaire. La transition entre les Unités 4 et 5 fluviatiles et l'Unité 6 lacustre est plus progressive ; elle est marquée par une diminution du nombre de chenaux associée à une remontée probable du niveau de base, soulignée par l'établissement de lacs.

C. Influence de la tectonique salifère sur la sédimentation à l'échelle d'un mini-bassin

L'influence de la tectonique salifère sur le système sédimentaire à l'échelle du mini-bassin apparait sous la forme de transitions latérales de faciès et de géométries liées à l'évacuation des évaporites sous-jacentes et en bordure du mini-bassin (Figure 169).

La subsidence différentielle et syn-sédimentaire du mini-bassin engendre la mise en place **d'éventails sédimentaires** dans lesquels les faciès les plus grossiers, généralement des chenaux, vont se localiser dans l'axe de subsidence maximale du mini-bassin comme on peut l'observer dans les dépôts des Unités 1, 2 et 5 (Figure 169). Au contraire, les faciès les plus fins d'argiles de plaine alluviale vont se répartir sur les bordures du mini-bassin. Ces unités semblent se développer durant une phase de taux de croissance diapirique relativement plus élevée que le taux de sédimentation induisant la mise à l'affleurement probable de diapirs qui définissent des hauts topographiques (Figure 169). Ces diapirs vont pouvoir alimenter l'environnement de playa-lake en eaux riches en sulfates issues de la remobilisation des évaporites diapiriques, et par conséquent faciliter leurs précipitations dans le mini-bassin.

A l'inverse, les Unités 3 et 4 enregistrent des géométries halocinétiques de type **crochets** (Figure 169). L'Unité 3 enregistre des successions de petites séquences halocinétiques, entre 10 et 50m chacune, qui sont rebroussées verticalement aux abords du mur d'évaporites et tronquées par de nouvelles séquences halocinétiques (Figure 168). L'ensemble de l'Unité 3 et ces séquences halocinétiques sont isopaques et ne présentent pas de variation latérale de faciès liée à l'halocinèse. La géométrie des séquences, leurs caractères isopaques, et l'homogénéité des faciès aux abords des diapirs indiquent que, ponctuellement, les sédiments recouvraient le diapir, et que la déformation est antérieure aux dépôts. Dans cette configuration, le taux de sédimentation à l'échelle de la séquence est inférieur au taux de surrection diapirique. Néanmoins, l'enregistrement d'une succession de séquences halocinétiques de type crochet implique à l'échelle de l'Unité 3 que le taux de sédimentation était plus important que la croissance diapirique.

Par contre, l'ensemble de l'Unité 4 est rebroussée sur la bordure Est du mini-bassin (Figure 168). Comme pour les petites séquences halocinétiques en crochets de l'Unité 3, l'Unité 4 est isopaque et les faciès sont homogènes aux abords des diapirs, indiquant que les sédiments recouvraient le diapir, et que la déformation est postérieure aux dépôts. Le taux de surrection diapirique était inférieur au taux de sédimentation à l'échelle de l'Unité 4.

A l'échelle des unités, le mini-bassin d'Emirhan enregistre des migrations des dépocentres au cours du temps (Figure 168). Ces migrations au cours du temps impliquent un taux de croissance diapirique entre les bordures Est et Ouest hétérogènes. La croissance du diapir à l'Est du mini-bassin d'Emirhan semble être plus élevée que celle à l'Ouest, entrainant un soulèvement de la bordure Est qui va forcer le système sédimentaire à migrer vers l'Ouest (Figure 168). Cette surrection différentielle entre diapirs est également indiquée par la présence de séquences s'affinant sous forme d'éventail sédimentaire vers l'Est alors que la partie Ouest enregistre des séquences halocinétiques de type crochet, notamment observées durant l'Unité 2 et 3 (Figure 168). Les migrations de dépocentres au cours du temps sont interprétées comme un marqueur de la compression durant le développement du mini-bassin d'Emirhan, agissant sur les vitesses de fluages des évaporites dans les diapirs.

CHAPITRE 10 Influence de l'halocinèse sur un système continental remplissant plusieurs mini-bassins : Cas des mini-bassins de Sivas durant le remplissage de la formation Karayün

Ce chapitre fait l'objet d'un article sous presse dans la revue *Basin Research* sous la référence suivante : RIBES, C., KERGARAVAT, C., CRUMEYROLLE, P., LOPEZ, M., BONNEL, C., POISSON, A., KAVAK, K., CALLOT, J-P. & RINGENBACH, J-C. (in press). **Factors controlling stratal pattern and faciès distribution of fluvio-lacustrine sedimentation in the Sivas mini-basins, Oligocene (Turkey).** *Basin Research*

I. Introduction et méthodologie

A travers l'étude du mini-bassin d'Emirhan, l'influence de la tectonique salifère durant le dépôt de la formation Karayün a été mise en évidence. Le mini-bassin d'Emirhan enregistre également des variations temporelles qui sont attribuées à des facteurs apparemment allogéniques. Cependant, l'intégration régionale, par comparaison avec les séquences de remplissage des mini-bassins adjacents, est nécessaire non seulement pour améliorer la compréhension sédimentologique régionale de la formation Karayün, mais surtout pour préciser l'importance relative de la tectonique salifère par rapport aux facteurs allogéniques. Pour dissocier l'influence des facteurs allogéniques de l'influence de l'halocinèse sur le système sédimentaire, il a été indispensable de comparer les mini-bassins entre eux, en mettant en évidence en premier lieu les points communs, puis par la suite les hétérogénéités.

Les points communs entre les mini-bassins voisins sont des sous-environnements de dépôts, pouvant s'organiser dans un modèle de dépôt régional type DFS, ainsi qu'une évolution stratigraphique verticale commune. Pour dégager un signal commun entre mini-bassins, l'utilisation de la stratigraphie séquentielle en domaine continental est apparue indispensable. Néanmoins, durant le remplissage des mini-bassins par la formation Karayün, le Bassin de Sivas semble être déconnecté de toute mer ou océan avec par conséquent un caractère endoréique. Cette configuration implique l'existence d'un niveau de base restreint au bassin de Sivas, sans lien direct avec les variations eustatiques.

Les paramètres influant sur le système sédimentaire sont au premier ordre l'accommodation (s.l.) et l'apport sédimentaire. Les modifications de ces paramètres au cours du temps vont s'enregistrer dans tous les mini-bassins de manières différentes en fonction de leurs positions respectives mais surtout au même moment, constituant alors de bonnes lignes temps corrélables entre les mini-bassins. Pour ces raisons, un découpage à plus grande échelle du mini-bassin d'Emirhan, basé sur des surfaces régionales délimitant des Membres, a été privilégié par rapport au

découpage haute résolution en Unités. Ce découpage au sein des mini-bassins a permis la comparaison de séries contemporaines régionalement, mais pour lesquelles le signal local de la tectonique salifère rend difficilement corrélables de proche en proche.

L'étude du mini-bassin d'Emirhan a mis en exergue des transitions latérales de faciès, mais aussi d'épaisseur au sein d'un mini-bassin liées à l'halocinèse. Mais qu'en est–il entre mini-bassins adjacents ? La revue d'articles sur l'influence de la tectonique salifère en contexte de mini-bassins sur des systèmes de dépôts continentaux (e.g. Barde *et al.*, 2002 ; Lawton & Buck, 2006 ; Prochnow *et al.*, 2006 ; Matthews *et al.*, 2007 ; Buck *et al.*, 2010 ; McKie *et al.*, 2010; Andrie *et al.*, 2012 ; Giles & Rowan, 2012 ; Newell *et al.*, 2012 ; Banham & Mountney, 2013a ; Banham & Mountney, 2013b ; Venus *et al.*, 2014) et l'analyse du mini-bassin d'Emirhan, soulèvent des questions importantes qui ont été abordées dans l'article qui suit. En particulier, nous pouvons nous demander :

- Quelle variabilité faciologique peut–il y avoir entre deux mini-bassins adjacents ?
- Quelle est l'influence de l'halocinèse en surface ?
- Est-ce que les murs d'évaporites sont toujours des hauts topographiques et jouent-ils le rôle de barrière en compartimentant ou isolant les mini-bassins les uns des autres ?
- Est-ce que le paléodrainage est modifié ?
- Quelle variabilité d'épaisseur sédimentaire peut–il y avoir entre deux mini-bassins adjacents ?

Pour répondre à ces questions, chaque mini-bassin a été minutieusement étudié au travers d'un travail de cartographie, de levée de log sédimentologique et d'étude des transitions latérales de faciès entre le centre et les bordures des mini-bassins, ainsi que la mesure des paléocourants.

Dans le mini-bassin d'Emirhan, l'influence de la compression a pu être démontrée par le développement asymétrique du mini-bassin, marquée par des migrations des dépocentres au cours du temps.

- Y a-t-il y a d'autres marqueurs de la compression sur le fluage des évaporites enregistré dans les mini-bassins adjacents à Emirhan ?

Dans le but de fournir une réponse, une comparaison des formes et des géométries de bordures de mini-bassins et notamment du type et d'échelle de séquences halocinétiques a été faite, dans l'optique de souligner le caractère contemporain de certaines déformations observées dans plusieurs mini-bassins.

Les variations d'épaisseurs des séries dans le mini-bassin d'Emirhan sont attribuées à l'évacuation des évaporites sous-jacentes induisant une accommodation locale halocinétique. Néanmoins, dans un contexte de bassin d'avant-pays, il ne serait pas surprenant d'avoir une accommodation régionale liée à la subsidence flexurale du bassin, et diverses accommodations locales liées aux structures tectoniques, qui s'ajoute à l'accommodation liée au fluage des évaporites. Cette considération conduit aux questions suivantes :

- Peut-on distinguer une accommodation induite par le mouvement des évaporites sous les mini-bassins, d'une accommodation régionale ?
- Quels sont les effets de ces différentes accommodations sur la géométrie des dépôts et sur le système sédimentaires ?

Pour répondre à ces questions, des mesures de variation d'épaisseurs au sein comme entre les mini-bassins ont été effectuées, permettant de comparer les hétérogénéités ou équivalences d'épaisseurs. Cette analyse avait pour finalité de distinguer le type d'accommodation dominant (local ou régional) durant le dépôt des séries étudiées. Finalement, la problématique de ce papier porte sur l'influence de la tectonique salifère sur un système sédimentaire à grande échelle tel qu'un DFS.

II. Article sous presse dans la revue Basin Research

Factors controlling stratal pattern and facies distribution of fluvio-lacustrine sedimentation in the Sivas mini-basins, Oligocene (Turkey)

Charlotte RIBES*†, Charlie KERGARAVAT*†, Philippe CRUMEYROLLE †, Michel LOPEZ °, Cédric BONNEL*, André POISSON‡, Kaan Sevki KAVAK §, Jean-Paul CALLOT*and Jean-Claude RINGENBACH†.

*LFC-R, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 64012 Pau cedex, France
†TOTAL SA, CSTJF, avenue Larribau, 64018 Pau, France
° Université de Montpellier 2, Montpellier Geosciences, 34000 Montpellier, France
‡Department of Earth Sciences, Université de Paris-Sud, 91405 Orsay cedex, France
§ Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas, Turkey

A. ABSTRACT

The Sivas Basin, located in the Central Anatolian Plateau of Turkey, is a foreland basin that records a complex interaction between sedimentation, salt tectonics and regional shortening during the Oligo-Miocene leading to the formation of numerous mini-basins. The Oligocene sedimentary infill of the mini-basins consists of a thick continental succession, the Karayün Formation, comprising a vertical succession of three main sub-environments: (i) playa-lake, (ii) fluvial braided, and (iii) saline lacustrine. These sub-environments are seen as forming a large Distributive Fluvial System (DFS) modified through time as a function of sediment supply and accommodation related to regional changes in climate and tectonic regime. Within neighbouring mini-basins and despite a similar vertical stratigraphic succession, subtle variations in facies assemblages and thickness are observed in stratigraphic units of equivalent age, thus demonstrating the local control exerted by halokinesis. Stratigraphic and stratal patterns reveal in great detail the complex interaction between salt tectonics and sedimentation including different types of halokinetic structures such as hooks, wedges and halokinetic folds. The regional variations of accommodation/sediment supply led to coeval changes in the architectural patterns recorded in the mini-basins. The type of accommodation regime produces several changes in the sedimentary record: (i) a regime dominated by regional accommodation limits the impact of halokinesis, which is recorded as very small variations in stratigraphic thickness and facies distribution within and between mini-basins; (ii) a regime dominated by localized salt-induced accommodation linked to the subsidence of each individual mini-basin enhances the facies heterogeneity within the DFS, causing sharp changes in stratigraphic thickness and facies assemblages within and between mini-basins.

Keywords: Mini-basins, fluvio-lacustrine sedimentation, halokinesis, salt-induced accommodation, Sivas Basin, Karayün formation

B. INTRODUCTION

The distribution, type and stacking pattern of fluvio-lacustrine units within a Distributive Fluvial System (DFS) in an endorheic basin are controlled by several autocyclic and allocyclic processes (Huerta *et al.*, 2011; Weissmann *et al.*, 2013a). A DFS, generally forms at margins of sedimentary basins where water that enters into the basin through a feeder channel or valley becomes unconfined and free to avulse or/and bifurcate, forming radial channel pattern (Hartley *et al.*, 2010; Weissmann *et al.*, 2010). However, DFS do not always have a fan-shape (Hartley *et al.*, 2010). There are close similarities between modern (Hartley *et al.*, 2010; Weissmann *et al.*, 2010; Davidson *et al.*, 2013; Weissmann *et al.*, 2013a) and ancient examples of DFS (Friend, 1977; Parkash *et al.*, 1983; Stear, 1985; Kelly & Olsen, 1993; Nichols & Fisher, 2007; Cain & Mountney, 2009). A DFS is sensitive to a combination of factors more or less directly related to the palaeoclimatic, palaogeographic and tectonic setting (i.e. upstream controls; Hartley *et al.*, 2010). The complex relationships between subsidence, sediment supply, base level and climatic change considerably modify the sedimentary record observed in a DFS (Weissmann *et al.*, 2013a). Climate changes can affect vegetation and rainfall, which in turn affect erosion, sediment source, and discharge not only in the sedimentary basin but also in the sediment source-areas, influencing the rate and the pattern of sediment supply (Shanley & McCabe, 1994; Huerta *et al.*, 2011). Tectonic events in the source area can also modify the sediment supply, and tectonically driven regional subsidence governs the overall accommodation (e.g. Catuneanu *et al.*, 2011).

The development of a DFS in a salt province will record a complex interplay between the classical controls of sedimentation in a basin and the local influence of salt tectonics. The sedimentary successions deposited on top of thick salt layers commonly result in the generation of mini-basins in response to differential subsidence related to salt flow initiated and driven by sediment loading and tectonics (Hudec & Jackson, 2007; Hudec *et al.*, 2009; Trudgill, 2011). The initiation and evolution of salt-related mini-basins involves a variety of local and regional controls. Local factors include salt withdrawal, which influences the rate and style of subsidence, and salt-structure growth, which influences the topographic expression of growing diapirs (Andrie *et al.*, 2012; Giles & Rowan, 2012). The growth of salt diapirs at the surface, which reflects a subtle interplay between sedimentary loading and local stresses, exerts a control on the dispersal and distribution of sediment across the mini-basins (Matthews *et al.*, 2007; Trudgill & Paz, 2009; Trudgill, 2011; Banham & Mountney, 2013b; Banham & Mountney, 2013a; Venus *et al.*, 2014). Thus, mini-basins will record the interplay between the history of the overall sedimentary system and the sedimentary response to contemporaneous local salt movement (Hodgson *et al.*, 1992; Barde *et al.*, 2002; Prochnow *et al.*, 2006; Buck *et al.*, 2010; Newell *et al.*, 2012; Banham & Mountney, 2013c).

Relatively few continental mini-basins are known and few outcrop examples have been described in the literature. Rare subsurface examples have been studied using 2D/3D seismic data sets, such as the Triassic Skagerrak Formation in the UK sector of the Central North Sea (Hodgson *et al.*, 1992; Smith *et al.*, 1993; McKie *et al.*, 2010), the Precaspian Basin in Kazakhstan (e.g. Barde *et al.*, 2002), and the Paradox Basin in USA (e.g. Kluth & DuChene, 2009). Few examples are known at outcrop showing the associated fluvio-lacustrine infill.

Among such mini-basins, the best published examples are the Eocene Carroza Formation of the La Popa Basin, deposited in an isolated mini-basin (Mexico; Buck *et al.*, 2010; Andrie *et al.*, 2012; Giles & Rowan, 2012), the Pennsylvanian-Jurassic Formations in the Paradox Basin (USA; Bromley, 1991; Lawton & Buck, 2006; Prochnow *et al.*, 2006; Matthews *et al.*, 2007; Trudgill, 2011; Banham & Mountney, 2013a; Banham & Mountney, 2013b; Venus *et al.*, 2014) and the Permian-Cretaceous Precaspian Basin (Kazakhstan and Russia; Barde *et al.*, 2002; Newell *et al.*, 2012).

The spectacular assemblage of salt mini-basins described here in the Sivas Basin (Central Anatolia, Turkey; Figure 171) is mainly Oligo-Miocene in age (Ringenbach *et al.*, 2013a; Callot *et al.*, 2014). At least twenty mini-basins compartmentalize the central part of the Sivas Basin and expose the entire sedimentary pile largely affected by salt tectonics (Figure 172). In a previous study (Ribes *et al.*, 2015), the Emirhan mini-basin was described in great detail using satellite imagery and outcrop mapping. The reference section and the depositional environments of the mini-basin infill, represented by the Oligocene Karayün Formation, was clearly established. Outcrop investigations focussing on the Emirhan mini-basin allow us to distinguish three long-lived vertically stacked depositional systems within a large DFS: (i) playa-lake and distal terminal splay, (ii) fluvial braided system with low sinuosity and, (iii) saline lacustrine deposits. During deposition of the Karayün Formation, halokinesis had an important influence on the geometry of the individual sedimentary sequences and facies distributions within the sequences filling the Emirhan mini-basin. This mini-basin also recorded significant temporal variations in the stratigraphic assemblage attributed to apparent allocyclic factors. However, additional data was acquired to define more precisely the relative importance of these allocyclic controls and improve our regional understanding of the Sivas mini-basins.

This paper provides a comprehensive description and mapping study of ten adjacent mini-basins, with the purpose addressing the interaction between allocyclic regional factors and local salt-induced factors in comparison with the previously described Emirhan mini-basin. The aim of our study is to focus on the relative influence of regional factors and halokinesis on a DFS during the development of salt-related mini-basins, based on spatial and temporal changes in the facies assemblages, stratigraphic architecture and thickness, as well as stratal structures related to salt movement (i.e. halokinetic structures). In this study, we develop a new tectono-stratigraphic-paleoenvironmental model for the evolution of the Sivas mini-basins and provide a better understanding of the influence of regional factors on the DFS developed simultaneously in the different studied mini-basins. Moreover, we attempt to understand how halokinesis isolates neighbouring mini-basins and produces salt-induced local accommodation that can modify the sedimentary record. Finally, we discuss how tectonically driven regional accommodation can be differentiated from salt-induced local accommodation.

C. GEOLOGICAL SETTING and STRATIGRAPHY

The Sivas Basin is located at the junction between three crustal terranes: the Pontides orogenic belt to the north, the Kırşehir metamorphic massif to the west and the Taurides to the south, derived from the Gondwana continent (Figure 171A; Cater *et al.*, 1991; Yılmaz & Yılmaz, 2006). The Sivas Basin formed after the closure of the north Neotethys, above the obducted ophiolite and the Kırşehir and Taurus blocks (Yılmaz & Yılmaz, 2006; Rolland *et al.*, 2010).

The sedimentary record starts during the Late Cretaceous-Paleocene with the development of a carbonate platform along the southern margin of the Sivas Basin directly on the ophiolite (Gürlevik Dağı and Teçer Dağı limestones; Figure 171B and Figure 172A; Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991). During the Paleocene to Eocene, the Sivas Basin records a general deepening of it southern boundary related to the onset of Tauride shortening with the development of a foreland basin (Kurtman, 1973; Guezou *et al.*, 1996; Poisson *et al.*, 1996; Kavak *et al.*, 1997; Görür *et al.*, 1998; Yılmaz & Yılmaz, 2006; Onal *et al.*, 2008). The lower part of this succession is thought to have been deposited in a quiet marine context in a basin belonging to the obducted ophiolitic basin, while the upper part is a flysch type deposit in a context of north-verging shortening, north of the Taurus.

An olistostrome dated as Early Eocene and the Eocene Bahçecik conglomerate with clasts of serpentinite, peridotite, marble, red chert, limestone and quartz may record the onset of the first compressive event on the southern margin of the Sivas Basin (Figure 172A; Kurtman, 1973). The distal facies of the Eocene succession consist of deep-marine turbidites and volcaniclastic sediments corresponding to the Bözbel Formation, deposited in an East-West elongated foreland basin (Figure 172B; Kurtman, 1973; Özçelik & Altunsoy, 1996). The upper part of the Eocene flysch succession comprises a calcareous mudstone succession, passing abruptly upward into a coarser and thicker shallow-marine facies (Figure 172A; Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991). This shallowing-up succession is capped by an evaporitic unit, which is the mother salt deposit (Figure 172A; Özçelik & Altunsoy, 1996; Gündogan *et al.*, 2005). In a few places where the section appears relatively unaffected by halokinesis, the evaporite unit is composed of alternating beds of anhydrite and gypsum, named the Tuzhisar Formation (Figure 172A; Özçelik & Altunsoy, 1996; Gündogan *et al.*, 2005). The Tuzhisar Formation is overlain by red-purple to green fine-grained sandstone and shale attributed to a playa-Lake environment and called the Selimiye Formation (Kurtman, 1973; Poisson *et al.*, 1996).

After deposition, salt tectonics resulted in large-scale salt movements and the initial salt stock appears largely remobilized to above the Selimiye Formation, forming allochthonous salt sheets and bodies transported northward below younger mini-basins (Kergaravat *et al.* submitted). A 1500-m-thick succession of interbedded shale and salt/anhydrite was encountered in the Celalli-1 borehole below the Selimiye Formation and is visible in the subsurface on unpublished seismic data, demonstrating the widespread remobilization of the so-called autochthonous Tuzhisar salt Formation (Özçelik & Altunsoy, 1996; Gündogan *et al.*, 2005; Onal *et al.*, 2008). The whole basin structure has been reconsidered based on larger scale field work integrating part of the unpublished seismic data set (Kergaravat *et al.* submitted and Legeay *et al.* in prep). The present-day deep basin geometry shows a north-verging triangle zone below the autochthonous salt (remobilized Tuzhisar Formation), which has acted as a décollement. Following the deposition of the Selimiye Formation, the depocentre migrated northwards as the salt became remobilized into a canopy located above the Selimiye Formation and below the Karayün and Karacaören Formations. This canopy is visible on seismic and can be mapped in the eastern part of the Sivas Basin south of Zara (Figure 171). This canopy is widely exposed in the northern part of the Sivas Basin (Figure 172B) and is locally overlain by small patches of Karacaören shallow marine deposits. This northern evaporitic unit is called the Hafik Formation (Figure 172B; Kurtman, 1973). The youngest salt sheet, not yet totally separated from the former occurs above the Benlikaya Fm.

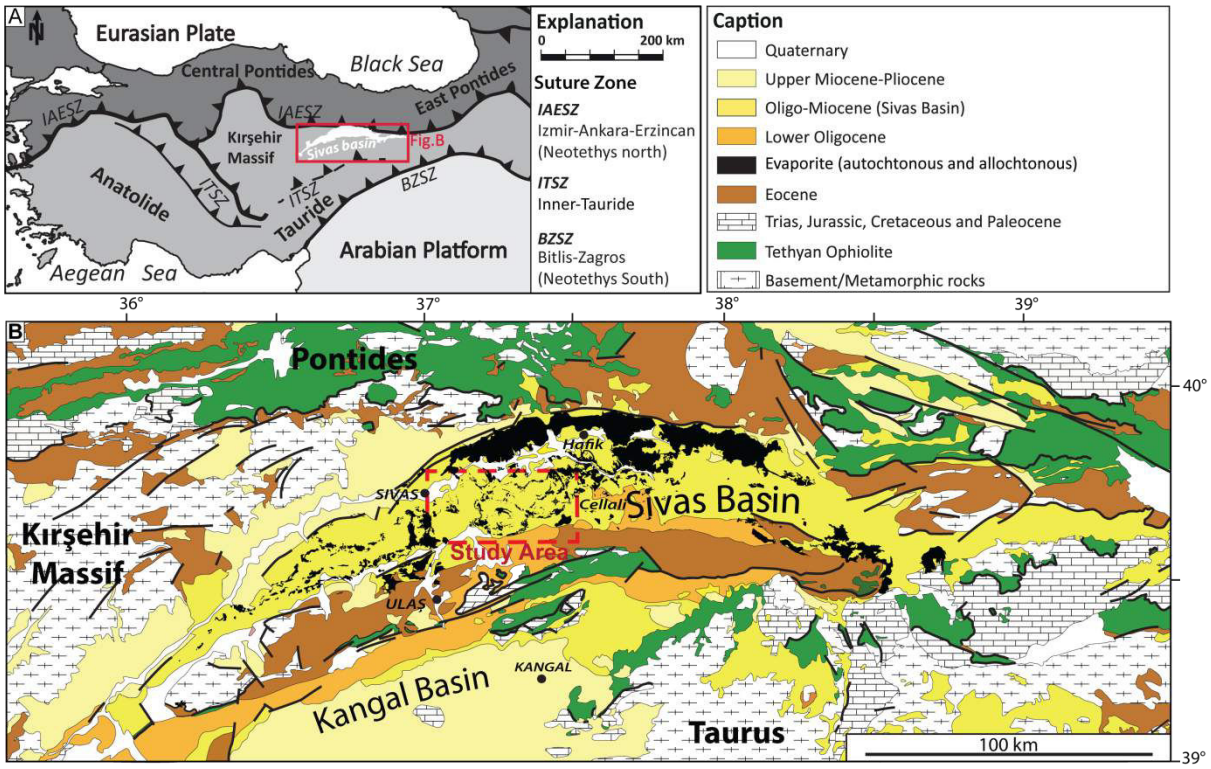


Figure 171 : (A) Tectonic setting of Turkey, with main continental blocks, major suture zones and Oligocene-Miocene Sivas basin deposits, modified from Okay, 2006. (B) Geological map of the Sivas Basin with the three major tectonic units (Pontides, Taurus and Kırşehir massif) and location of the study area, modified from Baykal, F. & Erentöz, C., 1966. Distribution of evaporite formations (in black) in the Sivas basin, showing polygonal pattern of outcrops in the study area (Figure 172).

In the central part of the Sivas Basin, the canopy is overlain by a thick succession of red beds of the fluvio-lacustrine Karayün Formation, reaching a maximum thicknesses of 2 400 m (Figure 172B; Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991; Poisson *et al.*, 1996; Ribes *et al.*, 2015). The deposition of the Karayün Formation coincided with the onset of salt tectonics and the subsidence of mini-basins lying on top of the basal canopy in the central part of the Sivas Basin (Orange Figure 172B; Ribes et al., 2015). Above the Karayün Formation, the deposition of the shallow-marine Karacaören Formation marks a regional transgression during the Early Miocene (Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991; Özcan *et al.*, 2009; Sirel *et al.*, 2013), expressed as a conformable contact in some places (centre of the mini-basins), whereas the marine beds onlap the folded Karayün Formation (in blue, Figure 172B) at numerous locations (edges of the mini-basins). The Karacaören Formation contains shallow-marine marls and sandstones that are interbedded locally with algal limestone (Figure 172B; Kurtman, 1973; Özcan *et al.*, 2009; Poisson *et al.*, 2010; Poisson *et al.*, 2011; Sirel *et al.*, 2013). The overlying Benlikaya Formation is characterized by alluvial to fluvial deposits of Middle Miocene to Early Pliocene age, composed of reddish sandstone, conglomerate and interbedded mudstone (yellow Figure 172A; Poisson *et al.*, 1996; Poisson *et al.*, 2010).

The original evaporite level contains halite, as shown by the presence of salt springs (i.e. the Fadlun Tuz area and Bingöl Lake) and borehole data from the Cellali-1 well (Onal *et al.*, 2008). Near the surface, however, the diapiric material only contains sulfate residuum (i.e. caprock) left over after the emplacement of the salt structure and salt withdrawal.

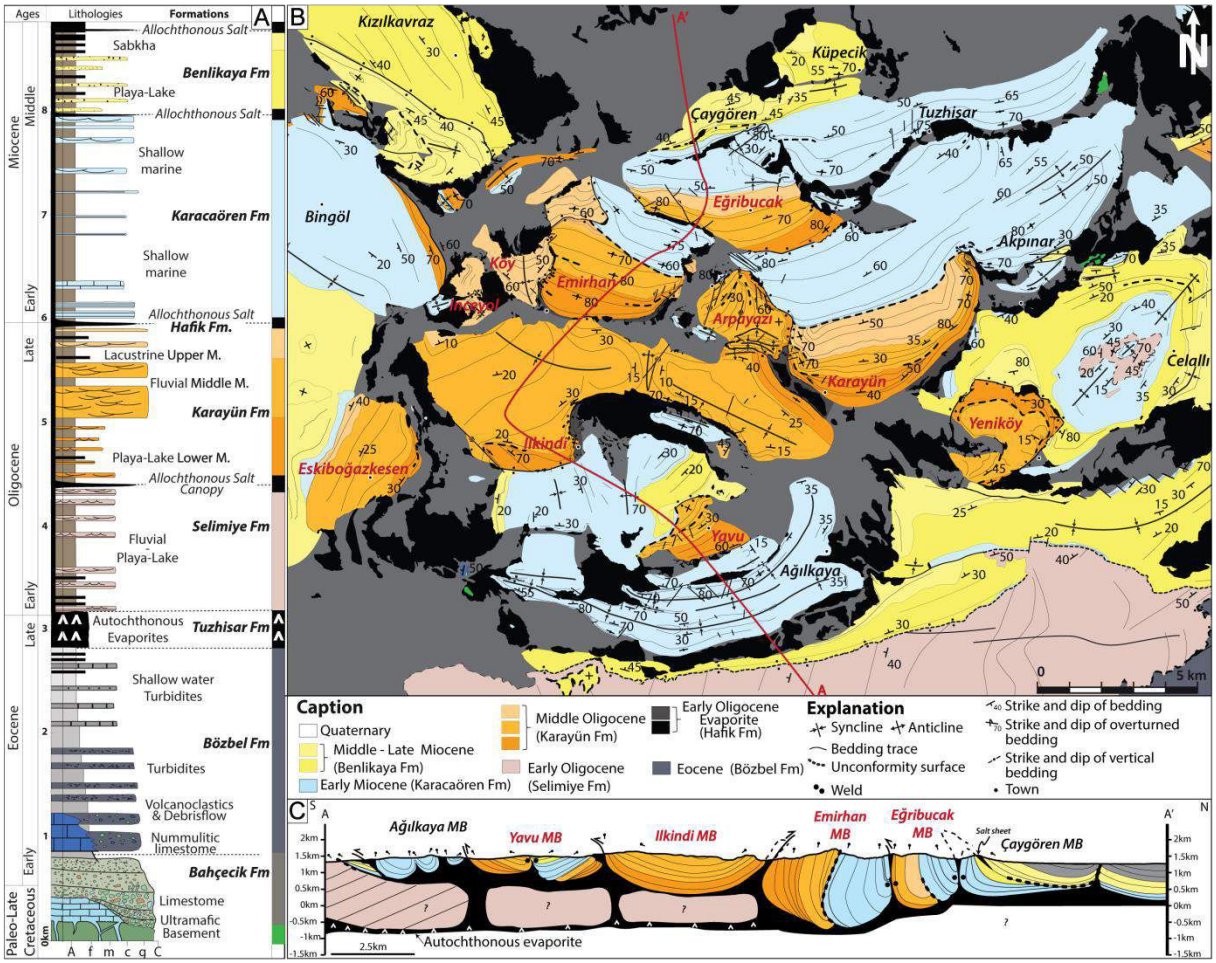


Figure 172 : (A) Regional composite lithostratigraphic column showing average thickness of the various stratigraphic units in the central Sivas Basin. (B) Geological map of the central Sivas Basin, showing location of gypsum and anhydrite outcrops (black and grey) and the polygonal geometry of gypsum walls surrounding the mini-basins. Mini-basins names in red are the studied mini-basins: Emirhan, Karayün, Ilkindi, Arpayazi, Eğribucak, Yeniköy, Yavu, Eskiboğazkesen, Köy, and Inceyol. (C) Schematic South-North cross-section across the Sivas mini-basins.

D. DATA AND METHODS

The paper is mainly based on detailed analyses of outcrop data and geological interpretation of colour composite images from the Geoeye satellite. More than 12 km of vertical sedimentological sections were measured across the studied mini-basins (Figure 173). The thickness variations and lithological features of the fluvio-lacustrine section were collected in the field and mapped onto the satellite image. This was done to characterize the lateral and vertical facies relationships as well as the architecture of sandstone bodies, as well as the thickness variations and stratal patterns of the stratigraphic members across each mini-basin and between them. These mini-basins offer the most complete exposure of the stratigraphy and stratal patterns of the Karayün Formation, due to the varying degrees of tilting such as observed in the Emirhan mini-basin, which is tilted to vertical (Figure 172 and Figure 173).

The description of lithofacies and facies associations, as well as the criteria for the recognition of architectural elements of fluvial origin, follows the classification and interpretation scheme established by Miall (1985).

A total of 633 palaeocurrent measurements were collected on 16 sites across the 10 mini-basins, based on cross-bedding foreset azimuths, flute marks and parting lineation, to determine the paleoflow orientation and potential source area of sediment supply (Figure 173). The methodology due to Lindholm (2012) was used to calculate the mean vector.

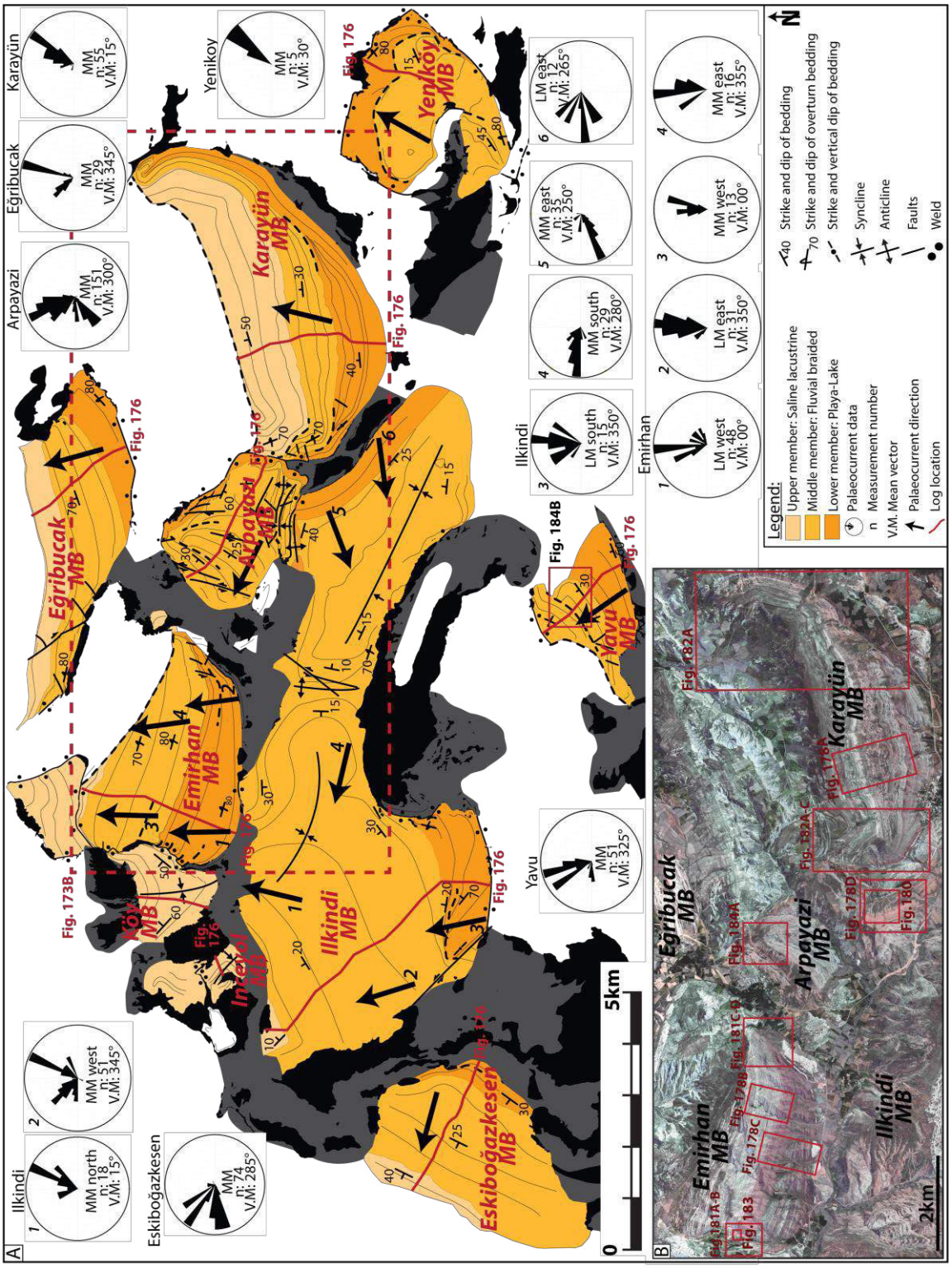


Figure 173 : (A) Geological map of the central Sivas Basin, showing location of measured sedimentological sections and palaeocurrent data. Dashed-line rectangle area covered in Figure 173B. (B) Geoeye satellite colour composite image of some Sivas mini-basins showing location of panoramic views and interpreted zooms given on Figure 178, Figure 179, Figure 181, Figure 182, Figure 183 and Figure 184.

E. KARAYÜN FORMATION REGIONAL STRATIGRAPHY

E.1. Overview of previous studies of the Karayün Formation

The Karayün Formation was defined in the vicinity of Karayün village (Cater *et al.*, 1991; Poisson *et al.*, 1996), and a brief description of the vertical section in terms of an accurate interpretation of the depositional environments was given by Çiner *et al.* (2002). Unfortunately, the Eğribucak section was interpreted erroneously as a younger additional unit. Precise structural mapping along the same section and facies analogies demonstrate the repetition of the succession cropping out in two adjacent mini-basins separated by a salt weld (Ribes *et al.*, 2015). The reference stratigraphic section has been adjusted and modified consequently to take into account this structural complexity.

The regional stratigraphy sub-division of the Karayün Formation adopted here has been described in a previous publication focusing on facies interpretation, as well as the stratal and stacking patterns and regional depofacies observed in the reference Emirhan mini-basin (Ribes *et al.*, 2015).

Three long-lived depositional systems have been recognised from base to top of the Karayün:

(i) Lower member: playa-lake and distal terminal splay deposits corresponding to Unit 1, 2 and 3 in the Emirhan mini-basin.

(ii) Middle member: fluvial braided deposits corresponding to Unit 4 and 5 in the Emirhan mini-basin.

(iii) Upper member: saline lacustrine deposits corresponding to Unit 6 in the Emirhan mini-basin.

These three depositional systems fill ten mini-basins in the central area and correspond to large-scale genetically related stratal packages that are separated by basin-wide surfaces expressed by changes in texture and facies assemblages, as well as stratal and stacking patterns (Figure 173 and Figure 174). The facies associations of these three members and the transitions between them are detailed below based on the study of the Lower, Middle and Upper members in ten mini-basins named after local villages, i.e.: Emirhan, Karayün, Arpayazi, Egribuçak, Ilkindi, Eskiboğazkesen, Yavu mini-basin, Yeniköy, Inceyol and Old-Emirhan (Figure 173, Figure 174 and Figure 177).

E.2. Lower Member of the Karayün Formation: red oxidized playa-lake and sheet flood deposits

a. Description

The Lower member is a dominantly reddish shaly interval with interbedded sheet flood and playa lake deposits developed at the base of most of the studied mini-basins (Figure 173). This Lower member reaches a maximum thickness of 1200 m, with varying proportions of floodplain mudstone (65-80%), containing interbedded sandy fine grained single-storey sheet-like bodies with common conglomerates (20-30%) and evaporite beds (0-5%; Figure 174, Figure 175D, Figure 176, Figure 177, and Figure 178C-D). The mudstone facies consists of red-oxidized purple to green laminated (Fl; Figure 174) or massive mudstones (Fm; Figure 174) forming continuous horizons that can be correlated. The interbedded red to light-brown fine-to coarse-grained sandstone beds make up isolated single-storey bodies with sheet-like geometries and sharp bases with clay chips. Beds range from 0.2–2 m thick and typically show a 500 m average lateral extension. Most of these beds display small-scale climbing (Figure 175D), symmetrical and asymmetrical ripple laminations (Sr and Sw; Figure 174), as well as trough-cross-bedded (St; Figure 174) and parallel laminations (Sh/Sl; Figure 174). Uncommon sandstone beds appear as massive or structureless (Sm; Figure 174).

These sandstone bodies are equivalent to the laminated sand sheets (LS; e.g. Miall, 1985) and sandy bedforms in the sense of Miall (SB; 1985).

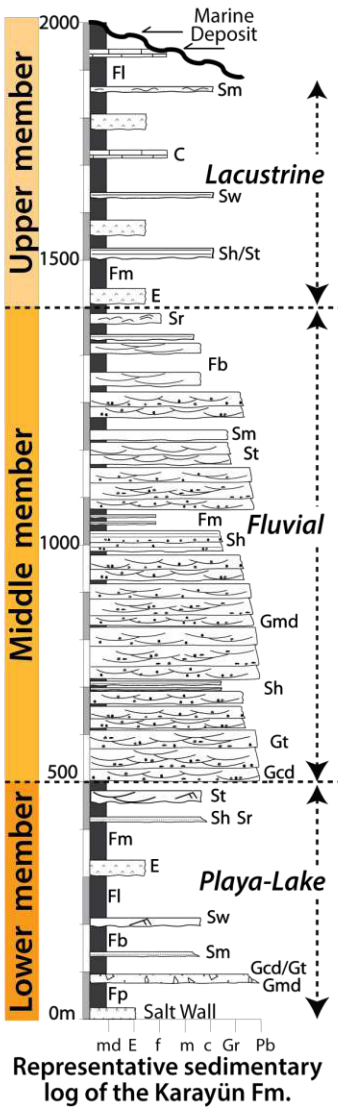
Conglomerates occur either as structureless bodies with a sheet-like geometry 20 to 50 m long and 0.5 to 1.5 m thick containing matrix-supported clasts (Gmd; Figure 174), or as conglomeratic beds 0.5 to 3 m thick containing clast-supported gravel with medium-scale trough cross-stratification in tabular beds showing a lateral extent of 50 to 800 m. Both types of conglomerate show a basal scoured surface (Ss; Figure 174) capped by red intraformational mudstone pebbles and conglomerate clasts (GB; Figure 174). Conglomerate clast types include limestone, serpentinite, peridotite, quartzite and evaporite pebbles (1 to 8 cm in diameter). Anhydrite and gypsum occur as dm-thick laminated or enterolithic layers associated with clay laminations, and form continuous mappable horizons.

b. Interpretation

The sheet-like geometry of sandstone and conglomerate beds is attributed to the diffuse flow of unchannelized sheet floods across the alluvial plain (e.g. Tooth, 2000; 2005; North & Davidson, 2012). The conglomerate beds are characteristic of mass flow deposits, interpreted as a product of rapidly decelerating high-magnitude flow associated with hyper-concentrated flash-discharge events on a floodplain (e.g. Miall, 1996). This interpretation is supported by the presence of sheet-like structures, gravel clustering, poor sorting and the absence of internal stratification (e.g. Nemec & Steel, 1984; North & Davidson, 2012). Planar-parallel-laminated sandstone beds indicate rapid episodes of sand deposition from high-velocity unidirectional flows and suggest dominant bedload transport (e.g. Hampton & Horton, 2007). Climbing ripples and ripple cross-bedding in the upper fine-grained intervals of individual sandstone beds indicate decreasing discharge during flood events (e.g. Miall, 1985). Also, small-scale symmetrical ripples (Sr) in the siltstone–mudstone alternations are thought to be formed by wind-driven waves in water depths of a few cm, probably within small ponds (e.g. Allen, 1968). The vertical facies pattern, showing a succession of red and green mud and evaporite facies, can be attributed to successive progradation and retrogradation of the distal part of the system (e.g. Jackson *et al.*, 1990), or might be controlled by raising and falling of the water table throughout deposition (e.g. Kraus & Aslan, 1999).

Thin evaporitic layers intercalated in red-green mudstones and associated fluvial sheet-sandstone bodies are interpreted as representing an ephemeral playa environment also called continental saline mudflats by Warren (2006). Gypsum and anhydrite were precipitated by sabkha-related processes in an extensive ephemeral saline lake (e.g. Warren, 2006). In contrast, the evaporitic clasts are interpreted as detritus derived from diapiric highs (e.g. Lawton & Buck, 2006). Emerging diapiric topography generated by salt withdrawal was eroded locally allowing reworking of diapir-derived detritus in the mini-basin (e.g. Lawton & Buck, 2006). However, the distribution of these evaporitic clasts is not restricted to the border of the existing diapir, so it is not possible to exclude a diapiric subaerial exposure upstream in the drainage area.

Facies assemblages making up the Lower member are interpreted as a system of terminal splay deposits on a floodplain with associated ephemeral sheet-floods interspersed with local development of continental saline mudflats environments (e.g. Warren, 2006; Nichols & Fisher, 2007).



Facies Associations

Tabular, laterally extensive (>200m) deposits of interbedded evaporite, lacustrine carbonate and red-green sandstone and mudstone.

A. Sandstone. Horizontally stratified (Sh), massive sandstone (Sm), current and wave ripple cross-stratified (Sr and Sw) and trough cross-stratified (St) fine- to coarse sandstone; bioturbation are commom; beds are sheet-like sandstones of 0.2 to 2m thick and 20 to 500m wide.

B. Mudstone. Yellow to green massive (Fm), fine laminated (Fl) and bioturbated (Fb) mustone; beds are 0.2 to 5m thick.

C. Carbonate. Dark grey to yellow grey micritic dolomudstone with charophytes and ostracodes (C); beds are 0.2 to 1m thick.

D. Evaporite. White to grey gypsum and anhydrite laminated, nodular, enterolithic form (E); beds are 0.2 to 10m thick.

Saline Lacustrine

The extensive occurrence of dolomitic mudstone and thick evaporitic facies reflects the establishment of ephemeral lake.

A. Sandstone. Sheet-like sandstones bodies are interpreted as sheet flood event across the floodplain during low lake-level.

B. Mudstone. This facies is interpreted as resulting from ephemeral ponding.

C. Carbonate. Deposition in freshwater lacustrine carbonates that accummulated in nearshore and offshore shallow lacustrine environement.

D. Evaporite. Precipitation in saline sub-aqueous environments.

Tabular, laterally extensive (>400m) deposits of sandstone or conglomerate interbedded with red mudstone; tabular sandstone and conglomerate bodies are laterally and vertically amalgamated as multi-storey; beds are laterally extensive for 1 to 4 km and exhibits width-to-thickness ratio of >200:1; mud drapes and dewatering structures are common and scours are filled by cobbles, granules and rip-up mudclasts.

A. Sandstone. Horizontally stratified (Sh), massive sandstone (Sm), current ripple cross-stratified (Sr) and trough cross-stratified (St) fine- to coarse sandstone; bioturbation and dewatering structures are commom; beds are 1 to 10m thick.

B. Conglomerate. Disorganized matrix-supported (Gmd), disorganized clast-supported (Gcd) and trough cross-stratified (Gt) conglomerates; beds are 1 to 10m thick.

C. Mudstone. Massive (Fm), fine laminated (Fl) and bioturbated (Fb) mustone; beds are 0.2 to 10m thick; paleosol and dessication cracks are present.

Braided Fluvial

Ephemeral flow in poorly confined channels and unconfined sheets, deposition ang migration of sand occured during maximum flow, mudstone fallout occured at during waning stages of flow. This facies association is characteristic of proximal braided plains, particularly in semi-arid regions where ephemeral runoff forms a network of shallow and poorly defined interlacing channels.

A. Sandstone. Shifting network of bedload-dominated, unstable and unconfined shallow braided distributaries. The amalgamation of sandstone bodies and the lack of preservation of floodplain beds indicate that the channels were reworking the adjacent floodplain deposits.

B. Conglomerate. High-energy shallow stream deposit during flash flood events.

C. Mudstone. Suspension deposits during standing pool of water during low-stage channel abandonment.

Tabular, laterally extensive (>200m) deposits of mudstone interbedded with evaporite and sandstone/conglomerate single-storey sheet-like bodies.

A. Sandstone. Horizontally stratified (Sh), massive (Sm), current and wave ripple cross-stratified (Sr and Sw) and trough cross-stratified (St) fine- to coarse sandstone; bioturbation are commom; beds are 0.2 to 2m thick.

B. Conglomerate. Disorganized matrix-supported (Gmd) and clast-supported (Gcd) with crude trough cross-stratified (Gt) conglomerates; beds are 0.5 to 3m thick.

C. Mudstone. Massive (Fm), fine laminated (Fl) and bioturbated (Fb) mustone; pedogenic calcretes (Fp) are common; beds are 0.1 to 10m thick.

D. Evaporite. White to grey gypsum and anhydrite laminated, nodular, enterolithic form (E), beds are 0.1 to 0.6 m thick.

Playa-Lake

Mud-dominated floodplain environment with locally some evaporite deposits and unconfined sandy deposition during flooding events.

A. Sandstone. Unconfined flow represents deposition by terminal splay.

B. Conglomerate. Mass flows deposited from hyperconcentrated or turbulent flow.

C. Mudstone. Suspension deposits during standing pool of water during low-stage channel abandonment.

D. Evaporite. Precipitation in very shallow ephemeral saline mud flat occuring at the distal fringes of sheet-flood fluvial.

Legend: **F**: red /green floodplain mudstone **C**: Lacustrine carbonaceous **E**: Evaporite (gypsum & anhydrite) Limits of Members Unconformity
Pb: pebbles, **Gr**: granules, **c**, **m** and **f**: coarse, medium and fine grained sand Trough cross stratified Ripple strata Intra- and extra-formational cobbles

Figure 174 : Description and interpretation of lithofacies and stratal architecture of the Karayün Formation in ten mini-basins, with a representative sedimentary log of sections measured across the Karayün Formation.

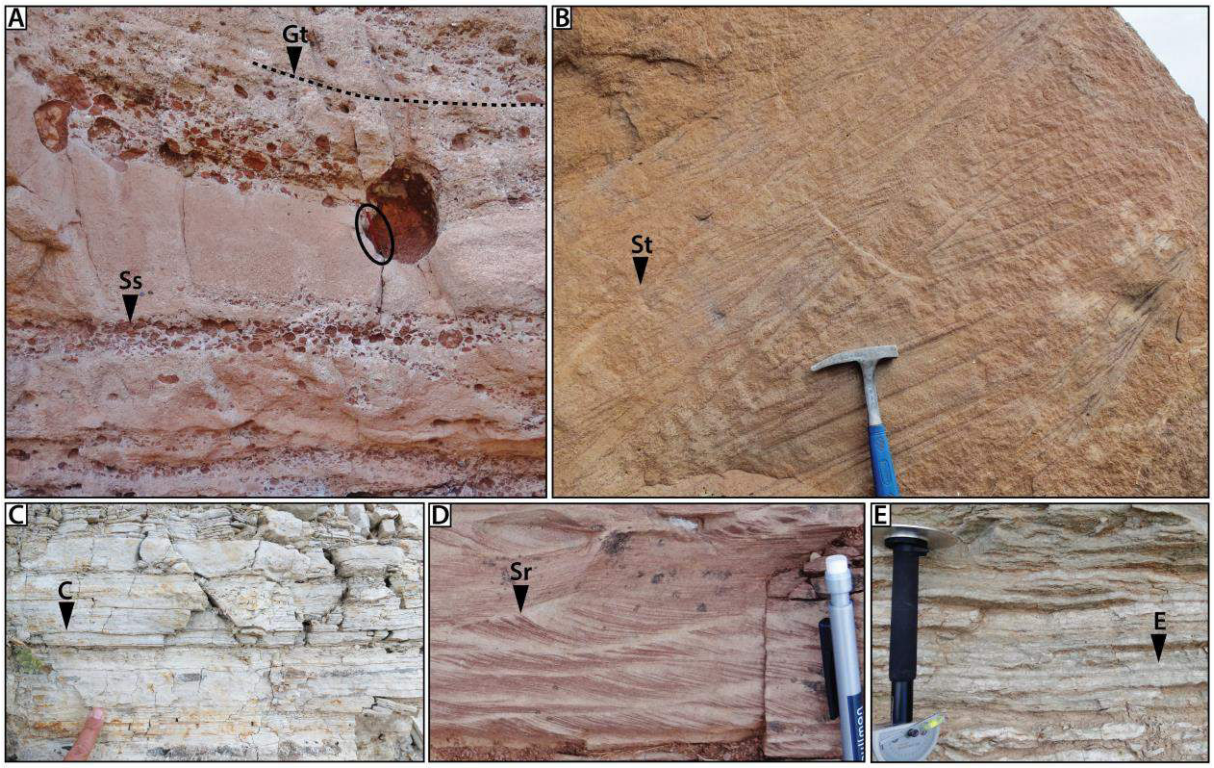


Figure 175 : Outcrop photographs of representative lithofacies in the Karayün Formation as observed in several mini-basins and summarized in Figure 174. (A) Lithofacies Gt and Ss in the Middle member of the Arpayazi mini-basin, trough cross-stratified conglomerates (Gt) and scours filled by cobbles, granules and abundant intraformational mudclasts (Ss) representing a pebble channel lag. The intra-formational clasts are sub-rounded to rounded and between 1 cm and 20 cm in size; pencil for scale: 0.10 m. (B) Lithofacies St in the Middle member of the Karayün mini-basin, medium-scale fluvial trough cross-bedding in fine- to coarse-grained sandstones; part of hammer for scale: 0.30 m. (C) Lithofacies C in the Upper member of the Ilkindi mini-basin, dark to blue grey carbonaceous micrites with ostracods and plants; part of hammer for scale: 0.30 m. (D) Lithofacies Sr in the Lower member of the Emirhan mini-basin, fine-grained to medium-grained sandstones with climbing-ripple lamination; part of pen for scale: 8 cm. (E) Lithofacies E in the Upper member of the Eğribucak mini-basin, evaporitic beds with laminar and fibrous forms (gypsum and anhydrite), part of Jacob staff for scale: 0.30 m. See Figure 174 for explanation and interpretation of lithofacies.

E.3. Transition between the Lower and the Middle members of the Karayün Formation

a. Description

The passage from the Lower to Middle member is expressed by an abrupt change from the reddish playa-lake floodplain muds with isolated sand bodies to sharp-based laterally extensive multi-storey fluvial sandstones and conglomerates of the Middle member (Figure 174, Figure 176, and Figure 177). This sharp surface marks the basal correlative surface of the Middle member expressed as a single vertically stacked sandy and conglomeratic bed that can be traced on aerial photographs.

b. Interpretation of faciologic analysis and stratigraphic evolution

The upward transition between the playa-lake and the braided fluvial system is characterized by an abrupt basinward shift of facies, reflecting a significant decrease in the ratio accommodation / sediment supply (e.g., Martinsen *et al.*, 1999).

This distinctive correlative surface corresponds to a sequence boundary (e.g., Martinsen *et al.*, 1999), which can be identified in all the studied mini-basins with a similar lithological and architectural expression (Figure 174, Figure 176,Figure 177 and Figure 178B-C).
The abrupt renewal of coarser sedimentation everywhere in the studied area can be related to an uplift in the Teçer and Gürlevik areas to the south, considered as the sources of sediment supply (Temiz, 1996; Poisson *et al.*, 2010).

E.4. Middle Member of the Karayün Formation: Fluvial braided deposits

a. Description

The thickness of the Middle member varies from 200 to 1300 m in the studied mini-basins. Sandstone bodies form 5 to 40 m thick intervals within multi-lateral and vertically amalgamated channelized units showing high connectivity, comprising sandstones and conglomerates (60-90%) and mudstones (10-40%). Individual beds are 1 to 10 m thick and show fining-upward sequences with floodplain mudstone at the top. The sandstone bodies show mainly sheet-like geometries extending laterally over 2 km, with little evidence of large-scale incision.
These light brown and red sandstones are made up of medium-coarse grained deposits with well-sorted limestone, evaporite, serpentinite, peridotite and metamorphic clasts, locally containing red pebble-sized mud chips (Ss; Figure 174 and Figure 175A). The sandstone beds are intercalated within laminated (Fl; Figure 174) or massive (Fm; Figure 174) red-oxidized mudstones, and can be traced laterally for more than 1000 m. The mudstone facies displays uncommon desiccation cracks and paleosol horizons composed of root traces with rhizoconcretions or white to grey calcrete nodules (Fp; Figure 174).

The bases of the sandstone beds are characterized by a relatively well-scoured surface overlain by red intraformational mudstone pebbles and conglomerate clasts, generally 1 to 10 cm in diameter, aligned along the basal scour (Ss; Figure 174 and Figure 175A). This basal unit passes up into intervals with small- to medium-scale trough cross-stratification (St and Gt; Figure 174 and Figure 175B), with a variety of dewatering structures, overlain by horizontally stratified sets (Sh) and, at the top, climbing-ripple and ripple-cross laminations (Sr). The latter lithofacies is picked out by red to light-grey mud-siltstone couplets, a few mm-thick. Sandy bedforms (SB) and gravel bars (GB) are the most commonly developed architectural elements, along with laminated sand sheets (LS; e.g. Miall, 1985). The Middle member shows an overall thinning-upward trend expressing an upward decrease in channel amalgamation with thicker alluvial plain muddy intervals.

b. Interpretation

Each individual depositional cycle suggests sedimentation during flash flood events (e.g. Stear, 1985; North & Davidson, 2012). The vertical succession, from internal scoured surfaces passing up into trough cross-bedding or horizontal bedding overlain by ripple lamination, records fluctuations in discharge during flood events (e.g. Stear, 1985). The abundant intraformational mudclasts and scours suggest erosion of mud plain facies. The common occurrence of small scale dewatering structures in the sandstone bodies indicates a high sedimentation rate (Plint *et al.*, 2001). The assemblage of sandy bedforms (SB), laminated sand sheets (LS), and gravel bars (GB) is characteristic of a low-sinuosity channel morphology (e.g. Friend, 1977; Miall, 1996).

The amalgamation of sandstone bodies, the lack of preservation of floodplain beds and the presence of red mudclasts at channel bases indicate that the channels reworked the adjacent floodplain deposits (Nichols & Fisher, 2007). The repeated migration of sandstone bodies may "cannibalize" most of the floodplain, resulting in a relatively high proportion of sandstone (Shanley & McCabe, 1994). This highly variable discharge may be responsible for the poor development of incised channels and may ultimately facilitate a rapid avulsive pattern of channel relocation. The rapid aggradation of channels, the strong amalgamation and the increase in grain size can be related to more frequent episodic flood events accompanied by an intensification of overall discharge.
However, a limited tendency to channel migration is implied by the aggrading floodplain architecture, the dominance of vertically stacked channels and the aggradation of sandy bedforms in the floodplain deposits recorded by the uppermost part of this member (Friend, 1977; Miall, 1996). The sheet-like geometry of individual or composite sandstone bodies is interpreted as a braided system, where the interbedded red mudstones (FF) and thin sandstones (LS) represent the floodplain.

This facies association is characteristic of a proximal braided river plain, particularly in semi-arid regions where ephemeral runoff forms a network of shallow and poorly defined interlacing channels (e.g. Miall, 1996; Cain & Mountney, 2009; North & Davidson, 2012).

E.5. Transition between the Middle and the Upper members of the Karayün Formation

a. Description

In the uppermost part of the Middle member, fluvial deposits show a change from multi-storey and multilateral sheet-like sandstones to single-storey units with an increase in the proportion of floodplain facies. The first occurrence of a saline lacustrine horizon marks the base of the Upper member (Figure 174, Figure 176 and Figure 177).

b. Interpretation of faciologic analysis and stratigraphic evolution

The accumulation of thick floodplain mudstones with a progressive transition from an amalgamated multi-storey to a single-storey fluvial architecture indicates an increase in the A/S ratio (accommodation space/ sediment supply; e.g. Martinsen *et al.*, 1999). This change is recorded in all the mini-basins, supporting a regional control of the A/S ratio. The development of evaporitic facies is used as a correlative interval [or datum] corresponding to the basal limit of the Upper member (Figure 174, Figure 176 and Figure 178A).

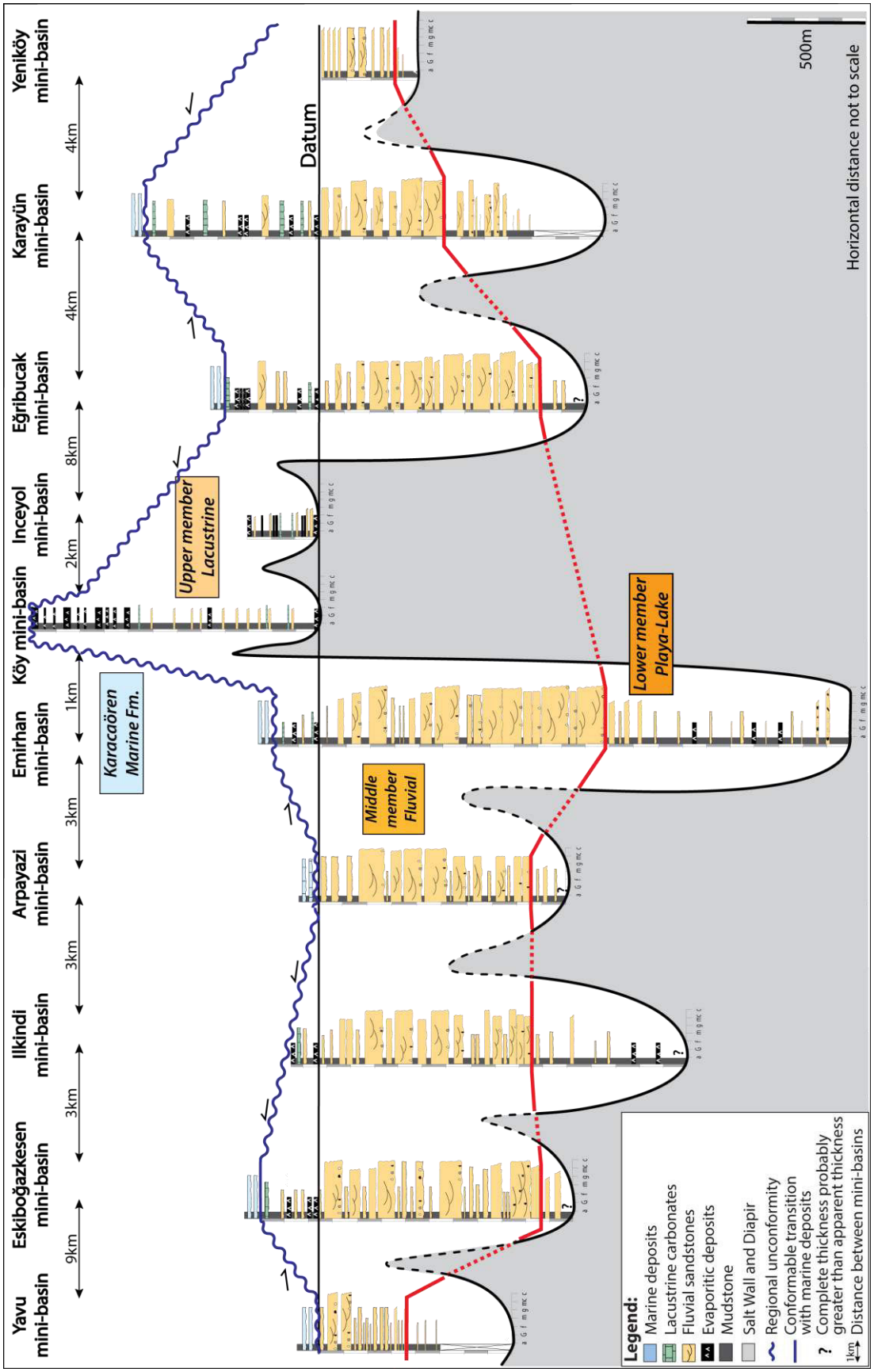


Figure 176 : Subregional SW-NE stratigraphic panel for the Karayün Formation based on field mapping and correlation of measured outcrop sections. The panel summarizes the main variations in thickness between the ten studied mini-basins. The first development of evaporitic facies is used as a correlative interval or datum for the basal limit of the Upper member. The measured sections are located in Figure 173.

E.6. Upper Member of the Karayün Formation: Saline lacustrine deposits

a. Description

The Upper Member reaches a maximum thickness of 800 m. It is dominantly made up of floodplain deposits mostly composed of green to red mudstones (60-70%), with a few isolated fine- to coarse-grained sandstone bodies (10-20%) interbedded with lacustrine carbonate (5-20%) and evaporitic beds (10-20%; Figure 174, Figure 176, Figure 177 and Figure 178A).

The evaporitic facies consists of 0.2 to 10 m thick beds of laminated gypsum or anhydrite, with a white and uniform macrocrystalline matrix. The most commonly observed structures are 'chicken wire fabric' mosaics forming closely packed anhydrite nodules 2-5 cm in diameter (E; Figure 174 and Figure 175E).

The fine-to coarse-grained sandstones are grey to light brown in colour, forming sheets and lenticular bodies 0.2 to 2 m thick extending laterally for hundreds of metres and intimately interbedded with mudstone. Sandstone bodies occur as isolated single-storey units displaying a sheet-like geometry. The fine-grained sandstone intercalations show parallel laminations (Sl) and trough cross-beds (St), as well as small-scale symmetrical and asymmetrical ripple laminations (Sr and Sw).

The limestone beds consist of beige to dark grey dolomitic mudstone, and attain thicknesses of a few dm (C; Figure 174 and Figure 175C). These beds contain ostracods and plant debris such as charophytes. In the Upper member exposed in the Karayün, Eğribucak, Eskiboğazkesen, Ilkindi and Köy mini-basins, Poisson (2012) recognised charophytes (*Lychnothamnus)* attributed to the late Oligocene.

b. Interpretation

This assemblage of facies with dark-grey dolomitic mudstone, red-green mudstone, evaporitic beds and sandstone bodies represents a progressive transition to a saline lacustrine environment (e.g. Dunagan & Turner, 2004; Warren, 2006). In contrast to the Lower member, which is dominated by an evaporitic playa-lake environment, the widespread occurrence of dolomitic mudstone facies reflects the establishment of a lake during deposition of the Upper member (e.g. Warren, 2006)

Sheet-like sandstones bodies are interpreted as sheet flood events across the flood-plain. The small-scale symmetrical ripples (Sr) in the sandstone-siltstone alternations are thought to be formed by wind-driven waves in water depths of a few dm (e.g. Allen, 1968). The evaporitic beds represent periods characterized by high evaporation rates relative to groundwater and surface water input into the ephemeral lake (e.g. Dunagan & Turner, 2004; Warren, 2006). This vertical alternation of sandy and carbonate beds can be attributed to high-frequency variations of lake-level through time.

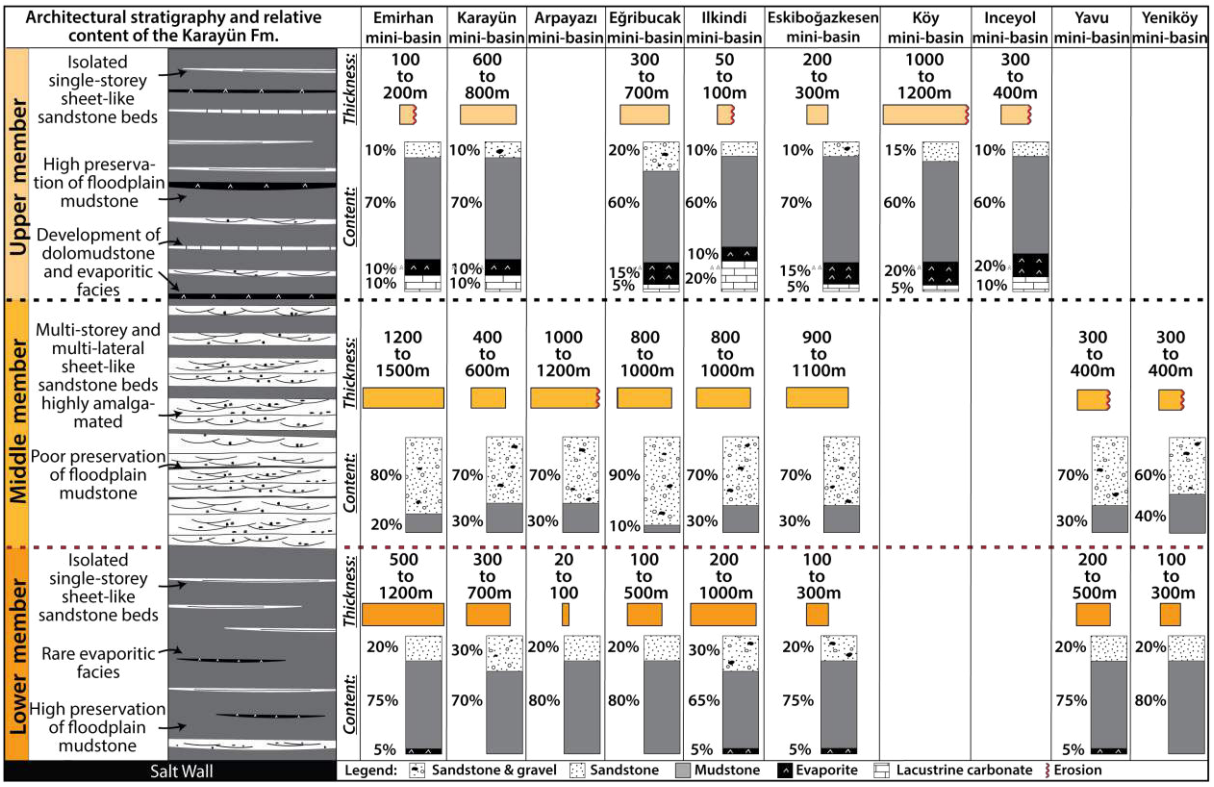


Figure 177 : Summary of the stacking patterns within the Lower, Middle and Upper members of the Karayün Formation in the studied mini-basins. Content and thickness variation of sand/conglomerate, evaporite, carbonate and floodplain mudstone within the Lower, Middle and Upper members in each mini-basin.

E.7. Palaeocurrent analysis and sediment provenance

Palaeocurrent directions were measured at 16 sites located throughout the Karayün Formation in all the studied mini-basins, yielding a range of dip directions from N200° to N80° with a vector mean by site ranging from N250° to N30° (Figure 173). A dominantly NW-oriented direction of fluvial transport is recorded, parallel to the axis trend in most of the mini-basins (Figure 173). No major changes in the palaeocurrent directions are recorded at the different sites from the base to the top of the Karayün section. However, some mini-basins such as Ilkindi, Eskiboğazkesen and Arpayazi display a large range of dip directions within the Middle member which are parallel to the mini-basin axis or towards the diapirs and salt walls.

The dominant north-westerly orientation of palaeocurrents observed at the regional scale indicates a southerly provenance for the clastic material supplying the Karayün Formation. This is consistent with the existence of outcrops further south comprising ophiolites of the neo-Tethyan suture, metamorphic and magmatic rocks of upper Cretaceous–Eocene volcanic rocks as well as limestones of the Teçer and Gürlevik Dağı (Figure 173; Kurtman, 1973), all of which could have provided the clast types found in the Karayün Formation.

The scattering of palaeocurrents between the measurement sites is related to the structural behaviour of each individual mini-basin (i.e. local ponding) and the time of deposition. Moreover, the orientation of paleocurrent indicators were possibly modified by post-depositional rotation of some of the studied mini-basins. Also, the shape of the DFS drainage pattern is probably primary controlled by the salt topography (e.g. Banham & Mountney, 2013b; Venus *et al.*, 2014).

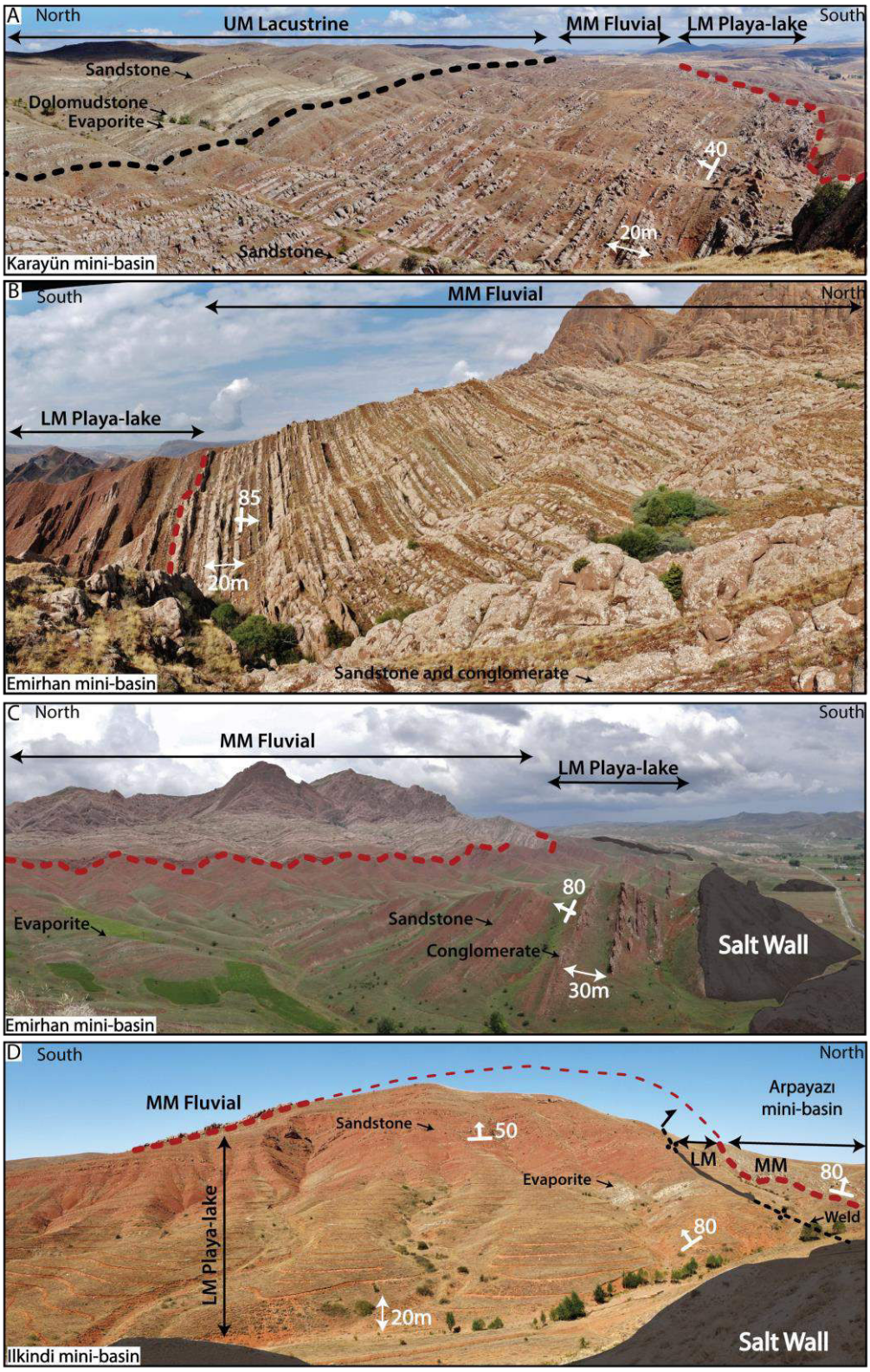


Figure 178 : Views of the Karayün Formation and the Lower, Middle and Upper members. The dashed red lines represent the contact between the Lower and Middle member. The dashed black lines represent the contact between the Middle and Upper member. Locations of panoramic views are shown in Figure 173. (A) Transition between the Middle member (high proportion of fluvial conglomerate and floodplain mudstone) and the Upper member (saline lacustrine deposits comprising sandstones, evaporites, dolomudstones and floodplain mudstones) in the Karayün mini-basin. (B) Sharp transition between the Lower member (fluvial terminal splay and playa-lake deposits) and Middle member (highly amalgamated extensive sandstone bodies) in the Emirhan mini-basin. (C) Lower member in the Emirhan mini-basin comprising evaporitic, floodplain mudstone, sandstone and conglomeratic facies. (D) Lower member in the Ilkindi mini-basin comprising evaporitic, floodplain mudstone and sandstone facies.

E.8. Towards a tectonic-forced depositional model: Distributive Fluvial System (DFS)

The mapping and analysis of the three members suggest a fluvio-lacustrine system dominated by sheet flow processes during deposition of the Karayün Formation. The deposits of this system exhibit laterally extensive, non-erosional sand sheets interbedded with floodplain mudstones, sabkha-like evaporites and lacustrine limestones. Deposition of these sand-sheets involves brief pulses of rapid sedimentation on unconfined plains, with drastic fluctuations in water discharge and sediment transport. The occurrence of sheet-flood sandstones as well as playa-lake and lacustrine environments suggests that the basin-scale fluvio-lacustrine setting of the Karayün Formation was likely associated with a distributive fluvial system spreading toward the North with a main entry point from the South (e.g. Nichols & Fisher, 2007; Hartley *et al.*, 2010; Weissmann *et al.*, 2010). DFSs are common in internally drained hydrologically closed basins, being governed by tectonic and climatic conditions (Weissmann *et al.*, 2013a). DFSs typically exhibit proximal amalgamated channel belts with limited preservation of fine-grained floodplain material, less coarse material in intermediate zones within interspersed sheet-flood sandstone units, and distal terminal splay within playa-lake or lacustrine environments (Weissmann *et al.*, 2013a). According to the Weissmann *et al.* (2010; 2013a) classification, (i) the red oxidized playa-lake and sheet flood deposits dominantly present in the Lower member are interpreted as distal or basinal zones in a DFS model; (ii) the amalgamated fluvial Middle member is interpreted as the proximal zone of a DFS with proximal braid plain facies; and (iii) the saline lacustrine Upper member is interpreted as the distal part of a DFS in an ephemeral lake environment.

F. SALT TECTONICS FORCING ON SYN-TO POST-DEPOSITIONAL MINI-BASINS INFILL

The tripartite infill of the Sivas Basin (i.e. Lower, Middle and Upper members) shows rapid changes in thickness from one mini-basin to another, with spectacularly well exposed stratal patterns expressed by wedges, erosional truncation and hook geometries along salt walls, welds or diapirs (e.g. Giles & Rowan, 2012; Rowan *et al.*, 2012). These thickness changes and the observed stratal geometries are interpreted as reflecting salt tectonic activity accompanying salt withdrawal/fall evacuation and salt diapir rise/inflation during sedimentation (e.g. Matthews *et al.*, 2007; Giles & Rowan, 2012). The observed stratal relationships indicate that deposition of the Karayün Formation was influenced at the local scale by the evacuation and inflation of salt diapirs bordering the studied mini-basins. The detailed effect of synsedimentary salt movement during the evolution and development of the mini-basins is discussed based on (a) the distribution of the facies assemblages, (b) the stratigraphic thickness changes, and (c) the stratal patterns discussed below.

F.1. Distribution of facies assemblages

The relative proportion of facies recorded vertically and laterally within each mini-basin (playa-lake, braided fluvial system and lacustrine facies) not only vary from proximal to distal zones along the N-S axis of progradation of the DFS system, but also appear locally controlled by salt-induced topography.

a. Lower member

The infilling of a mini-basin seems to begin systematically with the early development of relatively small thin depocentres of dominantly flood plain shaly sedimentation, with fine-grained sheet-like sandstone bodies in most of the mini-basins. Only few conglomeratic beds are observed in the Karayün, Emirhan, Ilkindi and Eskiboğazkesen mini-basins (Figure 179A). This early stage is followed by a period of coalescence of these small initial depocentres into larger individual depocentres occupying the centre of the mini-basins (Figure 179B). The sedimentation remains dominated by floodplain mudstone and fine-grained sheet-like sandstone bodies in most of the mini-basins, with the occurrence of a basal depositional evaporitic interval in the Emirhan and East Ilkindi mini-basins, while the Karayün and West Ilkindi mini-basins appear persistently conglomeratic (Figure 179B).

Within each mini-basin, coarse-grained sandstone and conglomerates tend to concentrate along the axis of the depocentres and pinch out laterally toward the diapir into more shaly facies. However, the relative proportion of facies varies significantly between adjacent mini-basins. The Karayün, Egribuçak and the western part of the Ilkindi mini-basins appear more prone to sandy sedimentation throughout Lower member (Figure 179A, B), in contrast to the Emirhan and the eastern part of the Ilkindi mini-basins which record a relatively sand-starved vertical evolution with evaporitic beds interbedded with floodplain mudstone facies (Figure 178C, D). In the southern mini-basins (Eskiboğazkesen, Yavu and Yeniköy), the sedimentation is dominantly shaly with no evaporites.

The abundance of conglomerates found in the Karayün mini-basin, as well as in the neighbouring Egribuçak and western part of the Ilkindi mini-basins, is interpreted as the expression of the main transit axis of the main regional DFS fan (Figure 179A, B). On the other hand, mini-basins such as Yeniköy, Yavu and Eskiboğazkesen are located along secondary drainage pathways characterized by fine-grained terminal splay deposits (Figure 179A, B). In the Emirhan and eastern part of the Ilkindi mini-basins, the youngest mini-basins infills are thought to be isolated from the main drainage axis, with dominant floodplain mudstone and evaporitic deposits (Figure 179A, B).

Differential subsidence induced by salt evacuation, and possibly influenced by the inherited structural pattern, creates local accommodation space in the centre of mini-basins that concentrate the coarse-grained sedimentary input. The behaviour of subsiding depocentres linked to a salt withdrawal in specific areas is not only expressed by facies assemblages but also by halokinetic growth strata (i.e. wedge structure). Furthermore, the particular distribution of the facies assemblages between the adjacent mini-basins demonstrates the confinement induced by topographically elevated salt walls or diapirs (Figure 179A, B). The diapiric topography generated by salt withdrawal segregates and diverts the fluvial pathways, and thus locally controls the sediment dispersal and facies pattern (e.g. Banham & Mountney, 2013b; Venus *et al.*, 2014).

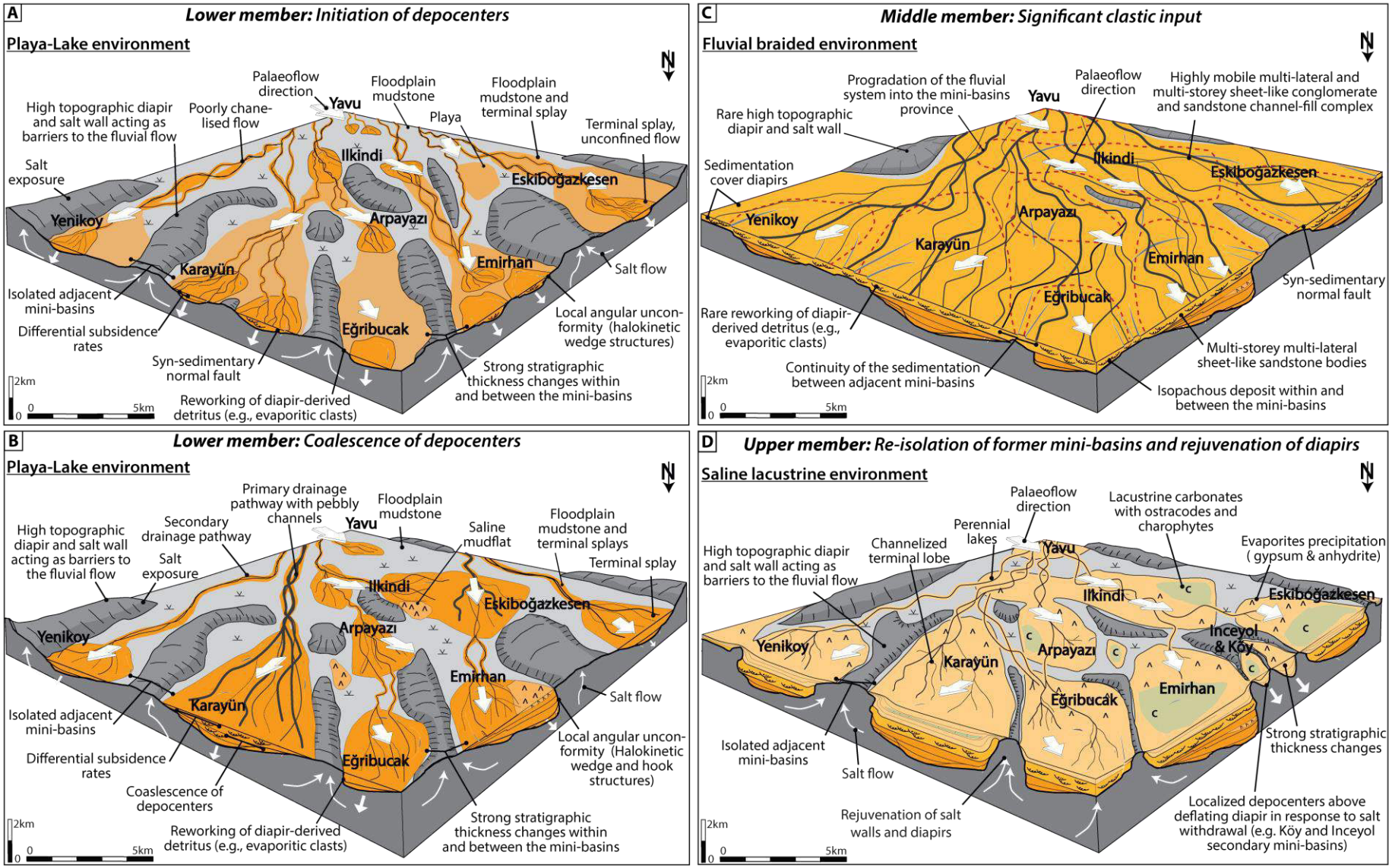

A
Lower member: Initiation of depocenters
Playa-Lake environment
Palaeoflow direction
Yavu
Floodplain mudstone
Playa
Floodplain mudstone and terminal splay
Terminal splay, unconfined flow
High topographic diapir and salt wall acting as barriers to the fluvial flow
Poorly chane-lised flow
Salt exposure
Ilkindi
Eskiboğazkesen
Yenikoy
Arpayazı
Karayün
Emirhan
Salt flow
Isolated adjacent mini-basins
Differential subsidence rates
Eğribucak
Local angular uncon-formity (halokinetic wedge structures)
Syn-sedimentary normal fault
Strong stratigraphic thickness changes within and between the mini-basins
Reworking of diapir-derived detritus (e.g., evaporitic clasts)
2km
0
5km
B
Lower member: Coalescence of depocenters
Playa-Lake environment
Primary drainage pathway with pebbly channels
Floodplain mudstone
Yavu
Saline mudflat
Floodplain mudstone and terminal splays
High topographic diapir and salt wall acting as barriers to the fluvial flow
Secondary drainage pathway
Salt exposure
Terminal splay
Ilkindi
Eskiboğazkesen
Yenikoy
Arpayazı
Emirhan
Karayün
Salt flow
Isolated adjacent mini-basins
Differential subsidence rates
Eğribucak
Local angular uncon-formity (Halokinetic wedge and hook structures)
Coaslescence of depocenters
Strong stratigraphic thickness changes within and between the mini-basins
Reworking of diapir-derived detritus (e.g., evaporitic clasts)
2km
0
5km
C
Middle member: Significant clastic input
Fluvial braided environment
Progradation of the fluvial system into the mini-basins province
Palaeoflow direction
Yavu
Highly mobile multi-lateral and multi-storey sheet-like conglomerate and sandstone channel-fill complex
Rare high topographic diapir and salt wall
Sedimentation cover diapirs
Ilkindi
Eskiboğazkesen
Yenikoy
Arpayazı
Karayün
Emirhan
Syn-sedimentary normal fault
Eğribucak
Rare reworking of diapir-derived detritus (e.g., evaporitic clasts)
Multi-storey multi-lateral sheet-like sandstone bodies
Continuity of the sedimentation between adjacent mini-basins
Isopachous deposit within and between the mini-basins
2km
0
5km
D
Upper member: Re-isolation of former mini-basins and rejuvenation of diapirs
Saline lacustrine environment
Palaeoflow direction
Lacustrine carbonates with ostracodes and charophytes
Perennial lakes
Channelized terminal lobe
Yavu
Evaporites precipitation (gypsum & anhydrite)
High topographic diapir and salt wall acting as barriers to the fluvial flow
Ilkindi
Eskiboğazkesen
Inceyol & Köy
Yenikoy
Arpayazı
Karayün
Emirhan
Eğribucak
Strong stratigraphic thickness changes
Isolated adjacent mini-basins
Salt flow
Rejuvenation of salt walls and diapirs
Localized depocenters above deflating diapir in response to salt withdrawal (e.g. Köy and Inceyol secondary mini-basins)
2km
0
5km

Figure 179 : Paleogeographic-tectono-stratigraphic diagrams of the Karayün formation in the studied mini-basins. (A) Depositional model illustrating sedimentary pattern of the basal part of the Lower member, showing the inception of a depocenter filled by small terminal splays. The sediment distribution across this area is influenced by elevated topographic highs produced by halokinesis. (B) Depositional model illustrating sedimentary pattern of the uppermost part of the Lower member, showing the coalescence of depocenters filled by terminal splays. The sediment distribution across this area is still influenced by elevated topographic highs produced by halokinesis. (C) Depositional model illustrating sedimentary pattern of the Middle member, showing invasion of voluminous clastic input into this area. This isopachous member seems to cover the diapir, and shows very little evidence of syn-sedimentary halokinesis. (D) Depositional model illustrating sedimentary pattern of the Upper member, showing establishment of a saline lacustrine environment associated with rejuvenation of diapirs leading to disconnection of the mini-basins.

The topographically elevated exposed evaporite material likely represents a source for the remobilization of sulphate-rich fluids feeding the playa-lake environment, thus facilitating the precipitation of evaporitic beds in the mini-basins (e.g. Lawton & Buck, 2006; Paz & Rossetti, 2006). In addition, some depositional evaporitic beds in close contact with existing salt welds tend to peter out laterally at a short distance from these welds and can be interpreted as due to local chemical remobilization of evaporites (Figure 178D and Figure 180).

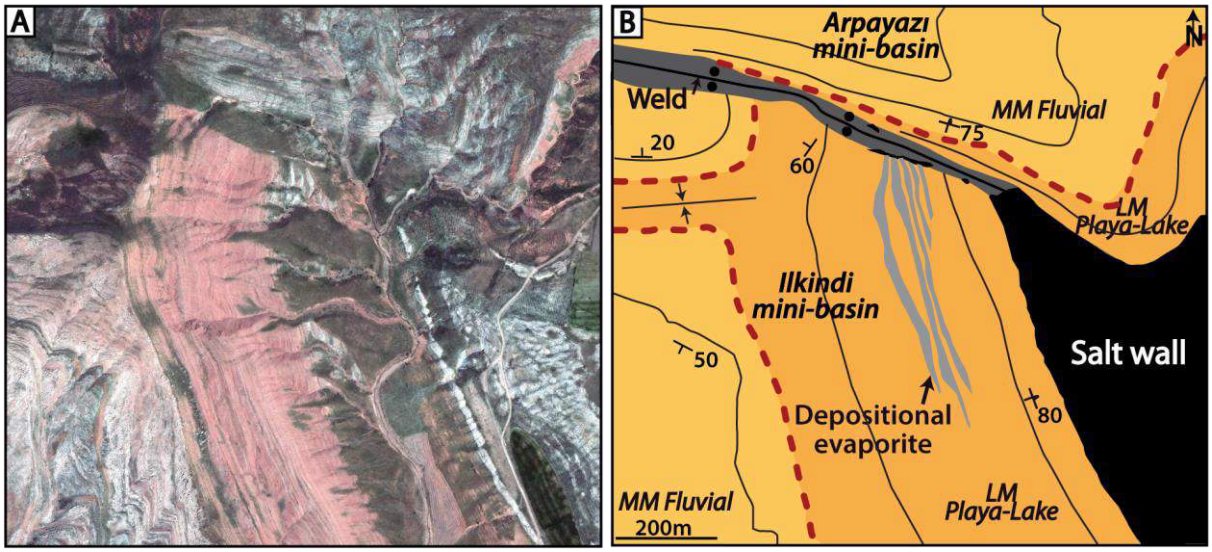


Figure 180 : (A) Larger-scale version of the geoeye satellite colour composite image of Figure 173, showing the northern border of the Ilkindi mini-basin. (B) Line drawing of the Ilkindi border showing depositional evaporitic beds in close contact with existing salt weld. These evaporitic beds tend to pinch out laterally a short distance away from the northern weld and can be interpreted as chemically remobilized evaporites formed locally in the playa-lake environment of the Lower member. The dashed red lines represent the contact between the Lower and Middle member.

b. Middle member

The Middle member is dominated by fluvial coarse-grained channelized related deposits. It is relatively homogeneous in term of facies distribution and little thickness variation is observed within each mini-basin (Figure 178A, B). Some subtle facies changes are noted in relation to large-scale proximal to distal evolution of the fluvial system, but without any compartmentalization of the mini-basin sediment input.

The development of the fluvial system during this time interval is regarded as unconfined and poorly constrained by salt-induced topography, being associated with vertical stacking of the long-lived depositional system (Figure 179C).

c. Upper member

The Upper member lies conformably on top of the Middle member in five mini-basins (Eskiboğazkesen, Ilkindi, Emirhan, Karayün and Eğribucak), or forms individual small mini-basins (Figure 173, Figure 176 and Figure 177). The Upper member was probably eroded by recent uplift and erosion in the Yavu, Yeniköy and Arpayazi mini-basins. In the Miocene marine unconformable bed capping the Arpayazi mini-basin, the presence of angular blocks of lacustrine carbonate may indicate an early erosion and re-sedimentation of this lacustrine deposit into the Miocene section prior to recent erosion. In the small Inceyol and Köy mini-basins, the Upper member seems to overlap directly on top of collapsed salt diapirs (Figure 173).

The Upper member can be relatively well recognized regionally and appears homogenous in terms of facies assemblages. However, some noticeable variations are observed (Figure 177). In the Karayün and Eğribucak mini-basins, a higher amount of fine sand is preserved compared to other mini-basins, possibly indicating a preferential drainage axis straddling these two mini-basins (Figure 176, Figure 177 and Figure 179D). In these two mini-basins, thicker and wider evaporitic and lacustrine intervals are also recorded.

Farther south-west, the Upper member in the Eskiboğazkesen mini-basin is developed with some lacustrine mouth bar deposits indicating a possible secondary drainage axis (Figure 176 and Figure 177). In the Inceyol and Köy mini-basins, and in the small remaining parts of sections near the top of the neighbouring Emirhan and Ilkindi mini-basins, only floodplain mudstone evaporites and limestones are present. This could indicate the development of starved mini-basins which are nevertheless difficult to understand precisely due to the limited size of the preserved exposures.

As observed in the Lower member, lateral facies variations across the mini-basins during accumulation of the Upper member indicate a renewed influence of salt topography on depositional trends (Figure 179D).

F.2. Regional isopach patterns and local thickness variations

The overall Karayün Formation thickens along a West-East axis in the central part of the Sivas Basin, with an estimated maximum thickness of more than 3 500 m (Figure 176). The Emirhan mini-basin shows the thickest preserved continuous section (2400 m). Due to recent erosion and uplift, it is difficult to draw up an overall isopach map for the whole region. However, some noticeable thickness variations can be pointed out within the Karayün Formation.

a. Lower member

The Lower member displays pronounced thickness variability within and between the neighbouring mini-basins (Figure 176 and Figure 177). The thickest section is in the Emirhan mini-basin, reaching 1 200 m at a maximum and thinning laterally to 400 m in the eastern part of the mini-basin (Figure 173 and Figure 177). Compared to the Emirhan mini-basin, the Lower member in the Arpayazi mini-basin reaches a maximum thickness of 100 m (Figure 173 and Figure 177). The thickness of the Lower member section in other adjacent mini-basins varies between 100 m and 1 000 m (Figure 173 and Figure 177).

The thickness variations within and between mini-basins reflect the initial distribution of depocentres created by salt withdrawal. However, some mini-basins are only partially tilted showing probably only the edge of the Lower member at outcrop and exhibiting only apparent thicknesses (Figure 172 and Figure 176).

b. Middle member

The Middle member is present as a broad relatively isopachous (900-1200 m) interval in the central part of the Sivas Basin, with thinning toward the border of the studied area (Figure 176 and Figure 177). The Middle member is 900 m thick (i.e., Eskiboğazkesen, Ilkindi, Arpayazi and Eğribucak), being slightly thicker (1 200 m) in the Emirhan mini-basin and thinner (600 m) in the Karayün mini-basin (Figure 176 and Figure 177).

Furthermore, an enlargement of the fluvial system is observed towards the salt walls and diapirs, clearly observed in the Egribuçak, Eskiboğazkesen and Yavu mini-basins (Figure 176 and Figure 178C). During deposition of the Middle member, the fluvial system was unconfined by surrounding diapirs as these were likely buried with relatively minor topographic expression and/or differential subsidence (Figure 179C). The marked enlargement of the fluvial system within a regionally isopachous deposit indicates an abrupt increase in the ratio between sediment accumulation rate and diapiric salt-rise (Figure 178C; e.g. Giles & Rowan, 2012). The isopachous character of the Middle member indicates that local accommodation created by salt diapir withdrawal was overwhelmed by sediment supply, both in previously developed mini-basins and over former diapirs.

c. Upper member

The Upper member fully preserved in the Eskiboğazkesen (300 m thick), Eğribucak (700 m thick) and Karayün (800 m-thick) mini-basins displays some marked thickness variations (Figure 176 and Figure 177). Intra mini-basins thickness variations are limited and expressed by a relative small thinning toward the mini-basins borders (Figure 176 and Figure 177). In the particular setting of the Inceyol and Köy mini-basins, which directly overlie a present-day salt diapir, a maximum thickness of 1200 m is observed (Figure 176).

The development of a very thick depocentre, as observed in the Köy and Inceyol mini-basins, could be interpreted as encapsulated or secondary mini-basins. These depocentres formed above an original salt feeder crest showing a progressive downbuilding of the mini-basin, leading to isolation and tightening of the syncline (e.g. Smith *et al.*, 1993). The development of these secondary mini-basins is interpreted as due to salt withdrawal directly related to the local accommodation generated by salt evacuation. However, the constant thickness across the Eskiboğazkesen, Eğribucak and Karayün mini-basins prevents local accommodation directly related to mini-basin downbuilding (Figure 179D). The Upper member in the Emirhan mini-basin was also eroded during the Early Miocene, while later erosion was enhanced by rotation and tilting of the mini-basin.

F.3. Stratal geometries associated with salt-related deformation

Apart from the thickness variations discussed above, different types of halokinetic stratal patterns flanking the borders of the mini-basins are described that record different periods of relative salt-structure growth. Three basic types of halokinetic stratal geometry and two associated composites halokinetic sequences were defined by Giles & Rowan (2012), and are also recognized in the Sivas Basin:

(i) Small-scale hook-shaped folds are characterized by narrow and steep drape-fold geometries very close to the mini-basin border. Beds are folded and thin out over a short distance from the diaper, with a bed rotation of up to 90°.

Bounding unconformities are correspondingly highly angular with up to 90° of angular discordance, but become conformable within a few metres of the diapir. The vertically stacking of hook geometry creates a large-scale package with tabular form, named tabular composite halokinetic sequences (tabular CHS).

(ii) Small- to medium-scale wedge structures are characterized by broad and gentle drape-fold geometries. Folding and thinning of the growth strata occur over a wider zone of 100–1000 m, with only minor and gradual bed rotation. Bounding unconformities have low-angle truncation, but commonly extend for more than 500 m away from the diapir before becoming conformable. The vertical stacking of wedge geometry creates a large-scale package with a broadly folded tapered form, named tapered composite halokinetic sequences (tapered CHS).

(iii) Large halokinetic folds are characterized by steeply dipping strata draped onto the diapir flanks over a large vertical interval. Strata in these large halokinetic folds may be of constant thickness or thin towards the diapir, whether it is preserved or truncated.

Erosional truncation on top of the rotated strata are observed between the individual halokinetic hooks, wedges or large folds, generating a surface that is subsequently onlapped and overlapped, producing a localized angular unconformity.

a. Lower member

The best examples of small- to medium-scale wedges and composite tapered CHS are seen in the Lower member of the Emirhan and Karayün and Ilkindi mini-basins (Figure 176). Near the base, the observed wedges form onlap geometries on top of the salt (Figure 179A, Figure 181 and Figure 182). With migration of the depocentre, several examples of intraformational wedges are seen higher up in the sections, being particularly well expressed in the centre of the Karayün mini-basin (Figure 182). Several small wedge structures are also observed in the western Ilkindi, eastern Emirhan and northern Eskiboğazkesen mini-basins (Figure 181C). The Lower member near the western border of the Karayün mini-basin exhibits a succession of broad and gentle drape-fold geometries within 70 to 100-m-thick wedges of conglomerates with associated erosional truncation developed near the salt wall (Figure 182A). Folding and thinning occur over a wider zone of 100-300 m, with only minor and gradual bed rotation. Bounding unconformities have low-angle truncation (>30°), but commonly extend for more than 200 m away from the border of the stratigraphic Unit before becoming conformable.

At a smaller scale compared to the wedges, individual depositional sequences, 10 m to 100 m thick, show some stratal terminations with narrow and steep drape-fold geometries (i.e. hook shaped). Indeed, several small-scale hook structures affecting individual sequences and associated tabular CHS are observed in the western Emirhan (Figure 181A, B), the eastern Ilkindi and the Eğribucak mini-basins. These hook structures display folding and thinning of the beds over a distance of 10-50 m from the diaper, with bed rotation of up to 90° and rare overfolding. Bounding unconformities are of erosional truncation type corresponding to high-angle discordances (< 90°), but become conformable within 50 m of the diapir (Figure 181B). In each small sequence, there are no variations in thickness or sand content across the hook structures (Figure 181A, B).

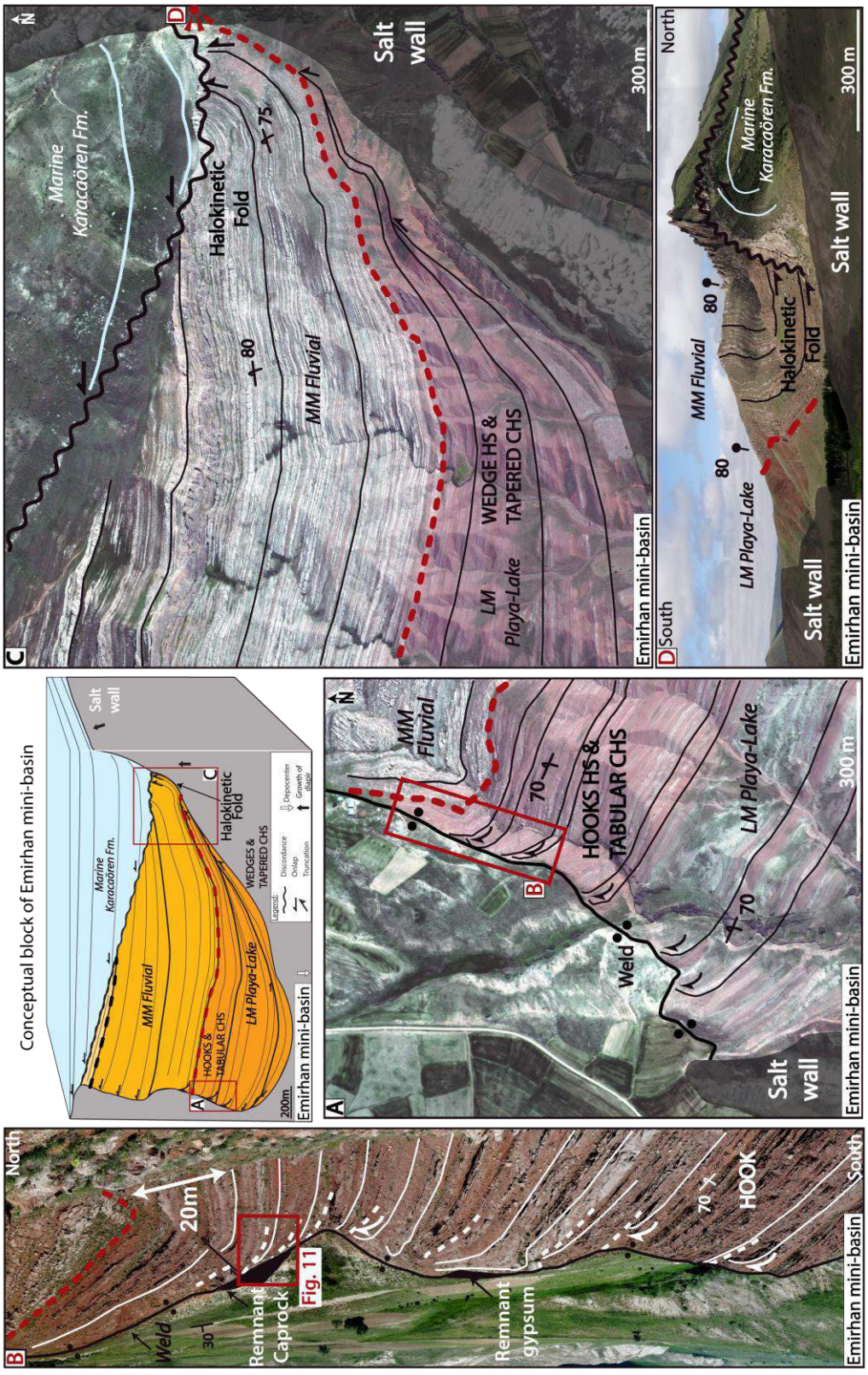


Figure 181 : Conceptual block diagram showing the Emirhan mini-basin. The dashed red lines represent the contact between the Lower and Middle member. The dashed black lines represent the contact between the Middle and Upper member. (A) Larger-scale version of Figure 173B illustrating a succession of hook-shaped stratal geometries and the tabular composite halokinetic sequence on the western border of the Emirhan mini-basin Lower member. (B) Photo view of a typical succession of small hook structures affecting the playa-lake Lower member. (C) Larger-scale version of Figure 173B illustrating the wedge-shaped stratal geometry and the tapered composite halokinetic sequence of the eastern border of the Emirhan mini-basin Lower member. (D) Photo view of a large hook structure affecting the fluvial Middle member, truncated and onlapped by marine deposits.

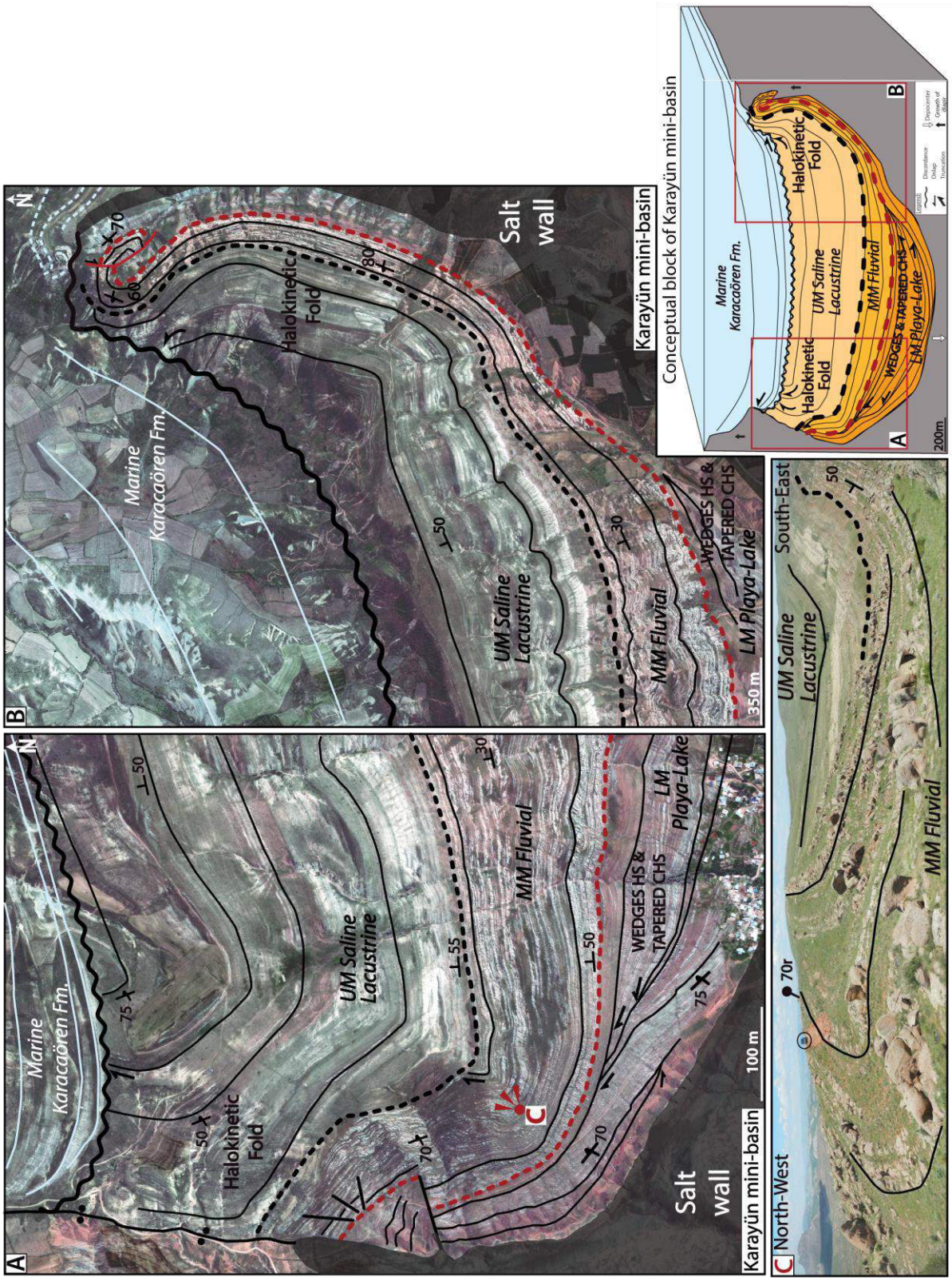


Figure 182 : Conceptual block diagram showing the Karayün mini-basin. The dashed red lines represent the contact between the Lower and Middle member. The dashed black lines represent the contact between the Middle and Upper member. (A) Larger-scale version of Figure 173B illustrating stratal pattern of the western border of the Karayün mini-basin western boundary. (B) Larger-scale version of Figure 173B illustrating stratal pattern of the eastern border of the Karayün mini-basin. (C) Photo view displaying folding of the fluvial Middle member on the western boundary.

However, within individual hook structures, localized destabilisation breccias are observed derived from the upturned underlying strata (Figure 183). This facies consists of matrix-supported fine to coarse-grained sediment with angular pebbles or cobbles of the underlying strata (Figure 183C, D). These destabilisation products are formed during the folding and make up small accumulations of limited extent from 0.5 to 2 m (Figure 183B). A slight migration is recorded though time, within a general drift toward the mini-basin centre, but these facies typically do not extend more than a few metres away from the diapir (Figure 183B).

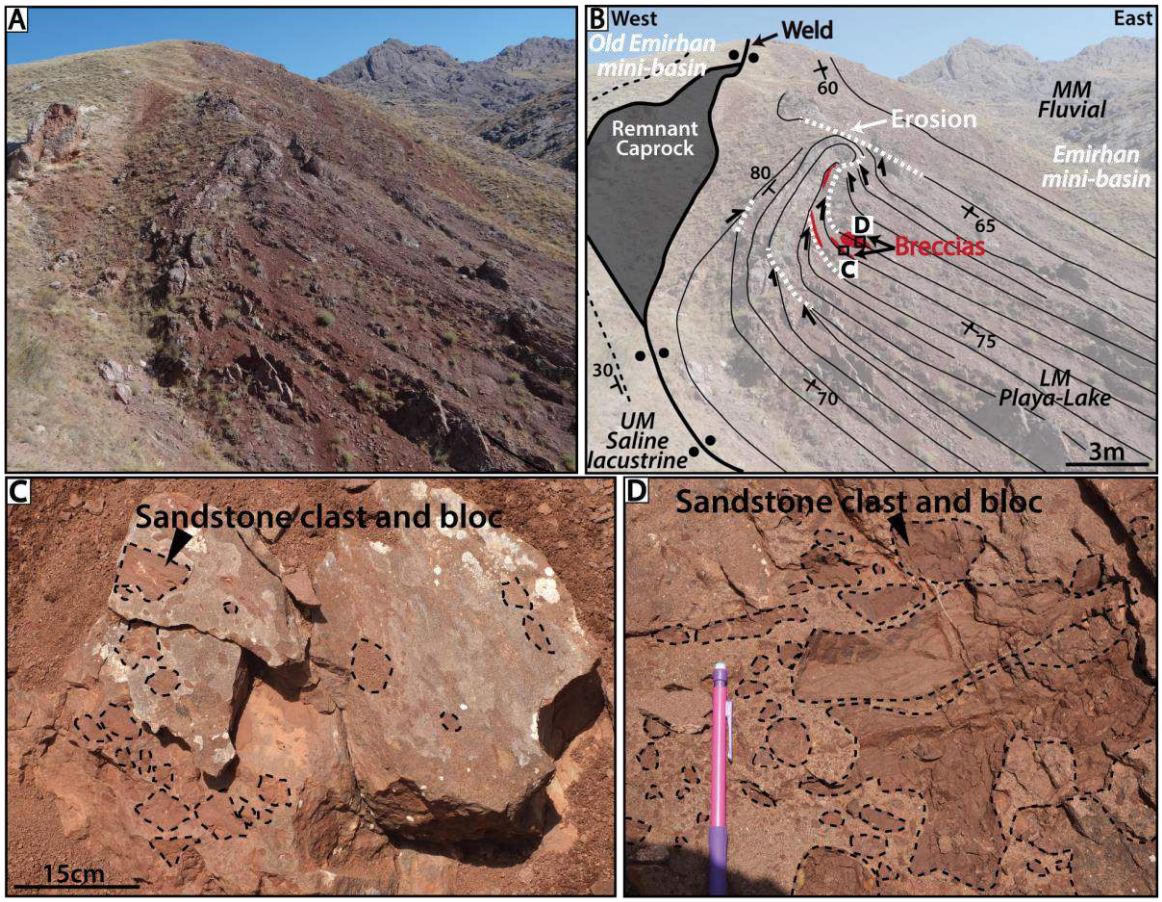


Figure 183 : Outcrop photographs illustrating the geometry of the western border of the Emirhan mini-basin. (A) View of individual hook structures. (B) Line drawing of detailed hook structures. (C and D) Views of destabilisation breccias derived from the upturned underlying strata. This facies consists of matrix-supported fine to coarse-grained sediment containing angular pebbles or cobbles of the underlying strata.

These stratal relationships including small hooks and small to medium wedge structures express a continuous process of salt evacuation during downbuilding of the mini-basins, with a low sediment-accumulation rate relative to diapiric salt rise on the time scale of deposition of the Lower member (e.g. Giles & Rowan, 2012). The development of the mini-basins during the deposition of the Lower member is clearly influenced by salt-induced local accommodation generated by salt withdrawal (Figure 179A, B). Furthermore, despite an approximately constant rate of sedimentation accumulation within the Lower member, different halokinetic sequence and composite halokinetic sequence geometries are observed in time-equivalent strata on opposite sides in the Emirhan mini-basin (Figure 181). This asymmetric mini-basin fill suggest different rate of salt rise between both flanking diapirs.

b. Middle member

Only large halokinetic folds are visible in the Middle member, affecting in particular the 300 m basal interval in the Emirhan, Yavu and Arpayazi mini-basins (Figure 181C, D and Figure 184). Along the eastern border of the Emirhan mini-basin, a large fold is seen forming a large upturned group of strata which is truncated and onlapped by the marine Karacaören Formation (Figure 181C, D). In the Yavu and Arpayazi mini-basins, the halokinetic folds are overlain by the upper part of the Middle member (Figure 184).

On the western border of the Karayün mini-basin, the Middle member is upturned after deposition and partially eroded in the vicinity of the salt wall and onlapped by the Upper member (Figure 182A). On the eastern flank, near-vertical strata of the Middle member is upturned over a distance of about 2 km adjacent to the eastern diapir. Rotation of strata off the top of the growing diapir and ongoing minibasin subsidence resulted in the preservation of strata draped along the steep flank of the diapir for up to 2 km (Figure 182B, C). The sediment in this structure shows no variation in sand content (Figure 182B, C).

The large halokinetic folds affecting the homogeneous and isopachous Middle member suggest widespread capping of diapirs and salt walls, followed by post-depositional folding induced by a regional increase in the vertical diapiric flow (Figure 179C).

The coeval development of large-scale halokinetic deformation in numerous mini-basins suggests a regional control affecting the net diapir-rise rate (Figure 181C and Figure 184). This halokinetic deformation is attributed to a rejuvenation of diapir ascent primarily influenced by shortening (Kergaravat *et al.*, Submitted-b). The shortening seems to accentuate the salt flow, amplifying the halokinesis and thus influencing the development of mini-basins by diapir rejuvenation (Vendeville *et al.*, 1993; Vendeville & Nilsen, 1995; Davison *et al.*, 2000b; Rowan *et al.*, 2003; Trocmé *et al.*, 2011; Callot *et al.*, 2012; Ferrer *et al.*, 2012; Saura *et al.*, 2014). In addition, considering the abrupt influx of fluvial sediment, the diapir-rise rate change could also represent a slightly delayed response to the blanket sediment loading.

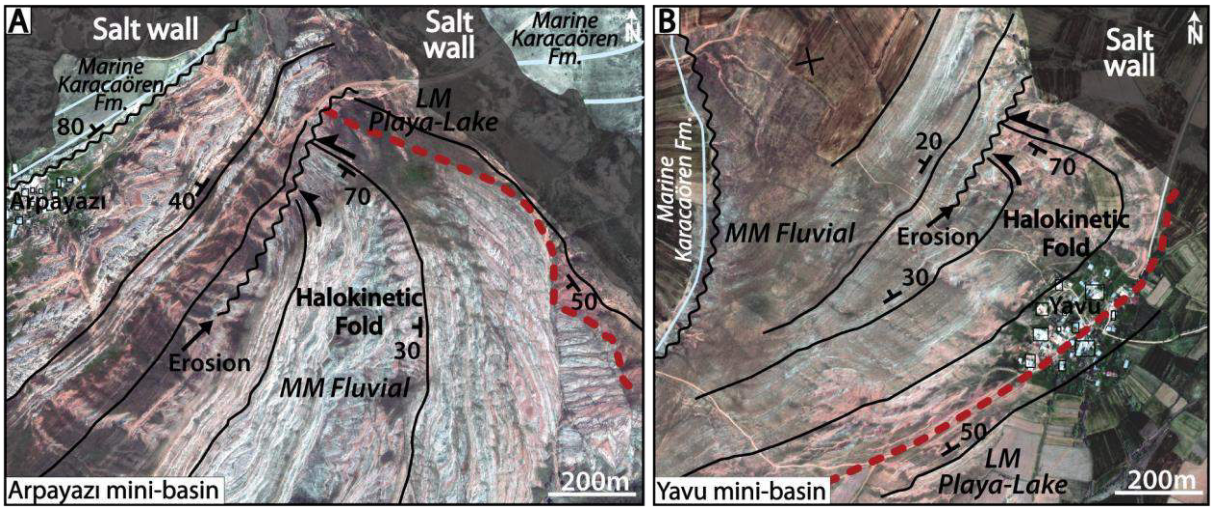


Figure 184 : (A) Larger-scale version of Figure 173 illustrating the hook-shaped stratal geometry of the Arpayazi mini-basin in the fluvial Middle member. (B) Larger-scale version of Figure 173 illustrating hook-shaped stratal geometry of the Yavu mini-basin in the fluvial Middle member. The dashed red lines represent the contact between the Lower and Middle member.

c. Upper member

The Upper member displays thick wedges in the Köy and Inceyol secondary mini-basins (Figure 173). In contrast, the Eskiboğazkesen, Eğribucak and Karayün mini-basins display only very gentle wedging, implying limited salt withdrawal during the deposition of the Upper member (Figure 173 and Figure 177). In the Karayün mini-basin, the overall member forms a wedge upturned on both sides (Figure 182). The western border of the Karayün mini-basin records a stratal rotation near the western salt wall, with an erosional truncation corresponding to high-angle discordance up to 90° (Figure 182A). However, the eastern border of the Karayün mini-basin exhibits an erosional truncation with 50-60° angular discordance (Figure 182A). This erosional truncation is onlapped by the lowermost marine bed of the Miocene Karacaören Formation (Figure 182A).

The slight wedging and presence of homogeneous facies assemblages across the Karayün, Eskiboğazkesen and Eğribucak mini-basins imply a capping of salt walls followed by post-depositional deformation of strata in the Upper member of the Karayün mini-basin (Figure 179D).

G. DISCUSSION

During the entire Oligocene, fluvio-lacustrine sediments accumulated in the Sivas Basin with no evidence of any marine connection (Poisson *et al.*, 2011). The first and unique marine incursion following the Late Eocene retreat and deposition of the thick mother salt is represented by the marine Karacaören Formation dated as Aquitanian (Kurtman, 1973; Poisson *et al.*, 1996). At that time, the Sivas Basin formed an elongated endorheic Basin isolated from the Paratethyan domain to the East (Poisson *et al.*, 1996; Poisson *et al.*, 2011). Therefore, during the Oligocene, sedimentation and stratigraphic preservation or sediment bypass and erosion were dependent on local base level rather than sea level fluctuations (e.g. Wheeler, 1964; Shanley & McCabe, 1994). The recorded sedimentary cycles within the Karayün Formation are controlled by a range of allocyclic factors, including tectonically driven regional subsidence, sediment supply, climate impact and tectonic setting.

The concept of base level profile is used to characterize the forcing parameters which control depositional sequences. The base level profile, corresponding to the upper limit of the accommodation space for sediment accumulation (Blum & Törnqvist, 2000), is determined by the balance between tectonic uplift of the hinterland (wedge top) and the correlative subsidence of the foreland (e.g. Fisher & Gary, 2013). Here, two distinctive scales and mode of subsidence are recorded in the Karayün Formation, and have significant implications on the overall thickness and stratal geometry in the studied mini-basins:

- Tectonically driven regional accommodation attributed to the foreland flexure (Poisson *et al.*, 1996) induced the deposition of relatively isopachous series draping and finally obscuring the salt topography, such as developed in the fluvial braided setting of the Middle member (Figure 185C)
- Salt-induced local accommodation resulting from salt withdrawal and diapir growth produced stratigraphic thickness changes and small-scale halokinetic structures along the mini-basin borders, such as developed in the playa-lake setting of the Lower member (Figure 185 A, B).

However, regional and salt-induced accommodation can coexist, such as during the deposition of the Upper member of the Karayün Formation (Figure 179D and Figure 185D). In this case, very small thickness and facies changes are recorded across the mini-basins, but secondary mini-basins can develop related to local subsidence on top of diapirs driven by salt movement at depth (Figure 179D and Figure 185D).

The rate of sediment supply is also a key factor that dictates the pattern of mini-basin fill. Sediment supply is considered at the first order as a function of climate and tectonic forcing (Ethridge, 1998). However, the occurrence of red floodplain mudstones with mud cracks and paleosoils throughout the entire vertical succession of the Karayün Formation argues for a persistent semi-arid climate.
The ratio between generated accommodation space and sediment supply (A/S) finds expression in the regional changes in the stacking patterns of sandstones bodies in the studied mini-basins (e.g. Martinsen *et al.*, 1999; Labourdette & Jones, 2007; Matthews *et al.*, 2007; Kjemperud *et al.*, 2008; Huerta *et al.*, 2011).

- A low sediment supply and/or a relatively high accommodation regime implies that the sediment supply cannot fill the available accommodation space. Under these conditions, the sedimentary sequence is typically composed of broad single-storey sheet–like sand bodies mainly isolated in a dominantly alluvial plain type setting containing mudstone, evaporites and lacustrine limestones such as observed in the playa-lake Lower member and saline lacustrine Upper member.

- In contrast, a high sediment supply and/or a relatively low accommodation regime implies that sediments fill the available space while eroding and bypassing the diapiric mini-basin borders. Under these conditions, the sedimentary sequence is typically composed of multi-storey sheet-like sand bodies that are vertically and laterally strongly amalgamated, containing a low proportion of preserved alluvial plain deposits such as found in the braided fluvial system of the Middle member.

Salt-induced local accommodation produced by salt evacuation can form topographically elevated salt walls or diapirs that impose a strong local control on sediment dispersal and the resulting facies distributions (Matthews *et al.*, 2007; Banham & Mountney, 2013a; Banham & Mountney, 2013b). The effects of topographically elevated salt walls and diapirs are especially well expressed when the sediment supply cannot fill the available accommodation space (Figure 185A). In contrast, when the sediment supply is able to fill the available accommodation space induced by mini-basin subsidence, the salt walls and diapirs are buried and thus do not exert a local control on sediment dispersal (Figure 185B).

The studied mini-basins formed in a foreland context and recorded the progression of deformation through time. The propagation of shortening in the Sivas Basin during the Oligocene is marked first by the abrupt transition from playa-lake dominated setting to a stacked fluvial braided system. This abrupt arrival of coarser sedimentation everywhere in the studied area is attributed to an uplift in the hinterland of this Sivas foreland Basin. The progression of shortening is expressed by a rejuvenation of diapirs producing coeval large halokinetic folds from the end of the Middle member to the Upper member.

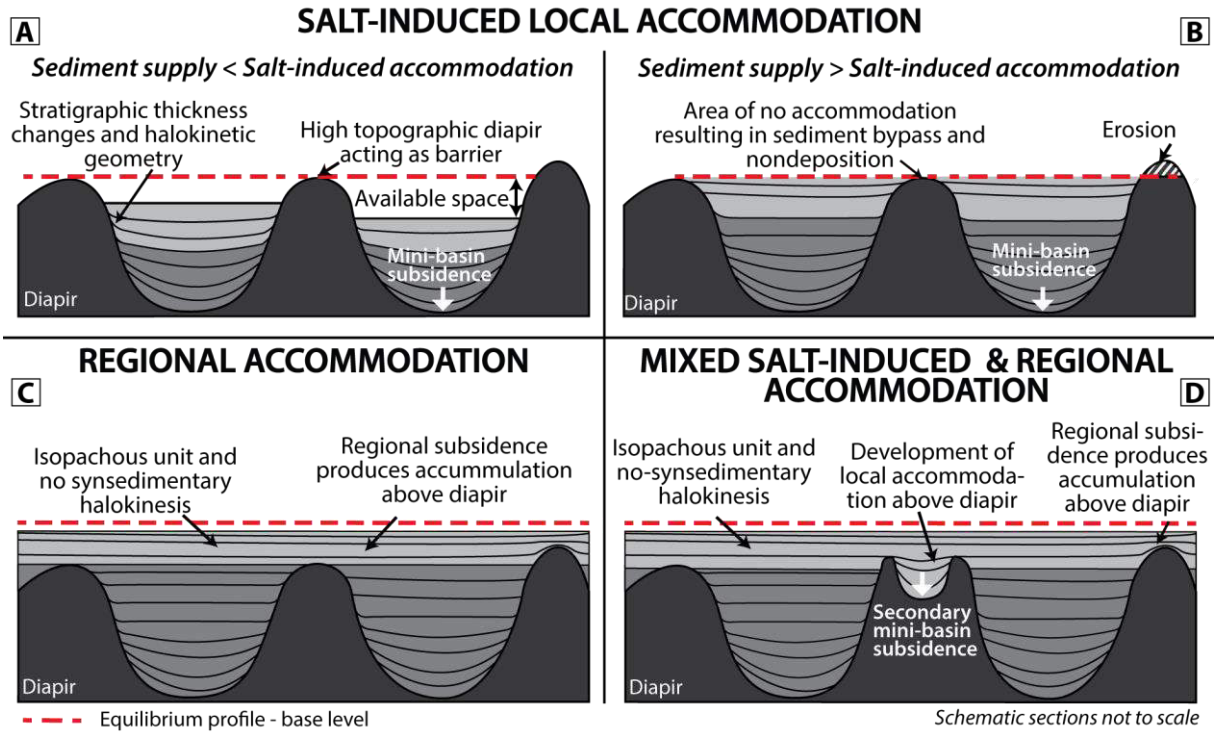


Figure 185 : Four conceptual sketch sections showing the role played by halokinesis in the generation of regional accommodation. (A) Salt-induced local accommodation with low sediment supply resulting from mini-basin subsidence induces changes in stratigraphic thickness which accompany the development of growth strata and small halokinetic structures flanking the mini-basin borders, such as during deposition of the playa-lake Lower member. The topographically elevated salt walls and diapirs are especially well expressed when the sediment supply cannot fill the available accommodation and thus exerts a tight control on the sediment dispersal pattern. (B) Salt-induced local accommodation with high sediment supply resulting from mini-basin subsidence induces stratigraphic thickness changes accompanying the development of growth strata and small halokinetic structures flanking the mini-basin borders such as during deposition of the playa-lake Lower member. When the sediment supply is able to fill the available accommodation produced by mini-basin subsidence, the salt walls and diapirs are not topographically elevated and thus do not exert a local control on the sediment dispersal, such as in the case of the Black Ledge unit of the Chinle formation in the northeast Paradox Basin. (C) Tectonically driven regional accommodation attributed to the foreland flexure leads to the deposition of relatively isopachous series draping and finally obscuring the salt topography, such as observed in the fluvial braided Middle member. (D) Regional and coeval salt-induced accommodation produce very small changes in thickness and facies across the mini-basins, but secondary mini-basins can develop related to local subsidence on top of diapirs driven by salt movement at depth, such as during deposition of the Upper member of the Karayün Formation.

Three stages of development are proposed (Figure 186A, C, D) for the Sivas mini-basins filled by the Karayün Fm. A missing intermediate stage is compiled by integrating several interpretations of analogous salt-controlled basins such as in the Paradox and La Popa Basins (Figure 186B) to emphasize the influence of regional and local controls through time in the Sivas foreland Basin. Within these three basins, exclusively the ratio between the sediment supply and accommodation is compared to understand the various interactions with the salt tectonics in continental settings.

- During deposition of the playa-lake-dominated Lower member in the Sivas mini-basins, neighbouring mini-basins exhibited differing styles of infill with either sand-poor intervals characterized dominantly by fine-grained sheet-flood and evaporitic facies or sand-rich intervals with abundant conglomeratic lenses sandwiched between the floodplain facies (Figure 177 and Figure 179B). The lower-slope and upper-slope units of the Chinle Formation in the northeast Paradox Basin also displays the same lateral evolution, with various facies assemblage variations between and within the mini-basins (USA; e.g. Matthews *et al.*, 2007).

During periods of low sediment supply and/or relatively high salt-induced accommodation, the continental system is controlled by salt topography that governs the sediment dispersal pattern between paleotopographic diapir highs (Figure 186A). This controlling factor is responsible for various facies changes and strongly modifies the architectural pattern from one mini-basin to another. The distribution of the facies assemblages is closely related to local depocentres, with preferential ponding of coarse sediments in the centre of the mini-basin (Figure 186A). At the same time, the continued growth of the salt walls and the relative downbuilding of mini-basins result in the formation of successive small hook and wedge halokinetic geometries (i.e. tabular and tapered CHS) on the mini-basin flanks.

- Within the context of deformation migration from the south toward the mini-basins, it would be logical to assume an increase of the sediment-supply with relatively low salt-induced accommodation. This type of configuration is not observed in the Sivas mini-basins, but is recorded in the Black Ledge unit of the Chinle Formation (Matthews *et al.*, 2007), in the Triassic Moenkopi Formation (Banham & Mountney, 2013b) and in the proximal Permian Cutler Group (Cain & Mountney, 2009; Venus *et al.*, 2014) - all three occurring in the northeast Paradox Basin - and also in the Eocene Carroza Formation of the La Popa Basin (Andrie *et al.*, 2012). During these periods, the fluvial system progrades and expands across the overall area of the mini-basins (Figure 186B). As salt-induced accommodation potential is directly linked to mini-basin subsidence, the salt walls and diapirs are considered as areas of zero accommodation with sediment bypass, and thus do not exert a significant paleotopographic control on sediment dispersal and distribution (Matthews *et al.*, 2007; Banham & Mountney, 2013c). Therefore, the mini-basins share common facies associations; however, distribution of facies assemblages between neighbouring mini-basins will not be influenced by salt-induced topography (Figure 186B). Nevertheless, the distribution of the facies assemblage and the preserved thickness within a mini-basin depend on the differential creation of accommodation across the growing salt structures (Matthews *et al.*, 2007). At the same time, the continued growth of the salt walls and relative mini-basin downbuilding result in the formation of halokinetic structures on mini-basin flanks (Matthews *et al.*, 2007; Andrie *et al.*, 2012; Banham & Mountney, 2013b).

- During deposition of the Middle member, corresponding to a period of tectonically driven regional accommodation, the fluvial dominated braided depositional system accumulated vertically with little lateral variations in architecture or facies (Figure 179D and Figure 186C). The resulting architecture is a relatively isopachous interval with little evidence of halokinetic stratal patterns such as small hooks and wedges. During this period of high regional accommodation rate and high sediment supply, a relatively isopachous interval of strata accumulated, draping and finally obscuring the salt topography (Figure 186C). When accommodation rate and sediment supply are high, fluvial deposits tend to aggrade vertically and are widespread over the whole depositional area leading to a higher lateral continuity of sediment bodies between adjacent mini-basins, with limited effects of salt topography on drainage pattern (Figure 186C).

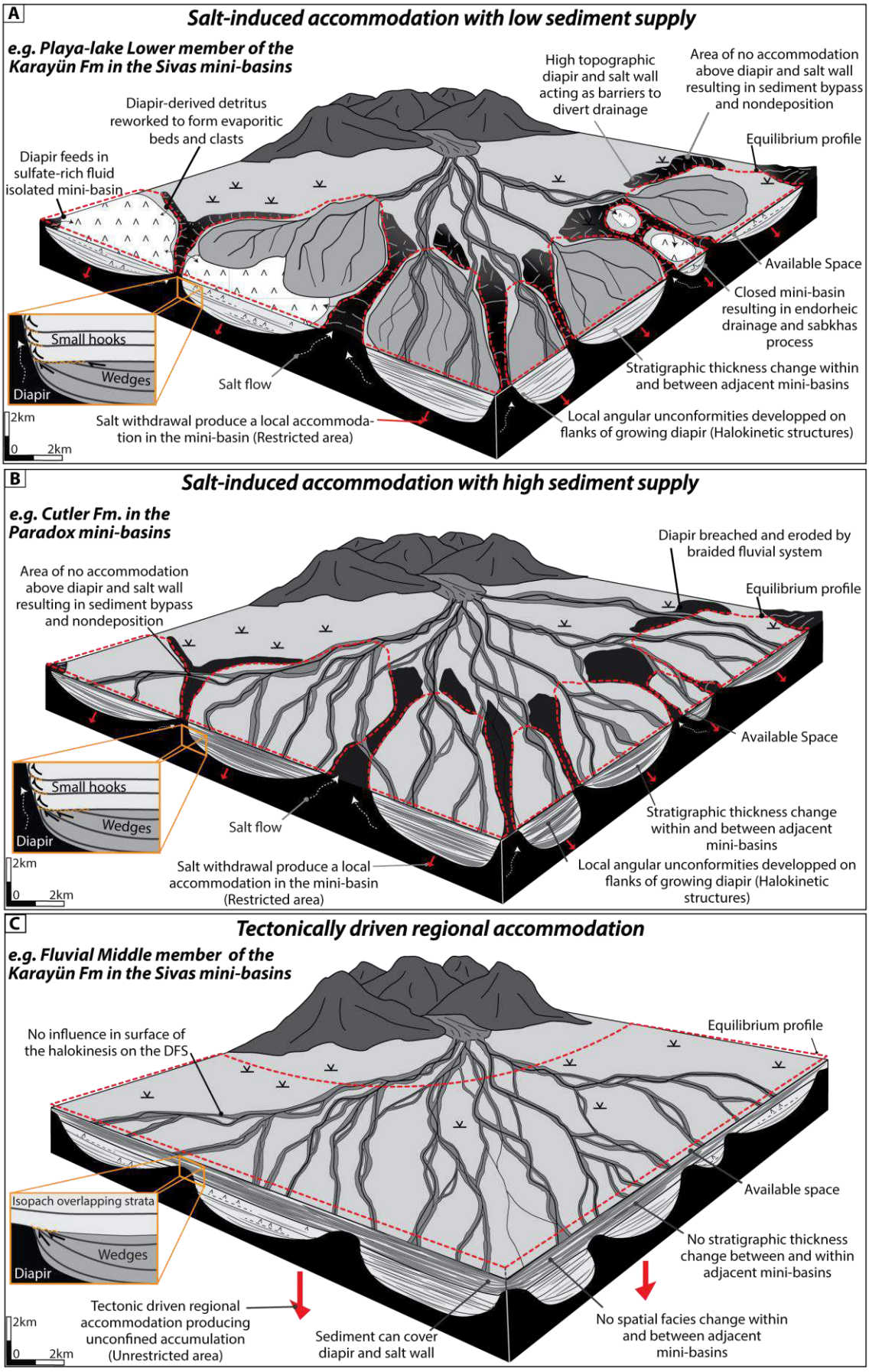


Figure 186 : Conceptual models of facies distribution, stratal geometries and thickness variations in a distributive fluvial system based on interpretations of the Sivas mini-basins as well as the Paradox and La Popa Basins.

(A) Salt-induced local accommodation with low sediment supply leads to a strong influence of halokinesis on the paleotopography, by diverting the fluvial drainage and isolating certain mini-basins, as observed in the playa-lake Lower member. Strong changes in stratigraphic thickness also occur within and between the mini-basins, along with the development of halokinetic structures. (B) Salt-induced local accommodation with high sediment supply produces large changes in stratigraphic thickness owing to the influence of halokinesis, but has only a weak influence at the surface where salt structures correspond to areas of nil accommodation resulting in sediment by-pass (e.g. Matthews *et al.*, 2007; Banham et al., 2013c). (C) Tectonically driven regional accommodation leads to a weak influence of halokinesis on the paleotopography, and sediments can cover the salt structures, such as observed during the initiation of the fluvial Middle member. (D) Shortening in the mini-basin domain produces diapir rejuvenation expressed by the occurrence of large halokinetic folds and topographic diapir highs, such as developed during deposition of the Upper member.

• Strata at the top of the Middle member and within the Upper member are largely influenced by shortening in the mini-basin area, which reactivated salt flow in the diapirs. Large halokinetic folds are recorded on the flanks of the mini-basins (Figure 186D). The rejuvenation of diaper-induced salt topography exerted a tight control on the sediment dispersal pattern, such as observed in the playa-lake facies of the Lower member. Neighbouring mini-basins exhibit differing styles of infill, with either sand-rich intervals characterized dominantly by fine-grained sheet-flood or sand-poor intervals with abundant evaporite and lacustrine carbonate beds (Figure 177 and Figure 179D).

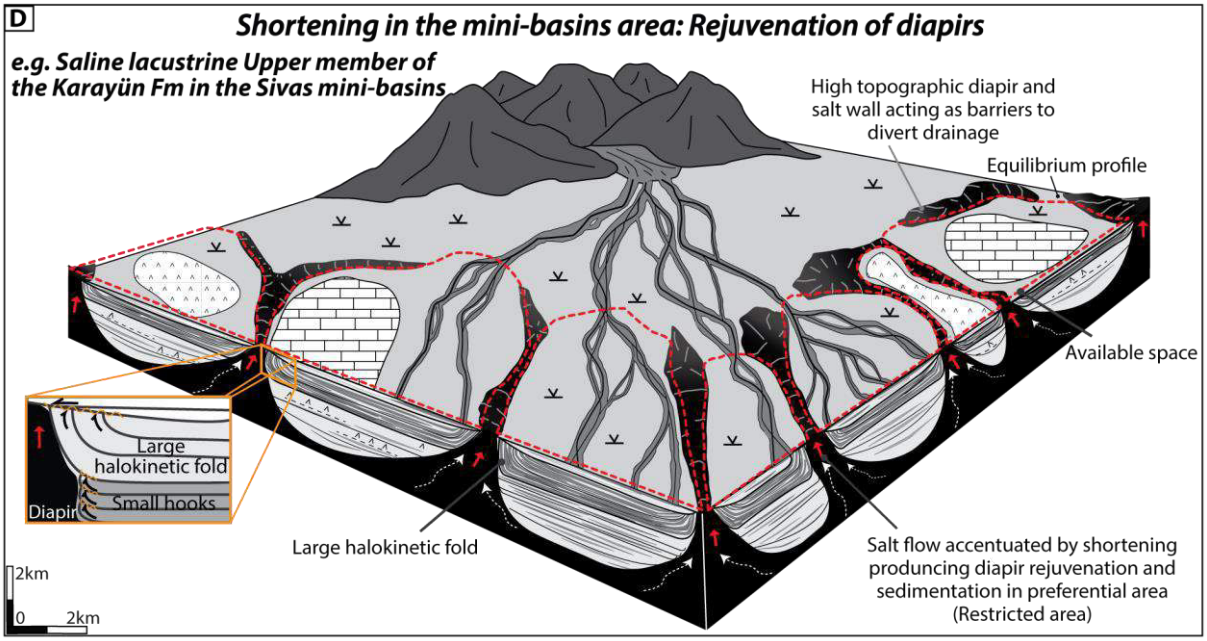


Figure 186: ***Continued***

H. CONCLUSION

• The depositional setting of the Karayün Formation is interpreted as a distributive fluvial system with (i) the Lower member dominated by playa-lake and distal terminal splay deposits, (ii) the Middle member formed by highly amalgamated fluvial braided deposits, and (iii) the Upper member consisting of saline lacustrine deposits. These three long-lived depositional systems fill ten mini-basins in the central part of the Sivas multi-basin domain and form large-scale stratal packages which are genetically related. The boundaries of these members are correlative basin-wide surfaces expressed by changes in texture and facies assemblages as well as stratal and stacking pattern.

• The variations in sediment supply and tectonically driven accommodation through time cause drastic changes in the architectural pattern of the Karayün Formation recorded coevally in all the mini-basins. The sharp transition between the Lower and the Middle member is characterized by a change in the channel type from isolated single-storey to multi-storey and multilateral sheet-like sandstones, with a net decrease in the proportion of floodplain deposits, interpreted as a basinward shift of facies (i.e. sequence boundary). The progressive transition from the Middle to the Upper member is characterized by a return to isolated single-storey units with a high preservation of floodplain mudstone deposits and the occurrence of evaporites and lacustrine carbonates.

• Tectonically driven regional accommodation (i.e. foreland basin subsidence) induces the deposition of relatively isopachous series, at the scale of the multi-basin domain, draping and finally obscuring the salt topography such as observed in the fluvial braided Middle member. The fluvial deposits tend to aggrade vertically, leading to a higher lateral continuity of sediments between adjacent mini-basins with salt topography having a limited effect on drainage pattern.

• When the accommodation is salt-induced, salt tectonics locally influences the stratigraphic thicknesses, the facies distribution and the stratal geometry at the mini-basin borders. Salt withdrawal below mini-basins results in differential local accommodation causing strong variations of stratigraphic thickness between adjacent mini-basins. Salt rise along the mini-basin edges results in halokinetic stratal geometries (i.e. small wedge and hook structures). When the sediment supply is low, transient topographies above salt ridges exert a local control on sediment dispersal. This paleotopographic control partitions and guides fluvial pathways across some mini-basins, while others become isolated from the drainage pathway, such as observed in the Lower and Upper members. On the contrary, when sediment supply is able to fill the available accommodation produced by mini-basin subsidence, the salt walls and diapirs show little topographic elevation and thus do not exert a local control on sediment dispersal. This is analogous to the situation observed in the Black Ledge unit of the Chinle Formation in the northeast Paradox Basin (Matthews *et al.*, 2007).

• Shortening in the mini-basin domain leads to a rejuvenation of diapirs and salt walls, thus producing large halokinetic folds observed in coeval deposits such as the Middle member.

I. ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to Total SA for their financial support. Cümhuriyet University is warmly thanked for support and help during the field work. We would like to thank the reviewers S.G. Banham and T.F. Lawton, and Chief Editor C.A.L. Jackson for their helpful suggestions and constructive comments. Alexandre Pichat, Etienne Legeay and Guilhem Hoareau are thanked for valuable discussions on several aspects of this review article. Michael Carpenter post-edited the English style.

III. Compléments sur l'étude de la formation Karayün

A. Premiers dépôts sur la canopée : Formation de Selimiye ?

Le remplissage de la formation Karayün dans au moins 5 mini-bassins repose sur une série un peu particulière, de quelques mètres jusqu'à une centaine de mètres de puissance, séparant les évaporites diapiriques de la formation Karayün *sensu stricto*. Cette série, que nous avons assimilée à la formation Selimiye (en rose pâle sur la Figure 187), est toujours séparée de la formation Karayün par un corps évaporitique d'une dizaine de mètres d'épaisseur et pouvant être assez étendu latéralement.

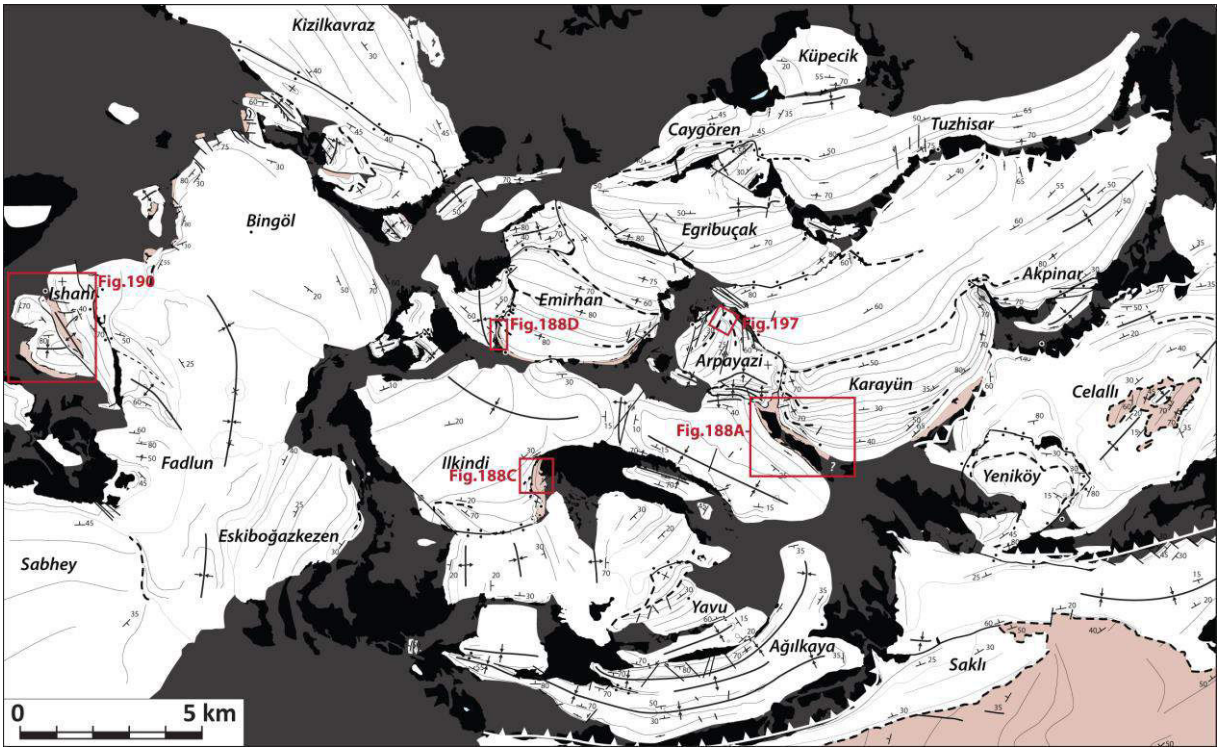


Figure 187 : Carte géologique de la zone à mini-bassin mettant en évidence les dépôts de la formation Selimiye en base des mini-bassins ; les cadres rouges correspondent aux zooms des figures suivantes.

Cette série, présente à la base des mini-bassins d'Ilkindi, Emirhan et Karayün, est constituée principalement d'argiles aux couleurs lie-de-vin et verte (Figure 188). Quelques niveaux d'évaporites dépositionnelles sont observés ainsi que des bancs gréseux fins, de quelques centimètres à décimètres d'épaisseur, relativement étendus. Les stratifications internes sont majoritairement des litages plans et des rides de courant ascendantes. La couleur des niveaux argileux et gréseux est différente de celle des argiles couleur brique de la formation Karayün, mais elle se rapproche visuellement des couleurs observées dans le cœur du monoclinal de Selimiye au Sud de la zone à mini-bassins (Figure 188). Malgré cette nuance de couleur, les environnements de dépôts de ces deux dernières séries sont similaires et interprétés comme étant un système de playa-lake.

Cependant, il est important de noter qu'en plus des évaporites dépositionnelles, des petits niveaux d'évaporites bréchiques sont intercalés avec les argiles de la formation Selimiye sur de faibles extensions latérales. Par exemple, sur la photographie B de la base du mini-bassin de Karayün (Figure 188), un petit niveau d'évaporites bréchiques est intercalé dans la série de Selimiye.

Ce niveau se connecte latéralement vers l'Ouest au mur d'évaporites constitué de faciès semblables. Ce type de configuration implique la mise en place en surface d'un petit glacier d'évaporites marquant une croissance du diapir plus rapide que le taux de sédimentation dans le mini-bassin. D'autres mini-bassins, tels Emirhan et Ilkindi, présentent des évidences de petits glaciers contemporains à cette phase initiale de dépôts de la formation Selimiye.

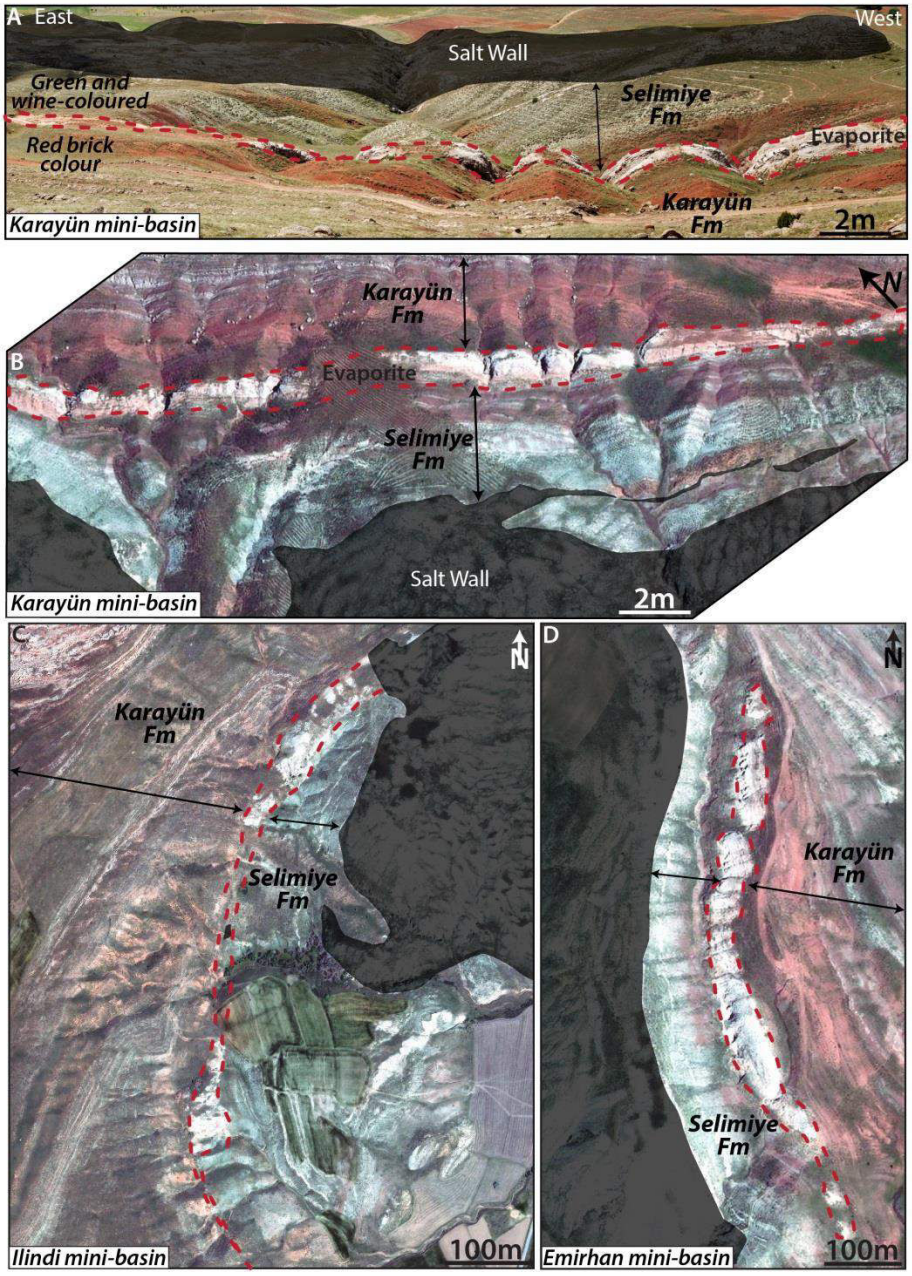


Figure 188 : Exemples du contact entre les évaporites diapiriques de base de mini-bassins en noir, et la succession : Formation de Selimiye, niveau évaporitique puis formation de Karayün, mettant en évidence les nuances de couleurs entre les deux formations (localisation sur la Figure 187). (A) Panorama à la base du mini-bassin de Karayün mettant en évidence les nuances de couleurs entre les séries attribuées à la formation Selimiye en rouge lie-de-vin et celle de la formation Karayün. (B-C-D) Images satellite Geoeyes montrant la série Selimiye séparée de la formation Karayün par un niveau évaporitique.

Le changement de couleur entre les formations Selimiye et Karayün peut être attribué à un changement climatique mais aussi à une modification dans la composition des apports. Néanmoins les compositions des niveaux gréseux prélevés dans la formation Selimiye au Sud de la zone à mini-bassin, près du village de Saklı, dans la série en base de mini-bassins assimilée à la formation Selimiye, ainsi que dans les premiers niveaux de la formation Karayün dans les mini-bassins d'Emirhan et Karayün, ne présentent pas de changement significatif au premier ordre (Figure 189).

Mini-bassin	Nom de Fm théorique	Quartz	Albite + Plagio	Calcite	Dolomite	Analcime	Illite + I/S	Chlorite	Vermiculite
		w%	*w%*	*w%*	*w%*	*w%*	*w%*	*w%*	*w%*
Sud Sakli	**Selimiye Monoclinal Est**	15	25	20	0	0	0	5	35
Sud Sakli	**Selimiye Monoclinal Ouest**	25	25	25	0	0	traces	5	20
Emirhan	**Selemiye base mini-bassin**	25	35	20	0	5	5	10	traces
Karayün	**Selemiye base mini-bassin**	20	35	20	traces	traces	10	15	traces
Emirhan	**Karayün base mini-bassin**	25	20	25	0	traces	0	0	30
Karayün	**Karayün base mini-bassin**	20	20	30	0	0	traces	30	0

Figure 189 : Tableau récapitulatif des proportions minéralogiques d'échantillons prélevés dans la formation Selimiye au sud de la zone à mini-bassins, à la base des mini-bassins sous le niveau évaporitique et également juste au-dessus stratigraphique dans la formation Karayün, analyse RX réalisée par Jean-Pierre Girard de TOTAL.

Dans les mini-bassins d'Ishanı et Bingöl plus à l'Ouest, une série fine est présente entre les évaporites diapiriques, (noir et gris sur la Figure 190B) et la formation Karayün (orange sur la Figure 190B). Cet intervalle est séparé de manière conforme de la formation Karayün par un niveau évaporitique comme dans les autres mini-bassins, représenté en rouge sur la Figure 190B.

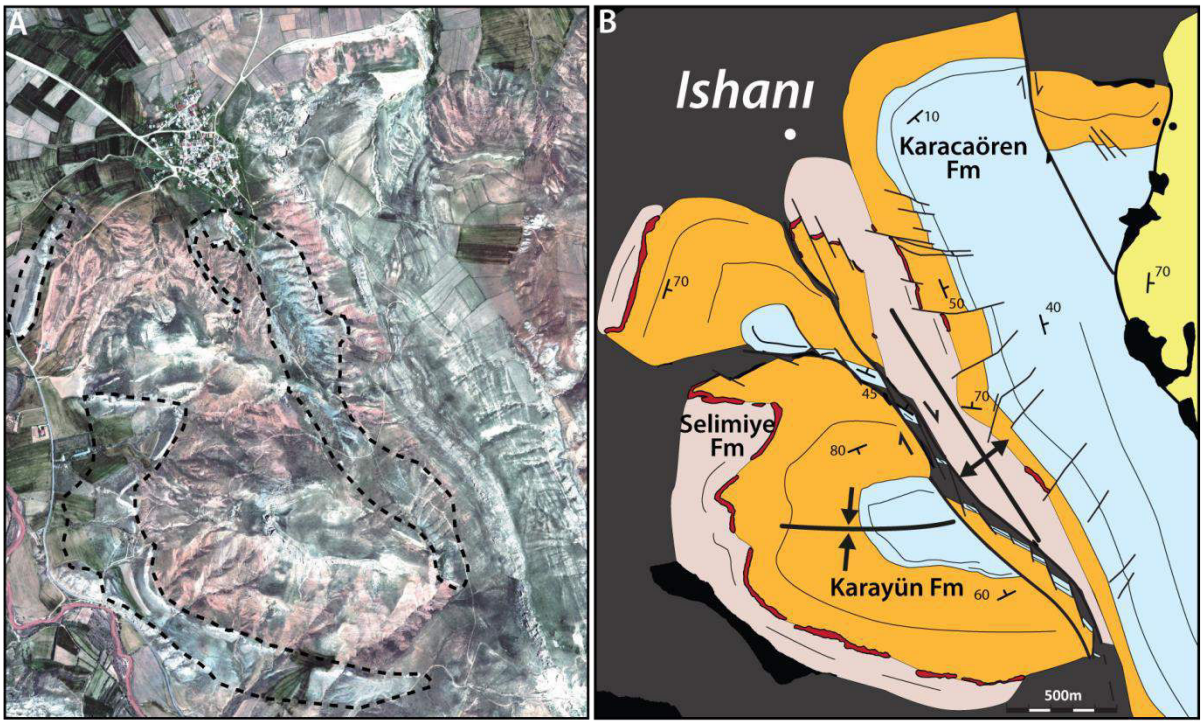


Figure 190 : (A) Image satellite Geoeyes du mini-bassin d'Ishanı avec la formation de Selimiye entouré en pointillé, (B) Carte géologique détaillée de ce mini-bassin montrant la présence de la formation de Selimiye sous la formation Karayün séparé par un niveau évaporitique (localisation sur la Figure 187).

Cette série est constituée majoritairement d'argiles de couleurs bleutées dans lesquelles s'intercalent quelques bancs plus gréseux (Figure 191). Ces bancs sont généralement assez fins en épaisseur, autour de quelques dizaines de centimètres et relativement étendus latéralement, de l'ordre de la dizaine de mètres (Figure 191). Les bancs sont des grès fins à moyens bien triés, sans stratification apparente évidente, hormis des litages plans et rides de courant frustes.

Aucun fossile, ni trace de terrier n'ont été retrouvés dans cette série, interprétée comme la partie distale de la formation Selimiye. Les argiles bleutées pourraient être le produit de la décantation de particules fines dans un lac ; les niveaux gréseux seraient de petits lobes et leurs franges distales se déposant sous une très faible tranche d'eau.

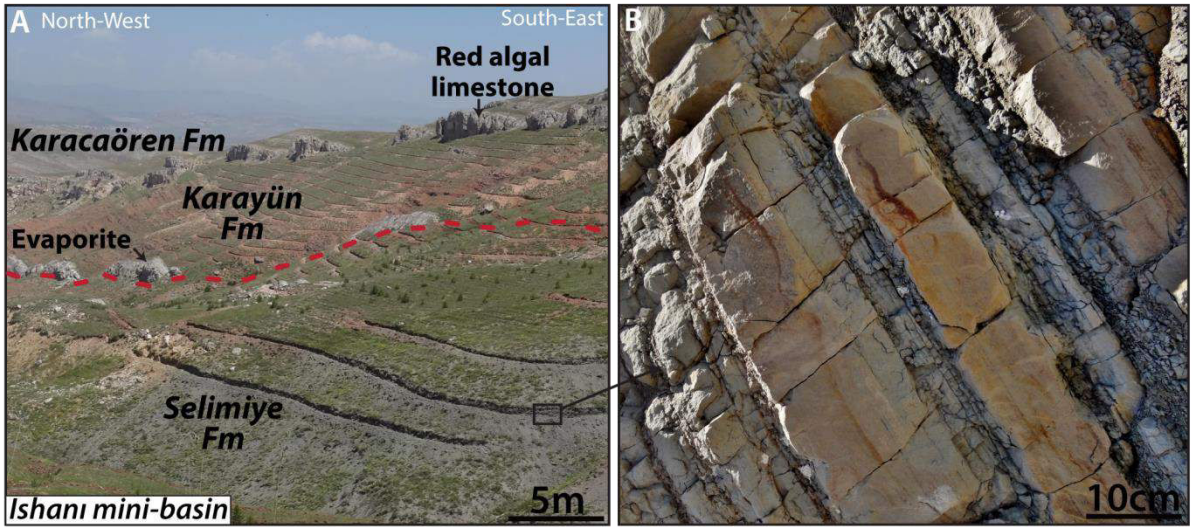


Figure 191 : (A) Panorama du mini-bassin d'Ishanı, avec à la base les argiles bleues de la formation Selimiye, un niveau évaporitique (trait pointilé rouge), la formation Karayün et les falaises de carbonates à algues rouges de la formation marine de Karacaören ; (B) Zoom des bancs gréseux intercalés dans les argiles bleues de la formation Selimiye.

Pour conclure, le premier intervalle sédimentaire à la base de certains mini-bassins présente, dans plusieurs cas, de fortes analogies faciologiques et granulométriques avec la formation Selimiye telle que décrite originellement par Kurtman (1973) autour de la localité de Selimiye. En effet, cette dernière formation est constituée de grès fins et argileux dans tout le monoclinal (15km en pendage de ~40°) au Sudde la zone à mini-bassins. A l'inverse, dès le début de la formation Karayün, les niveaux gréseux contiennent des gravillons, microconglomérats ou même des galets. Ce changement granulométrique et de couleur marque, selon nous, la transition entre la formation Selimiye et Karayün dans la zone à mini-bassins.

Néanmoins, il est intéressant de noter que ces deux formations sont systématiques séparées par un niveau évaporitique dans les mini-bassins. Nous allons donc décrire brièvement la faciologie de ces évaporites et discuter de l'environnement de dépôts associés dans le paragraphe suivant.

B. Niveau évaporitique entre les formations Selimiye et Karayün dans les mini-bassins : mise en place de glaciers ou lacs pérennes ?

La première génération de mini-bassins, remplie par la formation Selimiye, est séparée des mini-bassins de seconde génération, remplie par la formation Karayün, par un niveau d'évaporites allochtones correspondant à une canopée (Figure 148). Toutefois, dans les mini-bassins de seconde génération, le remplissage semble débuter par la série Selimiye séparée de la formation Karayün par un niveau évaporitique fin (Figure 192). Ce niveau évaporitique est toujours présent au contact entre les formations Selimiye et Karayün dans les mini-bassins. La transition entre les faciès de playa-lake de la formation Selimiye et le niveau évaporitique est très abrupte et nette (Figure 192).

Aucun signe précurseur d'un dessèchement n'est observé incluant une précipitation de nodules évaporitiques dans les sédiments sous-jacents, ou une remontée de la nappe d'eau marquée généralement par le dépôt d'argiles vertes, juste avant la précipitation d'évaporites.

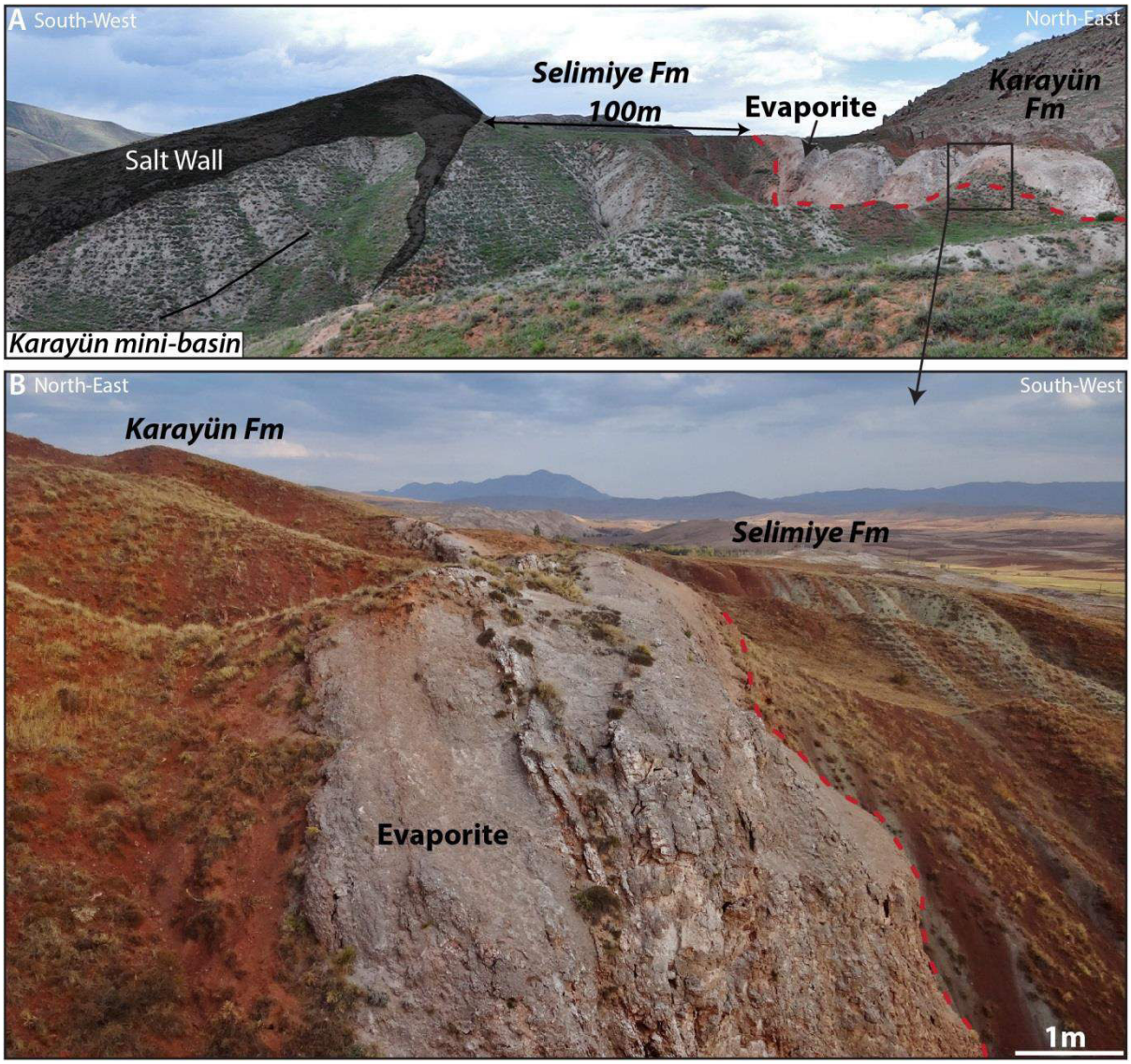


Figure 192 : Photographies de la base du mini-bassin de Karayün et plus précisément du contact entre la formation Selimiye et le niveau évaporitique la séparant de la formation Karayün.

Par contre, très ponctuellement et sur de très faibles extensions, quelques mètres d'extension sur quelques dizaines de centimètres d'épaisseur, nous avons pu remarquer la présence de faciès dolomitique fortement dissous et bréchifié (Figure 193). Ce faciès est fortement cataclasé et présente des galets d'argiles ou grès rouges provenant de la série inférieure (Figure 193). Les mêmes types de faciès sont observés sur les bordures des mini-bassins au contact entre les évaporites diapiriques et les sédiments, et sont interprétés comme des produits de circulation et de précipitation de fluides carbonatés au contact évaporites-sédiments, en bordure de structure d'évaporites mobiles.

Ces faciès de « ***caprock*** », proches d'un faciès de cargneule, précipitant en bordure de diapirs, sont connus dans de nombreux bassins évaporitiques soumis à de la tectonique salifère (e.g. Hallager *et al.*, 1990; Kyle & Posey, 1991 ; Warren, 2006). Néanmoins, ils sont généralement connus pour précipiter le long de diapirs et mur d'évaporites, et non au sein des mini-bassins.

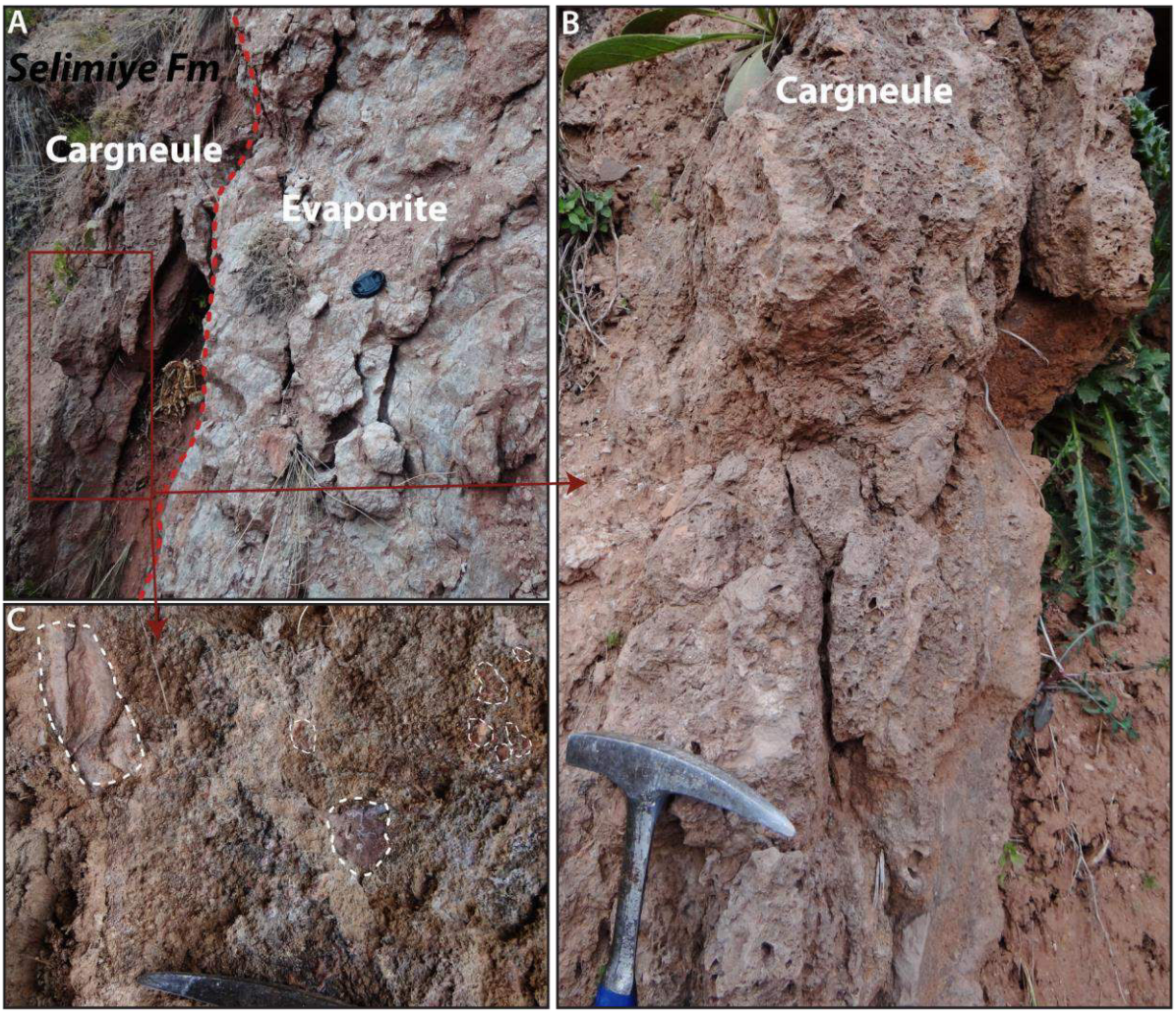


Figure 193 : Photographies du faciès de « caprock » observé ponctuellement au contact entre la formation Selimiye et le niveau évaporitique.

Les litages dans ce niveau évaporitique sont quasi-inexistants. Le niveau est principalement cisaillé, bréchique, ou même ultra-cataclasé (Figure 194). Aucune organisation n'est visible, mise à part une possible intensification de la déformation vers la base de ce corps (Figure 194).

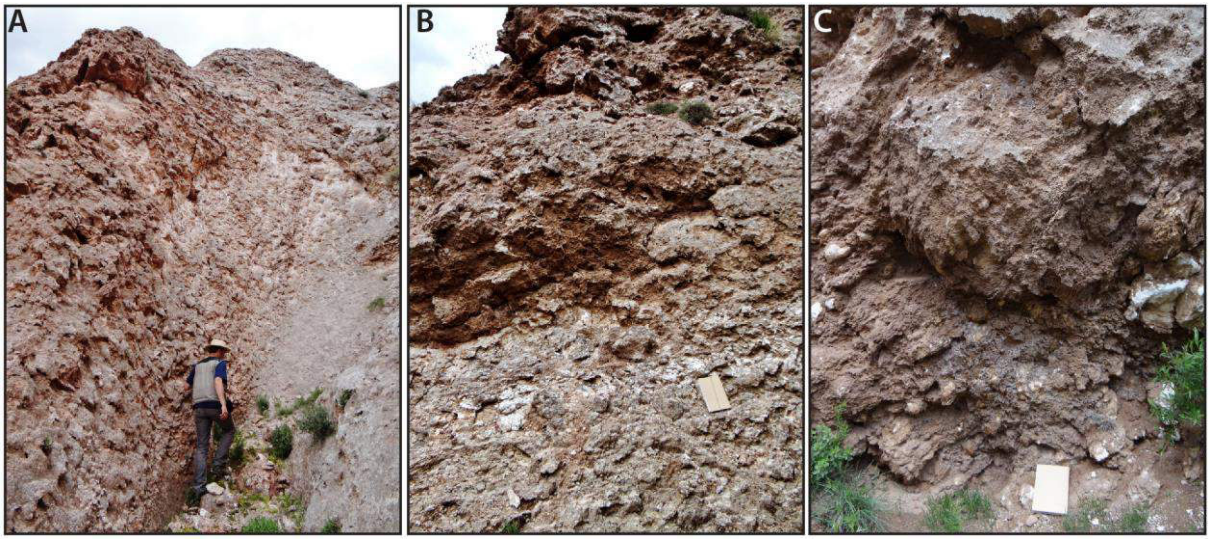


Figure 194 : Photographies du niveau évaporitique séparant la formation Selimiye de la formation Karayün dans le mini-bassin de Karayün.

Par contre, il est intéressant de noter que dans le mini-bassin d'Ilkindi, ce corps d'évaporitiques bréchiques se connecte latéralement au mur d'évaporites (Figure 188C et Figure 195).

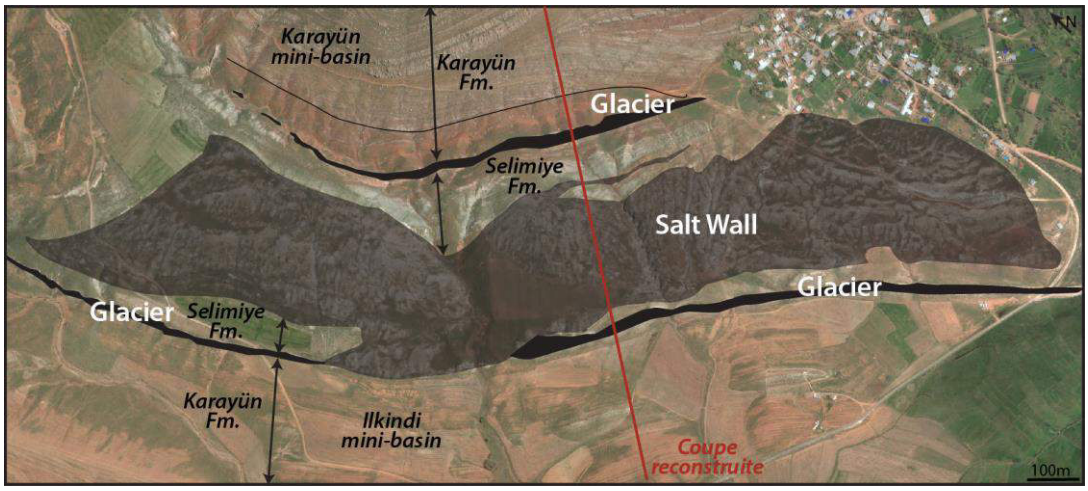


Figure 195 : Image satellite Google Earth Pro du mur d'évaporites séparant les bassins de Karayün d'Ilkindi, et mettant en évidence la connexion des niveaux évaporitiques au sommet de la formation Selimiye avec le mur évaporitique.

Cette configuration, équivalente à celle présentée précédemment, suggère la mise en place de petits glaciers, d'extensions minimales de quelques dizaines à centaines de mètres, au même moment dans plusieurs mini-bassins à la fin du dépôt de la formation Selimiye (Figure 196). La mise en place de glaciers d'évaporites en surface, dénotant d'un taux de croissance vertical des diapirs plus rapides que la sédimentation adjacente, est commune en contexte compressif (Figure 196).

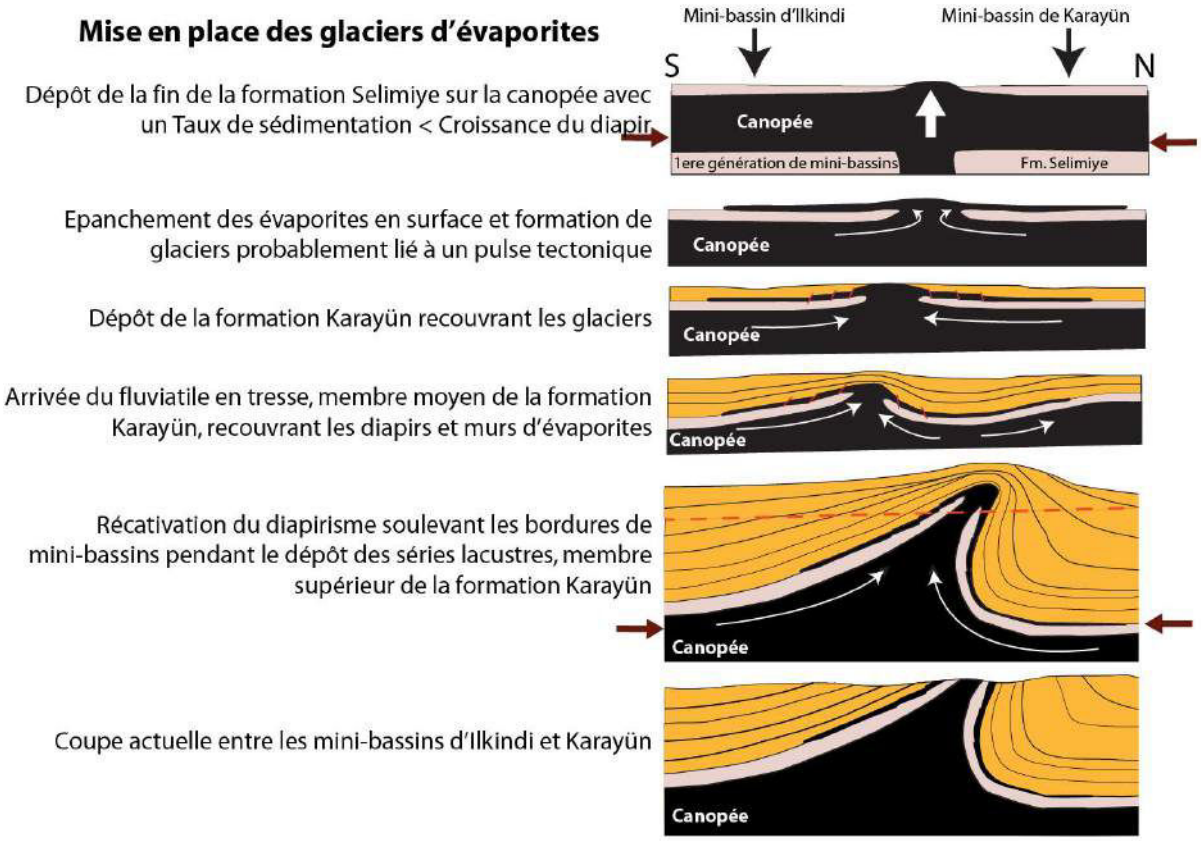


Figure 196 : Modèles évolutifs très schématique de mise en place de glaciers entre les mini-bassins d'Ilkindi et Karayün, modifié d'après Kergaravat (2012).

Ce phénomène justifierait la forte déformation des évaporites observée, qui pourrait être accentuée par la possible présence d'halite qui serait dissoute à la surface et produirait des brèches de dissolution. Il ne serait donc pas surprenant qu'un épisode compressif régional soit à l'origine de l'expulsion contemporaine d'évaporites en surface dans plusieurs mini-bassins. De plus, les premiers dépôts de la formation Karayün dans les mini-bassins sont plus grossiers que les dépôts de la formation Selimiye, changements qui suggère également un évènement tectonique.

C. Géométries des grandes structures en bordure de mini-bassins

Le pli halocinétique de la bordure Est du mini-bassin d'Arpayazi a été détaillé dans l'optique de mieux comprendre les interactions fines entre le rebroussement de série en bordure de mini-bassins et leur recouvrement en discordance par une nouvelle série à l'origine de séquences halocinétique de grande échelle (e.g. Giles & Rowan, 2012). Les séries fluviatiles basales du membre moyen dans ce mini-bassin sont rebroussées à 90° et recouvertes en discordance angulaire par la série supérieure du membre moyen.

A l'aide d'une cartographie et de levées de logs sédimentologique sériés, nous avons pu mettre en évidence l'épaississement vers le Sud-Ouest de la série qui repose en discordance de 90° sur les séries sous-jacentes. L'éventail sédimentaire correspond à la série entre la surface érosive et le trait rouge sur la Figure 197. Les séries plus jeunes, limitées par les traits orange et jaunes, sont isopaques (Figure 197).

Cette géométrie implique soit (i) le soulèvement de la bordure Nord-Est du mini-bassin par fluage vertical des évaporites, soit (ii) une subsidence différentielle entre le Sud-Ouest et le Nord-Est du mini-bassin. Dans les deux cas, cet éventail sédimentaire serait le marqueur d'une création locale d'espace disponible liée à la tectonique salifère. Les séries justes au-dessus sont isopaques, et nous avons vu que durant le dépôt de cette série fluviatile dans les autres mini-bassins, les séries fluviatiles sont également isopaques.

Cette caractéristique témoigne d'une accommodation régionale et réfute l'influence d'une subsidence locale du mini-bassin durant le dépôt des séries fluviatiles. La mise en place locale d'un éventail sédimentaire au contact d'un grand pli halocinétique serait donc plutôt attribuée à la poursuite du soulèvement de la bordure Nord-Est du mini-bassin.

A la même époque, dans le mini-bassin d'Emirhan le même processus s'observe durant le remplissage de l'Unité fluviatile 5 (Figure 198). En effet le soulèvement de la bordure Est du mini-bassin, induit une migration du dépocentre progressive avec la mise en place d'un large éventail sédimentaire s'ouvrant vers l'Ouest (Figure 198).

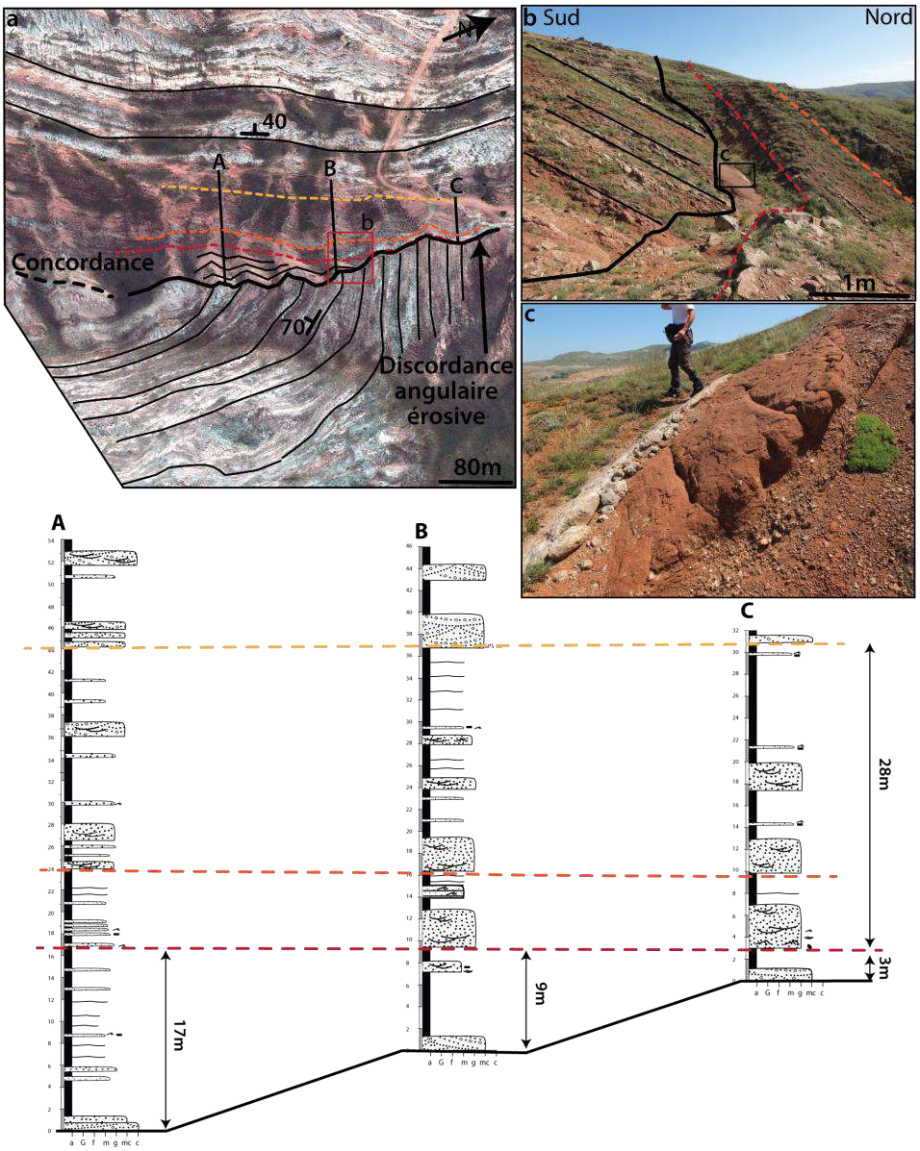


Figure 197 : (a) Image satellite geoeyes du pli halocinétique de la bordure Nord-Est du mini-bassin d'Arpayazi (localisation Figure 187), (b-c) photographies du contact érosifs et du faciès, et logs sédimentologiques sériés de la série recouvrant en discordance le pli halocinétique.

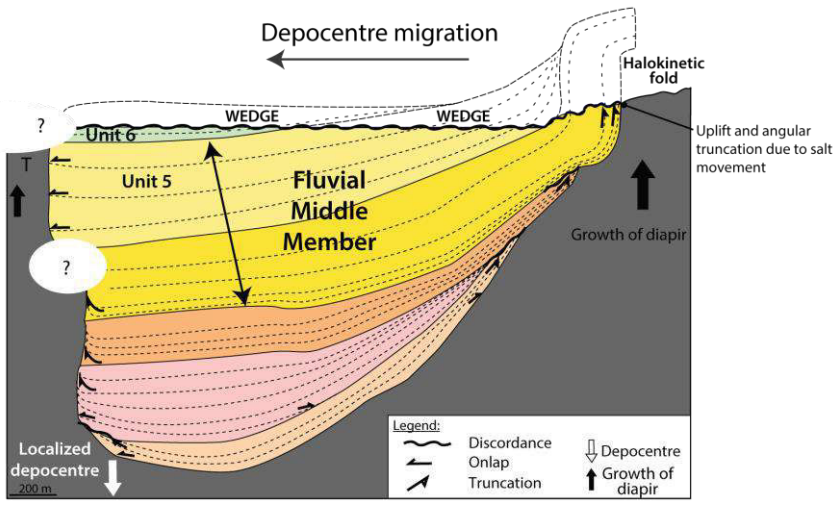


Figure 198 : Schéma illustrant la migration du dépocentre de l'Unité 5 durant le soulèvement de la bordure Ouest du mini-bassin d'Emirhan, d'après Ribes *et al.* (2015).

IV. Enseignements sur le remplissage des mini-bassins de Sivas par la formation Karayün

A. Modèle de dépôt de la formation Karayün

La présence d'un DFS à grande échelle, durant le dépôt de la formation Karayün, est confirmée par l'intégration de neuf mini-bassins adjacents au mini-bassin de référence Emirhan.

Les parties distales comprennent des systèmes de **playa-lake** caractérisés principalement par le dépôt d'argiles rouges de plaine alluviale et la précipitation d'évaporites. Ces systèmes reçoivent l'arrivée de quelques chenaux conglomératiques dans certains mini-bassins ou, majoritairement, d'épandages sableux fins en nappes. Dans ces parties distales, des environnements **lacustres,** pérennes dans le temps, peuvent également s'établir avec le dépôt de séries argilo-marneuses bleu/vert et jaune et de carbonates d'eau douce à charophytes. Des dépôts évaporitiques et des corps sableux sous-aquatiques peuvent également être présents. Des chenaux de **fluviatile en tresse** très étendus latéralement se mettent en place dans les parties plus proximales de la source. Ceux-ci vont s'amalgamer verticalement et latéralement pour former des ceintures continues de chenaux d'un bord à l'autre des mini-bassins, avec une érosion constante des argiles de plaines alluviales.

Dans ces zones proximales, les chenaux, probablement un peu plus distaux et pérennes dans le temps, peuvent être moins soumis à la migration latérale et laisser les argiles de plaines alluviales se développer de part et d'autres des chenaux.

B. Organisation verticale de la séquence de dépôt

Trois environnements de dépôts durables dans le temps ont ainsi permis de définir 3 Membres, partant de la base de la formation Karayün vers son sommet (Figure 177) :

- le Membre inférieur, dominé par des environnements de playa-lake, correspondant à des parties distales du DFS;
- le Membre moyen, dominé par un système fluviatile en tresse très amalgamé, correspondant à des parties plus proximales du DFS ;
- le Membre supérieur, dominé par des environnements lacustres à fluvio-lacustres à tendance sursalée, correspondant aux parties distales du DFS.

Ces trois membres sont séparés entre eux par des surfaces régionales correspondant à des lignes temps qui soulignent des changements faciologiques et/ou architecturaux dans les mini-bassins. La limite membre **inférieur/moyen** est exprimée par un changement faciologique et architectural caractérisé par le passage d'environnement de playa-lake aux faciès fins en granulométrie et corps gréseux isolés intercalés dans de la plaine alluviale et des chenaux en tresses très amalgamés verticalement et latéralement. Cette transition très abrupte est attribuée à une augmentation de l'apport sédimentaire par rapport à l'accommodation relative générant une limite de séquence corrélable dans tous les mini-bassins.

Au contraire, la limite **membre moyen/supérieur** est exprimée par un changement faciologique et architectural beaucoup plus progressif, caractérisé par le passage de chenaux de fluviatiles en tresse de moins en moins amalgamés, jusqu'à l'intercalation de séries évaporitiques et carbonatées. Cette transition est attribuée à une augmentation de l'accommodation par rapport à l'apport sédimentaire relatif, et correspond à une « *expansion surface* » (e.g. Martinsen *et al.*, 1999).

C. Influence de la tectonique salifère sur le système sédimentaire dans une zone à mini-bassins

Le **Membre inférieur** est caractérisé par des différences faciologiques et d'épaisseurs assez conséquentes au sein comme entre mini-bassins. De plus, les dépôts s'organisent en éventail sédimentaire, s'amincissant vers les bordures des mini-bassins et enregistrant de petites séquences halocinétiques sur les bordures. Ces caractéristiques impliquent un fort contrôle de la tectonique salifère durant le dépôt de cette série, à la fois paléotopographique avec l'existence de murs d'évaporites hauts topographiquement qui modifient la distribution des faciès, mais aussi en termes de création d'espace disponible directement induite par l'évacuation des évaporites sous les mini-bassins.

Le **Membre moyen** est caractérisé par un dépôt isopaque avec une homogénéité de faciès sur l'ensemble des mini-bassins étudiés. De plus, les géométries en bordure de mini-bassins indiquent que les dépôts fluviatiles recouvraient les diapirs et murs d'évaporites. Ces particularités indiqueraient que la création d'espace disponible, homogène, serait liée à l'accommodation régionale et non à l'accommodation halocinétique associée au fluage différentiel des évaporites, différent d'un mini-bassin à l'autre.

Enfin, le **Membre supérieur** marque une combinaison des processus observés dans les deux membres précédents. En effet, la distribution des faciès au sein des mini-bassins est homogène au sein des mini-bassins, mais elle reste hétérogène entre les mini-bassins. De plus, certains mini-bassins présentent de forts changements d'épaisseurs au sein du mini-bassin, alors que d'autres sont isopaques. L'accommodation est donc interprétée comme locale, liée aux fluages des évaporites, dans certains mini-bassins et plus régionale dans d'autres mini-bassins, associée à la flexure du bassin.

D. Accommodation induite par le fluage des évaporites versus accommodation régionale

La distinction entre la création d'espace liée à l'accommodation induite par le fluage des évaporites ou celle liée à une subsidence régionale implique certaines caractéristiques sur la distribution des faciès et par conséquent des réservoirs.

- Une **accommodation régionale** induit le dépôt de séries isopaques extensives, qui recouvrent les diapirs et murs d'évaporites (Figure 185C). Le système sédimentaire peut donc aggrader verticalement partout dans la zone à mini-bassins, générant une continuité et homogénéité des dépôts à grande échelle, sans influence directe de la tectonique salifère (Figure 185C). La répartition des réservoirs sera ainsi dépendante des réponses autogéniques du système sédimentaire.
- A l'inverse, quand la création d'espace disponible est directement liée au fluage des évaporites, i.e. **l'accommodation induite par l'halocinèse**, celle-ci influence la distribution des faciès, les épaisseurs des séries et les géométries des bordures des mini-bassins. En effet, l'épaisseur des séries va dépendre de la subsidence différentielle du mini-bassin. De plus, en fonction du ratio taux d'accommodation versus taux d'accumulation sédimentaire, l'influence de la tectonique peut être amplifiée localement. Plus le taux d'accumulation sédimentaire est faible par rapport à

l'accommodation halocinétique, plus les diapirs et murs d'évaporites seront relativement hauts topographiquement et joueront le rôle de barrière sur le réseau de drainage (Figure 185A). Cette configuration va localiser les réservoirs dans la zone de subsidence maximale du mini-bassin. Au contraire, si le taux d'accumulation sédimentaire est équivalent ou plus élevé que l'accommodation halocinétique, le système sédimentaire comble l'espace disponible et peut transiter par les murs d'évaporites qui ne forment que des reliefs très minimes (Figure 185B). La répartition des réservoirs dans cette configuration est faiblement affectée par la tectonique salifère.

CHAPITRE 11 **Influence de l'halocinèse sur un système marin peu profond et une émersion : Cas du remplissage des mini-bassins de Sivas par la formation marine de Karacaören et la formation continentale de Benlikaya**

Ce chapitre fait l'objet d'un article prochainement soumis dans la revue *Sedimentary Geology* avec le titre suivant : « **Facies partitioning and stratal pattern on salt tectonics controlled shallow-marine to continental mini-basins : Examples from the Miocene Formations of the Sivas Basin, Turkey.** »

I. Introduction et méthodologie

La zone à mini-bassins connait une transgression à la fin de l'Oligocène-début Miocène, puis une émersion au milieu du Miocène, faisant suite au remplissage des mini-bassins par la formation Karayün. La faciologie des deux formations suivantes, nommées formations marine de Karacaören et continentale de Benlikaya, a été définie avant de déterminer l'influence de l'halocinèse durant leurs dépositions.

L'étude individuelle du remplissage des mini-bassins s'est basée sur une cartographie de détails effectuée conjointement avec des levées de logs sédimentologiques. L'intégration de ces données a permis de proposer une succession d'environnements de dépôts cohérents à l'ensemble des mini-bassins pour les formations Karacaören et Benlikaya. Néanmoins, cette analyse a mis en évidence d'importants changements faciologiques et d'épaisseurs au sein comme entre les mini-bassins. L'élaboration d'une colonne stratigraphique régionale commune aux mini-bassins de cette zone a par conséquent nécessité la reconnaissance de surfaces régionales faisant office de lignes temps corrélables entre mini-bassins. L'utilisation de la stratigraphie séquentielle est alors apparue indispensable pour s'affranchir de l'influence locale de la tectonique salifère. Les grands changements de tendance faciologiques sont ainsi attribués à des variations du niveau eustatique et à des évènements tectoniques régionaux liés à la dynamique de propagation de la chaîne de chevauchements et de plis vers le bassin d'avant-pays, couplés à des effets halocinétiques plus locaux. Ces deux paramètres modifient brutalement à l'échelle des temps géologiques la bathymétrie et la quantité d'apport sédimentaire arrivant dans la zone à mini-bassins, ce qui engendre le développement de surfaces corrélables régionalement.

Cependant, la paléotopographie étant influencée par la tectonique salifère, ces surfaces vont se présenter sous différentes formes dans les différents mini-bassins mais également au sein de ces mini-bassins. L'intervalle stratigraphique isochrone limité par ces surfaces est définie dans ce travail comme une Unité. Ces Unités vont exprimer les tendances régionales à l'approndissement bathymétrique (séquence transgressive) et à l'émersion (séquence régressive) pour la formation marine de Karacaören ; ou à la progradation et la rétrogradation du système sédimentaire pour la formation continentale de Benlikaya. Elles pourront être corrélées d'un mini-bassin à l'autre malgré des différences faciologiques majeures.

L'établissement d'une corrélation régionale entre mini-bassins a permis dans un second temps d'évaluer l'influence de la tectonique salifère sur les systèmes de dépôts des formations Karacaören et Benlikaya. Il n'existe que peu d'exemples de terrain permettant d'évaluer l'influence de la tectonique salifère, tant en domaine marin peu profond (e.g. Aschoff & Giles, 2005 ; Shelley & Lawton, 2005b; Giles *et al.*, 2008 ; Kernen *et al.*, 2014) qu'en continental (e.g. Barde *et al.*, 2002 ; Lawton & Buck, 2006 ; Prochnow *et al.*, 2006 ; Matthews *et al.*, 2007; Buck *et al.*, 2010 ; Andrie *et al.*, 2012 ; Giles & Rowan, 2012 ; Newell *et al.*, 2012 ; Banham & Mountney, 2013a ; Banham & Mountney, 2013b ; Venus *et al.*, 2014). La revue des articles considérant l'influence de la tectonique salifère sur le système sédimentaire principalement dans le bassin du Paradox (USA), de La Popa (Mexique) et des Flinders Ranges (Australie) soulève ainsi les questions suivantes :

- Quelles sont les variations spatiales de distribution de faciès associés à la subsidence du mini-bassin et à la surrection des murs d'évaporites ?
- Est-ce qu'une subsidence différentielle au sein comme entre les mini-bassins peut produire des différences bathymétriques ?
- Quelle est l'influence de l'halocinèse en surface ?
- Est-ce que les murs d'évaporites sont hauts topographiques et jouent le rôle de barrière en compartimentant ou isolant les mini-bassins les uns des autres ?
- Est-ce que le paléodrainage est modifié ?

Pour répondre à ces questions, plus encore que pour la formation continentale précédente, les transitions de faciès au sein des mini-bassins, mais aussi les différences faciologiques entre les mini-bassins ont été investiguées.

La variabilité des faciès rencontrés dans la zone à mini-bassins semble être influencée par la subsidence différentielle, mais celle-ci va aussi induire une préservation des séries sédimentaires différentielles et des déformations sur les bordures de mini-bassins, amenant aux questions suivantes :

- Quel type de déformation est enregistré sur les bordures des mini-bassins associé au fluage vertical des évaporites ? Y-a-t-il une organisation en séquences halocinétiques ?
- Quelle variabilité d'épaisseur sédimentaire peut-il y avoir entre deux mini-bassins adjacents ?

A plus grande échelle, l'étude du Bassin de Sivas implique des questions plus spécifiques à la zone d'étude telles que :

- De quelle manière les changements allogéniques, comme des changements de flux sédimentaire, de l'accommodation, voir encore l'effet d'une transgression, ou d'une compression régionale, se manifestent-ils dans des mini-bassins adjacents ?
- Quel est l'impact de la propagation de la déformation de la chaîne de plis et chevauchements vers la zone à mini-bassins et de la déformation dans la zone à mini-bassins sur le système sédimentaire et sur la localisation des dépocentres au cours du temps ?

II. Article en préparation

Facies partitioning and stratal pattern on salt tectonics controlled shallow-marine to continental mini-basins: Examples from the Oligo-Miocene Formations of the Sivas Basin, Turkey.

Charlotte RIBES*†, Michel LOPEZ §, Philippe CRUMEYROLLE †, Charlie KERGARAVAT*†, André POISSON‡, Jean-Paul CALLOT*and Jean-Claude RINGENBACH†.

*LFC-R, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 64012 Pau cedex, France
†TOTAL SA, CSTJF, avenue Larribau, 64018 Pau, France
§ Université de Montpellier 2, Montpellier Geosciences, 34000 Montpellier, France
‡Department of Earth Sciences, Université de Paris-Sud, 91405 Orsay cedex, France

A. ABSTRACT

The Sivas Basin, located in the Central Anatolian Plateau of Turkey, is a foreland basin that records a complex interaction between sedimentation, salt tectonics and regional shortening leading to the formation of numerous mini-basins. The infill of Sivas mini-bassin begun with the Oligocene fluvio-lacustrine sedimentation (Karayün formation) during a relatively prolonged period. This fluvial dominated succession is abruptly capped by an Oligo-Miocene shallow marine succession (Karacaören Formation), through a basal correlative conformable to unconformable surface expressed with various types of shallow marine facies and stratal relationships. The Karacaören Formation comprises two main sub-environments: (i) mixed deltaic and carbonate ramp, (ii) coastal plain and restricted lagoon. The marine Miocene section that constitute the focus of this paper form the upper part of the sedimentary infill of the studied mini-basins consisting of a more than 1500m thick shallow marine succession that pass vertically to a continental succession, the fluvial dominated Benlikaya Formation. During the period of marine sedimentation, carbonate and clastics compete not only in relation with salt tectonics inherited topography but also in relation with relative sea level variations expressed by two large-scale transgressive regressive cycles. We propose to analyse these complex facies and stratal relationship to depict the salt tectonics induced modifications related to varying subsidence rate in the axis of the mini-basins compared to the salt inherited topographies present along the mini-basin margins. This study is based on extensive fieldwork mapping based on numerous measured cross sections and aerial photos over a large area comprising more than fifteen adjacent outcropping mini-basins in order to detail the stratigraphic relationships, correlations and sedimentary systems distribution in mini-basins during the Oligo-Miocene shallow marine and continental interval. The main goal is first to clarify the vertical stratigraphic succession of the Oligo-Miocene marine and continental interval and establish correlation panels between the studied mini-basins. The compartmentalisation of each individual mini-basin between salt wall and diapirs and the spectacularly well-exposed flanks of the mini-basins reveal in detail the complex synsedimentary interactions and the varying record of the Chattian transgressive event in relation with salt tectonics.

Keywords: Mini-basins, salt tectonics, shallow marine and continental sedimentation, stratigraphy

B. INTRODUCTION

The sedimentary pile of salt-withdrawal basins is strongly influenced by halokinesis. The understanding of the vertical and lateral facies partitioning and stacking pattern of a basin infill is a powerful tool to constrain and quantify the mechanisms, duration and intensity of salt tectonics. The Sivas Basin is a foreland Basin which records the development of salt-related mini-basins associated to halokinesis through the Oligocene to Miocene time (Callot *et al.*, 2014; Ribes *et al.*, 2015; Kergaravat *et al.*, Submitted-b). The preponderant role of the salt tectonics on the sedimentary pattern in the Sivas mini-basins during the Oligocene has been already detailed (Ribes *et al.*, in press). However, surprisingly few published works exist about the Miocene Formation, considering the quality of the outcrop (Kurtman, 1973; Poisson *et al.*, 1996; Çiner *et al.*, 2002; Poisson *et al.*, 2010). Previous works only focus on the lithology, stratigraphy and paleoenvironments of this area, but not consider the salt tectonics impact on the regional tectonic and sedimentary system during the deposition of the Miocene formations. In the case of the Sivas mini-basins, the sedimentary pile records the complex interplay between the overall flexural subsidence of the regional foreland basin, the development of a fold-and-thrust belt and the local movement of a thick salt canopy.

Previous works on such salt-related mini-basins point out a variety of local and regional controls. In particular, local factors include (i) salt withdrawal, which influences the rate and style of subsidence; and (ii) salt inflation, which influences the topographic expression of growing diapirs and thus exerts a control on the dispersal and distribution of sediment across the mini-basins and above diapir (e.g. Aschoff & Giles, 2005; Shelley & Lawton, 2005a; Matthews *et al.*, 2007; Giles *et al.*, 2008; Giles & Rowan, 2012; Banham & Mountney, 2013c). Thus, mini-basins will record the interplay between the history of the overall sedimentary system and the sedimentary response to contemporaneous local salt movement (e.g. Hodgson *et al.*, 1992; Barde *et al.*, 2002; Prochnow *et al.*, 2006; Buck *et al.*, 2010; Newell *et al.*, 2012; Banham & Mountney, 2013c). The salt levels act also as decollement surfaces in this type of fold-and-thrust belt basins (e.g. Farhoudi, 1978; Teixell & Muñoz, 2000; Jahani *et al.*, 2009). In this case, the fold belts domain developed above salt layer record generally a faster propagation of the deformation front with symmetrical and elongated fold and thrusts structures (e.g. Letouzey *et al.*, 1995; Rowan & Applied, 1997; Jahani *et al.*, 2009). These structures induce a regional and local control on the sedimentary partitioning such as uplift and possible erosion during thrust propagation. Despite the regional analysis based on seismic architecture, few mini-basins have been described on outcropping analogues. The best published examples are (i) for the shallow marine environments: the late Cretaceous-Paleocene Potrerillos Formation of the La Popa Basin (Aschoff & Giles, 2005; Shelley & Lawton, 2005a; Giles *et al.*, 2008) and the Neoproterozoic Wonoka Formation Central Flinders Ranges (Kernen *et al.*, 2014); (ii) for the continental environments: the Eocene Carroza Formation of the La Popa Basin (Mexico; Buck *et al.*, 2010; Andrie *et al.*, 2012; Giles & Rowan, 2012), the Pennsylvanian-Jurassic Formations in the Paradox Basin (USA; Lawton & Buck, 2006; Prochnow *et al.*, 2006; Matthews *et al.*, 2007; Trudgill, 2011; Banham & Mountney, 2013c; a; Venus *et al.*, 2014) and the Permian-Cretaceous Precaspian Basin (Kazakhstan and Russia; Barde *et al.*, 2002; Newell *et al.*, 2012).

The Sivas basin (Central Anatolia, Turkey; Figure 199) is a particularly relevant example of well-exposed salt-related mini-basins. Twenty of them, the most outcropping, have been the subject of detailed mapping and a comprehensive description of the post-salt deposits permitted to distinguish two major salt-controlled megacycles.

The first one, during Oligocene time, represents an overall continental sequence passing from playa-lake to fluvial and at least lacustrine deposits on top. During Miocene time, the mini-basins were drowned by shallow marine deposits (Karacaören Fm) passing upward to alluvial fan and playa-lake/sabkha deposits (Benlikaya Fm).

The aim of this paper is to accurate the stratigraphic succession, facies partitioning and depositional systems of the Miocene megacycle into the contiguous studied mini-basins, in order to characterize and balance the local effect of salt withdrawal regarding the regional forcing associate to the flexural subsidence, tectonic shortening and sea-level changes. A sedimentological fieldwork including detailed facies mapping was carefully conducted in order to constrain spatial and temporal changes in the facies associations, stratigraphic thicknesses and stratal patterns related to salt movement (i.e. halokinetic structures). Finally, we discuss how tectonic shortening, influence also the distribution and the stratigraphic thickness in the studied mini-basins.

C. GEOLOGICAL SETTING AND PREVIOUS WORKS ON THE MIOCENE SERIES OF THE SIVAS MINI-BASINS

C.1. From Neotethys closure to salt deposition

The 200km long and 50 km Sivas basin is a Cenozoic basin located on the eastern Anatolian plateau at the junction between three crustal terranes: the Pontides orogenic belt to the north, the Kırşehir metamorphic massif to the west and the Taurides to the south, derived from the Gondwana continent (Figure 199A; Guezou *et al.*, 1996; Görür *et al.*, 1998). The Sivas Basin formed after the closure of the north Neotethys, above the obducted ophiolite and the Kırşehir and Taurus blocks (e.g. Guezou *et al.*, 1996; Görür *et al.*, 1998; Robertson *et al.*, 2013a).

The northern margin of the Sivas Basin is defined by the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone (IAESZ) lying between the Taurides-Anatolides and the Kirşehir massif to the south, and the Pontides to the north (Yılmaz & Yılmaz, 2006; Rolland *et al.*, 2009; Rolland *et al.*, 2010). The IAESZ is the trace of the Late Cretaceous subduction of the northern Neotethys, which to the east of the basin, is marks by the obduction of a nappe composed of peridotites thrust southward onto the Taurus (Okay *et al.*, 2006a; Rolland *et al.*, 2010; Hässig *et al.*, 2013b). The southern margin is defined by the Inner-Tauride suture zone (ITSZ) separating the Taurides-Anatolides to the south and southeast from the Kirşehir massif to the north and northwest (Guezou *et al.*, 1996; Görür *et al.*, 1998). The ITSZ is commonly considered as a record of a small Mesozoic oceanic basin, the Inner Tauride Ocean (Görür *et al.*, 1998; Robertson *et al.*, 2013c).

Following obduction, carbonate platforms, namely the *Tecer and Gürlevik Fms*, developed on topographic highs of the ophiolitic basement on the southern margin of the Sivas Basin during the Maastrichtian to Paleocene (Figure 199B; Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991). During the Paleocene to Eocene, the Sivas Basin records a general deepening of it southern boundary related to the onset of Tauride shortening with the development of a foreland basin (Kurtman, 1973; Guezou *et al.*, 1996; Poisson *et al.*, 1996; Yılmaz & Yılmaz, 2006; Onal *et al.*, 2008). Early Eocene Bahçecik conglomerate with clasts of serpentinite, peridotite, marble, red chert, limestone from the *Tecer and Gürlevik Fms* are deposited on the paleocène limestone and may record the onset of the first compressive event on the southern margin of the Sivas Basin (Figure 200A; Kurtman, 1973).

The distal facies of the Eocene succession consist of deep-marine turbidites and volcaniclastic sediments corresponding to the Bözbel Formation, deposited in an East-West elongated foreland basin (Figure 200B; Kurtman, 1973; Özçelik & Altunsoy, 1996). The upper part of the Eocene flysch succession comprises a calcareous mudstone succession, passing upward into a coarser and thicker shallow-marine facies (Figure 200B; Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991; Gündogan *et al.*, 2005). This shallowing-up succession is capped by an evaporitic unit, which is the mother salt deposit, namely the Tuzhisar Fm, dated as Late Eocene (Figure 200A; Özçelik & Altunsoy, 1996; Gündogan *et al.*, 2005). In a few places where the section appears relatively unaffected by halokinesis, the evaporite unit is composed of alternating beds of anhydrite and gypsum (Figure 200A; Özçelik & Altunsoy, 1996; Gündogan *et al.*, 2005 #1823).

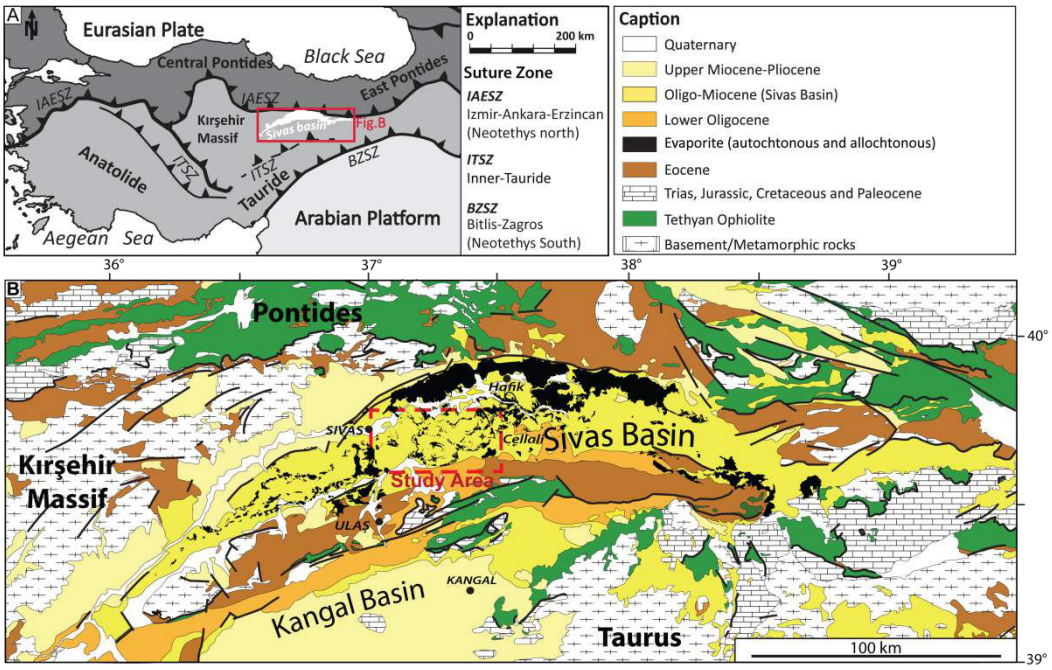


Figure 199 : (A) General tectonic setting of Turkey, with main continental blocks, major suture zones and Oligocene-Miocene Sivas basin deposits, after Ribes *et al.* (2015), modified from Okay (2006). (B) Geological map of the Sivas Basin showing the stratigraphic distribution within the three major structural units of the study area, after Ribes *et al.* (2015), modified from Baykal, F. & Erentöz, C., 1966. The distribution of evaporite deposits (in black) shows the polygonal pattern associate to the salt withdrawal (Figure 200).

C.2. Sivas salt-related Basin

The Tuzhisar Formation is overlain by red-purple to green fine-grained sandstone and shale attributed to a playa-lake environment and called the Selimiye Formation (Kurtman, 1973; Poisson *et al.*, 1996). After deposition, salt tectonics resulted in large-scale salt movements and the initial salt stock appears largely remobilized to above the Selimiye Formation, forming allochthonous salt sheets and bodies transported northward below younger mini-basins (Kergaravat *et al.*, Submitted-a). A 1500-m-thick succession of interbedded shale and salt/anhydrite was encountered in the Celalli-1 borehole below the Selimiye Formation and is visible in the subsurface on unpublished seismic data, demonstrating the widespread remobilization of the so-called autochthonous Tuzhisar salt Formation (Onal *et al.*, 2008; Kergaravat *et al.*, Submitted-b). The whole basin structure has been reconsidered based on larger scale field work integrating part of the unpublished seismic data set (Legeay *et al.*, in prep; Kergaravat *et al.*, Submitted-b).

The present-day deep basin geometry shows a north-verging triangle zone below the autochthonous salt (remobilized Tuzhisar Formation), which has acted as a décollement. Following the deposition of the Selimiye Formation, the depocentre migrated northwards as the salt became remobilized into a canopy located above the Selimiye Formation and below the Karayün and Karacaören Formations. This canopy is visible on seismic and can be mapped in the eastern part of the Sivas Basin south of Zara (Figure 199; Kergaravat *et al.*, Submitted-a). This canopy is widely exposed in the northern part of the Sivas Basin (Figure 200B) and is locally overlain by small patches of Karacaören shallow marine deposits.

In the central part of the Sivas Basin, the canopy is overlain by a thick succession of red beds of the fluvio-lacustrine Karayün Formation, reaching a maximum thicknesses of 2 400 m (e.g. Kurtman, 1973; Cater *et al.*, 1991; Ribes *et al.*, 2015; Ribes *et al.*, in press). The deposition of the Karayün Formation coincided with the onset of salt tectonics and the subsidence of mini-basins lying on top of the basal canopy in the central part of the Sivas Basin (Orange Figure 200B; Ribes et al., 2015).

Above the Karayün Formation, the deposition of the shallow-marine Karacaören Formation marks a regional transgression during the late Oligocene (Sirel *et al.*, 2013). This transgression is expressed as a conformable contact in some places (centre of the mini-basins), whereas the marine beds onlap the folded Karayün Formation (in blue, Figure 200B) at numerous locations (edges of the mini-basins). The Karacaören Formation contains shallow-marine marls and sandstones that are interbedded locally with algal limestone (Figure 200A; Kurtman, 1973; Özcan *et al.*, 2009; Poisson *et al.*, 2010; Sirel *et al.*, 2013). The overlying Benlikaya Formation is characterized by alluvial to fluvial deposits of Middle Miocene to Early Pliocene age, composed of reddish sandstone and conglomerate interbedded with floodplain mudstone (yellow Figure 200; Poisson *et al.*, 1996; Poisson *et al.*, 2010).

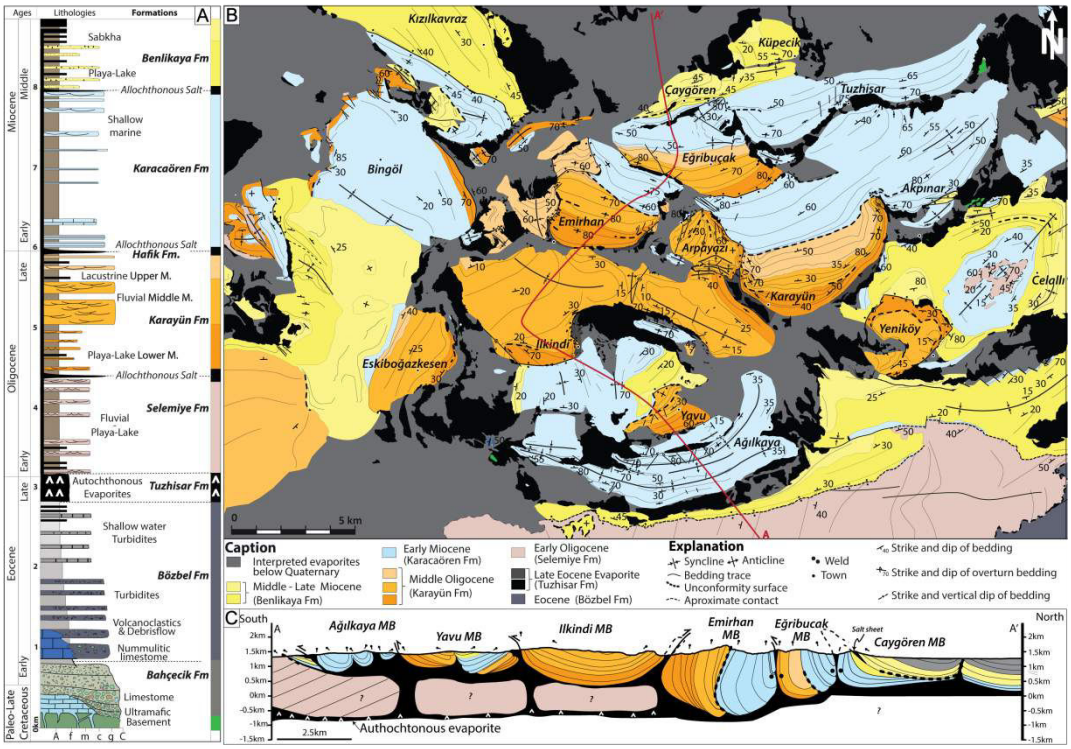


Figure 200 : (A) Regional composite column showing the general stratigraphy, facies assemblage and depositional environments of the central Sivas Basin. (B) Detailed geological map of the central Sivas Basin, showing in particular the location of gypsum and anhydrite outcrops (black and grey) and the polygonal distribution of the gypsum walls surrounding the mini-basins. (C) Schematic South-North cross-section across the Central Sivas basin showing the canopy overlying situation of some mini-basins.

C.3. Previous works on the Karacaören and Benlikaya Fms in the Sivas mini-basins

The Karacaören and Benlikaya Formations, defined in the vicinity of Karacaören and Benlikaya village (Kurtman, 1973; Poisson *et al.*, 1996). A geographical and partial description of these formations was given by several authors, but without stratigraphic correlation and without taking salt tectonics account (e.g. Kurtman, 1973; Özcan *et al.*, 2009; Poisson *et al.*, 2010; Poisson *et al.*, 2011; Sirel *et al.*, 2013). A brief description of the Karacaören Formation vertical section in terms of an accurate interpretation of the depositional environments was given by Çiner *et al.* (2002). Unfortunately, the Eğribucak section was interpreted erroneously as a younger additional unit. Precise structural mapping along the same section and facies analogies demonstrate the repetition of the succession cropping out in two adjacent mini-basins separated by a salt weld (Ribes *et al.*, 2015; Ribes *et al.*, in press). The reference stratigraphic section has been adjusted and modified consequently to take account of this structural complexity.

D. DATA AND METHOD

This work is based on the detailed study of relevant outcrops, field cross-sections and mapping completed by the geological interpretation of colour composite images from the Geoeye satellite. The resulting geological map was built with the support of previous maps of the area (Kurtman, 1973; Poisson *et al.*, 2010), completed by our detailed mapping of the salt structures and mini-basin boundaries. The age of the series was constrained by biostratigraphic dating. The first marine interval and thus the transgression in the Sivas Basin was attributed to Chattian age by Sirel (2013). This initial interval, comprising red algal carbonate disseminated in numerous mini-bassins, was investigated in five mini-basins by strontium 87Sr/86Sr isotope method and confirms an approximate age of 24.5±0.5Ma. Two volcanic ash layers within the Benlikaya Fm. was also investigated by U-Pb dates of zircons method and indicate ages of 18.85 ± 0.19 Ma for the lower series and 11.63 ± 0.15 Ma for the upper series.

More than 14 km of detailed sedimentological sections were measured through the Miocene Karacaören and Benlikaya Fms in seventeen mini-basins named after the main local villages, i.e.: Emirhan, Karayün, Arpayazi, Eğribucak, Yavu, Ağilkaya, Akpınar, Bingöl, Sakli, Fadlun, Kizilkavraz, Çaygören, Tuzhisar, Celallı, Ishanı, Küpecik, Eskiboğazkesen (Figure 200). The sedimentary facies, paleontological content and sedimentary fabric were studied at each mini-basin, both in the field and in thin sections, to reconstruct the depositional conditions. This detailed sedimentological study permitted to characterize the lateral and vertical facies relationships as well as the thickness variations and stratal patterns of individual stratigraphic units across each mini-basin and to compare them from one to another. The limestone suite was described according to the Dunham classification (1962).

In order to characterize, date and quantify the local effect of salt tectonic on each mini-basins, allogenic markers such as eustatic sea-level changes, regional tectonic events or associate variations of the siliciclastic input were tracked in the stratigraphic succession, considering that they produce coeval changes in the overall area. In this sense, the main changes of the stratigraphic tendency locally calibrated by biostratigraphic dating is considered to represent an isochronous basin-wide time-line delimiting large-scale genetically related stratal packages (named Units in this work) that can be followed across lateral facies changes and salt structures.

These surfaces were identified using the criteria outlined by Embry and Johanessen (1993) and the sequence stratigraphic analysis is focused using the transgressive-regressive model. The nature and hierarchy of the different surfaces recognized between the different Units include: (i) Sequence boundary, (ii) transgressive surface, (iii) shoreline ravinement and maximum regressive surfaces, and (iii) maximum flooding surface. The deepening or shallowing trends of the units were respectively identified by a normal or reverse triangle on the sedimentological sections.
Palaeocurrent measurements were complementarily collected on 21 sites across 11 mini-basins, based on high-angle clinoforms, cross-bedding foreset azimuths, flute marks and parting lineation, in order to determine the paleoflow orientation and potential source area for sediment supply (Figure 201). The methodology due to Lindholm (2012) was used to calculate the mean vector.

E. FACIES ANALYSIS AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS

A large variety of lithology, facies assemblages and depositional environments were observed across the studied mini-basins through the Miocene Karacaören and Benlikaya Fms. Twenty-five facies associations have been identified based on texture, sedimentary structures, lithofacies and stratal geometry. The facies associations are summarized in Figure 202, whereas general descriptions and interpretations are presented below.

The stratigraphic distribution of the twenty five facies association observed in the studied mini-basins permitted to characterize two specific regional depositional models during the Karacaören Fm: (1) mixed siliciclastic-carbonate ramp separated into two subenvironments : Deltaic mouth subsystem and open to restricted carbonate ramp subsystem ; and, (2) restricted bay to coastal plain; and a specific depositional model during the Benlikaya Fm: (3) distributive fluvial system. The Tuzhisar mini-basin in the north-eastern part of the domain represents the most comprehensive succession of the Miocene pile and is used in this work as the stratigraphic reference to illustrate the vertical succession and depositional models (Figure 203).

E.1. Mixed siliciclastic-carbonate ramp

a. Facies analysis

Siliciclastic Facies Association (FA K*S)

Facies K1S: Thin massive to parallel stratified siltstone to sandstone

The facies association **K1S** is represented by siltstone to fine-grained, massive to plane-parallel laminated sandstone alternating with shales (Figure 202 and Figure 204C). Beds are 0.2 to 0.8m thick and are highly bioturbated by *Teichichnus* and *Planolites*. They generally exhibit a sharp base and transitional top passing to the shale facies.

The facies association K1S is interpreted as the fringe of a distributary mouth-bars front sandwiched into pro-delta shales. The last represents suspension fallout processes of suspended fine-grained material during fair-weather periods, below fair-weather wave base (e.g. Seilacher & Aigner, 1991). The gentle transition on top would reflect the waning flow stage after of storm-generated currents (e.g. Brenchley *et al.*, 1993).

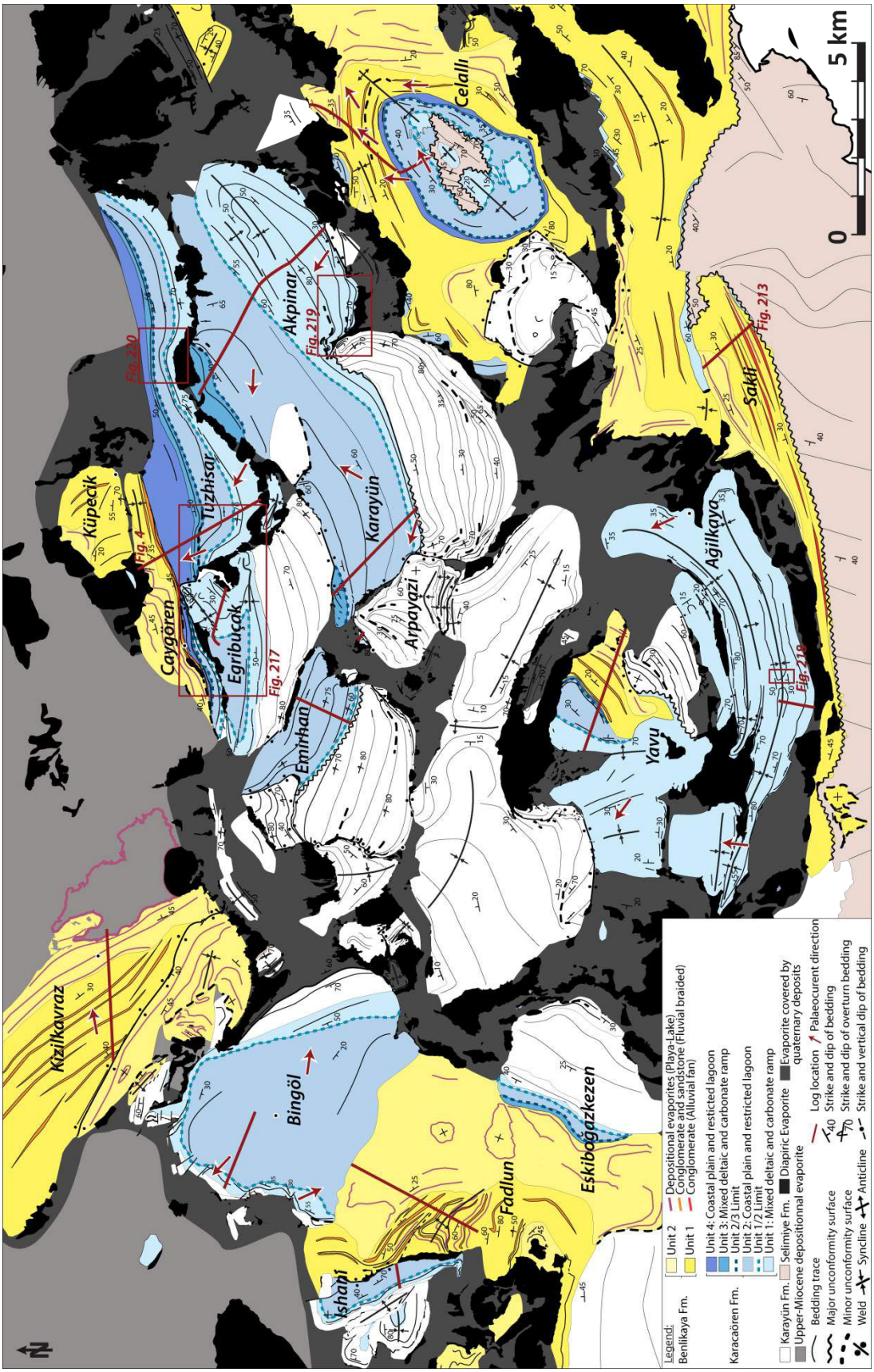


Figure 201 : (A) Detailed sedimentological map of the Central Sivas Basin of the Miocene series. Four stratigraphical units (in shades of blue on the map) have been distinguished in the marine Karacaören Fm; and two stratigraphical units (in shades of yellow on the map) have been distinguished for the continental Benlikaya Fm. The measured sedimentological sections and main palaeocurrents are indicated. The rectangles bordered by a figure number show the position of the sites illustrated in this paper.

Description and suggested interpretation of 25 facies associations of the Karacaören and Benlikaya Formations

Facies associations	Description	Thickness Extension	Suggested environments
1- Mixed siliciclastic-carbonate ramp			
Siliciclastic facies association: Deltaic mouth subsytem			
K1S: Thin massive to parallel stratified siltstone to sandstone	Thin bedded, massive to parallel laminated, siltstone to fine sandstone interbedded with shales forming tabular units with transitional flat bases and tops; intensely bioturbated by Teichichnus et Planolites.	0.2 to 1m 10 to 50m	Distal distributary mouth-bars fringes with pro-delta shales.
K2S: Thick massive to parallel stratified bioclastic sandstone	Thick bedded, massive to parallel laminated, well-sorted fine to coarse sandstone with occasional gravel to pebbles intervals and echinoderms accumulations (Clypeaster acclivis). Beds form tabular units with transitional flat bases and tops; occasional *Thalassinoides* and *Ophiomorpha* burrows.	2 to 15m 200 to 500m	Distributary mouth-bars in fluvial/wave-dominated delta.
K3S: Sigmoid cross-bedded bioclastic sandstone	Sigmoidal to oblique parallel foresets with medium to coarse sandstone and occasional pebble–cobble conglomerates.	0.5 to 3m 10 to 200m	Deltaic progradation within Gilbert-type delta.
K4S: Trough cross-stratified sandstone to conglomerate	Thick bedded, fining upward with common conglomeratic lag filling scoured bases; mainly trough cross-stratification and occasional oyster fragments.	1 to 4m 50 to 200m	Subaqueous distributary channels.
Carbonate facies association: open to restricted carbonate ramp subsytem			
K1C: Bryozoan - Lepidocyclinid - Echinoderm packstone to grainstone	Bryozoan with erect rigid, Lepidocyclinid and echinodem are dominating component in this packstone to grainstone facies. This association is atibuted to the Bryomol biofacies.	0.2 to 1m 30 to 100m	Distal mid ramp.
K2C: Coralline red algal rudstone	Corallinacea red algae rudstone attributed to the "Facies à Prâline" with accessory benthic foraminifera, bryozoans, echinoid, and bivalves.	1 to 50m 200 to 1000m	Proximal mid ramp.
K3C: Coralgal boundstone	Small, isolated, massive mound-like limestone bodies; constituted by abundant scleractinian corals (Phyllocaenia, Syzygophyllia and Porites) on restricted areas.	1 to 5m 5 to 50m	Coral patch reef formed on the distal inner ramp.
K4C: Brackish Foraminiferal grainstone	Light grey to bleu foraminifer grainstone of the Foramol biofacies including miliolid, peneroplid and Archaiad; variable amounts of small angular quartz grains and occasional lamellibranches and gastropods.	0.2 to 2m 50 to 500m	Restricted inner ramp.
K5: Thin massive to laminated evaporite	White to grey, massive, laminated, nodular or enterolithic form of anhydrite and gypsum deposits.	0.2 to 2m 100 to 500m	Hypersaline Inner ramp to sabkhas.
2- Restricted bay to coastal lagoon			
K6: Dark blue azoic shale to marl	Massive to thinly laminated dark blue shale to mudstone, comprising thin lenticular siltstone beds; abundant plant debris and ostracodes, pyrite-rich layers and rare planktonic foraminifers.	0.3 to 10m 100 to 500m	Suspension fall-out in anoxic to suboxic deep restricted lagoon.
K7: Brackish fauna-bearing blue shale to marl	Massive to thinly laminated blue shale to marl containing brackish fauna including Potamides, gastropods (*Terebralia*), oyster biostromes and abundant plant debris. This facies is locally interbedded with thin lenticular siltstone beds.	0.3 to 10m 100 to 500m	Suspension fall-out in shallow restricted brackish lagoon with distal flood.
K8: Open-marine fauna-bearing blue shale to marl	Massive to thinly laminated blue shale to marl containing open-marine fauna including gastropods (*Turitella, Melongena*). This facies is locally interbedded with thin lenticular siltstone beds.	0.3 to 10m 100 to 500m	Suspension fall-out in shallow unrestricted coastal lagoon.
K9: Thin massive to stratified sandstone	Tabular thin- to medium-bed of well-sorted fine- to medium-grained sandstone; massive to planar stratification; sharp bases and top. Thickening and thinning upward sandstone sets are observed.	0.3 to 1m 100 to 500m	Lobes fringes.
K10: Thick trough cross-bedded mud-clast-bearing sandstone	Extensive thick beds with tangential and though cross-stratified of well sorted medium-grained sandstone. Erosional bases with occasional rip-up clasts of mudstones.	1 to 10m 100 to 300m	Erosive distributary channels.

Figure 202 : Synthesis of the facies associations evidenced in the Karacaören and Benlikaya Formation of the seventeen mini-basins.

K11: Alternating blue-green to red-purple shales	Massive to thinly laminated red to purple, green and light blue, mudstone and siltstone, with occasionally bivalves and gastropods; locally interbedded with thin bed of very fine-grained sandstone showing tabular-planar stratification and small asymmetrical and symmetrical ripples.	0.5 to 10m 100 to 500m	Coastal floodplain.
K12: Silt-bearing fresh water mudstone	Blue to light grey thin mudstone beds limestone; laterally extensive beds containing ostracodes and plant debris such as charophytes.	0.2 to 0.4m 100 to 500m	Lacustrine carbonate.
K13: Thick reddish cross-bedded sandstone	Medium- to large bedded, graded sandstone from fine- to coarse-grained. Flat sharp to locally erosive bases with bivalves fragments and granules are observed. beds include low-angle clinoform-shaped bodies, though cross-stratification and climbing ripples.	2 to 8m 20 to 200m	Sandy braided to meandering channels.
3- Distributive Fluvial System (DFS)			
B1: Thick massive to laminated evaporites	White to grey, massive, laminated, nodular or enterolithic form of anhydrite and gypsum beds.	0.2 to 10m 100 to 1000m	Saline mudflat
B2: Greenish laminated shales	Laminated green to yellow siltsone to pelite, with common gypsum and anhydrite nodules up to 10 mm in diameter occurring encased in shales.	0.5 to 10m 100 to 500m	Floodplain in ponded areas.
B3: Parallel laminated well-sorted sandstone	Well-sorted fine- to coarse-sandstone within laterally extensive beds with sharp lower contacts and flat tops. Massive, crude parallel and climbing ripples.	0.2 to 1m 50 to 300m	Terminal splay.
B4: Massive reddish pelites	Massive red to purple siltsone to pelite, with occasional desiccation cracks, green nodular calcrete and anhydrite nodules up to 10 mm in diameter occuring encased in shales.	0.5 to 10m 100 to 500m	Alluvial floodplain.
B5: Laminated gypsarenite sandstone	Beds of gypsarenite with subcritically climbing translatent laminae, sharp base and top.	0.2 to 2m 10 to 200m	Eolian gypsum dunes.
B6: Palustrine mudstone	Carbonaceous mudstone containing ostracodes, gastropod moulds, vertical root and rootlets with abundant associated fenestrae.	0.1 to 1.5m 10 to 200m	Ephemeral ponds.
B7: Trough cross-bedded poorly sorted sandstone to conglomerate	Poorly sorted, disorganized, coarse polymictic conglomerate. Laterally extensive tabular to broadly lenticular beds with flat to erosive bases. Massive, crude horizontal parallel and though cross-stratification.	0.5 to 3m 20 to 200m	Braided channels.
B8: Massive matrix-supported conglomerate	Massive Coarse-sandstone supported cobble- to boulder-sized conglomerate with regular to slightly erosive lower contacts and flat to convex-up tops.	0.5 to 4m 20 to 200m	Proximal debris-flow-dominated alluvial fan.

Figure 202: ***Continued***

Facies K2S: Thick massive to parallel stratified bioclastic sandstone

The facies association K2S consists of meter-thick, well-sorted very fine to coarse sandstone interstratified with thin gravel to pebble layers, and echinoderm accumulations such as *Clypeaster acclivis* (Figure 202 and Figure 204E). Gravel to pebble clast-supported conglomerates are structureless and composed of polymictic sub-rounded to well-rounded, centimetre- to decimetre-size clasts. Matrix is composed by medium- to coarse-grained sand. These conglomerates pass gently upward to well sorted, massive to low-angle to parallel laminated, fine to coarse-grained sandstone forming an overall fining-upward sequence. Fine- to medium-grained sandstones are commonly bioturbated by *Ophimorpha*, and the rare siltstone intervals on top are mostly bioturbated by *Teichichnus*.

This facies association is reported as distributary mouth-bars deposits in fluvial and wave-dominated deltas as described by Mutti *et al.* (2003). Multiple fining-upward sequences suggest autocyclic compensation processes, with possible winnowing of indigenous communities, and in particular echinoderms, forming local pavements (e.g. Dabrio, 2009). The gravel to pebble interval is attributed to the dispersal of a coarse fraction during flood-events.

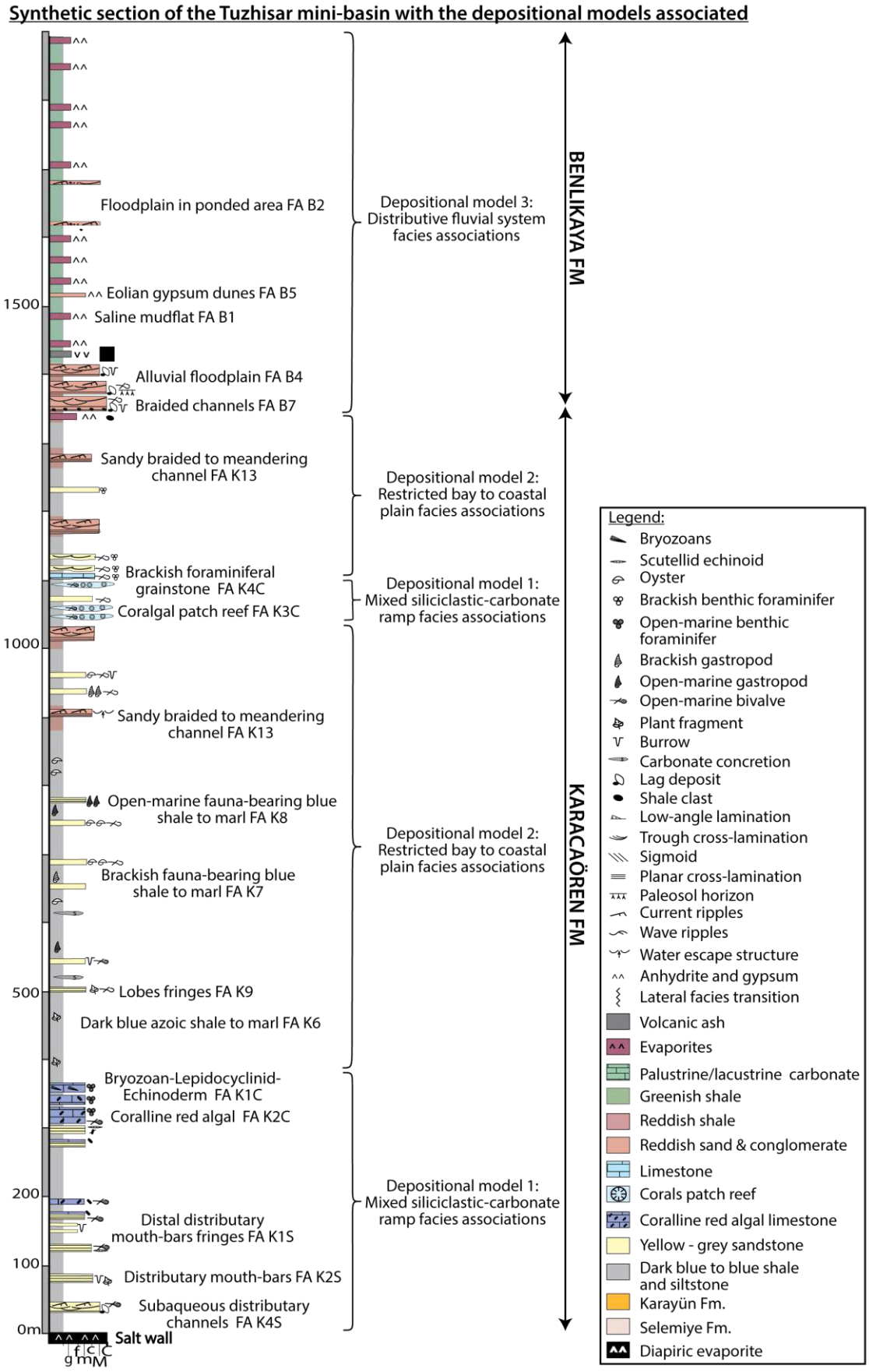


Figure 203 : Sedimentary log of the Tuzhisar mini-basin. This section represents the most complete succession encountered among the seventeen Sivas mini-basins and is used as the reference section.

Facies K3S: Sigmoid cross-bedded bioclastic sandstone

The facies associations K3S is conspicuous similar to Facies K2S with dominating coarse-grained sandstone and occasional pebbles forming large-scale clinoforms, up to 15m-high. The clinoforms are composed of stacked decimetre- to meter-thick oblique parallel bedsets, (Figure 202 and Figure 204B-D) truncated or passing progressively upward into sub-horizontal parallel sandstone of Facies K2S. Clinoforms downlap with high angle (up to 25-35°) on the underlying Facies K2S showing a dispersal pattern from conglomerate on the topset to sandstone and siltstone toward the bottomset. These deposits can rework the coralgal boundstone and coralline red algal rudstone facies associations, respectively K2C and K3C, indicating the juxtaposition of carbonate associations in the depositional system (see below).

The facies association K3S refers to the foreset system of a highly constructive progradational birdfoot delta. The absence of traction features together with the steepness of the foresets, and the upward transition of the sigmoïdes into nearly horizontal topset beds of facies K2S, all suggest Gilbert-type delta (Postma & Roep, 1985).

Facies association K4S

The facies association K4S consists of medium- to thick-bedded, poorly sorted light yellow sandstone with abundant granules and few pebbles (Figure 202 and Figure 204A). The sandstone bodies are sharp based, mostly flat with local erosive scours filled by a lag of bivalves debris mainly oysters, granules and pebbles. They display a broadly lenticular shape of 2 to 8 m thick and 20 to 200 m wide, composed of low-angle trough cross-bedded cross strata sets forming an overall fining upward sequence topped by climbing ripples.

This facies is commonly interbedded with the distributary mouth-bars K2S and the brackish foraminiferal grainstone K4C or more rarely with the coralgal boundstone FA K3C; it is interpreted as subaqueous distributary channel sequences. The low-angle clinoform-shaped bodies argue for a braid delta type system (e.g. Liangqing & Galloway, 1991).

Carbonate Facies Association (FA K*C)

Facies association K1C: Bryozoan-Lepidocyclinid-Echinoderm packstone to grainstone

The facies association K1C corresponds to a packstone to grainstone dominated by bryozoan of erect rigid to flexible growth form-type, lepidocyclinid and echinoderms (Figure 202 and Figure 205A; e.g. Nelson *et al.*, 1988). Other biota includes lamellibranches and benthic foraminifera such as Amphistegina and Myogypsina (Özcan *et al.*, 2009; Sirel *et al.*, 2013). This facies association forms massive 0.5m to 2m thick beds extending over several tens of meters.

The occurrence of rigid growth form-type bryozoan argues for a hard substrate, with low sedimentation and moderate water energy (e.g. Nelson *et al.*, 1988). The abundance of well-preserved rigid bryozoan colonies as well as large benthic foraminifer species suggests a parautochthonous origin of the sediment, probably below the fair-weather wave action on the distal mid-ramp at about 40-30m water depth (e.g. Brandano *et al.*, 2012). This facies association is reported to the “Bryonoderm biofacies” defined by Nelson *et al.* (1988).

Figure 204 : Outcrop views of representative deltaic facies associations in the Karacaören Formation from several mini-basins. (A) Subaqueous distributary channels facies association K4S in the Emirhan mini-basin (a; FA K4S). This channel uncomformably overlay the Karayün Fm with intense bedrock blocks reworking (b). It is covered by well sorted distributary mouth-bars (c; FA K2S). (B) Medium-scale sigmoids of the facies association K3S in the Bingöl mini-basin (a). This facies is conformably covered by distributary mouth-bars of facies association K2S (b). (C) Delta front facies association K1S in the Ağılkaya mini-basin recording an alternation between distal distributary mouth-bars fringes pulses and pro-delta shales suspension setting. (D) Large-scale sigmoids of the facies association K3S in the Bingöl mini-basin forming a Gilbert-type delta structure (a). The 15-m-high clinoforms show oblique parallel wedge planar foresets downlapping on the underlying distributary mouth-bars FA K2S with a down-transport facies transition from conglomerate to sandstone toward the bottomset (b). (E) Distributary mouth-bars facies association K2S in the Yavu mini-basin. The escarpment corresponds to decimetre- to meter-thick stacked fining-upward sandstone bedsets forming an overall coarsening-upward sequence passing to gravel and pebble conglomerates on top.

Facies association K2C: Coralline red algal Rudstone

Coralline red algae, corresponding to Melobesiae, are the dominating component of this rudstone facies association K2C (Figure 202 and Figure 205B). The red algae are identified as monospecific spherical rhodoliths nodules. Other bioclasts include encrusting bryozoans and benthic foraminifera such as Myogipsinids, Rotaliid, and Textulariid (Özcan *et al.*, 2009; Sirel *et al.*, 2013). The other minor biota consists of particles of scleractinian corals such as Favites and Theosgiastraea (personal communication Christian Chaix), echinoid, and bivalves. Beds are massive or amalgamated, ranging from 0.5m to several tens of meters with a large lateral extension of several hundred of meters.

This coralline red algal association is attributed to the "facies à prâline" described by Basso (1998). The spherical shape of the rhodoliths is the result of low sedimentation rates in high energy environment allowing the growth of the rhodoliths in all directions (e.g. Bassi, 1998; Basso, 1998). The paleontological content of this facies is classified, according to the definition of Carannante (1988), as a "Rhodalgal biofacies" located below the fair-weather wave base on the proximal mid-ramp. At large scale, the shape and internal geometry of these beds possibly suggest hydraulics dunes as defined by Reynaud *et al.* (2006). However, the detailed geometry is difficult to observe in the field due to their size and their tilting (mostly vertical) of the possible dunes.

Facies association K3C: Coralgal boundstone

Small isolated massive limestone bodies constitute the facies association K3C (Figure 202 and Figure 205C). The well-pronounced mounded shape is almost entirely made up of in situ growing scleractinian corals colonies with rare occurrences of solitary corals that form a densely massive intergrown framework with flat bases and tops. Corals species comprise mainly Porites and occasionally Theosgiastraea, Phyllocaenia and Syzygophyllia, determined by Christian Chaix. The reef-associated fauna is characterized by encrusting coralline red algal, benthic foraminifers, bivalves and gastropods.

This facies association represents isolated coralgal patch reefs developed on specific area where the light intensity, hydrodynamics, turbidity and sediment balance is optimum (e.g. Insalaco *et al.*, 1997).

Facies association K4C: Brackish Foraminiferal grainstone

The facies association K4C consists of 0.2 to 2m thick light grey to blue, massive to sandy grainstone beds , alternating with grey-blue silt to shales (Figure 202 and Figure 205D). This facies association contains a very rich palaeontological suite including porcellaneous benthic foraminifers such as, Peneroplis, Miliolidae and Archaiadae. Other biota includes gastropods and dasyclad green algae. The bioclasts show generally a micritic coating or concentric laminae drape.

The foraminiferal assemblage of facies association K4C is attributed to lagoonal to very shallow water environment by Sirel *et al.* (2013). This facies is thus interpreted as formed on a restricted inner ramp under medium energy condition facilitating the development of bacterial coating.

Facies association K5: Thin massive to laminated evaporites

The facies association K5 consists of massive to laminated white to grey anhydrite and gypsum beds, (Figure 202) with nodular (chicken wire) or enterolithic form. These evaporitic beds are interbedded with the foraminiferal Facies association K4C.

The evaporitic facies K5 is interpreted as coastal sabkha deposits involving a drastic isolation of the restricted lagoon on the delta plain (e.g. Warren, 2006).

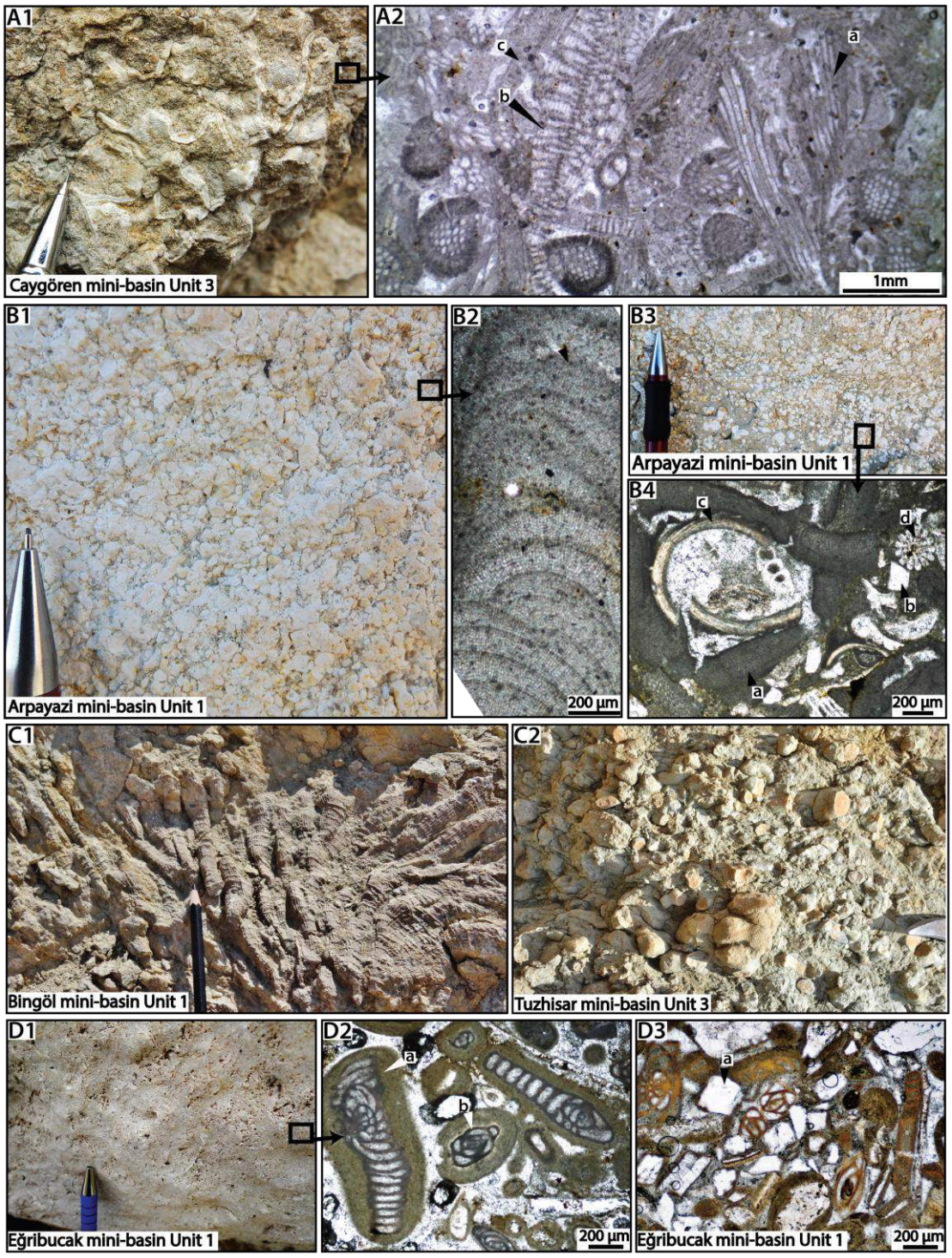


Figure 205 : Close-up views from selected outcrops and associate thin sections of representative carbonate ramp facies associations in the Karacaören Formation observed in several mini-basins. (A1-2) Bryozoan-Lepidocyclinid-Echinoderm facies association K1C with abundant bryozoans with erect rigid form (a), Lepidocyclinid (b) and Echinoderm (c) probably deposited below the fair-weather wave base at about 40-30m water depth on a distal mid ramp. (B1-2) Coralline red algal rudstone facies association K2C known in the literature as the facies à prâline. (B3-4) Coralline red algal (a) mixed with extra-formational grain (b) and other biota (c: lamellibranches; d: Echinoid) corresponding to mixed facies association K2CS. (C1-2) Small, isolated patch reef mound-like almost entirely composed of in situ growing scleractinian corals colonies with rare occurrences of solitary corals attributed to the coralgal facies association K3C. C1 coral correspond to Phyllocaenia species, C2 coral correspond to Porites species, determined by Christian Chaix. (D1-2) Brackish foraminiferal grainstone of the facies association K4C, constituted by a very rich palaeontological suite including porcellaneous benthic foraminifers such as Peneroplis (a) and Miliolidae (b) coated with common concentric micritic laminae. (D3) Brackish foraminiferal grainstone with variable content of detrital grains (a) attributed to the mixed facies association K4CS.

Mixed siliciclastic and carbonate facies association

The winnowing and dispersal of the deltaic material from inshore by coastal currents in parallel to the in situ growing of bryozoans, coralline red algae, coralgal and brackish foraminiferal facies result in various mixed carbonate-siliciclastic facies from the mid to restricted inner ramp (Figure 203 and Figure 206). In particular, very fine quartz grains are observed mixed with partially broken bryozoan, Lepidocyclinid, echinoderm and rare coralline red algae. This facies exhibits a conspicuous bioclasts assemblage than FA K1C but with siliciclastic content. This mixed facies association between FA K1C and FA K1S is named FA K1CS (Figure 206).

In the same way, the distributary mouth-bars deposits K2S can contain a large amount of reworked coralline red algal (FA K2C) and pass laterally to a siliciclastic-rich facies à prâline or are interbedded with this facies association. These facies association is named K2CS (Figure 206). In the Arpayazi mini-basin, a 30m thick and 400m wide bed shows the alternation between coralline red algal Facies association K2C and coarse-grained coralline red algal rich sandstone named Facies association K2CS (Figure 206).

Within the Bingöl Gilbert-type delta (FA K3S) a high proportion of coralgal fragments (FA K3C), is observed in the foresets of the clinoforms, linked to the reworking of lateral coralgal patch reefs (Figure 204D). Furthermore, these coral patch reefs are laterally interbedded with subaqueous distributary channels of Facies association K4S. This mixed facies association is named FA K3CS (Figure 206).

Subaqueous distributary channels of facies association K4S, can also rework a high proportion of brackish foraminifers attributed to the Facies association K4C such as in the Eğribucak mini-basins, and are named FA K4CS (Figure 206).

Accessory types of mixing are found in the mini-basins area, highlighting the coeval development between the deltaic system and the carbonate production (Poisson *et al.*, 1996).

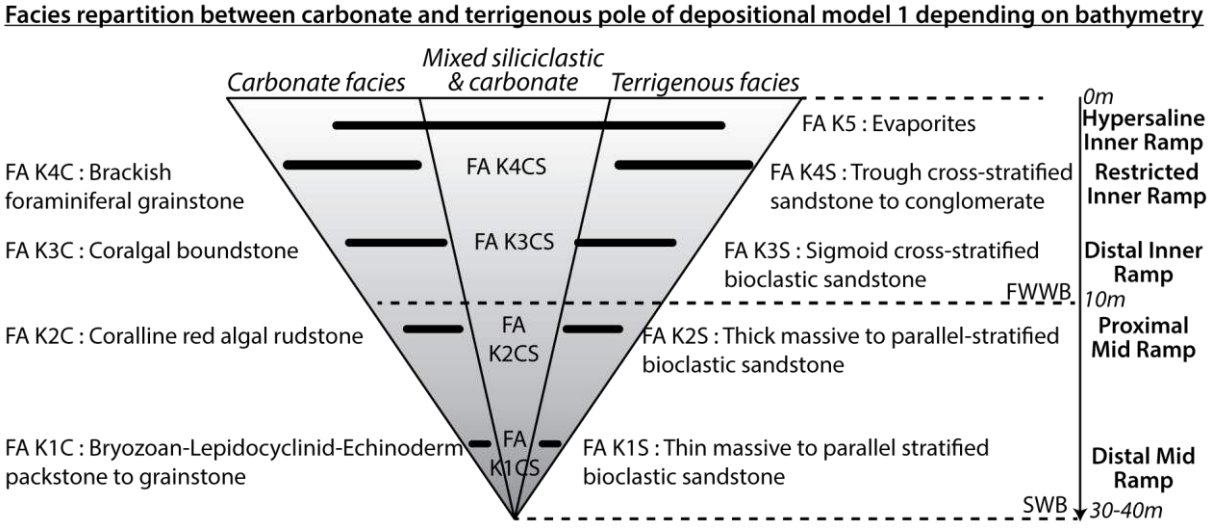


Figure 206 : Triangular diagram showing the bathymetric facies partitioning and associate facies associations between the carbonate and siliciclastic pole of the depositional model 1.

b. Depositional Model 1: Mixed siliciclastic-carbonate ramp

The majority of the coastal facies of the mini-basins of Sivas records the interplay between a deltaic systems fed by a distributary channel network and a carbonate ramp system including different biota depending of the bathymetry and confinement (Figure 207). In particular, the in situ carbonate production includes lagoonal foraminifers, coralgal patch reefs, coralline red algal flats and Bryozoan-Lepidocyclinid-Echinoderm facies associations. The establishment of distributary channels, distributary mouth-bars and delta-front facies characterizes the deltaic environment. Progressive lateral and vertical facies changes and mixing indicate reworking processes by storms or wave-induced currents and led to the rich mixed facies association suite K*CS. These facies associations are inferred to have formed between 0 and 30 m water depths, based on the types and morphologies of bioclasts (Figure 207). Facies containing Bryozoans and benthic foraminifer such as Lepidocyclid are thought to coincide with the deepest facies and have accumulated around 40 to 30 m water depth (e.g. Wilson & Vecsei, 2005).

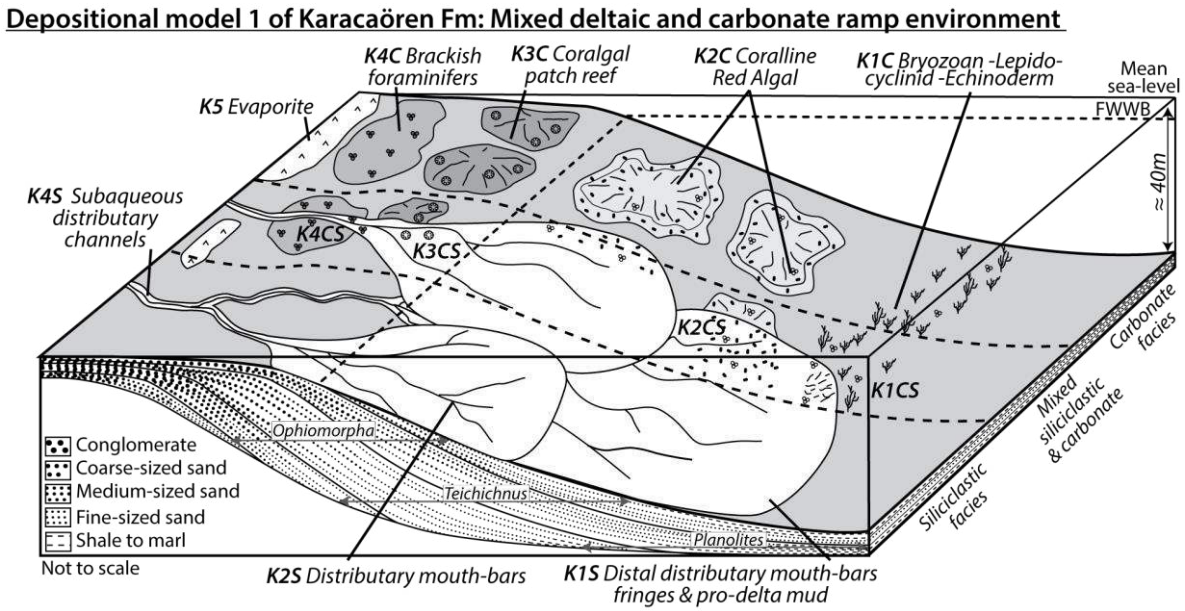


Figure 207 : Schematic block for mixed deltaic and carbonate ramp depositional model 1 of the Karacaören Fm. This system is both controlled by the terrestrial input and the carbonate in situ production, depending of the position and flux rate of the river network. Mixed facies develop on the transitional domains or on area submitted to coastal currents. Local uplifts and/or faulting by salt rise led to possible Gilbert delta-type depositional wedge.

E.2. Coastal plain and restricted lagoon

a. Facies analysis

Facies association K6: Dark blue azoic shales to marls

The facies association K6 corresponds to massive to thinly laminated dark blue shale to marl containing numerous plant debris, ostracods, and common carbonate nodules and concretions. Locally it is intersected by pyritic levels (Figure 202 and Figure 208F). Rare Globigerina are also observed. This facies association reaches a thickness of several tens of meters with a large lateral extension. It includes thin lenticular siltstone to very-fine sandstone beds.

The dark blue shale to marl facies K6 is interpreted as suspension fall-out in anoxic to suboxic deep restricted lagoon permitting the controlled oxidation of the organic matter.

Facies association K7: Brackish fauna-bearing blue shale to marl

The facies association K7 consists of bioclastic blue shales to marls containing in particular well-preserved gastropods such as Potamides (Terebralia and Tympanotonus), Cerithiids, and oyster biostromes (Figure 202 and Figure 209). Benthic foraminifers such as Peneroplis, Ammonia becarri, and Austrotrillina have been recognised in these facies by Çiner *et al.*, (2002). It is locally interbedded with thin lenticular siltstone to fine-grained sandstone beds. The FA K7 is interbedded with the FA K8, K9 and K10.

The gastropod suite found in this facies is typically associated to brackish environment (Poisson *et al.* 2010) and the benthic foraminifers were attributed to very shallow water to lagoonal environment (e.g. Alve & Murray, 1999). This facies is interpreted as suspension fall-out on shallow brackish restricted bay.

Facies association K8: Open-marine fauna-bearing blue shale to marl

The facies association K8 consists also of bioclastic blue shales to marls but containing open marine fauna including well-preserved Turritella (Figure 208E), Melongena, Veneridae (Pelecyora and Dosinia) and Tellina species (Figure 202 and Figure 209). Open-marine benthic foraminifers such as Miogypsina sp., Lepidocyclina sp. and Amphistegina sp in these shale to marl intervals were recognised by Çiner *et al.*, (2002). This facies is locally interbedded with thin lenticular siltstone to fine-grained sandstone beds. The facies association K8 is interbedded with the facies association K7, 9 and 10.

The bivalves, gastropods and benthic foraminifers found in this facies are generally associated to littoral shallow marine waters (Poisson *et al.*, 2010) and are coherent with suspension fall-out in open marine coastal lagoon.

Facies association K9: Thin massive to stratified sandstone

The facies association K9 consists of light grey well sorted fine-to medium-grained tabular sandstone beds containing scarce bioclasts reworked from the surrounding FA K7 and K8 facies association (Figure 202 and Figure 208H). The sandstone beds are 0.05 to 0.8m thick, with sharp bases and transitional top. They are interbedded with siltstone intervals and display planar to medium-scale 3D megaripple stratification topped by current or wave-ripples. Locally, water-escape structures have been observed. Moreover, this facies is organized in thickening-thinning upwards bed sequence loops from 0.1 to 0.8m and vice versa.

The FA K9 facie association is interpreted as lobe fringes submitted to successive flooding and waning flow sequences on a delta front system.

Facies association K10: Thick trough cross-bedded mud-clast-bearing sandstone

The facies association K10 consists of extensive thick, well sorted, medium-grained sandstone beds, showing both tangential and though cross-stratification (Figure 202 and Figure 208G). Beds are generally erosional based, including sub-rounded shale rip-up clasts and present a channel shapes ranging from 2 to 10m thick and 20 to 200m width. This facies is sandwiched both into the thin sandstone beds FA K9 and the shale to marl FA K6, K7 and K8.

The thick sandstone units of the facies association K10 are attributed to erosive distributary. The abundant intraformational mudclasts and scours suggest erosion of significant amounts of cohesive shale and marl of the interdistributary facies. This facies K10 probably record the proximal or lateral part of the FA K9.

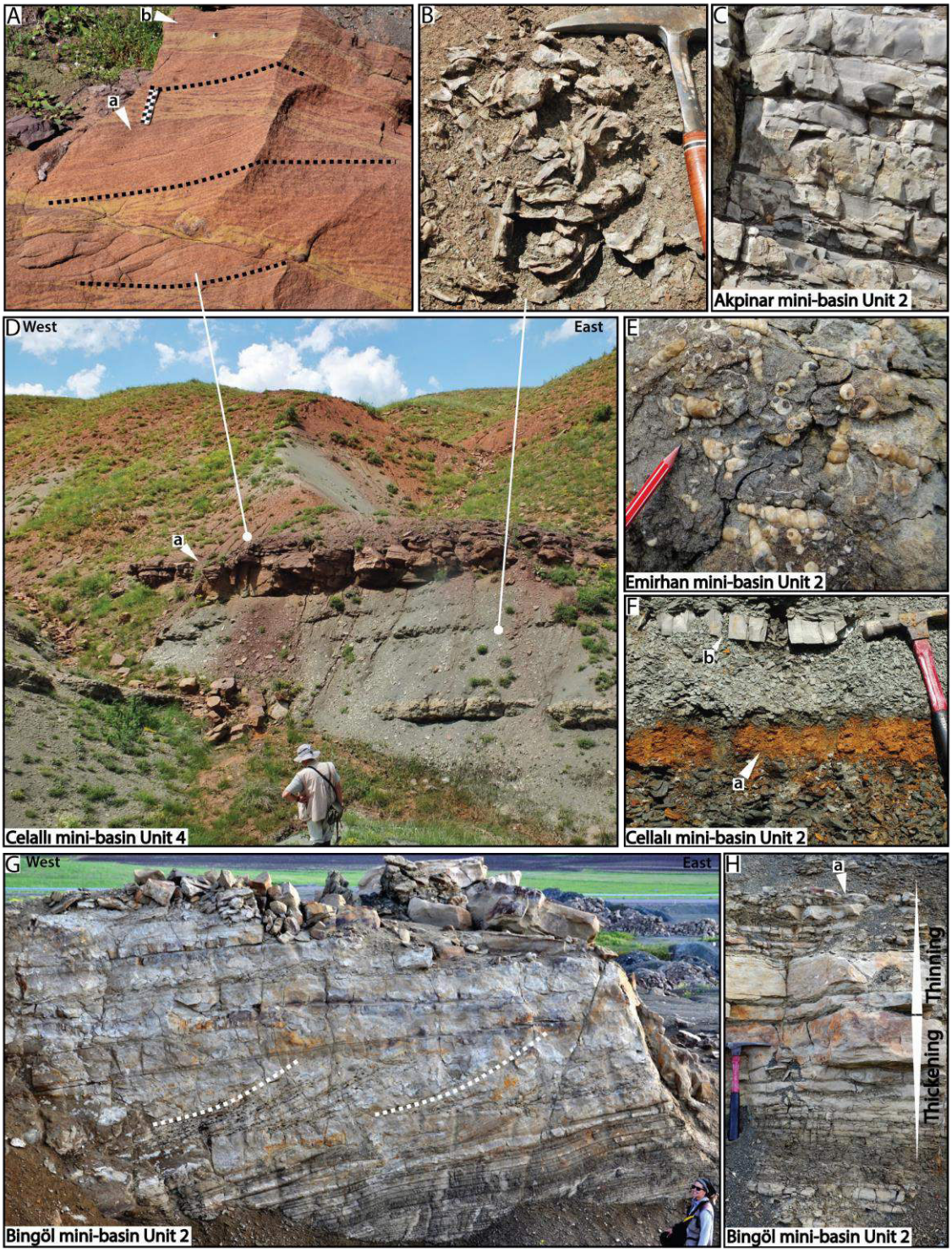


Figure 208 : Outcrop views and close-up photos of restricted bay to coastal plain facies association in the Karacaören Formation as observed through the mini-basins. (A) Trough cross-stratification (a) topped by climbing ripples (b) in a sandy braided channel FA K13; detailed view of photograph D. (B) Oysters bioherm in costal floodplain of the facies association K11 ; detailed view of photograph D. (C) Charophytes and ostracodes limestone of the lacustrine facies association K12 in the Akpinar mini-basin. (D) General view showing a sandy braided channels (a) sandwiched in the coastal and interdistributary bay shales of the facies association K11 in the Celallı mini-basin. (E) Turritella-rich lobes fringe deposits of the facies association K9 and K8 in the Emirhan mini-basin. (F) Pyritic level (a) and siltstone beds (b) in the dark blue azoic interdistributary bay shale to marl of the facies association FA K6 in the Celallı mini-basin. (G) Thick erosive subaqueous distributary channels of the facies association FA K10 containing abundant intraformational mudclasts scraped on lateral levees or on the basal interdistributary shally sequence. (H) Lobe fringe deposits from facies association FA K9 showing a thickening-thinning upward loop sequence interpreted as a flooding-waning flow event in the interdistributary bay. This deposit is often topped by wave-ripples (a).

Facies association K11: Alternating blue-green to red-purple shales

The facies association K11 consists of massive to thinly laminated red/purple, green to light blue and yellowish, shale to siltstone (Figure 202 and Figure 208B-D). It is often intersected by thin fine-grained sandstone beds, showing sharp base, tabular-planar stratification and current to wave-ripple lamination. This facies is sometimes fossiliferous, comprising Veneridae (Pelecyora and Dosinia) and Potamides (Tympanotonus and Terebralia) fauna (Figure 209).

The alternating blue-green to red-purple shales facies association K11 is interpreted as coastal plain deposits with possible brackish environment attested by typical fauna (Poisson *et al.* 2010). The thin sandstone layers are attributed to crevasse play deposits possibly reworked as wind-driven oscillatory ripples within small ponds (e.g. Allen, 1980).

Facies association K12: Silt-bearing fresh water mudstone

The facies association K12 is characterized by 0.1 to 0.3m thick massive, blue to light grey, ostracod and charophyte bearing limestone extending laterally on several hundred of meters and interbedded with the blue to yellow shale facies of FA KA11 (Figure 202 and Figure 208C).

The limestone facies association K12 is interpreted as a fresh-water carbonate deposition in coastal quiet-water lakes (e.g. Alonso-Zarza & Tanner, 2009) during possible more humid phases or relative water-table rise.

Facies association K13: Thick reddish cross-bedded sandstone

The facies association K13 consists of light yellow to reddish, fine- to medium-grained, well-sorted sandstone beds (Figure 202 and Figure 208A-D). The beds are tabular shaped with flat base and possible occasional erosional scours filled by bivalve fragments, extra- and intra-formational pebbles clast (i.e. lag deposit). The internal fabric shows large scale though cross-stratification. These beds interpreted as 2 to 6 m-thick and 50 to 500m-wide channel network interbedded with the various coloured shales of FA K11.

These channels are interpreted as multi-storey undifferentiated coastal channels.

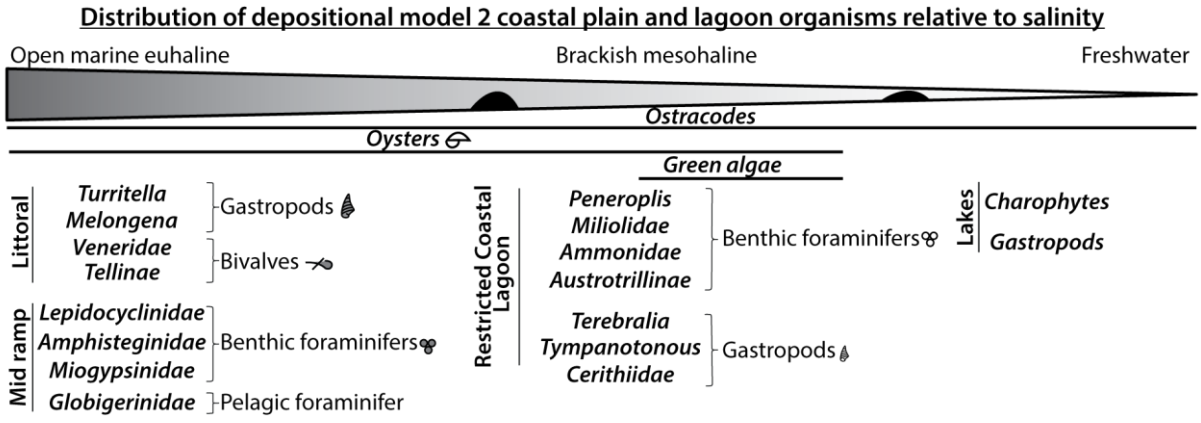


Figure 209 : Distribution of the fauna relative to salinity in the Restricted bay to coastal plain (depositional model 2 facies associations). The conjunction of terrigenous starvation and large fresh water on fully isolated lagoon led to the development of fresh water conditions.

b. Depositional Model 2: Coastal plain and restricted lagoon environment

The second depositional environment evidenced into the Miocene pile corresponds to the establishment of a restricted to open interdistributary lagoon to coastal plain, dominated by suspension settling (Figure 210). The periodic changes of the fauna from fresh, to brackish and to open marine is reliable to a distal threshold that control the salinity and/or oxygenation changes in the lagoon at close bathymetric conditions (i.e. distal lobes fringes and distributary channels).

These shaly facies are interbedded with distributary subaqueous channels and lobes fringes connected upstream to fluvial channel networks and lateral red/purple floodplain shales in the upper deltaic plain (e.g. Coleman & Prior, 1982). The occurrence of freshwater lake limestones or sabkha evaporites on the upper deltaic plain is reported to the potential of connection with the marine realm and/or the runoff rate during periods of maximum confinement (Figure 210).

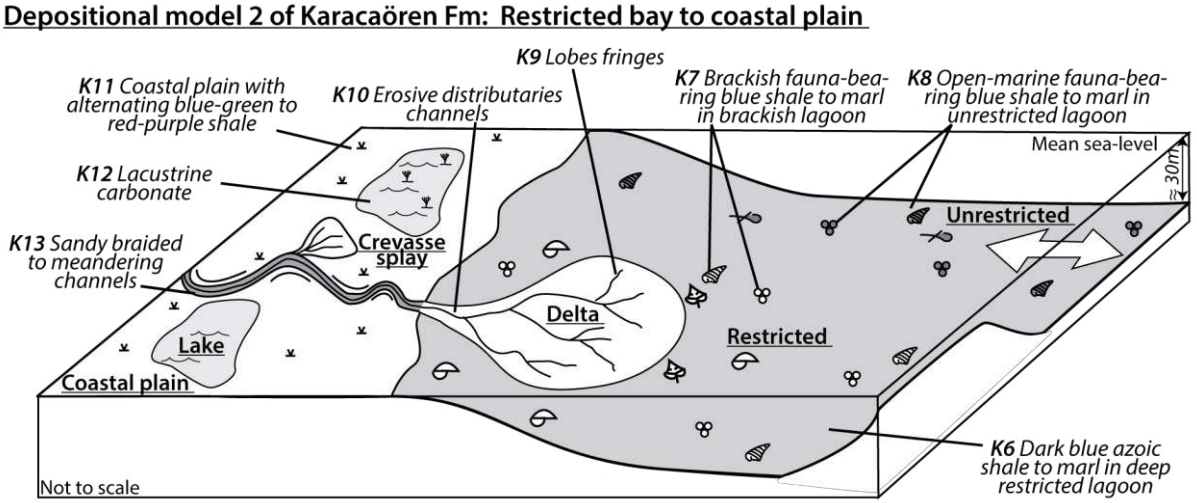


Figure 210 : Schematic depositional model of the Restricted bay to coastal plain environments representing the depositional model 2 for the Karacaören Fm. The Restricted bay to coastal plain environment records successive restricted, open-marine and brackish conditions through time depending of the importance of the threshold. The coastal plain environment exhibits fluvial channels with crevasse splay, coastal floodplain and occurrences of ephemeral fresh-water lake deposits.

E.3. Distributive fluvial system

a. Facies analysis

Facies association B1: Thick massive to laminated evaporites

The facies association B1 is characterized by massive to laminated decimetre-thick gypsum to anhydrite beds extending laterally for several hundreds of metres (Figure 202 and Figure 211B-F). These facies is interbedded with green or red/purple floodplain mudstone corresponding to FA B2 and B4 respectively.

Thin depositional evaporitic layers (B1) intercalated with red-green floodplain deposits represent an ephemeral playa-lake environment or a continental saline mudflat. Gypsum and anhydrite were precipitated by sabkha-related processes in ephemeral saline-lakes (e.g. Warren, 2006), where colour change from red/purple to green is indicator of the reducing conditions in an environment controlled by periodical flooding (e.g. Yagmurlu & Helvaci, 1994).

Facies association B2: Greenish laminated shales

The facies association B2 consists of laminated green to yellowish siltstone to pelite (Figure 202 and Figure 211F). Anhydrite nodules up to 10 mm in diameter occur commonly encased in these green shales. This facies is commonly interbedded with the evaporitic FA B1.

The presence of horizontal-lamination within graded very fine-grained sediments indicates dominant suspension settling processes on quiet water, with occasional weak currents input in wetland to lacustrine mud flat. Anhydrite nodules are interpreted as early gypsum replacement in the capillary zone of the shales (e.g. Warren, 2006).

Facies association B3: Parallel laminated well-sorted sandstone

The red to light-brown fine to medium-grained sandstones facies association B3 is characterized by 0.1 to 1 m thick sheet-like and lenticular geometries (Figure 202 and Figure 211F). These beds are intimately interbedded with red/purple pelites and extend laterally for several tens to hundred metres. The fine-grained sandstone bed fabric shows parallel and small-scale though cross-lamination, asymmetrical ripple lamination with mudstone drapes, and massive sandstone. Sandstone beds are generally massive to normally graded and pinch out laterally within the reddish pelites (FA B4). They occasionally show a basal lag with pebbles and mud cracks on top.

The sheet-like laminated sandstone facies association is interpreted as unconfined sandy deposition during flooding events (e.g. North & Davidson, 2012). Current ripple-laminated sandstones reflect sediment bed-load transport, while mud/siltstone facies represents suspension settling with slackening flow (e.g. Miall, 1985). The abundance of mud-cracks and mud-drapes on ripples or laminae confirms waning flow stages (e.g. Miall, 1977; Hampton & Horton, 2007) on a terminal splays environment (e.g. Bridge, 2009)

Facies association B4: Massive reddish pelites

The facies association B4 consists of massive bioturbated and pedogenetized reddish pelites (Figure 202 and Figure 211D-F), showing common vertical and horizontal burrows, desiccation crack and white to grey calcrete nodules or horizons. This facies is locally intersected by rippled siltstone to sandstone layers and it is commonly interbedded with the well-sorted sandstone FA B3. Anhydrite nodules up to 10 mm in diameter occur commonly encased in these reddish pelites.

The occurrence of reddish pelite, as well as the presence of mud cracks and paleosols argues for a floodplain environment (e.g. Bridge, 2003). The rippled silty-sandstone beds are interpreted as crevasse splays deposits. Anhydrite nodules are probably associate to gypsum replacement in the capillary zone of the pelites (Warren, 2006).

Facies association B5: Laminated gypsarenite sandstone

The facies association B5 consist of gypsarenite sandstone recording thin irregular horizontal lamination and roughly cross-bed sets with tangential lower contact (Figure 202). The lamination and stratification are highlighted by grain-size changes. This facies is locally mixed with siliciclastic grains confirming the detrital origin of the material. This facies occurs interbedded with the fluvial FA B3 and B7 and the evaporitic FA B2.

The gypsarenite sandstone is attributed to eolian gypsum transport by wind deflation on seasonal dried saline mudflat (e.g. Fryberger *et al.*, 1990). Under such conditions evaporitic dunes form due to displacive salt crystal growth at the sand-air interface (Fryberger *et al.*, 1990).

The horizontally laminated gypsum facies is interpreted as amalgamated subcritical climbing ripples in interdunes, and the cross-bedded gypsum facies is attributed to wedge planar cross-strata sets from the avalanche face of eolian dunes (e.g. Simpson & Loope, 1985).

Facies association B6: Palustrine mudstone

The facies association B6 consists of 0.5 to 1.5m thick carbonaceous mudstones containing numerous ostracods, gastropod moulds, vertical roots and rootlets with a typical fenestrae fabric (Figure 202 and Figure 211C). This mudstone is commonly interbedded with green mudstone or occurs on top of the thick stratified conglomerates of the FA B7.

The palustrine mudstone is interpreted as the periodic rise of the fresh water table in the continental realm that can led to shallow ponds development without clastic input and precipitation of carbonate mud. Because of the shallow subemersive conditions with repeated wetting and drying periods this domain is colonised by photosynthetic algae responsible for carbonate precipitation and hydromorphous plants (e.g. Alonso-Zarza & Tanner, 2009) that penetrated deposited mud to reach the water table (e.g. Armenteros *et al.*, 1997).

Facies association B7: Trough cross-bedded poorly sorted sandstone to conglomerate

The facies association B7 consists of 0.5 to 3m poorly sorted and disorganized, coarse polymictic conglomerate (Figure 202 and Figure 211D-E). Beds are laterally extensive with a tabular to broadly lenticular shape with flat to erosive bases. The internal fabric includes massive to crude horizontal parallel and though cross-stratification with the occurrence of basal lag deposit. These beds are sometimes covered by palustrine mudstone corresponding to the FA B6.

The FA B7 strongly suggests braided channels (e.g. Miall, 1996; Jo *et al.*, 1997), and episodic, unconfined, sediment-charged flash floods (North & Davidson, 2012). The sheet-like geometry indicates non-migratory channel bodies and is attributed to diffuse unchannelized flows across a terminal fan, when the channel network reach the regional base level with a remnant high flow power (e.g. Friend, 1977; Tooth, 2005; North & Davidson, 2012). In this system, the planar-parallel-laminated bedding indicates rapid episodes of sand deposition from high-velocity unidirectional flows and suggests dominant bedload transport (e.g. Hampton & Horton, 2007).

Facies association B8: Massive matrix-supported conglomerate

This facies association consists in 0.5 to 4m thick lenticular beds, extending laterally on about several tens of meters with a regular to slightly erosive lower contacts and flat to convex-up tops (Figure 202 and Figure 211A). Beds are unsorted and disorganized with sub- to well-rounded, cobble- to boulder-sized clasts of varying proportions floating into coarse-grained sandstone. The blocs are sourced from different stratigraphic horizons including Selemiye Fm., ophiolitic and carbonate blocs of the Palaeocene and Eocene Fms, and occasionally red alga pebbles. Cross-laminated medium- to coarse-grained sandstone is occasionally preserved on top of the massive matrix supported conglomerate indicating periodic waning flow stages with poorly preserved potential.

This immature massive matrix-supported conglomerate is interpreted as a proximal debris-flow-dominated alluvial fan (e.g. Miall, 1977; Blair & McPherson, 1994). This texturally (Arzani, 2005; Nichols, 2005; Nichols & Thompson, 2005).

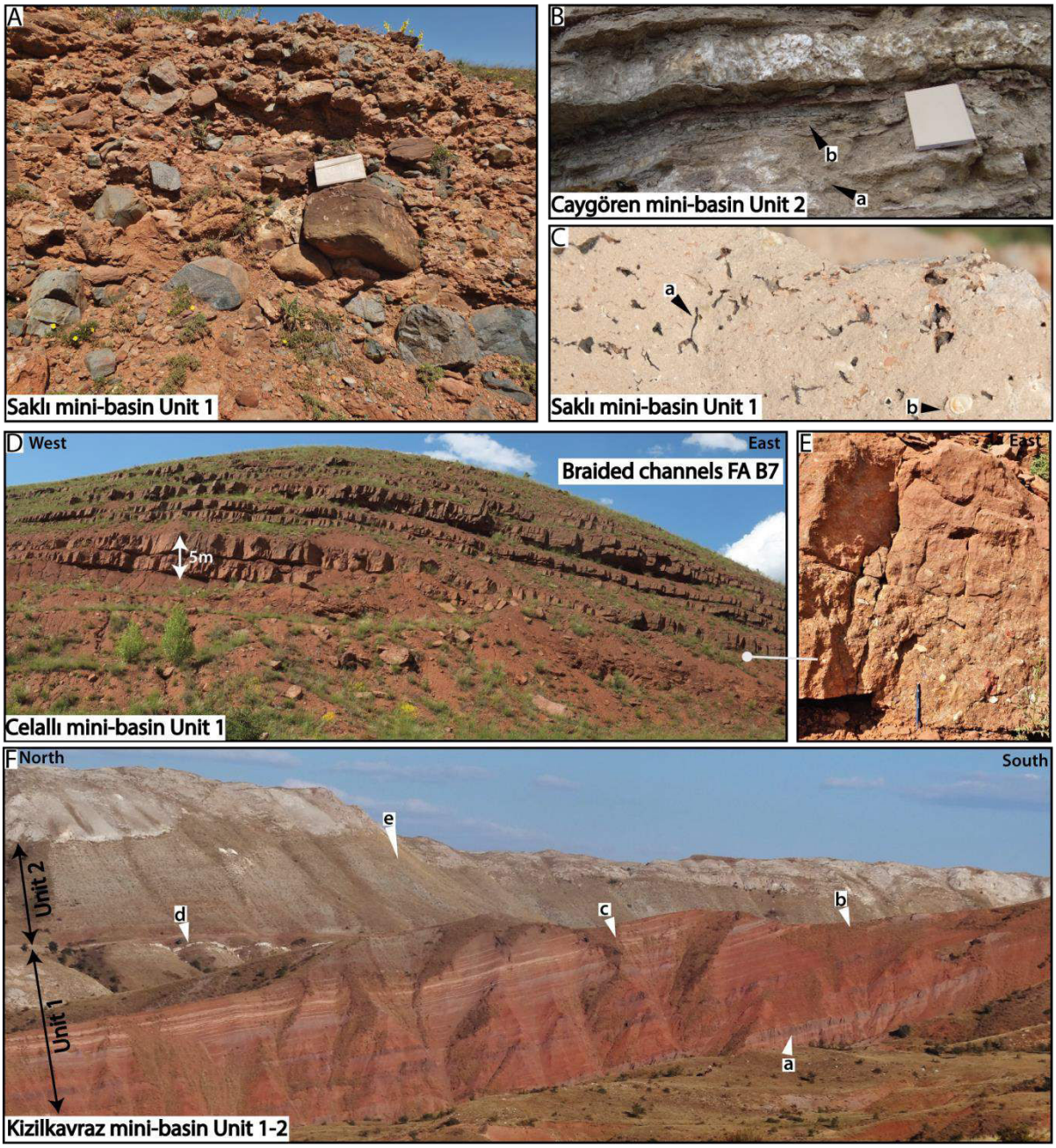


Figure 211 : Main facies of the distributive fluvial system of the Benlikaya Fm observed in different mini-basins. (A) Massive matrix-supported conglomerate facies association B8 in the Saklı mini-basin. This facies shows sub- to well-rounded, cobble- to boulder-sized clasts of varying proportions and comprising blocks of the Selemiye Fm. and ophiolitic rocks and carbonates from the Palaeocene and Eocene Fms. (B) Evaporitic beds with laminar and fibrous fabric (a: gypsum and anhydrite) interbedded with green shales (b) corresponding to the FA B1 observed in the Çaygören mini-basin. (C) Ostracodes and gastropod (b) bearing carbonaceous mudstone showing moldic cavities and vertical root and rootlet traces (a) associated to a fenestrae fabric of the facies association FA B6 observed in the Saklı mini-basin. (D) Extensive amalgamated braided channels corresponding to facies association FA B7 interbedded into the reddish floodplain pelites FA B4 deposits, observed in the Celallı mini-basin. (E) Poorly sorted and graded pebbly conglomerate channel base of facies association FA B7. Close-up view of photo D. (F) Panoramic view of the Benlikaya Fm in the Kizilkavraz mini-basin, showing a complete 1000 m thick megasequence (Unit 1 and 2) from braided channel deposits at the base (a) passing to reddish floodplain pelites (b), terminal splays (c) and evaporates on top (d and e).

b. Depositional model 3: Distributive fluvial system environment

The facies associations corresponding to the Benlikaya Fm comprise proximal braided channels and terminal splays interbedded with palustrine mudstone and eolian gypsum dunes, and finally thick floodplain mudstone deposits and common depositional evaporite (Figure 203 and Figure 212). The red-purple and green shales with sheet-like sandstone, palustrine, depositional evaporites and eolian evaporite intercalations suggest a playa-lake environment (Figure 212; e.g. Nichols & Fisher, 2007). In such environment, the sheet-like laminated sandstone intercalations may represent unconfined sandy deposition during flooding events (North & Davidson, 2012). The recording of evaporitic deposition suggests saline mudflat development probably related to seasonal elevation of the ground water table in the distal or lateral part from the terminal splay system (e.g. Davidson *et al.*, 2013). Finally, the proximal braided system (FA B5 and B6) is interpreted as the proximal area feeding in sediment the terminal splays system in the alluvial plain.

The distribution of these facies association, within the proximal medial and distal facies association, is attributed to a Distributive Fluvial System in a semi-arid climate (DFS; Figure 212; e.g. Nichols & Fisher, 2007; Cain & Mountney, 2009; Davidson *et al.*, 2013; Weissmann *et al.*, 2013a).

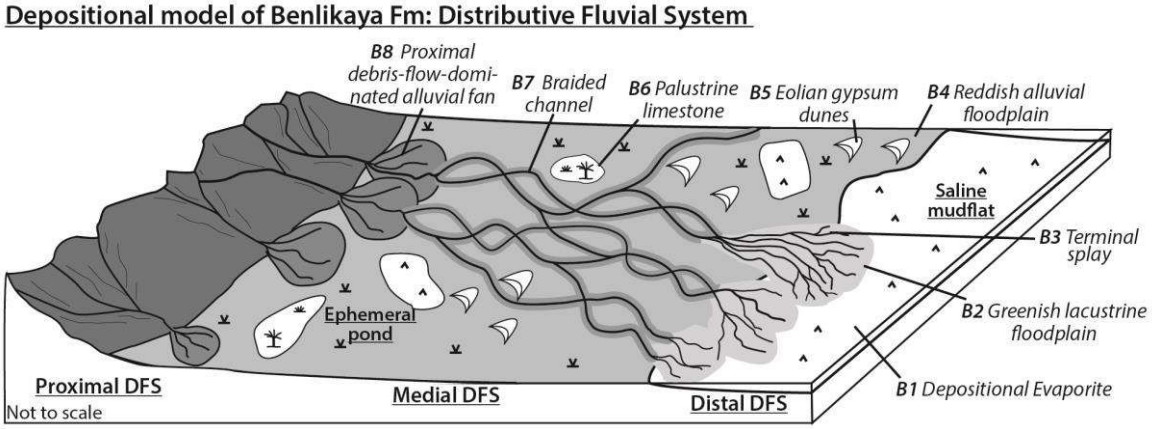


Figure 212 : Schematic depositional model of a sheet-flood dominated distributive fluvial system representing the Benlikaya Formation. The proximal area is characterized by unconfined flow in alluvial environments. The medial area is characterized by ephemeral streams (unconfined terminal splay) palustrine limestone, and eolian gypsum dunes. The distal area exhibits playa-lake and saline mudflat environments.

F. STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE AND REGIONAL CORRELATION BETWEEN THE DIFFERENT MINI-BASINS

The Chattian transgression occurs in the Sivas Basin in a complex inherited paleotopography, overlying uncomformably or conformably the Selemiye and Karayün Fms, and evaporitic allochthonous canopy (Figure 201). This complex pattern imposes a local control on the sediment transfer. As evidenced in the previous part, the stratigraphic units from the different mini-basins present important facies and thickness changes depending both of the local subsidence rate and the proximity or isolation from the terrigeneous influx. In order to define time lines and to correlate the stratigraphic successions from the different mini-basins, we used sequence stratigraphy criterions as defined by Embry (1993), permitting to fix a chronostratigraphic framework and to characterize and quantify local base-level changes.

In this sense, the major transgressive and regressive tendencies were evidenced along each sedimentological succession and defined as individual units bounded by four major types of isochronous surfaces: Transgressive surface (TS), Shoreline Ravinement Surface (SR), Maximum Flooding Surface (MFS) and Sequence boundary (SB) (Figure 213). Additionally, the series were punctually calibrated by biostratigraphic or geochronological data.

At regional scale, the marine Karacaören Fm shows two Transgressive-Regressive (T-R) sequences (Figure 213 and Figure 214). Each transgressive system tract is marked at its base by a transgressive ravinement surface (sensu Nummedal, 1987) or shoreline ravinement surface (SR; Embry & Johannessen, 1993), marking the subsequent deepening upward of the deposits (Figure 213). These transgressive system tracts record a maximum flooding surface (Van Wagoner, 1988; Embry & Johannessen, 1993) marking the end of the transgression tendency and indicating the limit between the transgressive system tract and the regressive system tract (Figure 213). The top of the Karacaören Fm shows a sharp contact with thick continental coarse clastic deposits interpreted as a sequence boundary at the base of the Benlikaya Fm (Figure 213 and Figure 214). The Benlikaya Fm is only composed of continental deposits showing first an aggrading coarse-grained sequence followed by an overall retrograding evaporitic sequence (Figure 213 and Figure 214).

F.1. Marine Karacaören Fm

a. Transgressive-Regressive sequence 1

Unit 1: Mixed siliciclastic-carbonate ramp - Depositional Model 1

The base of Unit 1 is marked by an erosional surface which is visible in the mini-basins where the marine deposits overlain the Karayün (Figure 215A-B) or Selemiye Fms (Figure 215C-D). This erosional surface is generally capped by a lag conglomerate reworking the underlying deposits and mixed with the newly marine sediments including shoreface sandstone such as in the Bingöl mini-basin (Figure 215A-B) or carbonates such as in the Ishanı and Celallı mini-basins (Figure 215C-D). This surface is interpreted as a transgressive ravinement surface. However, this surface is not observed when the transgression occurs on the salt canopy such as in the Akpınar and Tuzhisar mini-basins because of the possible cut off the base during the growing of the salt (Figure 201).

This first marine unit in the Sivas mini-basins reaches a maximum thickness of 700m, with varying proportions of deltaic and carbonate facies associations attributed to the siliciclastic-carbonate ramp model (depositional model 1) and exhibiting a transgressive tendency with a deepening-upward trend (Figure 213 and Figure 214). In the Akpınar mini-basin, the base of Unit 1 presents stacked distributary channels passing upward to mouth-bars and delta front facies on top (Figure 213). The mouth-bars and delta front facies are intercalated with thick shale intervals toward the top of Unit 1 (Figure 213). Laterally, these mouth-bar deposits are, mixed with bryozoan and coralline red algal facies associations (FA K1CS / K2CS; Figure 213). In the Eğribucak mini-basin, Unit 1 begins with lagoonal deposits showing an alternation between brackish foraminifer bearing limestone, thin distributary mixed siliciclastic-carbonate channels and depositional evaporites (Figure 213).

In some mini-basins, Unit 1 is only constituted by deltaic deposits such as in the Karayün or Emirhan, or by carbonate deposits such as in the Celallı or Ishanı both recording a deepening upward sequence (Figure 213). In the other mini-basins, the deltaic facies is interbedded with the carbonate ramp facies or shows a lateral transition corresponding to mixed facies (Figure 213).

In this sense, the delta front FA K1S and the bryozoan FA K1C on to top of Unit 1 are considered as water depth and lateral equivalent (Figure 207). The carbonate and siliciclastic material suddenly stop on top of Unit 1 and is capped by azoic dark blue shales and marls indicating an overall confinement of the mini-basins towards a restricted lagoon at the base of the regressive cycle of Unit 2 (Figure 213). For these reasons, the top of unit 1 is interpreted as a maximum flooding surface (Figure 215E). Unit 1 is attributed to Chattian after the fauna determination within the coralline red algal facies by (Sirel *et al.*, 2013) and recent strontium analysis, which confirm the red algal carbonate interval age in the Eğribucak, Arpayazi, Celallı, Akpinar and Tuzhisar mini-basin to 24.5±0.5 Ma.

Unit 2: Coastal plain and restricted lagoon - Depositional Model 2

The thickness of the Unit 2 attains a maximum 1400m in the Karayün mini-basin and can be particularly restricted to a few hundred meters or less in some other mini-basins like Celalli, Yavu and Çaygören (Figure 213). The initiation of Unit 2 consists of thick deposit of azoic dark blue shales and marls in a restricted coastal lagoon (Figure 213). Progressively, this shaly facies shows an upwards fauna development with open-marine and brackish bioclasts of FA K7 and K8. In some mini-basins such as the Bingöl, distributary channels and mouth-bars are observed interbedded with the fauna-rich shales to marls (Figure 208G-H and Figure 213). In the upper part of Unit 2, the blue shales pass toward an alternating blue-green to red-purple shale facies (FA K11; Figure 213). These various coloured shales are interbedded with lacustrine limestone and reddish sandy braided to meandering channels (FA K12 and 13; Figure 213).

Unit 2 records a shallowing-upward sequence with a transition from restricted coastal lagoon to coastal plain deposits (Figure 213). This regressive tendency is stopped on top by a shoreline ravinement surface marked by an abrupt facies change with the development of an open marine carbonate ramp and deltaic environments (Figure 213, Figure 214 and Figure 215d).

b. Transgressive-Regressive sequence 2

Unit 3: Mixed siliciclastic deltaic and carbonate sedimentation - Depositional Model 1

The transition between Unit 2 and Unit 3 record the initiation of a new transgressive sequence separated by a shoreline ravinement surface (Figure 215d and e). The initiation of Unit 3, is evidenced by the deepening-upward trend of the depositional system, from coastal plain and lagoon facies of Unit 2 to deltaic and open marine carbonate facies of Unit 3 (Figure 215d and e). Unit 3 exhibits similar facies assemblages than Unit 1, attributed to the depositional model 1 including delta and open-marine carbonate ramp in a more thinner sequence around 50 and 150 m (Figure 207 and Figure 213). In the Karayün mini-basin, the coastal plain deposits are eroded and covered by distributary mouth-bars (Figure 213 and Figure 215d). In the Akpınar and Tuzhisar mini-basins, the erosive surface was not observed, but the delta plain deposits are covered conformably by Bryozoan rich and coral patch reef open-marine carbonates (Figure 213 and Figure 215e). In the Akpınar and Karayün mini-basin, Unit 3 deposits stop on salt walls, which mask the upward evolution within this Unit (Figure 201). However in the Tuzhisar mini-basin, the coral patch reef deposits are covered by distributary channels presenting a very high content in lagoonal foraminifers (FA K4CS). This last interval of coral patch reef seems to correspond to the maximum flooding surface, before the beginning of the new regressive sequence of Unit 4 (Figure 213 and Figure 215e).

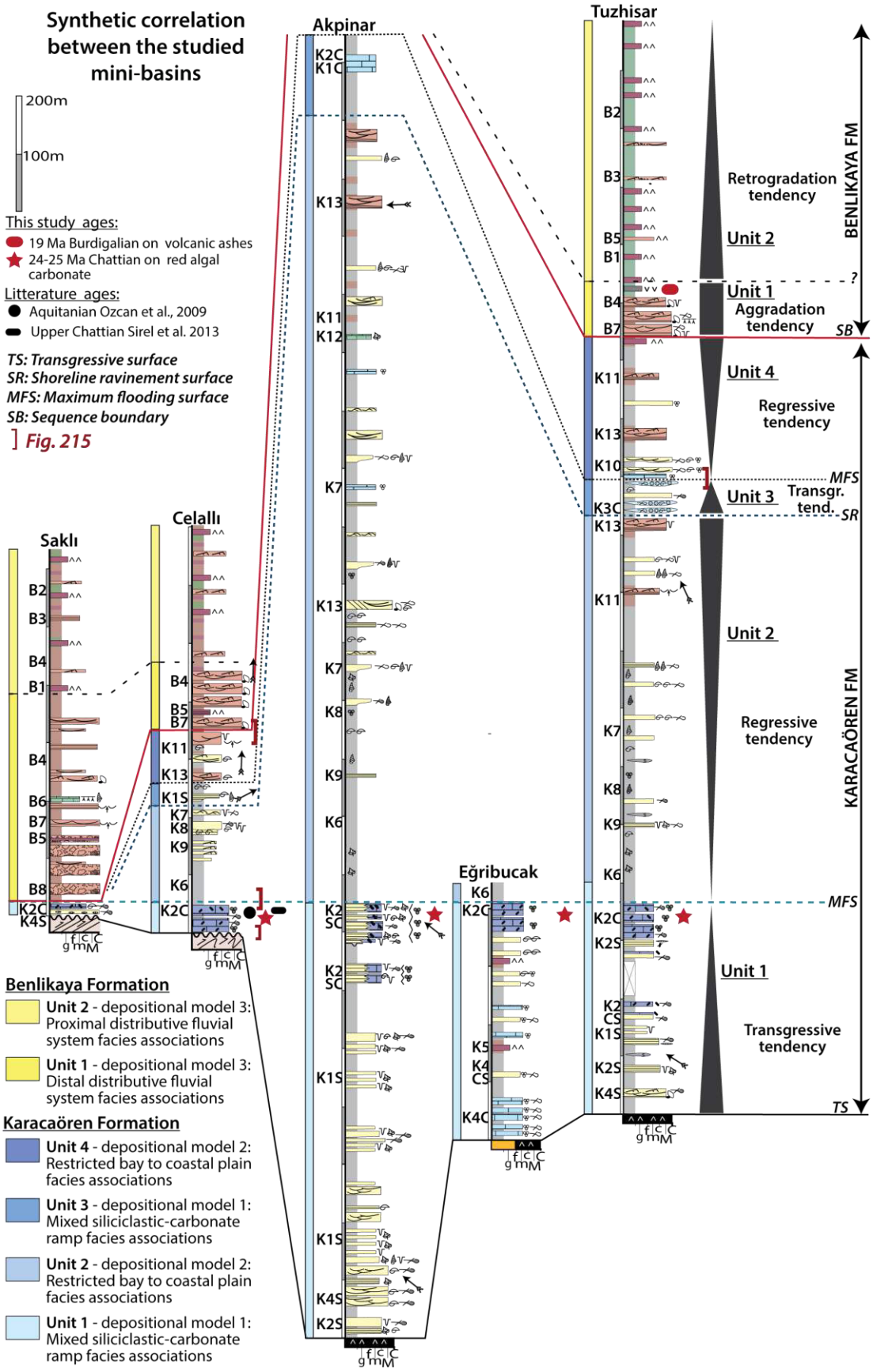


Figure 213 : Subregional stratigraphic correlations through the Miocene deposits (Karacaören and Benlikaya Fms) of the Sivas mini-basins, based on field mapping, correlation of measured outcrop sections, and confirmed by biostratigraphic and volcanic ash dating. This panel summarizes the main variations in thickness and facies assemblages between the time-liner markers of the fifteen studied mini-basins. The measured sections are located in Figure 201.

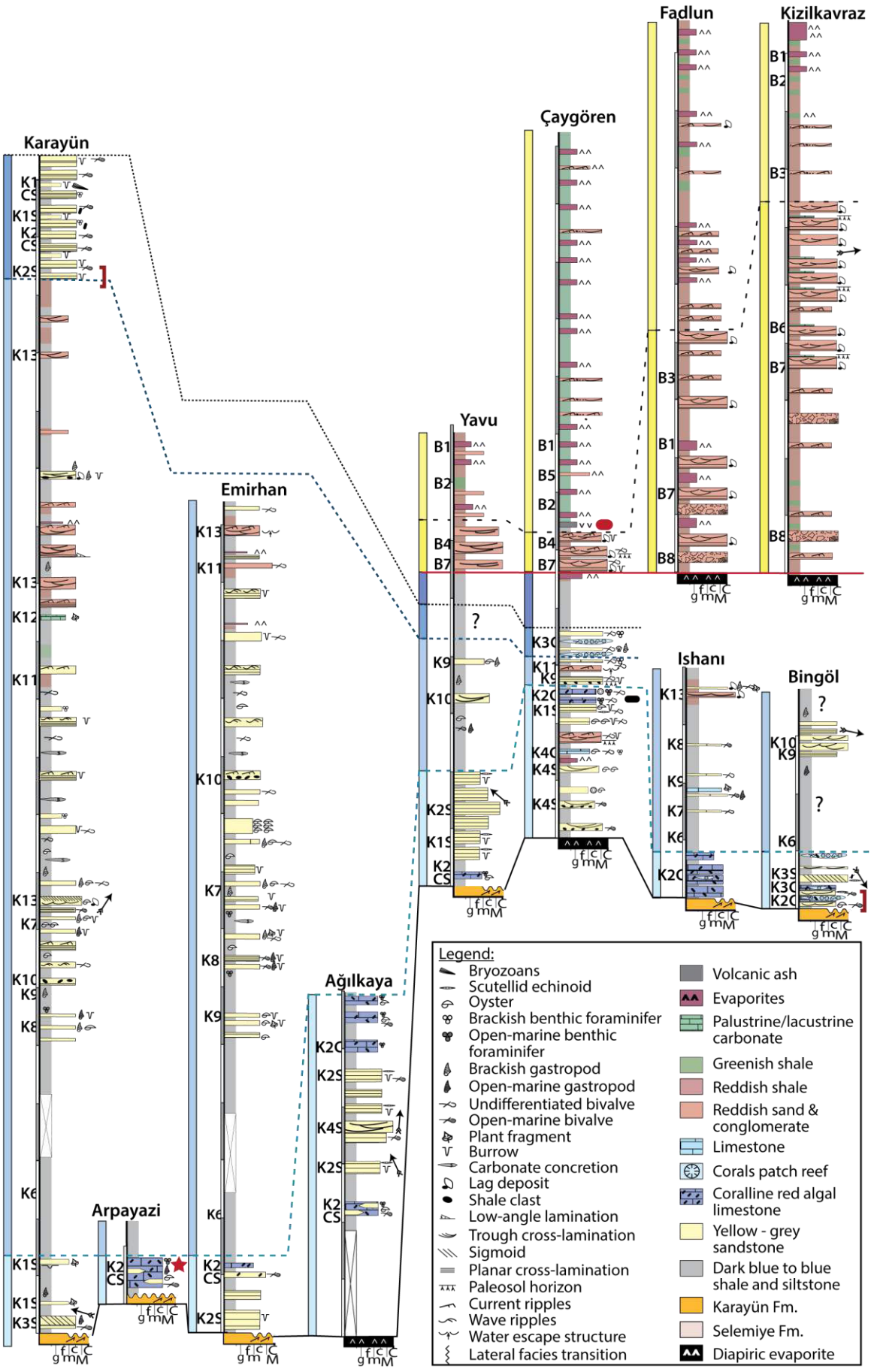


Figure 213: ***Continued***

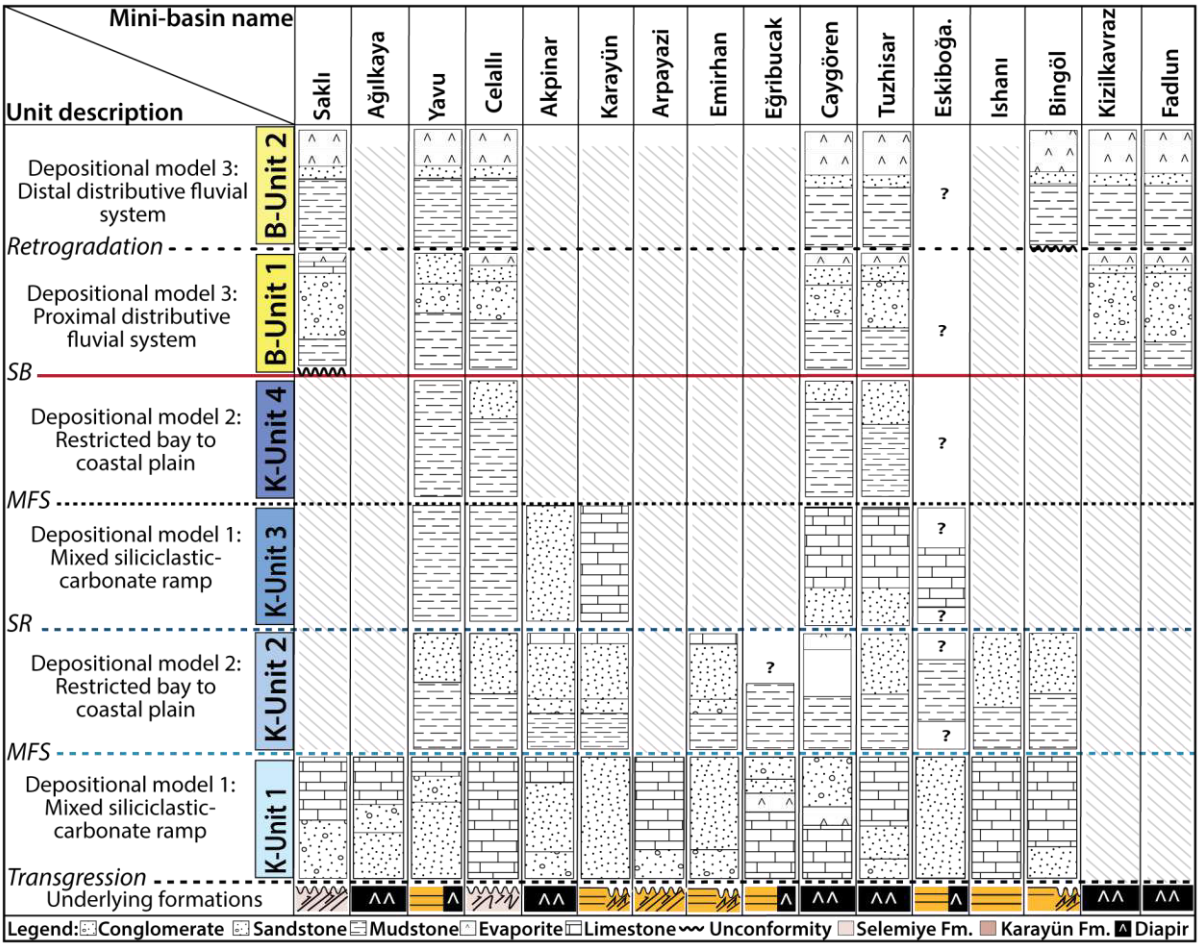


Figure 214 : Summary of unit occurrences in the studied mini-basin. Content variation of sand/conglomerate, evaporite, carbonate and floodplain mudstone within the Karacaören and Benlikaya Fm in each mini-basin are detailed.

Unit 4: Delta Plain - Depositional Model 2

The Unit 4 records the last shallowing-upward trend in the marine Karacaören Fm (Figure 213 and Figure 215f). This unit is well exposed on the northern border of the studied area, within the Çaygören, Tuzhisar and Celallı mini-basins (Figure 201 and Figure 214). The maximum thickness of the Unit 4 is visible in Tuzhisar mini-basin and is around 300m. It and consists of distributary channels with a high content in lagoonal foraminifer at the base passing progressively upward to reddish sandy-braided to meandering channels on the delta plain (Figure 213).

The vertical succession of Unit 4 visible on other mini-basins show the same transition toward mainly red/purple floodplain shales with occurrences of green mudstone, evaporitic deposits and fine-grained sandstones attributed to crevasse splays deposits on the coastal plain (Figure 213). The sequence of Unit 4 is attributed to the depositional model 2, and record the progressive transition from coastal lagoon to coastal plain deposit into a regressive system (Figure 210). It is stopped by the arrival of coarse-grained sediments of the Benlikaya Fm (Figure 213).

F.2. Continental Benlikaya Fm

Unit 1: Progradation and aggradation of a proximal DFS

The transition between the Karacaören and the Benlikaya Fm is marked by the sudden arrival of coarse-grained sediment in the overall studied area (Figure 213). The base is defined as a sequence boundary (e.g. Embry & Johannessen, 1993; Posamentier & Allen, 1999).

In the southern part of the studied area corresponding to the Saklı mini-basin, Unit 1 reworks uncomformably the Selemiye Fm with exclusively pebble to boulder-sized clasts from the Selemiye Fm, and ophiolitic and limestone cobbles (Figure 201 and Figure 213). In this area, Unit 1 consists of massive matrix supported conglomerates interbedded with reddish floodplain pelites and occasionally palustrine limestones.

In the northern part of the studied area, the Unit 1 of the Fadlun and Kizilkavraz mini-basins is mainly constituted by fluvial braided system interbedded with reddish floodplain pelites and depositional evaporites (Figure 201 and Figure 213). In the Celallı mini-basin, Unit 1 is mainly composed by fluvial braided deposits with occurrences of eolian gypsum dunes, both interbedded with reddish floodplain pelites (Figure 201 and Figure 213). In the northern Çaygören mini-basin, Unit 1 is composed by terminal splays deposits interbedded with reddish floodplain mudstones (Figure 201 and Figure 213). A in the upper part of this unit in the Çaygören mini-basin is dated at 18.9 Ma (Burdigalian) by the U-PB from zircon dating methods (Figure 213).

Unit 1 is attributed to the proximal to medial area of the DFS model 3. There is no obvious upward-changes in the facies association and grain-size in this unit and it is thus interpreted as an overall aggradation of the DFS during the Unit 1 sedimentation (Figure 212).

Unit 2: Retrogradation of distal DFS

The initiation of Unit 2 is evidenced by the disappearance of the conglomeratic deposits, which are replaced by reddish to green shales, and frequent evaporitic deposits, indicating an overall retrogradation (Figure 212 and Figure 213). The southern and south-eastern parts of the mini-basins area comprising the Sakli, Yavu and Celallı mini-basins, record an alternation of red floodplain pelites with depositional evaporites and thin sheet-like sandstone beds (Figure 201 and Figure 213) indicating the permanence of subaerial conditions. Whereas in the west and northern parts of the mini-basins area comprising the Fadlun, Kizilkavraz, Çaygören and Küpecik mini-basins, green mudstones with depositional evaporites and rare sheet-like sandstones indicate more permanent wet to a weakly drowned area (Figure 201 and Figure 213).

This unit is attributed to the distal part of a DFS submitted to floodplain to sabkha deposits and subject to rare distal terminal splays flooding (Figure 212). The spatial repartition between the greenish and the reddish floodplain mudstone deposits is compatible with the position of the water table; the deeper the reddish it is. This repartition marks a probable variation of the paleotopography with a south-eastern part uplifted compared to the north-western part.

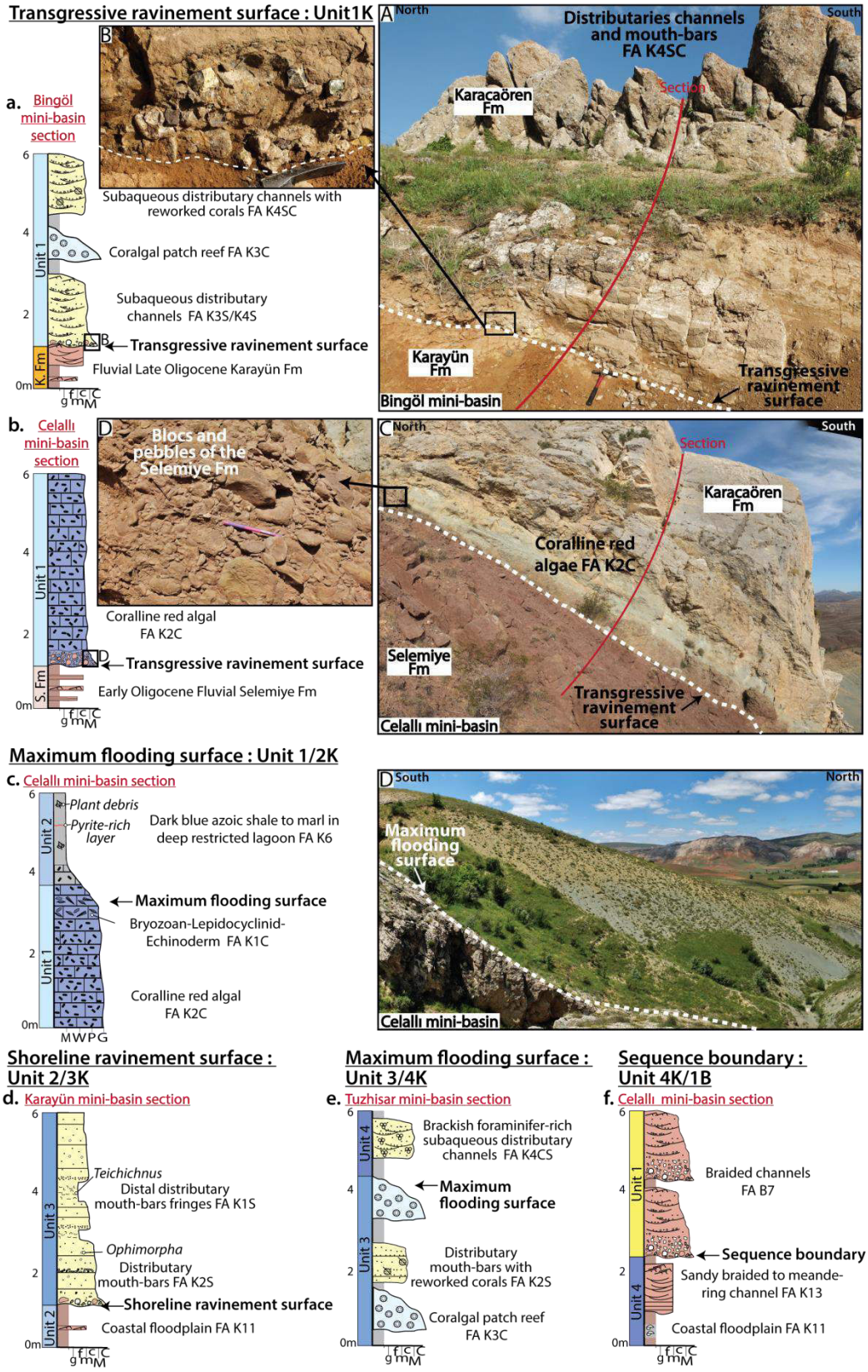


Figure 215 Overview of the correlative surfaces in the studied mini-basins, replaced on Figure 213. The transgressive ravinement surface at the Unit 1 base is detailed in the Bingöl (a) and Cellalı (b) mini-basins, but is quite similar in the Yavu, Ishani and Emirhan mini-basins. The maximum flooding surface between Unit 1 and 2 is detailed in the Cellalı mini-basin (c), and is quite similar in the Eğribucak, Tuzhisar and Ishanı mini-basins. The shoreline ravinement surface between Unit 2 and 3 is detailed in the Karayün mini-basin (d). The maximum flooding surface between Unit 3 and 4 is detailed in the Tuzhisar mini-basin (e). The sequence boundary between the Karacaören and the Benlikaya Fms is detailed in the Celalli mini-basin (f).

G. PALAEOCURRENT ANALYSIS AND SEDIMENT PROVENANCE

Palaeocurrent directions were measured at 14 sites located throughout the Karacaören Fm and 7 sites located throughout the Benlikaya Fm in all the studied mini-basins according the criterions defined at §3 (Figure 201). A dominantly NW trending direction for deltaic and fluvial transport was recorded in the Karacaören Fm and a dominantly N trending direction for fluvial transport was recorded in the Benlikaya Fm (Figure 201 and Figure 216). No major changes in the palaeocurrent directions were evidenced at the different sites from the base to the top of the Karacaören and Benlikaya section (Figure 201). This dominant northerly orientation observed at the regional scale indicates a southerly source for the siliciclastic material supplying the Miocene series. This is consistent with the existence of outcrops further south including ophiolites of the neo-Tethyan suture, metamorphic and magmatic rocks of late Cretaceous–Eocene volcanic and plutonic intrusions as well as limestones of the Teçer and Gürlevik Dağı (Figure 199; Kurtman, 1973). Rock fragments of these lihologies were found in the Karacaören and Benlikaya Fm. The scattering of palaeocurrents between the measurement sites is probably influenced by salt topography and emerged structures between each individual mini-basin (Figure 201).

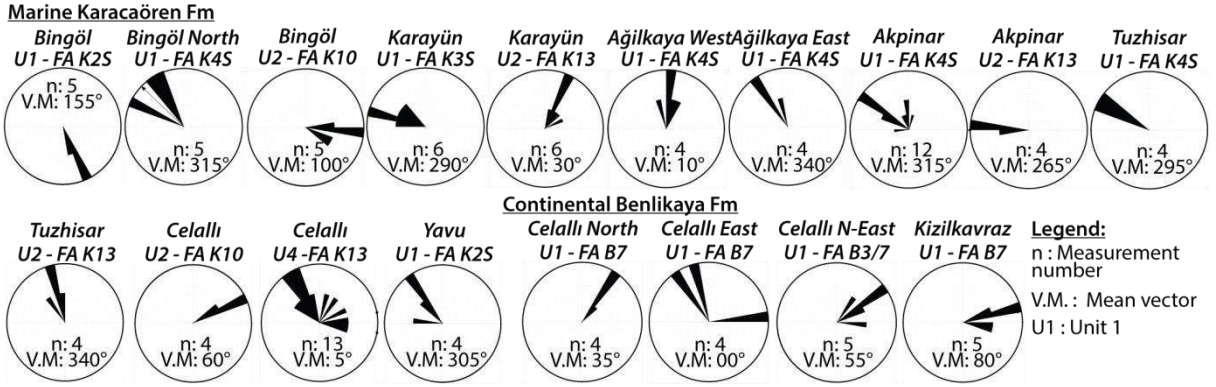


Figure 216 : Palaeocurrent analyses from 14 sites located throughout the Karacaören Fm and 7 sites located throughout the Benlikaya Fm in all the studied mini-basins. Data are plotted as rose diagrams by individual sites. The rose diagram petal width is 10°. Vm, vector mean palaeoflow direction and n, number of measurements. Locations of these measurements are shown in Figure 201.

H. DISCUSSION

H.1. Comparison of the stratigraphic architecture and stratal pattern between the different mini-basins

The infill of the Sivas mini-basins during the marine Karacaören Fm shows rapid lateral variations in the facies distribution and major stratigraphic thickness changes from one mini-basin to another and across the mini-basin itself. Important deformation of the stratal packages near the edges of the mini-basins are also recorded (Figure 201, Figure 213 and Figure 214). These thickness changes and the observed stratal geometries are interpreted as reflecting salt tectonic activity accompanying salt withdrawal and salt diapir inflation during sedimentation (e.g. \Giles & Rowan, 2012). As a contrary, the Benlikaya Fm do not exhibits major lateral variation in the facies distributions, stratigraphic thickness changes or important deformation related to salt movement on mini-basin borders (Figure 201, Figure 213 and Figure 214).

The detailed effects of the synsedimentary salt movement during the Karacaören Fm infill are discussed below: based on (a) the lateral facies association variability, (b) the stratigraphic unit thickness variability, and (c) the local halokinesis deformation. The Benlikaya Fm is then investigated, and the importance of regional tectonics on the localization of the depocentres of both Fms is discussed.

a. Marine Karacaören Fm

Importance of facies association lateral variability

The spatial distribution of the facies associations not only varies from proximal to distal zones along the South-North provenance axis. The relative proportion of facies varies significantly between adjacent mini-basins implying bathymetric variations between these mini-basins and the topographic control on the sediment dispersal. These bathymetric changes between the studied min-basins exclude a direct influence on the regional accommodation and rather indicate a local control on the accommodation attributed to the salt-induced accommodation.

The abundance of deltaic facies found in the Ağılkaya and Akpınar mini-basins through Unit 1 is interpreted as the expression of the main transit axis (Figure 201 and Figure 213). Mini-basins such as Karayün, Yavu and Tuzhisar are located in distal or lateral position from the main transit axis (i.e. Akpınar and Ağılkaya) and record finer grained sandstone (Figure 201 and Figure 213). On the other hand, some mini-basins record the intercalation of deltaic environment with coralline red algal and coral patch reef facies association, while some others such as the Ishani and Celallı are almost filled by open-marine carbonate facies (Figure 201 and Figure 213).

The facies association distribution appears not controlled by the conventional facies association distribution in a mixed environment but demonstrates the influence of a topographic control exerted on sedimentary system between neighbouring mini-basins. This particular distribution proves the confinement induced by topographically elevated salt walls and diapirs generated by salt withdrawal. This confinement is highlighted by the establishment of restricted lagonnal environment during Unit 1 such as in the Eğribucak mini-basin whereas the surrounding mini-basins record deltaic environments (i.e. Tuzhisar, Emirhan and Karayün; Figure 217). The development of coral patch reef, coralline red algal or bryozoan facies association in mini-basins argue also for the occurrence of diapiric topography that segregates and diverts the sediment pathways, and thus locally controls the sediment dispersal and facies pattern.

Furthermore, lateral facies association transition between the central part and the borders of the mini-basins are common. The clastic sediments are mainly localized in the central part of the mini-basin and can pass laterally into shaly or carbonate facies association. This configuration is well expressed in the Eğribucak, Akpınar, and Tuzhisar mini-basins. In the Eğribucak mini-basin, the eastern border exhibits brackish foraminifer limestone during Unit 1 which passes laterally to small distributary channels that rework a high content of brackish foraminifer (Figure 217A). Also during Unit 1, the distributary mouth-bars observed in the central part of the Akpınar mini-basin, pass laterally toward the eastern border to coralline red algal limestone. In the Tuzhisar mini-basin, during Unit 1 distributary channels and mouth-bars are observed in the central part of the mini-basin that pass laterally to pro-delta mud toward the borders, while during Unit 3, coral patch reef are observed on the western border which are laterally equivalent to distributary channels in the central part of the mini-basin (Figure 217A).

This lateral facies association transition between the central part and the borders of the mini-basins argue for differential loading. This downbuilding allow the axis of the clastic system to focus into the area of maximum subsidence, and thus the development of carbonate facies on the relatively elevated borders away from the clastic axis (Figure 217A).

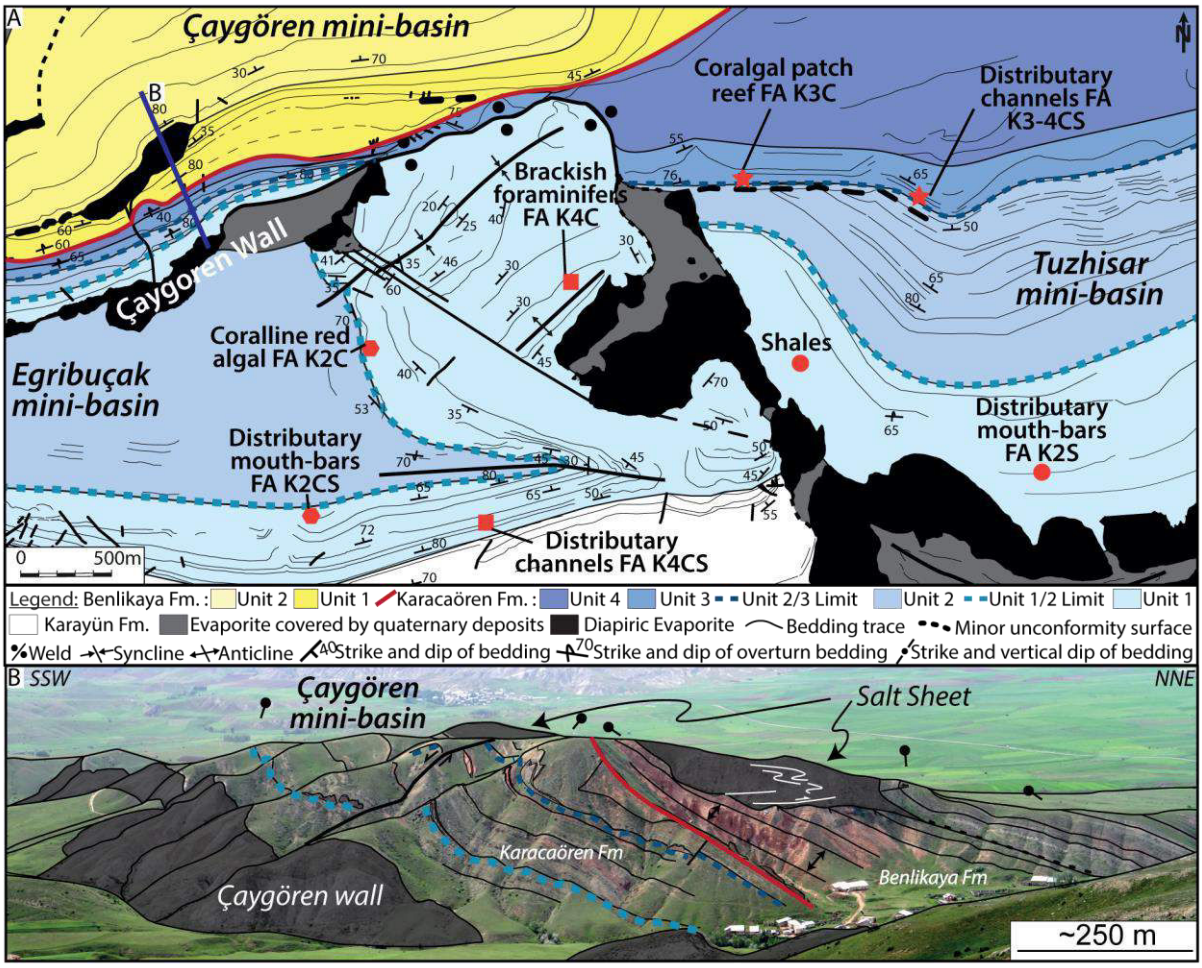


Figure 217 : (A) Detailed geological map of the Eğribucak, Çaygören and Tuzhisar mini-basins, showing the lateral facies association variation between the central part and the mini-basin borders, location on Figure 201. The red stars in the Tuzhisar mini-basin Unit 3 show the lateral transition between the coralgal patch reef toward the western border and the distributary channels in the central part of the mini-basin. The red circles in the Tuzhisar mini-basin Unit 1 highlight the lateral transition between the distributary mouth-bars FA K2S in the central part and the shales facies toward the western border. The red hexagons in the Eğribucak Unit 1 show the lateral transition between red algal FA K2C on the north-eastern border and the distributary mouth-bars FA K2CS in the central part of the mini-basin. The red squares in the Eğribucak Unit 1 highlight the lateral transition between the brackish foraminiferal grainstone FA K4C restricted to the north-eastern border and the distributary channels FA K4CS in the central part of the mini-basin. (B) Panorama view of the Caygören mini-basin with the intercalated salt sheet. Location view of the panorama is indicated in the Figure 217A.

Importance of stratigraphic unit thickness variability

The overall Karacaören Fm thickens along a West-East axis in the central part of the Sivas Basin, with an estimated maximum thickness of more than 2000 m around the Emirhan, Karayün, Akpınar and Tuzhisar axis (Figure 201 and Figure 213). The Akpınar mini-basin shows the thickest preserved continuous section (2300 m; Figure 213). Due to recent erosion and uplift, it is difficult to draw up an overall isopach map for the whole region. However, some noticeable thickness variations can be pointed out within the Karacaören Fm.

Pronounced thickness changes are observed between the central part and the borders of the mini-basins (Figure 201). When the Karacaören Fm is deposited directly on the allochthonous canopy, such as in the Akpınar, Tuzhisar or Ağilkaya mini-basin, the intra mini-basins thickness variations are significant. For example, the thickest section in the Tuzhisar mini-basin reaches 1 500 m and thin laterally to 800 m in the eastern part of the mini-basin. Whereas, when the marine deposits overlay an initial mini-basins (i.e. Karayün Fm), such as the Emirhan, Eğribucak, Karayün or Bingöl mini-basins, the intra mini-basins thickness variations are limited and expressed by a relative small thinning toward the mini-basins borders (Figure 201).

The intra mini-basins thickness variations are interpreted as due to salt withdrawal directly related to the salt-induced accommodation just below the mini-basin. These variations are thus well expressed when the Karacaören deposits are developed directly above the salt canopy.

The thickness changes between the adjacent mini-basins are also well expressed. For example, Unit 1 and 2, reach a maximum thickness of 2100 m in the Akpınar mini-basin, while the same section in the Tuzhisar mini-basin reaches a maximum thickness of 1400m (Figure 213). These thickness variations between the mini-basins are attributed to differential loading between adjacent mini-basins. The Unit 1 records the best examples of differential loading between the mini-basins. Indeed, when Unit 1 overlays the initial mini-basins filled by the Oligocene Karayün Fm (i.e. Emirhan, Karayün, Arpayazi, Ishani, and Bingöl) the thicknesses of Unit 1 never exceed 200 m. As a contrary, when unit 1 is deposited directly on allochthonous canopy, such as in the Akpinar, Tuzhisar or Ağilkaya mini-basins, the thicknesses is between 400m and 700m. This difference highlight the strong salt-withdrawal influence in newly initiated mini-basins compared to the primary Oligocene mini-basins.

As demonstrated above, the differential loading, both within and between mini-basins, induces important lateral facies association changes probably due to bathymetric changes.

Importance of local halokinetic deformation

The infill of the Sivas mini-basins during the marine Karacaören Fm shows rapid changes in thickness from one mini-basin to another, with spectacularly well exposed stratal patterns expressed by wedges geometries along salt walls, welds or diapirs. These thickness changes and the observed stratal geometries are interpreted as reflecting salt tectonic activity accompanying salt withdrawal and salt diapir inflation during sedimentation (e.g. \Giles & Rowan, 2012).

Broad and gentle drape-fold geometries are observed at mini-basin-scale with folding and thinning of the growth strata occurring over a wide zone of 500–1000 m. These structures, named wedge geometry by Giles and Rowan (2012), are observed in several studied mini-basins. The best examples of mini-basin-scale wedges are seen in the Tuzhisar, Bingöl and Ağilkaya mini-bassins. In the Tuzhisar mini-basin, folding and thinning of Unit 1 and 2 occur over a wide zone of 500-1000 m, with gradual bed rotation (Figure 201). Bounding unconformity with the overlaying Unit 3 have a medium-angle truncation between 40 and 50° and extend for more than 500 m away from the border of the stratigraphic Unit before becoming conformable (Figure 217B). In the Bingöl mini-basin, the border is tilted to vertical corresponding to unit 1 and the overlying Unit 2 exhibit bed rotation until 20° in the central part of the mini-basins. This wedge shape observed around the exposed border forms a large syncline (Figure 201). The same type of halokinetic growth strata is observed in the central part of the Ağilkaya mini-basin during the unit 1 infill, and through the entire Tuzhisar mini-basin (Figure 218 and Figure 219).

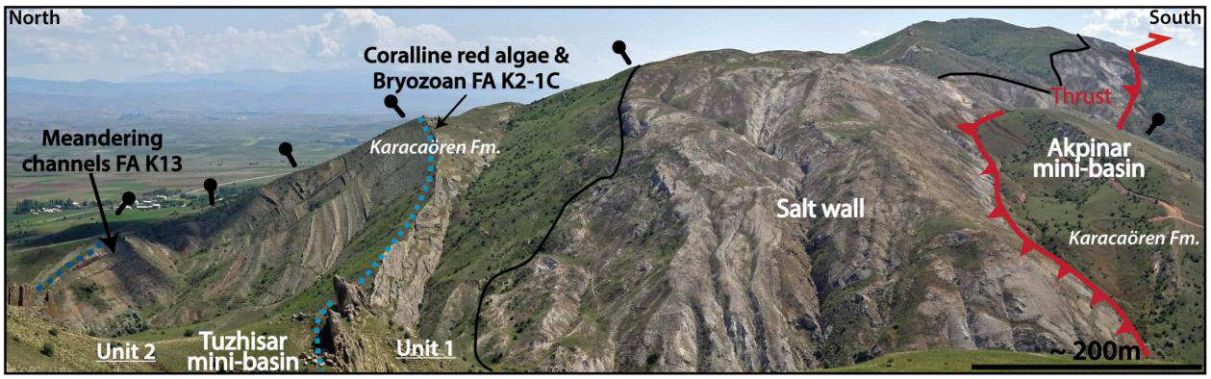


Figure 218 : Panoramic view of the Akpinar and Tuzhisar mini-basins contact. The salt wall at the akpinar mini-basin correponds to a north vergent major thrust developed during a late regional compressive stage.

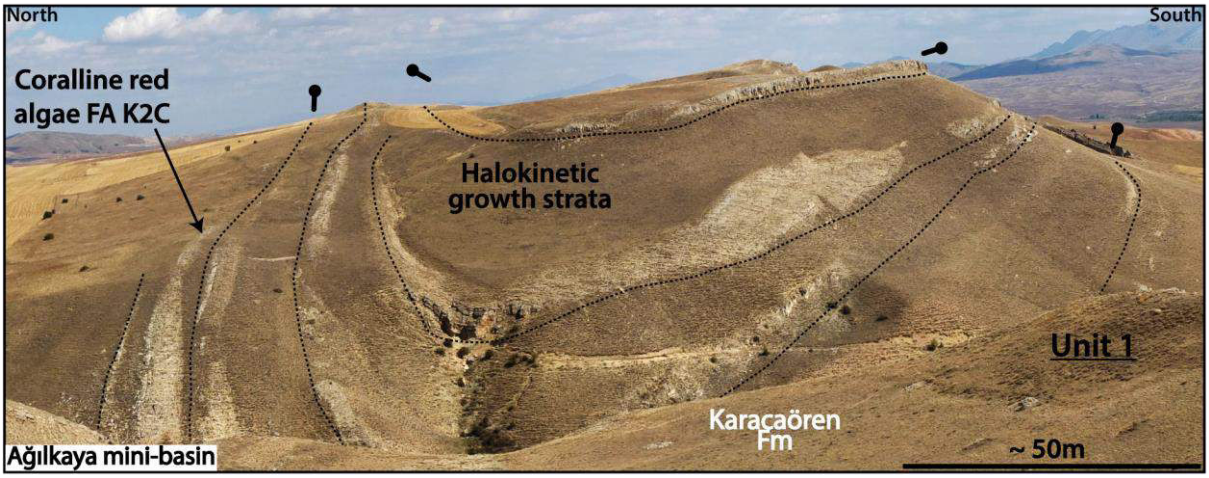


Figure 219 : Panoramic view of a halokinetic growth strata in the Ağılkaya mini-basin in Unit 1.

At a smaller scale compared to the mini-basins wedges scale, individual depositional intervals of 100 m to 300 m thick intra-unit, record also broad and gentle drape-fold geometries (i.e. wedge shaped). Indeed, several small-scale wedges structures with migration of the depocentre are observed for example in the Akpınar mini-basin (Figure 220). Furthermore, halokinetic complex deformations are also observed such as in the eastern border of the Eğribucak and Emirhan mini-basins, highlighting the synsedimentary interplay with the halokinesis (Figure 201 and Figure 217A). The development of medium to mini-basin-scale wedges in the Karacaören Fm confirms the synsedimentary salt-withdrawal.

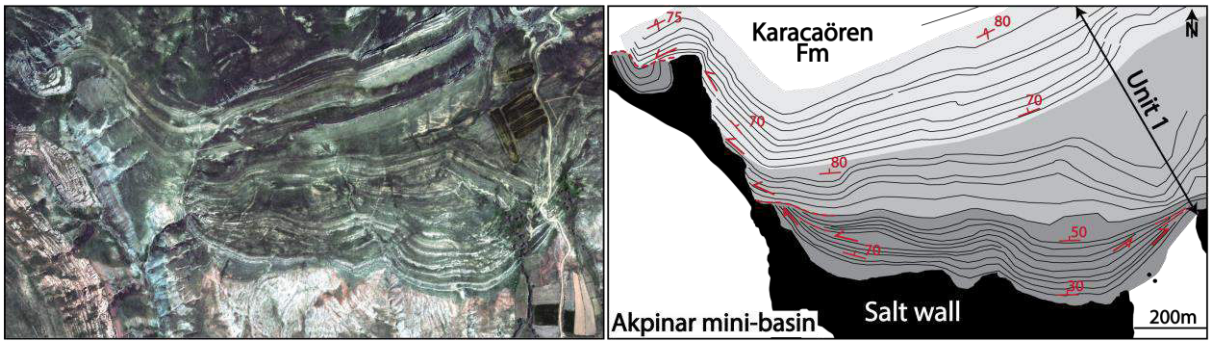


Figure 220 : Geoeye satellite colour composite and line drawing associated below, showing the western border of the Akpinar mini-basin Unit 1. The mini-basin border record complex synsedimentary halokinesis interaction showing successive wedging toward the salt wall, onlap and toplap with erosional truncation on top of the rotated strata.

b. Continental Benlikaya Fm

The repartition of the facies association during the Benlikaya Fm is regionally concordant with a South-North sediment transit within proximal facies association of the DFS system to the south and the distal facies association of the DFS system to the North. Evidences of synsedimentary halokinesis, such as local lateral facies association transition or halokinetic geometry related to salt inflation or evacuation, are not observed through the Benlikaya Fm (Figure 201).

However, the repartition of the depocentres and the paleocurrent analysis suggests a paleotopographic control during the Benlikaya Fm sedimentation (Figure 201). A large elongated depocentre is present in the southern part of the mini-basins area and around the Celalli anticline; another depocentre is around the Fadlun mini-basin and, finally, on the northern mini-basins area border. However, no Benlikaya Fm deposits are visible on the central part of the mini-basin area.

H.2. Regional tectonics influences on the mini-basins area

The active compression in the studied area can be evidenced by a salt sheet spreading at surface during the deposition of the Benlikaya Unit 1 in the Çaygören mini-basin (Figure 220B). Allochthonous salt sheets are currently observed in compressional orogens (e.g. Hudec and Jackson, 2006).

This salt extrusion should be associated to a shortening phase or could be a local compressional effect at the contact between the Eğribucak and Çaygören mini-basins (Figure 217; Kergaravat *et al.*, Submitted). Furthermore, the accumulation of the Benlikaya Fm all around the central mini-basins area (i.e. Emirhan, Karayün, Eğribucak, Akpinar and Tuzhisar mini-basins) probably indicate the emergence of the active thrusts and the tilting to vertical of the central mini-basins area during the early stage of the Benlikaya Fm deposits and have probably generated an uplift of this central area (Figure 218).

At larger scale a migration of the depocenter through time is observed during the Karacaören and Benlikaya Fms. The transgressive deposits of Unit 1 are present in all the study area, and mark the flooding of the Sivas Basin. The regressive following Unit 2 is observed in almost all the area but not in the extremely south Ağilkaya and Saklı mini-basin. The second transgressive-regressive sequence is partially recorded in the middle area by the Karayün and Akpinar mini-basins and well recorded by the Cellali anticline and the northern mini-basin, Çaygören and Tuzhisar.

This migration of the depocenters through time toward the north is interpreted as a progressive uplift of the southern Sivas margin. The foreland context of this basin can justify a migration of the deformation and thus of the depocentre through time and toward the north. Furthermore, the deformation front propagation towards the foreland recorded by tectonic activity in the mini-basins area through the Karacaören Fm can produce a flexural subsidence allowing the establishment of marine conditions and the stacking of 2300m of marine sediments in some mini-basins. The abrupt upward shit in facies between the fine-grained sandstone of the Karacaören Unit 4 to the conglomeratic facies of the Benlikaya Unit 1 is attributed to a probable tectonic event in the Sivas basin southern margin producing a major input of siliciclastic sediment supply. The possible migration of the hinterland induces a distance decrease between the source area and the mini-basins, and thus can justify the transition with the coarse continental Benlikaya Fm.

H.3. Global eustatic sea-level influence on the Sivas Basin

The last stage of foreland infill records commonly a clastic fluvial and eventually alluvial sedimentation (e.g. Covey, 1986). This stage in the Sivas Basin is attributed to the continental Oligocene Karayün Fm and Miocene Benlikaya Fm. However, the marine incursion of the Karacaören Fm is present. This early Miocene transgression in the Sivas basin was first described by several authors based on the fauna determination (Stchepinsky, 1939, Nebert, 1956 #1473). Then, few authors correlated the determined fauna with the Miocene Foraminifers of Iran, Iraq and Syria (Dizer, 1962; Erentöz, 1966). This transgression is coincides with a global sea-level rise that affect the eastern Turkey, Iran, Iraq and Syria (Haq *et al.*, 1987).

H.4. Impact of halokinesis on the allogenic factors control

The variability across time of the Miocene stratigraphic sequence as well as the facies association type and repartition and the architecture within the Sivas mini-basins are at the first order depending on regional controls occurring across the entire mini-basins area. Regional controls reflect sedimentation patterns associated with global eustatic sea-level/base level changes and subsidence/uplift variations generated by the foreland and the fold-and-trust belt propagation. However, we show in this paper that coeval deposits present a possible high variability related to both the influence of the salt-induced topography and to the variations of the local salt-induced accommodation between the mini-basins. For example, the variation of bathymetry between compartmentalized mini-basins induces major facies association changes. Nevertheless, the key surfaces associate to the major allogenic tendency changes remain preserved, even if the depositional system and associate facies succession linked to the local halokinesis-driven accommodation conditions are different. For example, the regional rejuvenation of the reliefs during tectonic pulses and thrust front propagation is responsible for an abrupt grainsize increase and overall fining upward sequence visible for example in the Çaygören mini-basin. The allogenic surfaces remain primordial for stratigraphic correlation in a mini-basins area such as the Sivas Basin.

I. Conclusion

Two depositional environments were observed in the Miocene of the Sivas mini-basins:

(1) The marine Karacaören Fm at the lower part composed of (i) mixed deltaic and carbonate ramp environment, and (ii) restricted lagoon and coastal plain.

(2) The continental Benlikaya Fm in the upper part including is distributive fluvial systems with alluvial/fluvial and playa-lake sub-environments.

At regional scale, the Karacaören Fm includes two extensive deepening- shallowing-upward loops which both correspond to two majors transgressive-regressive sequences. At the base of each sequence, a transgressive ravinement surface or shoreline ravinement surface marks the beginning of the deepening of the depositional system up to a maximum of deep marine to clayey facies reported to the a maximum flooding surface that marks the beginning of the regressive system tract. Both, facies association and thickness greatly change from one mini-basin to another, but the allogenic tendency is respected. The sedimentary pattern of the Karacaören Fm is dominated by the interplay of the regional accommodation (seal-level vs flexural response) and the local halokinesis.

The Benlikaya Fm corresponds to a regional erosional surface reported to a sequence boundary that marks the sudden extensive development of a coarse clastic wedge during a major phase of relief rejuvenation in the thrust belt. The overall fining upward Benlikaya Fm includes an earlier aggrading phase, marked by widespread coarse multi-storey channel networks deposits (DFS), interpreted as the relief building in the source area. It is followed by a retrograding phase showing the transition to alluvial plain and playa lake deposits interpreted as the progressive relief dismantling in the source area.

Regional transgressive or regressive tendency for the marine Karacaören Fm and progradation/aggradation and retrogradation trend in the continental Benlikaya Fm were delimited by key surfaces separating individual Units. We demonstrated in this work that these key surfaces cross the different mini-basins and can be considered as time lines through the regional synthetic succession. However, the sedimentary facies associations of time-equivalent units between these surfaces through contiguous mini-basins can be quite different because of the complex synsedimentary interplay between the halokinesis and the foreland dynamics. We can in particular highlight the following results :

(1) The major lateral facies change between the central part and the borders of the mini-basins is attributed to differential loading. This differential loading induces generally the location of the terrigenous input axis in the central part of the mini-basin and allows the development of carbonate deposition in the more protected and shallow zones of the mini-basin borders.

(2) Furthermore, the intra-mini-basin differential loading produces important variability of the stratigraphic unit thickness within halokinetic growth strata (i.e. wedge), between the central part and the border of the mini-basins.

(3) The major lateral facies change between the mini-basins is attributed to the occurrence of topographically elevated diapir and salt walls which segregates and diverts the sediment pathways, and thus locally controls the sediment dispersal and facies pattern. Additionally, the variation of differential loading between the mini-basins produces bathymetric changes and thus facies association changes in the neighbouring mini-basins. The variation of differential loading between the mini-basins is confirmed by the major stratigraphic thickness variability from one mini-basin to another.

(4) The development of thrusts between mini-basins in the central area occurs probably during the early Benlikaya, uplifting the central mini-basin area and forcing the Benlikaya DFS to avoid this area. The development of a salt sheet during the Benlikaya Fm is consistent with a compression pulse.

J. Acknowledgments

We are grateful to Total SA for their financial support. Cümhuriyet University is warmly thanked for support and help during the field work. D. Huygue and N. Krim are thanked for valuable discussions on several aspects of this review article. We thank Christian Chaix (MNHN, Paris) for the coral determination and Fabien Delsate (UM2, Montpellier) for the shark tooth determination. We acknowledge C. Bonnel, M. Denis, B. Fasentieux, A. Pichat, E. Legeay, M. Larey, B. Rouby, R. Ruby, J. Balansa for their help on the field.

III. Donnés complémentaires sur les formations de Karacaören et de Benlikaya

A. Datations paléontologiques et isotopiques

A.1. Les dents de requins

Quatre dents de requins ont été retrouvées dans la formation marine de Karacaören et plus précisément dans des lobes deltaïques de l'Unité 1 dans les mini-bassins d'Ağilkaya et d'Ishanı (Figure 221). Ces dents ont été identifiées et une proposition de datation a été faite par Fabrice Moreau du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (communication personnelle). Ces dents de requins pourraient s'apparenter à des espèces proches du genre Carcharias. Elles sont présentes de l'Oligocène au Pliocène.

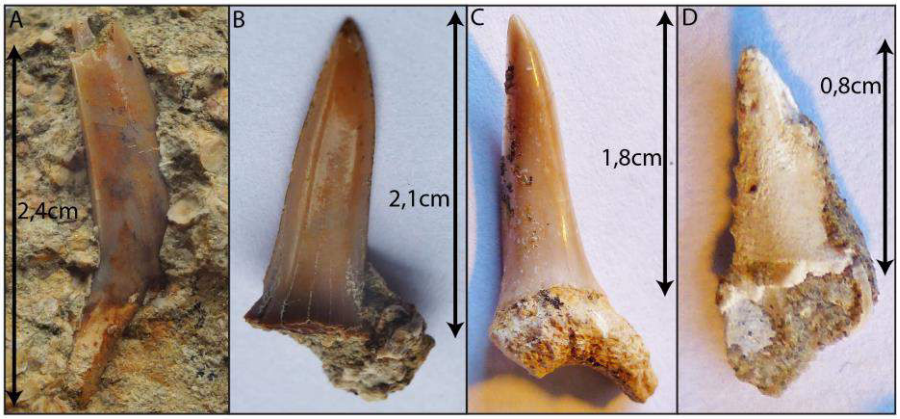


Figure 221 : Photographies de dents de requins, (A-B et C) dents de Lamniformes, probablement de la famille des Odontaspididae prélevée dans le mini-bassin d'Ishanı et d'Ağilkaya (D) dent de la famille des Carcharhinidae prélevée dans le mini-bassin d'Ağilkaya ; détermination effectuée par Fabrice Moreau du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris.

A.2. Les coraux

De nombreuses espèces de coraux ont été observées dans les mini-bassins. Dans l'optique de les dater puis de caractériser les environnements des dépôts, quelques échantillons ont été prélevés (Figure 222). Ces derniers proviennent des séries marines de la formation Karacaören et plus précisément des Unités 1 et 3 des mini-bassins de Tuzhisar, Bingöl, Caygören et de la colline d'UzunTepe à l'Est de la ville de Sivas. Les déterminations et datations ont été effectuées par Christian Chaix du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (communication personnelle). Les espèces observées comprennent des *Favites detecta* (Michelotti in Sismonda, 1871), *Thegioastraea variabilis* et *speciosa* (Sismonda, 1871), *Phyllocaeniella eggenburgensis* (Chevalier, 1975), *Porites collegniana* (Michelin, 1842), et *Syzygophyllia (Aquitanophyllia) Grandistellae* (Chevalier, 1961). Toutes les espèces présentes à Sivas sont connues dans l'Aquitanien et le Burdigalien, ce sont tous des coraux récifaux qui nécessitent des eaux chaudes (~25°C), très oxygénées, les moins turbides possibles et peu profondes (inférieurs à 50m) mais seuls les *Porites* peuvent supporter des conditions de vie difficiles. Ces informations sont cohérentes avec la localisation des massifs récifaux que nous avons observés sur le terrain localisés sur les bordures de mini-bassins, en hauteur par rapport aux apports clastiques, focalisés pour leur part au centre des mini-bassins.

Figure 222 : Photographies des coraux appartenant à la formation Miocène de Karacaören ; (A) *Favites detecta* (Michelotti in Sismonda, 1871) ; (B) *Thegioastraea variabilis* (Sismonda, 1871) ; (C) *Phyllocaeniella eggenburgensis* (Chevalier, 1975) ; (D) *Favites detecta* (Michelotti in Sismonda, 1871) ; (E) *Porites collegniana* (Michelin, 1842) ; (F) *Thegioastraea speciosa* (Sismonda, 1871) ; (G) *Phyllocaeniella eggenburgensis* (sensu Chevalier, 1975) ; détermination effectuée par Christian Chaix du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris.

A.3. Les Algues rouges

Les dépôts marins de la formation Karacaören dans le bassin de Sivas présentent un intervalle carbonaté à algues rouges. Ce niveau repère est utilisé dans les mini-bassins comme une surface corrélable. Afin de vérifier cette interprétation des échantillons de ces intervalles répartis dans les mini-bassins de Tuzhisar, Akpinar, Celallı, Arpayazi et Eğribucak ont été datés. La méthode de datation utilisée est le rapport isotopique du strontium (87Sr/86Sr). Le ratio de cet isotope enregistre d'importantes variations au cours du cénozoïque et s'avère être un bon outil de datation (e.g. McArthur *et al.*, 2012). Les valeurs obtenues pour ces échantillons se situent entre 0.708147 et 0.70822 avec une incertitude inférieure à 0.000015 (Figure 223).

Echantillons de carbonates à Algues rouges	Noms des Mini-bassins	87Sr/86Sr	err. (2sigma)	Ages en Ma
ET1	Akpinar	0.708220	0.000011	24.8
ET2	Arpayazi	0.708159	0.000012	25
ET3	Cellali	0.708202	0.000013	24.3
ET4	Egribucak	0.708147	0.000015	24.4
ET5	Tuzhisar	0.708250	0.000012	24

Figure 223 : Tableau synthétisant les valeurs du rapport isotopique du strontium (87Sr/86Sr) obtenues pour 5 échantillons répartis dans 5 mini-bassins.

En se référant à la courbe de McArthur *et al.* (2012), les valeurs du rapport isotopique du strontium de ces carbonates indiquent un âge entre 24Ma et 25Ma (Figure 224).

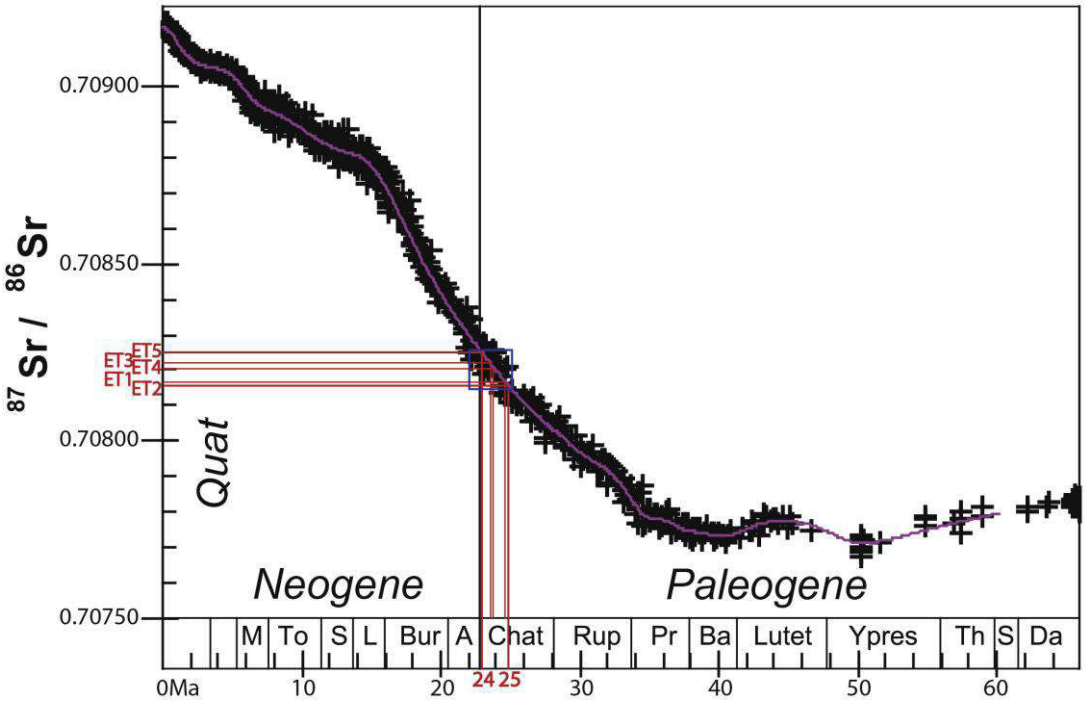


Figure 224 : Evolution du rapport isotopique du Strontium au cours du Cénozoïque, d'après McArthur *et al.* (2012).

Ces datations sont en accord avec les travaux de biostratigraphie de Sirel *et al.* (2013), qui ont daté le niveau à algues rouges dans les mini-bassins de d'Eğribucak et de Çaygören du Chattien supérieur (Figure 225). La transgression dans le bassin serait donc d'âge Chattien.

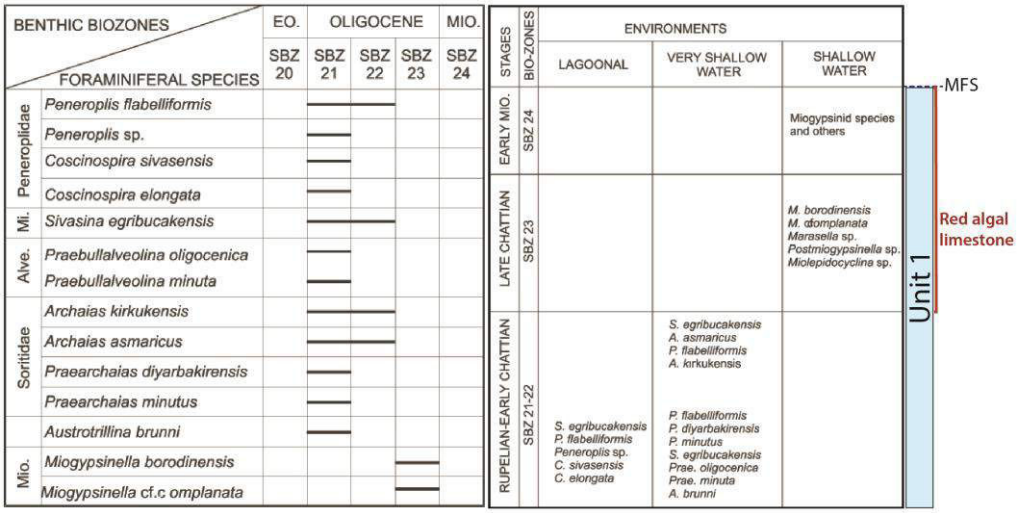


Figure 225 : Distribution stratigraphique des espèces de larges foraminifères benthiques prélevés dans les mini-bassins de Çaygören et Eğribucak, d'après Sirel *et al.* (2013).

B. Influence de la tectonique salifère

B.1. Fluage des évaporites à l'origine d'une morphologie de type Gilbert-delta

Le mini-bassin de Bingöl forme un large synclinal dont les bordures sont rebroussées. Cette géométrie marque la subsidence et l'évacuation des évaporites sur les bordures de ce mini-bassin. Des clinoformes de 10-15 m de puissance avec des pendages allant jusqu'à 35° sont observés au niveau de la bordure Ouest du mini-bassin de Bingöl et sont interprétées comme faisant partie d'un petit Gilbert-delta (Figure 226).

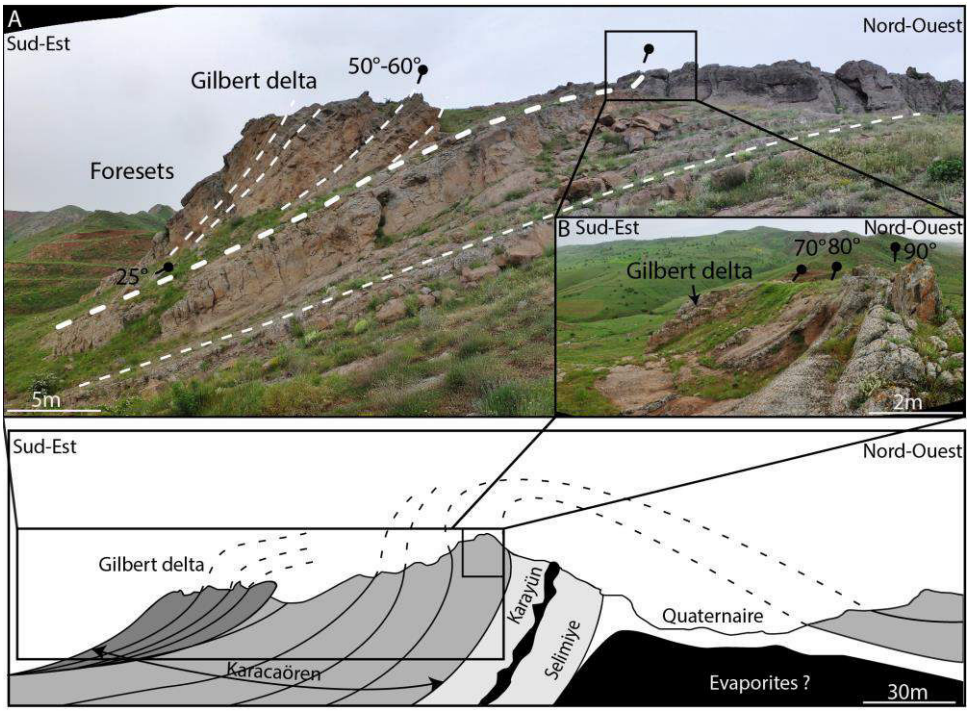


Figure 226 : Coupe de la bordure Ouest du mini-bassin de Bingöl, (A) panorama du Gilbert delta de Bingöl, et (B) zoom de la bordure Nord-Ouest.

La pente de ces clinoformes et leur raccord tangentiel sont la caractéristique principale des Gilbert-deltas (e.g. Postma & Roep, 1985; Flores, 1990). Les faciès du Gilbert-Delta sont équivalents granulométriquement aux dépôts sous-jacents mais aussi aux dépôts au Nord-Ouest de la ride d'évaporites (Figure 226).

Les conditions nécessaires à la formation d'un Gilbert-delta d'après Postma (1990) sont un fort apport sédimentaire, un flux d'eau important, une forte création d'espace d'accommodation et, dans une moindre mesure, un pendage des dépôts antérieurs au Gilbert-delta vers le bassin d'un minimum de 3°. Ces conditions s'observent généralement à la proximité d'un relief ou d'un escarpement de faille (e.g. Colella, 1988; Nemec & Steel, 1988).

Aucune faille n'a pu être observée en arrière de ce petit Gilbert-delta. Les faciès sous-jacents sont équivalents à ceux observé au niveau du Gilbert-delta et celui-ci est localisé sur la bordure du mini-bassin aux abords d'un mur d'évaporites. L'halocinèse pourrait-elle, dans ce cas, avoir permis la mise en place de ce Gilbert-delta seulement par création d'espace disponible ?

La première série marine, localisée sous les foresets du Gilbert-delta, présente une géométrie en éventail, s'amincissant vers le Nord-Ouest en direction du mur d'évaporites (Figure 226 et Figure 227). Une subsidence différentielle relativement faible pourrait avoir permis d'enregistrer une géométrie divergente (Figure 227). La mise en place de la série supérieure, marquée par l'organisation des dépôts en Gilbert-delta pourrait, quant à elle, être liée à une forte subsidence du mini-bassin responsable d'un différentiel de bathymétrie entre la zone de transit sur la ride d'évaporites et le mini-bassin lui-même (Figure 227). Ce différentiel de bathymétrie pourrait être à l'origine de la mise en place des petits clinoformes.

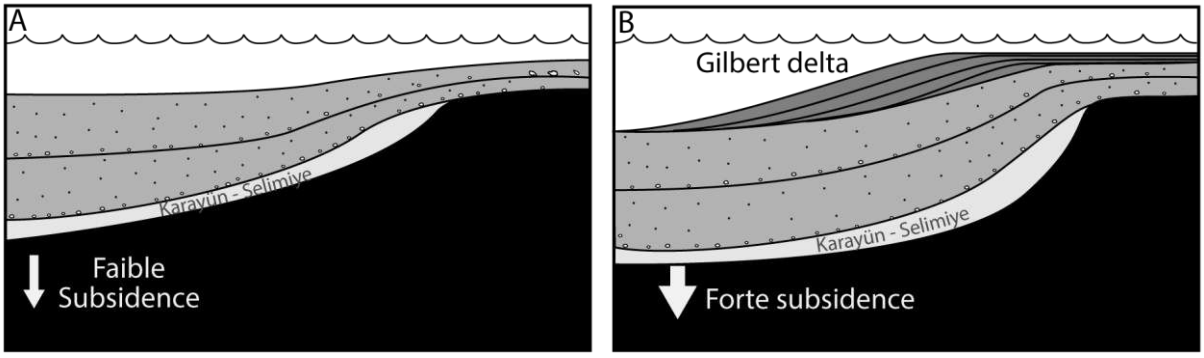


Figure 227 : Coupes schématiques illustrant la mise en place du Gilbert-delta du mini-bassin de Bingöl, (A) mise en place de la série inférieure en éventail sédimentaire, (B) mise en place du Gilbert-delta dans la série supérieure.

B.2. Influence de plis halocinétiques sur les premiers dépôts marins : exemple de la bordure Est du mini-bassin d'Emirhan

La surface de transgression chattienne est observée dans une zone à la paléotopographie complexe. Le mini-bassin d'Emirhan est un bon exemple de l'influence des plis halocinétiques sur une bordure de mini-bassin durant la transgression. En effet, les séries fluviatiles du membre moyen de la formation Karayün sont rebroussées à 90° et recouvertes par les premiers dépôts de la formation marine de Karacaören (Figure 228).

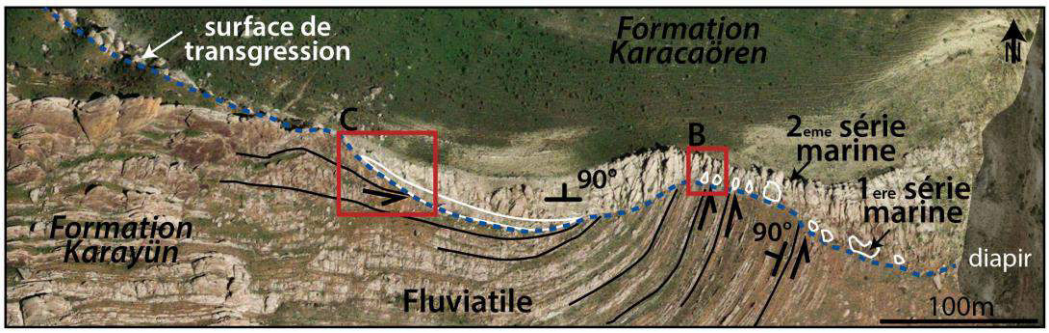


Figure 228 : Image satellite Google Earth interprétée du contact entre la formation continentale de Karayün et la formation marine de Karacaören en discordance au niveau de la bordure Est du mini-bassin d'Emirhan.

- La **première série marine** déposée en discordance sur la série fluviatile est très discontinue. Cette dernière forme des paquets sableux, de faible extension latérale, qui semblent être localisés au niveau des intervalles de plaines alluviales et donc entre les chenaux de la formation Karayün (Figure 229B et C). Dans la zone où la discordance est proche de 90°, vers l'Est, les paquets sableux ne font que quelques mètres de large (Figure 229B), alors que vers l'Ouest, où la discordance angulaire est plus faible, les paquets sableux s'élargissent jusqu'à quelques dizaines de mètres (Figure 19C).
- La **seconde série** marine s'étend sur l'ensemble du mini-bassin d'Emirhan d'Est en Ouest, recouvrant la première série marine.

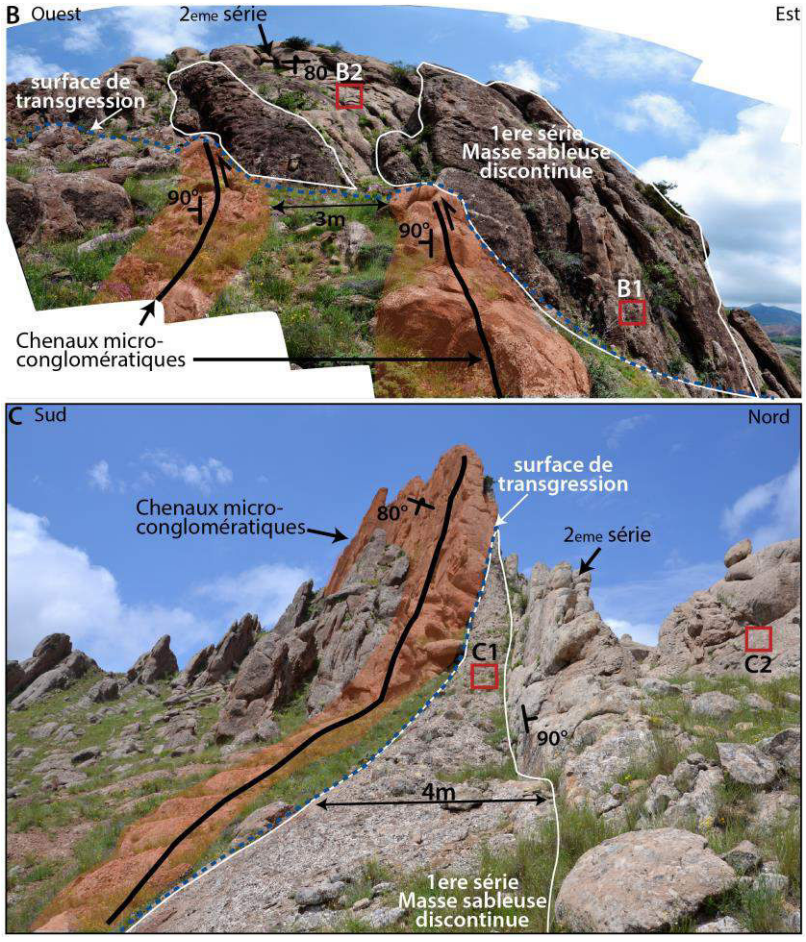


Figure 229 : (B) Photographie du contact discordant à 90° entre les chenaux fluviatiles de la formation Karayün et les grès deltaïques les recouvrant, avec la présence de paquets sableux très discontinus à la base des grès deltaïques. (C) Photographie du contact discordant entre les chenaux fluviatiles de la formation Karayün et les grès deltaïques de la formation Karacaören.

Les faciès de la **première** série marine sont caractérisés par une matrice de gréseuse assez claire pouvant contenir des granules et galets de quelques centimètres de diamètre, ainsi que de rares débris de lamellibranches (Figure 230 C1 et B1). Dans cette matrice flottent des blocs mesurant jusqu'à 60cm, composés de grès rouges à granules, ainsi que des galets de grès plus fin, dans lesquels des rides de courants ont été observées (Figure 230 C1 et B1). Ces blocs présentent une forte similitude avec les niveaux chenalisés ou ceux de la plaine alluviale de la formation Karayün située juste en dessous. Ces faciès sont interprétés comme des chenaux distributaires sous-aquatiques remaniant les produits de démantèlement de la formation Karayün impliquée dans le pli halocinétique.

Les faciès de la **seconde série marine** sont des grès propres, moyens, très bien triés, dans lesquels sont observés des débris végétaux ainsi que des terriers de type *Ophiomorpha* (Figure 230 C2). Dans cette seconde série, on observe de rares blocs de grès se rapprochant des faciès observés dans la formation sus-jacente (Figure 230 B2). Ces faciès sont interprétés comme des barres d'embouchures.

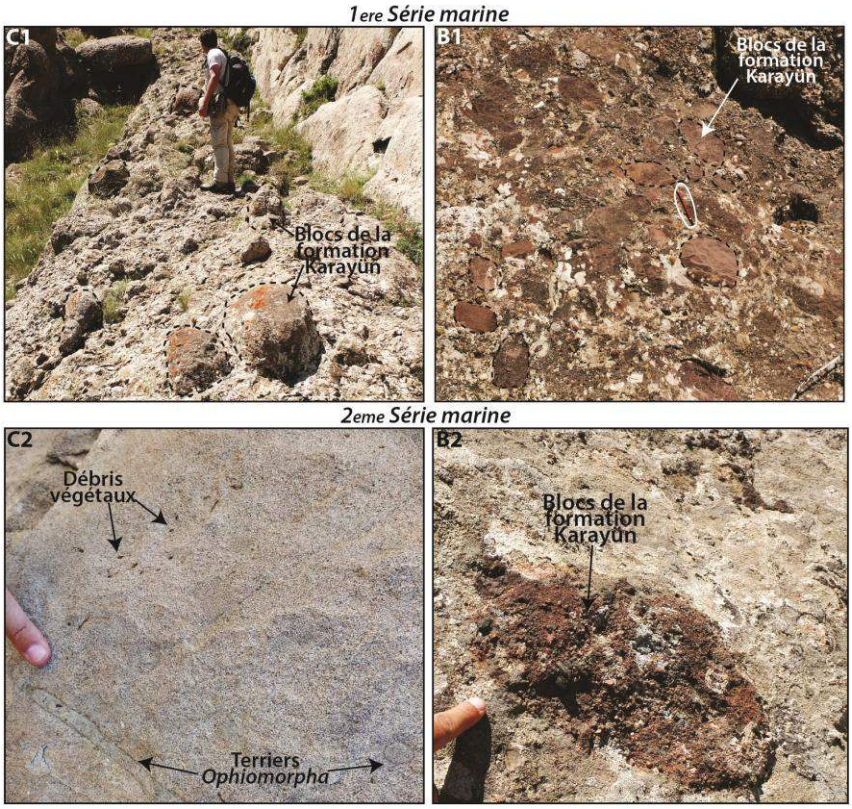


Figure 230 : (C1 et B1) Photographies de la première série marine qui remanie de nombreux blocs de grès de la formation Karayün correspondant probablement à l'érosion des *riffles*. (C2 et B2) Photographies de la seconde série marine principalement constituée de grès deltaïques bien triés à terriers de type *Ophiomorpha* et débris végétaux. Cette série peut remanier par endroits des blocs de grès de la formation Karayün.

Ces observations faciologiques et morphologiques suggèrent que le dépôt de la première série marine a été influencé par la paléotopographie générée par l'halocinèse dans cette zone. Les dépôts de la formation Karayün n'ont pas été érodés avec la même intensité durant la transgression. En effet, les chenaux gréseux pourraient avoir formé des *pools and riffles* compartimentant les alternances argilo-gréseuses fluviatiles sous-jacentes avec un affouillement préférentiel dans les argiles de plaine d'inondation. La présence de blocs de la formation Karayün dans les premiers grès marins pourrait ainsi provenir d'un remaniement sur place, sans réel transport (Figure 231A).

La seconde série marine paraît envahir l'ensemble du mini-bassin d'Emirhan avec le développement d'un environnement de barres d'embouchures, qui remanient à de rares endroits des blocs de la formation Karayün (Figure 231B).

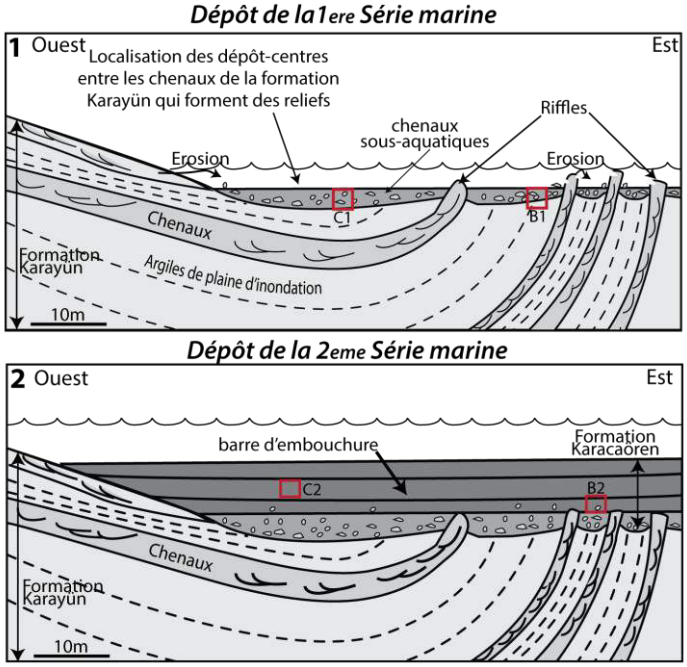


Figure 231 : (A) Schéma très simplifié de la bordure Est du mini-bassin d'Emirhan durant l'épisode transgressif, qui se dépose entre les riffles constitués par les chenaux fluviatiles de la formation Karayün. (B) Schéma très simplifié de la bordure Est du mini-bassin d'Emirhan après les premiers dépôts marins.

B.3. Preuve de la suture de la canopée sous le mini-bassin d'Emirhan durant le dépôt de la formation Karacaören

Le mini-bassin d'Emirhan se développe de façon asymétrique au cours de son remplissage. Il présente un fort épaississement des séries dans sa partie Ouest, durant le remplissage par la formation Karayün, puis le dépocentre se décale vers l'Est, durant le dépôt de la formation Karacaören (Figure 232).

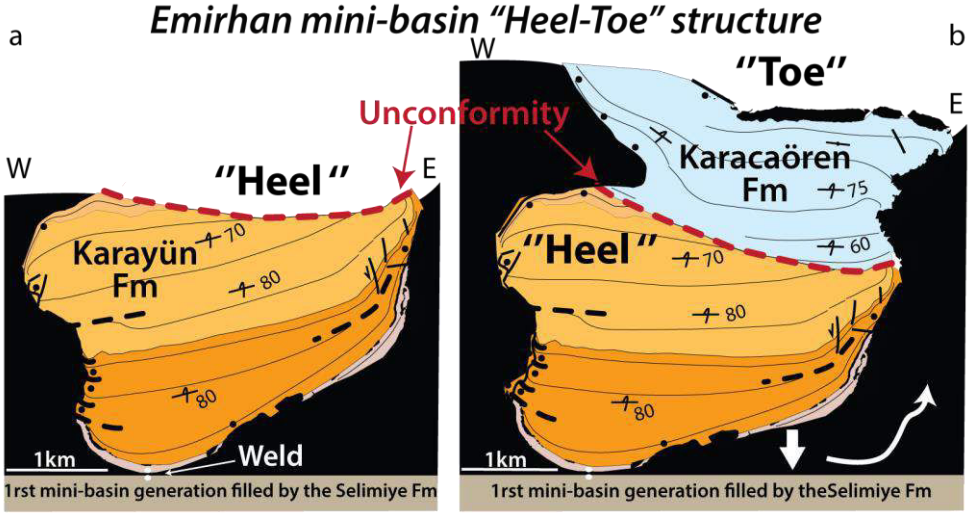


Figure 232 : Restauration du remplissage du mini-bassin d'Emirhan sous forme de schémas, (a) à la fin du dépôt de la formation Karayün, puis (b) à la fin du remplissage de la formation Karacaören.

Ce type de géométrie a été décrit dans le bassin du Paradox (USA) par Kluth & Duchene (2009). Ces structures, nommées « *Heel-Toe* », en référence au mouvement d'un pied durant la marche, témoignent de la suture basale des évaporites du côté le plus épais du mini-bassin (Figure 233). Quand un mini-bassin se développe asymétriquement dans des évaporites, la partie la plus épaisse va subsider jusqu'à ce qu'il n'y ait plus d'évaporites sous-jacentes sous cette partie du mini-bassin (Figure 233a), comme observé durant le dépôt de la formation Karayün (Figure 232a). Puis, le mini-bassin va basculer vers la partie la plus fine, où une importante quantité d'évaporites est présente, générant une nouvelle accommodation halocinétique et donc un nouveau dépocentre (Figure 233b), comme observé durant le dépôt de la formation Karacaören (Figure 232b).

La présence de cette structure indique qu'à la fin du remplissage de la formation Karayün dans le mini-bassin d'Emirhan, les évaporites de la canopée sous ce mini-bassin sont très amincies et forment probablement une suture.

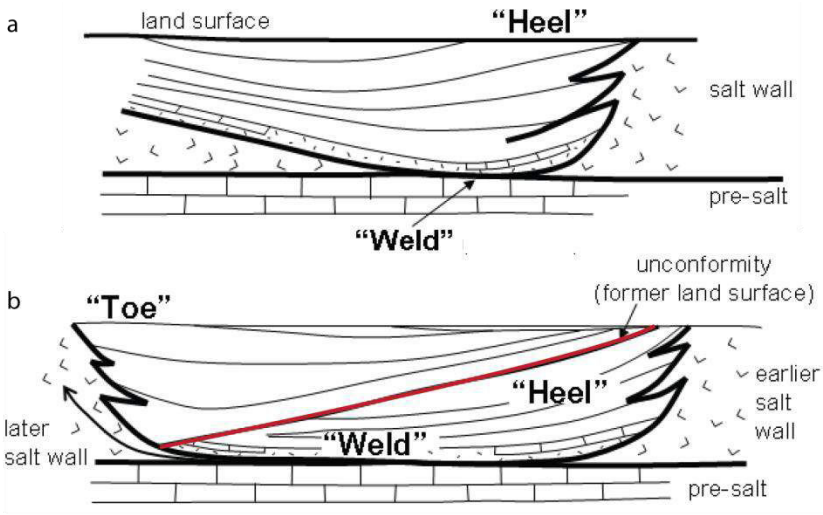


Figure 233 : Schémas évolutifs de structure en « Heel-Toe » basés sur des observations faites dans le bassin du Paradox (USA), d'après Kluth & Duchene (2009).

B.4. Variations d'épaisseurs de l'Unité 1 de la formation de Karacaören

A la fin du Chattien, la formation marine de Karacaören se dépose soit sur les mini-bassins préexistants soit directement sur la canopée. Cette distinction va produire des variations d'épaisseurs entre mini-bassins relativement importantes durant le dépôt de l'Unité 1 (Figure 234 et Figure 235).

Pour des durées de temps équivalentes, le mini-bassin de Karayün accumule une épaisseur d'environ 100m alors que le mini-bassin adjacent d'Akpinar en présente plus de 650m (Figure 235). Cette différence est clairement marquée entre les dépôts de l'Unité 1 localisés sur les mini-bassins préexistants qui oscillent entre 40m et 150m, et les dépôts de l'Unité 1 se localisant sur la canopée, oscillant entre 400m et 650m (Figure 235).

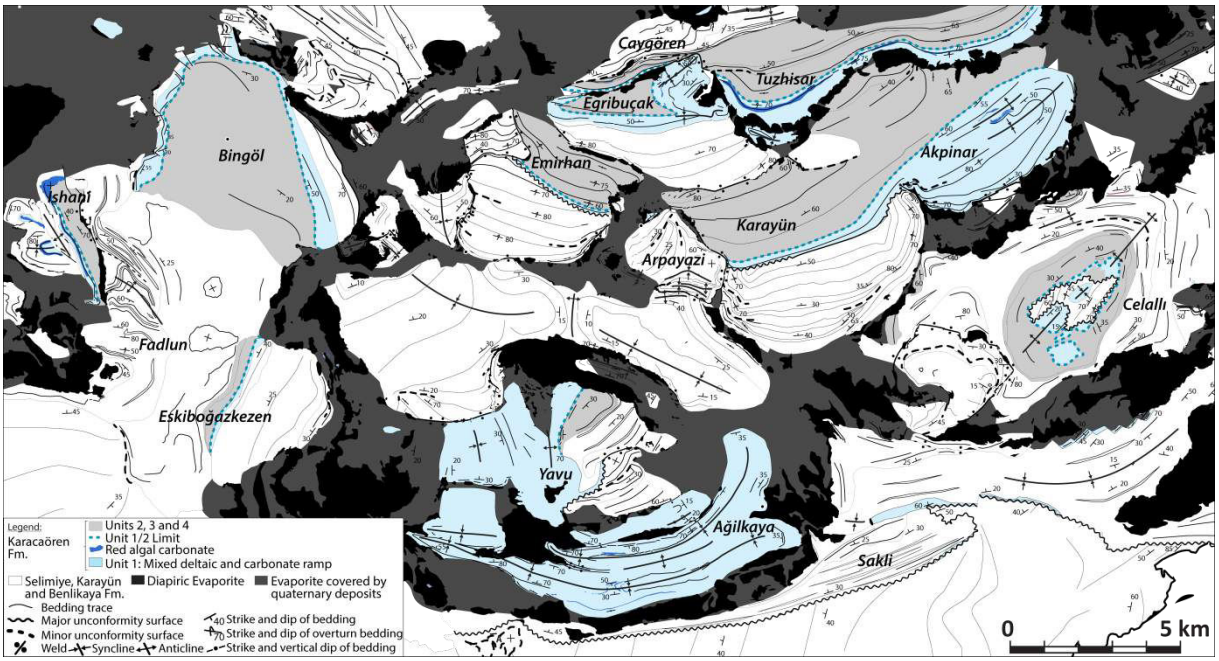
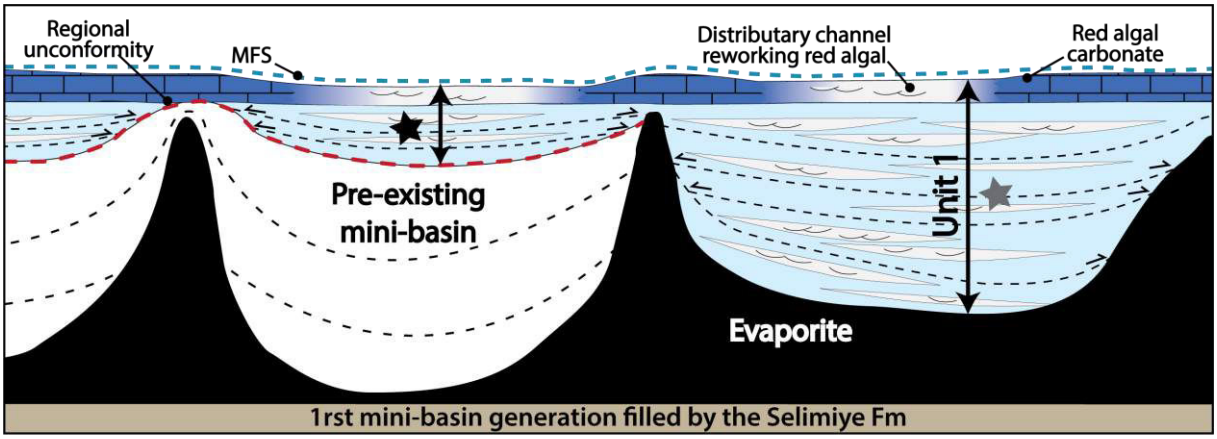


Figure 234 : Carte géologique de la province à mini-bassins du bassin de Sivas, mettant en évidence en bleu clair l'Unité 1 de la formation Karacaören.

Cette différence d'épaisseur pour des séries équivalentes implique des variations de subsidence entre les mini-bassins préexistants et les nouveaux mini-bassins. Il semblerait donc que les mini-bassins préexistants subsident moins vite dans les évaporites de la canopée que les nouveaux mini-bassins. Le paragraphe précédent sur le mini-bassin d'Emirhan a souligné la possible suture de la canopée sous-jacente au mini-bassin dès la fin du remplissage continental (Figure 232 et Figure 235). Cette épaisseur restreinte de canopée sous les mini-bassins préexistants pourrait donc ralentir la subsidence de ces mini-bassins préexistants durant le dépôt de l'Unité 1 (Figure 235). Au contraire, les fortes quantités d'évaporites de la canopée présentes en latéral des mini-bassins préexistants vont permettre la subsidence rapide de nouveaux mini-bassins, tel que le mini-bassin d'Akpinar (Figure 234).



	Ağılkaya	Celallı	Akpinar	Karayün	Arpayazi	Emirhan	Eğribucak	Tuzhisar	Ishanı	Bingöl
Unit 1 developped on canopy	~ 400m		~ 650m				~ 400m	~ 400m		
Unit 1 developped on pre-existing mini-basins		~ 80m		~ 100m	~ 40m	~ 50m	~ 150m		~ 100m	~ 50m

Figure 235 : Schéma conceptuel de dépôt de la formation marine de Karacaören et tableau des épaisseurs de l'Unité 1 dans certains mini-bassins en fonction de leur localisation sur des mini-bassins préexistants ou sur la canopée.

B.5. Soulèvement de la zone centrale à mini-bassins et Suddu bassin durant le dépôt de la formation Benlikaya

La formation Benlikaya remanie en grande partie les formations sous-jacentes, donnant des indications sur la paléotopographie durant le dépôt de cette formation. Près de la bordure Sud de la zone à mini-bassins, à côté du village de Saklı, la formation Benlikaya comprend de nombreux blocs issus de la formation Selimiye ; mais aucune trace de remaniement de faciès de la formation Karacaören n'est observée (Figure 236). Nous supposons donc que les dépôts marins de la formation Karacaören ne se sont pas déposés plus au Sud que la zone du village de Saklı. Le monoclinal de Selimiye au Sud de la zone à mini-bassins devait ainsi être topographiquement élevé durant la mise en place de la transgression et au cours du dépôt des séries marines de Karacaören.

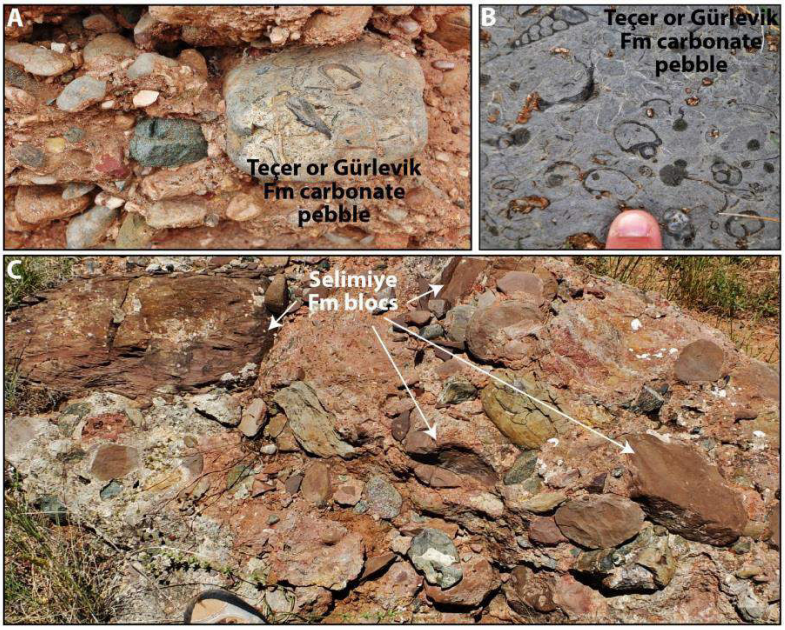


Figure 236 : Photographies de la formation Benlikaya au Sud de la zone à mini-bassins, près du village de Saklı, montrant des galets de carbonates fini-Crétacé et Paléocène appartenant aux formations Teçer et Gürlevik (A et B), des blocs de la formation Selimiye (C), ainsi que des galets d'ophiolites, quartz, chert etc. (A et C).

Par contre, dans la zone à mini-bassins, la formation Benlikaya remanie des galets de carbonates à algues rouges appartenant à la formation Karacaören (Figure 237). La présence de ces galets indique donc la mise à l'affleurement des faciès de rampes carbonatées durant le dépôt de la formation Benlikaya. Cette mise à l'affleurement pourrait impliquer la bascule de certains mini-bassins par l'intermédiaire de chevauchements localisés dans les murs d'évaporites. La zone à mini-bassins a ainsi dû être surélevée, ou du moins déformée, par des chevauchements ayant mis à l'affleurement les premières séries marines de la formation Karacaören, durant le dépôt de la formation Benlikaya.

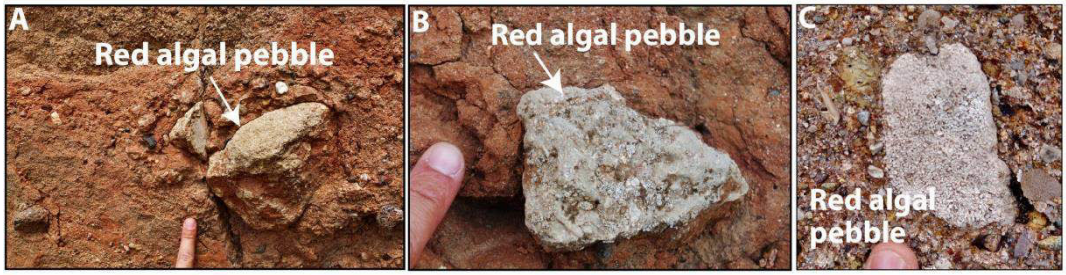


Figure 237 : Photographies de la formation Benlikaya dans zone à mini-bassins montrant des galets de carbonates à algues rouges appartenant à la formation de Benlikaya dans les mini-bassins de Caygören (A), Tuzhisar (B) et Fadlun (C).

B.6. Remaniement intense des évaporites durant le dépôt de la formation Benlikaya

La formation de Benlikaya présente de nombreuses intercalations évaporitiques dépositionnelles dans l'Unité 1, l'Unité 2 mais surtout à la fin de l'Unité 2. En effet, dans le mini-bassin de Fadlun par exemple des niveaux évaporitiques de 10 à 50m d'épaisseur sont observés intercalés avec des chenaux de fluviatile en tresse et des argiles rouges de plaine d'inondation correspondant à l'Unité 1 (Figure 238A). Dans les mini-bassins de Kizilkavraz et Caygören, les évaporites apparaissent à la fin de l'Unité 1. Cette dernière est principalement constituée de chenaux en tresses et argiles rouges qui augmentent en proportion dans l'Unité 2, jusqu'à la précipitation d'importantes quantités d'évaporites intercalées avec des argiles vertes (Figure 238B). Enfin, dans la ville de Sivas, au Nord de la zone à mini-bassins, les épaisses masses évaporitiques dépositionelles se situent stratigraphiquement à la fin de l'Unité 2 (Figure 238C).

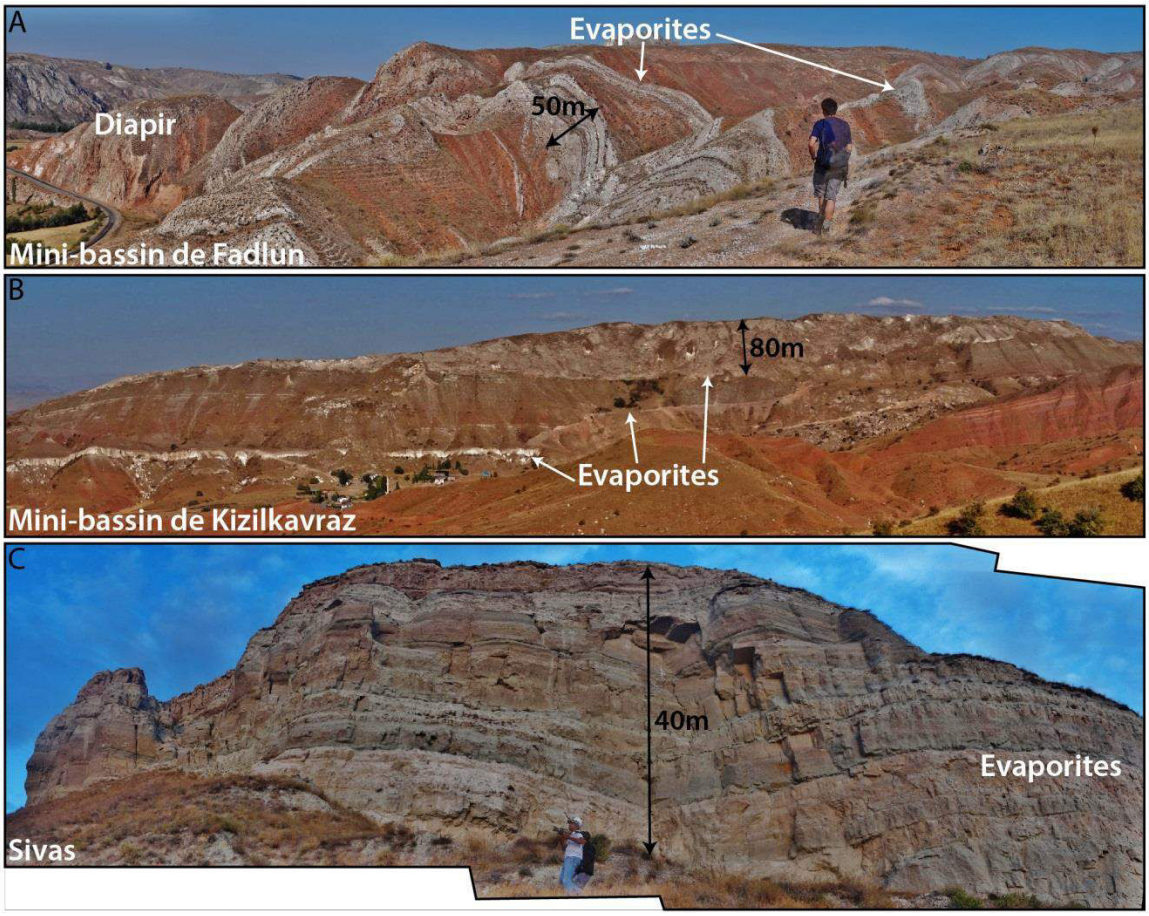


Figure 238 : Panoramas de la formation Benlikaya, présentant d'épais niveaux évaporitiques dans le mini-bassin de Fadlun (panorama A - Unité 1), dans le mini-bassin de Kizilkavraz (panorama B - Unité 2), ou dans le Nord-Est de la ville de Sivas (panorama C- Unité 2).

Les séquences évaporitiques sont généralement constituées de gypse sélénitique ou laminé, d'anhydrite nodulaire ou mosaïque (chicken-wire) et d'argiles plus ou moins gypsifiées (Figure 239). Ces alternances faciologiques traduisent des variations climatiques et phréatiques périodiques dans un environnement de dépôt caractérisé par un plan d'eau de faible profondeur (pelliculaire à décimétrique), périodiquement asséché et réalimenté en eau, typique des systèmes de sabkha continentale (e.g. Warren, 2006). Des faciès de remaniement de granules et galets d'évaporites sont également observés ; ils peuvent former localement des niveaux de gypsarénites (Figure 239D).

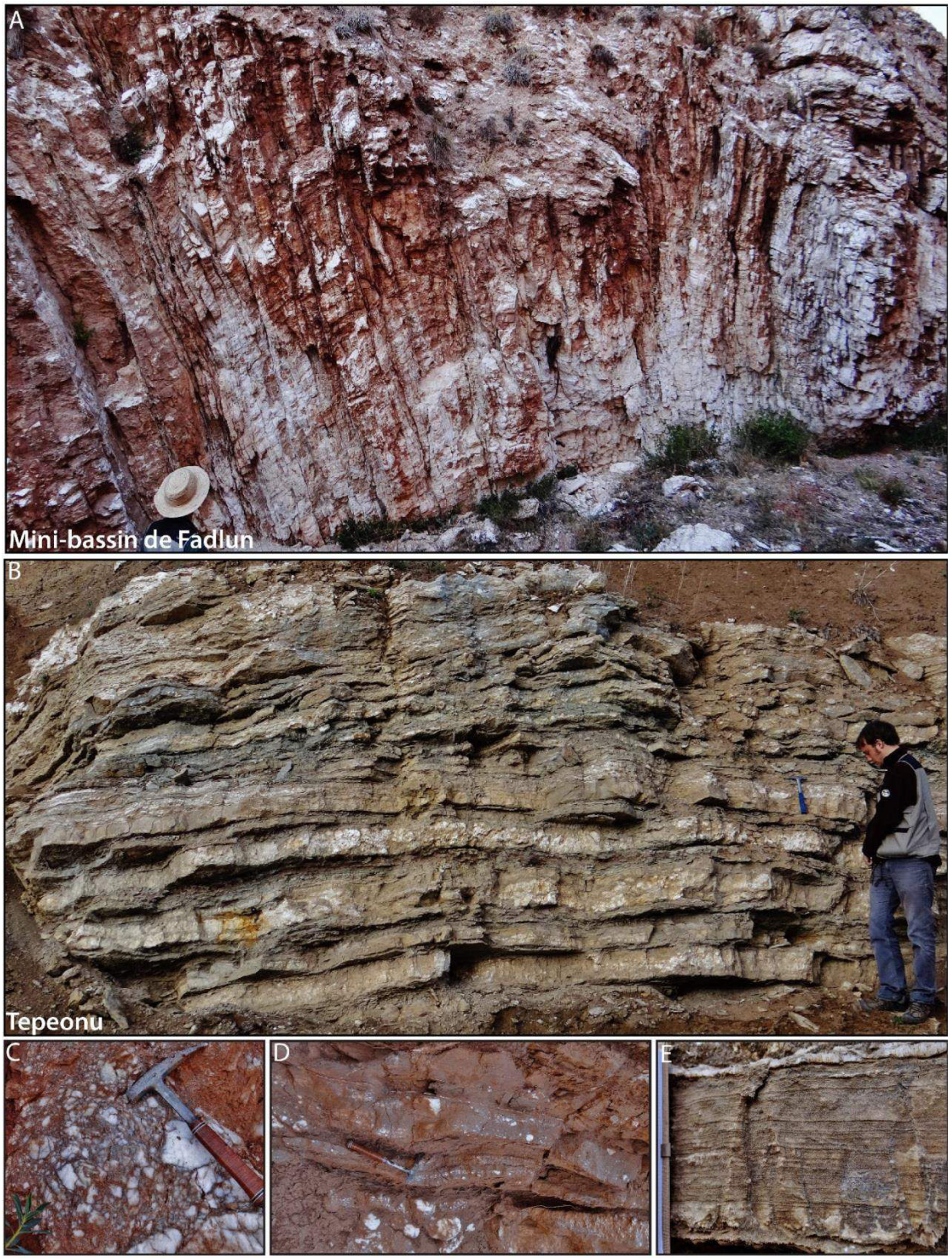


Figure 239 : Panorama de séries évaporitiques de la formation Benlikaya retrouvées dans le mini-bassin de Fadlun, (A) dans l'Unité 1, et (B) dans l'Unité 2. (C) Faciès d'anhydrite mosaïque dite «chicken wire», (D) petits niveaux gréseux de type épandage en nappe contenant des galets d'évaporites, (E) Gypse laminé.

Il est intéressant de noter que la répartition des proportions d'évaporites dans l'Unité 1 est très hétérogène à travers les différents mini-bassins. Certains mini-bassins tels que celui de Fadlun sont très riches en évaporites durant tous leur remplissage alors que l'Unité 1 dans le bassin de Kizilkavraz est dépourvue d'évaporites sur presque 800m d'épaisseur. La précipitation des évaporites est liée principalement à des contrôles régionaux, tel que l'aridité, qui ne devraient pas changer drastiquement d'un mini-bassin à l'autre.

L'influence de la mise à l'affleurement des diapirs et murs d'évaporites n'est donc pas à négliger. Cette influence a été démontrée dans le bassin de la Popa au Mexique, où les paléosols évaporitiques sont corrélés avec les phases de mise à l'affleurement des évaporites (Buck *et al.*, 2010). Les paléosols évaporitiques et gypsarénitiques ont été aussi utilisés dans le bassin du Paradox aux USA, pour déterminer les mises à l'affleurement des diapirs (Lawton & Buck, 2006).

Une comparaison peut être faite avec l'actuel dans le bassin de Sivas puisque de nombreux diapirs, murs d'évaporites et glaciers sont à l'affleurement. La remobilisation mécanique mais aussi chimique des évaporites de surface ainsi que la re-précipitation dans des sabkhas périphériques est visible de nos jours. De plus à la fin de l'été, les bords de rivières et les lacs présentent souvent des précipitations d'évaporites, généralement des petits cristaux de halite (Figure 240A). Les dépôts saisonniers de halite sont exploités dans de nombreuses salines dans la zone à mini-bassins (Figure 240B, C et D).

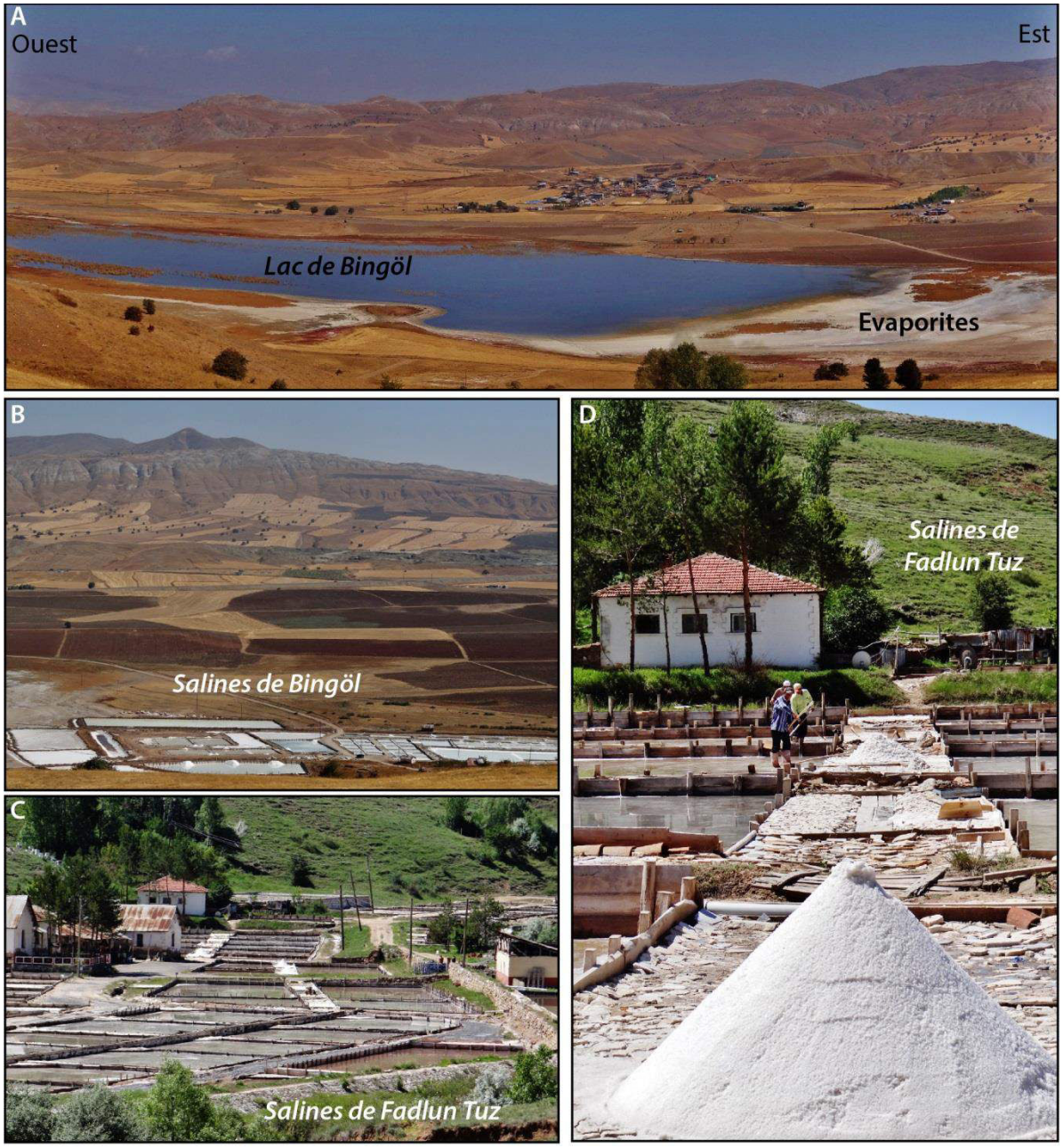


Figure 240 : Exemples de précipitation actuelle d'évaporites dans la zone à mini-bassins du bassin de Sivas, sur les berges du lac de Bingöl (A), et dans les salines de Bingöl (B) et de Fadlun Tuz (C et D).

La présence de cette halite à la surface témoigne de son existence en profondeur dans les diapirs et murs d'évaporites, malgré son absence à l'affleurement dans les corps salifères. La circulation de fluides météoriques à travers les corps évaporitiques mais aussi sur les flancs des diapirs pourrait être à l'origine de cette remobilisation. De plus, les évaporites dans les diapirs sont en général bréchiques. En effet, de nombreuses brèches de gypse ont été observées sous la forme d'empilements complètement désorientés de cristaux gypseux centimétriques et pluri-décimétriques ou sous la forme de méga-brèches constituées de blocs métriques de gypse laminé. Ces faciès diapiriques présentent une organisation chaotique et sont interprétés comme des brèches d'effondrement-dissolution issues du collapse des couches de gypses intercalées au toit des couches de halite (Pichat, 2013). Le lessivage des évaporites, et plus particulièrement de la halite pourrait engendrer l'effondrement et la bréchification des évaporites dans les diapirs et murs d'évaporites. Ces types de faciès sont également observés dans des glaciers d'évaporites qui se seraient possiblement épanchés en surface entre l'Unité 1 et l'Unité 2 du mini-bassin de Caygören (Figure 217), et à la fin de l'Unité 2 dans le mini-bassin de Kizilkavraz.

La présence de fortes épaisseurs d'évaporites dépositionnelles réparties de manière hétérogène dans les mini-bassins durant le dépôt de la formation Benlikaya pourrait donc être attribuée à une mise à l'affleurement importante des diapirs et murs d'évaporites comme observé dans des analogues de terrains anciens (le bassin de La Popa et le bassin du Paradox) et les phénomènes observés à l'actuel dans le bassin, (Figure 241).

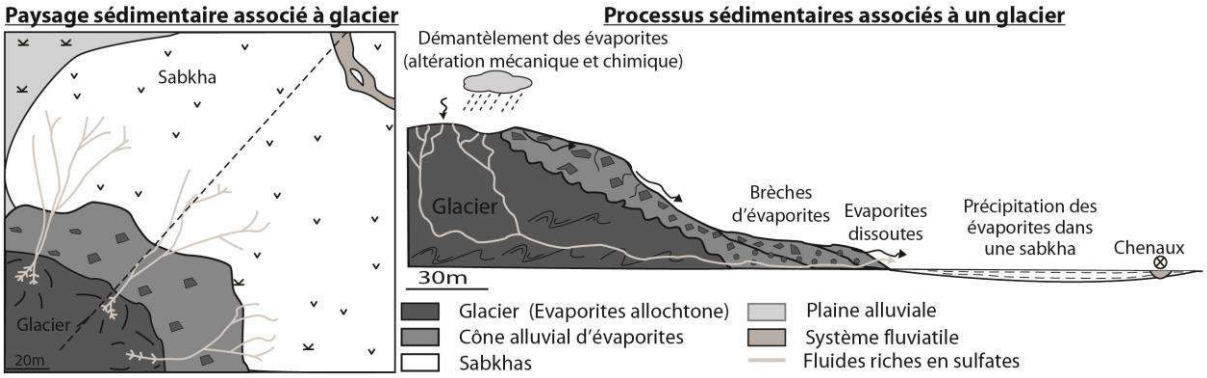


Figure 241 : Modèle schématique de remobilisation mécanique et chimique des évaporites diapiriques à l'affleurement, vue en paysage et en coupe.

La sous-partie précédente a montré que la formation Benlikaya remaniait des carbonates de la formation marine de Karacaören dans la zone à mini-bassins. La bascule vers le Nord des mini-bassins par l'intermédiaire de chevauchements dans les évaporites pourrait avoir permis le remaniement de la formation Karacaören, ainsi que l'émergence de nombreux murs d'évaporites en base de mini-bassins. La propagation de la déformation dans la zone des mini-bassins pourrait donc avoir accentué la mise à l'affleurement de nombreux murs d'évaporites et diapirs, à l'origine de cette forte remobilisation dans les mini-bassins.

IV. Enseignements sur le remplissage des mini-bassins de Sivas par les formations Miocène

A. Modèle de dépôts des formations Karacaören et Benlikaya

La formation marine de **Karacaören** est interprétée comme étant un système alternant entre une rampe mixte deltaïque et carbonatée, et des dépôts de plaines littorales et de lagunes côtières.
La **rampe** est caractérisée par la mise en place de chenaux sous-aquatiques de type distributaires deltaïques, qui alimentent des dépôts de lobes deltaïques et de franges distales, interdigités avec des faciès plus carbonatés. Ces derniers comprennent d'une part des carbonates à foraminifères de lagune côtièreà tendance sursalée, et d'autre part des systèmes ouverts à récifs coralliens, algues rouges ou encore prairies à bryozoaires dans les parties plus distales. Les profondeurs d'eau dans les mini-bassins ne semblent pas dépasser les 30-40m de bathymétrie.

Les dépôts de **lagunes** se caractérisent principalement par des argilites et des marnes très sombres, riches en débris végétaux. Les organismes, tels que les bivalves et les gastéropodes, présentent généralement des affinités alternantes entre des espèces d'eau douce et des espèces d'eaux de salinité normale. Quelques petits deltas comprenant des distributaires sous-aquatiques, lobes et franges distales sont aussi intercalés avec les séries argilo-marneuses. Dans les parties plus émergées, on observe des chenaux méandriformes et en tresses sableuses, intercalés dans des alternances d'argiles rouges et vertes ainsi que de rares carbonates lacustres se développant sur la **plaine côtière**.

La formation **Benlikaya** est interprétée comme un **système fluviatile distributif** (DFS). Les parties proximales sont gouvernées par des dépôts torrentiels très grossiers provenant probablement de petits cônes de déjections au front de la chaîne de plis et de chevauchement plus au Sud. Dans les parties plus distales, ces dépôts s'organisent en chenaux en tresse plus ou moins grossiers intercalés avec des argiles rouges de plaine alluviale. Il n'est pas rare d'observer des carbonates palustres, ainsi que des niveaux de sables éoliens constitués de gypse. La présence de ce sable gypseux dans les parties proximales est cohérente avec l'existence de sabkhas continentales dans les parties distales où précipitent des évaporites. Dans ces parties, les corps sableux sont fins, étendus latéralement, proches de systèmes de type épandage en nappe et intercalés entre d'épais intervalles d'argiles de plaine alluviale rouges ou vertes. L'organisation « en crachée » des dépôts sableux semble fortement dépendante des variations pluviométriques et donc du climat. La couleur des dépôts, majoritairement rouge brique, la présence d'évaporites dépositionnelle et de fentes de dessiccations plaident en faveur de conditions climatiques arides à semi-arides.

B. Organisation verticale de la séquence de dépôts Miocène dans les mini-bassins

Le remplissage des mini-bassins par la formation Karacaören débute en général par une première séquence transgressive, Unité 1, marquée par un approfondissement des faciès deltaïques et carbonatés jusqu'à une période d'ennoiement maximal (i.e. *maximum flooding surface*).

Puis la seconde unité est caractérisée par une émersion progressive qui conduit à la mise en place de dépôts de lagune, puis de plaine côtière. Cette Unité 2 se termine sur une surface de ravinement littoral (i.e. *shoreline ravinement surface*), qui exprime le début d'un second épisode transgressif à dépôts de rampe mixte deltaïque et carbonatée correspondant à l'Unité 3. La fin du remplissage de la formation Karacaören au cours de l'Unité 4 se caractérise par l'émersion progressive du système et l'arrivée abrupte et massive de sédiments grossiers qui marquent la base de la formation continentale de Benlikaya (i.e. *sequence boundary*). Cette dernière formation est caractérisée par une progradation à l'origine de l'établissement d'un système en DFS, son aggradation durant l'Unité 1 et enfin sa rétrogradation durant l'Unité 2. Ces grands changements sont des marqueurs des variations eustatiques mais aussi d'événements tectoniques dans la zone source et la zone des mini-bassins.

Cependant, la tectonique salifère a fondamentalement modifié de manière locale l'organisation et la distribution des faciès en comparaison avec un système sédimentaire classique.

C. Influence de la tectonique salifère versus la tectonique régionale sur le système sédimentaire

Les **variations latérales de faciès** entre le centre et les bordures des mini-bassins sont attribuées à la subsidence différentielle intra-mini-bassins. En effet, celle-ci induit des différences bathymétriques qui gouvernent la localisation des systèmes clastiques dans le centre du mini-bassin et le développement de faciès plus carbonatés sur les bordures. Cette subsidence différentielle engendre aussi des différences d'épaisseurs relativement importantes au sein des mini-bassins, enregistrés par de larges éventails de croissance.

Les **changements de faciès entre mini-bassins** sont attribués à plusieurs paramètres :

- la présence de murs d'évaporites topographiquement hauts qui séparent certains mini-bassins entre eux et détournent les apports sédimentaires clastiques. Cette compartimentation isole certains mini-bassins des apports et par conséquent modifie considérablement la séquence de remplissage par rapport aux mini-bassins adjacents.
- la subsidence différentielle entre mini-bassins qui engendre des variations bathymétriques à l'origine du développement de carbonates du type des récifs coralliens ou à algues rouges dans certains mini-bassins, alors que le mini-bassin voisin enregistre la précipitation d'évaporites de sabkhas côtières.

Cette subsidence différentielle entre mini-bassins produit aussi de forts changements d'épaisseur entre des mini-bassins adjacents. En effet, les mini-bassins, se développant directement sur la canopée, présentent des accumulations sédimentaires plus importantes que celles observés dans les mini-bassins préexistants pour des séries équivalentes.

A plus grande échelle, durant le dépôt la formation continentale de Benlikaya, la **déformation compressive de la ceinture de plis et chevauchements** atteint la zone à mini-bassins. Cette déformation semble utiliser les murs d'évaporites pour l'enracinement des chevauchements, ce qui conduit à la bascule progressive des mini-bassins principalement à l'Est (i.e. Tuzhisar et Akpinar) durant le dépôt de la formation continentale de Benlikaya. De plus, la localisation des dépôts au Nord et au Sud de la zone à mini-bassins pourrait indiquer un soulèvement de la zone centrale à mini-bassins forçant le système sédimentaire à contourner ce haut topographique.

PARTIE 5
Discussion générale et synthèse

Table des matières de la Partie 5

CHAPITRE 12 Discussion générale et synthèse 327

I. Histoire tectono-sédimentaire du Bassin de Sivas 327

A. Evolution du bassin à partir du dépôt des évaporites autochtones 329

A.1. Remplissage du bassin d'avant-pays et dépôt des séries évaporitiques autochtones 330

A.2. Développement de la première génération de mini-bassins et mise en place de la canopée 330

B. Développement de la seconde génération de mini-bassins sur la canopée 331

B.1. Dépôt de la formation Karayün : Le système fluviatile distributif 331

a. Membre inférieur dominé playa-lake 332

b. Membre moyen dominé fluviatile 333

c. Membre supérieur dominé fluvio-lacustre 334

B.2. Dépôt de la formation Karacaören : La transgression Chattienne et le remplissage marin peu profond 336

a. Géométrie des structures évaporitiques limitant les bassins marins 336

b. Unité 1 339

c. Unités 2, 3 et 4 339

B.3. Dépôt de la formation Benlikaya : Emersion de la zone et rotation des mini-bassins. 340

II. Les facteurs de contrôle s'exerçant sur un système sédimentaire dans des mini-bassins . 342

A. Accommodation par fluage des évaporites 342

A.1. Domaine continental 343

a. Accommodation halocinétique > Apport sédimentaire 343

b. Accommodation halocinétique < Apport sédimentaire 344

A.2. Domaine marin peu profond 345

a. Accommodation halocinétique > Taux de sédimentation 345

b. Accommodation halocinétique < Taux de sédimentation 346

B. Accommodation régionale 347

a. Taux de sédimentation < Surrection diapir 347

b. Taux de sédimentation > Surrection diapir 347

C. Les déformations halocinétiques en bordure de mini-bassins 349

III. Prédictions sur la distribution des réservoirs 352

A. Contexte de faible apport sédimentaire 352

A.1. Accommodation halocinétique > apport sédimentaire 352
A.2. Accommodation régionale > apport sédimentaire 352
a. Apport sédimentaire > surrection diapirique 352
b. Apport sédimentaire < surrection diapirique 352
B. Contexte de fort apport sédimentaire 353
B.1. Accommodation halocinétique < apport sédimentaire 353
B.2. Accommodation régionale < apport sédimentaire 353
a. Apport sédimentaire > surrection diapirique 353
b. Apport sédimentaire < surrection diapirique 353
IV. Enseignements 355

CHAPITRE 12 Discussion générale et synthèse

Dans cette partie, l'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Sivas est discutée en s'appuyant sur des coupes schématiques évolutives et des blocs diagramme, découlant des travaux conjoints réalisés avec Charlie Kergaravat. A partir de cette évolution, l'importance relative des principaux facteurs exerçant un contrôle sur le système sédimentaire de Sivas au cours du temps sera discutée et comparée à d'autres provinces salifères. Enfin, nous examinerons l'importance relative de ces facteurs de contrôle identifiés sur la distribution des corps et des séquences réservoirs.

I. Histoire tectono-sédimentaire du Bassin de Sivas

L'étude sédimentologique et structurale de terrain, ainsi que l'intégration des données de subsurface, permettent de proposer un modèle tectono-sédimentaire pour le remplissage du bassin de Sivas. Cette évolution est basée sur une coupe régionale évolutive Nord-Sud qui illustre l'influence d'un important dépôt d'évaporites sur le développement d'un bassin d'avant-pays incorporé dans une ceinture de plis et chevauchements. Malgré l'apport des données de subsurface (Figure 242) et la qualité des affleurements permettant de bâtir une carte géologique détaillée (Figure 243), l'histoire tectono-sédimentaire reste complexe due à la présence d'évaporites. Le modèle d'évolution proposé devra être ainsi considéré comme une hypothèse de travail (Figure 244).

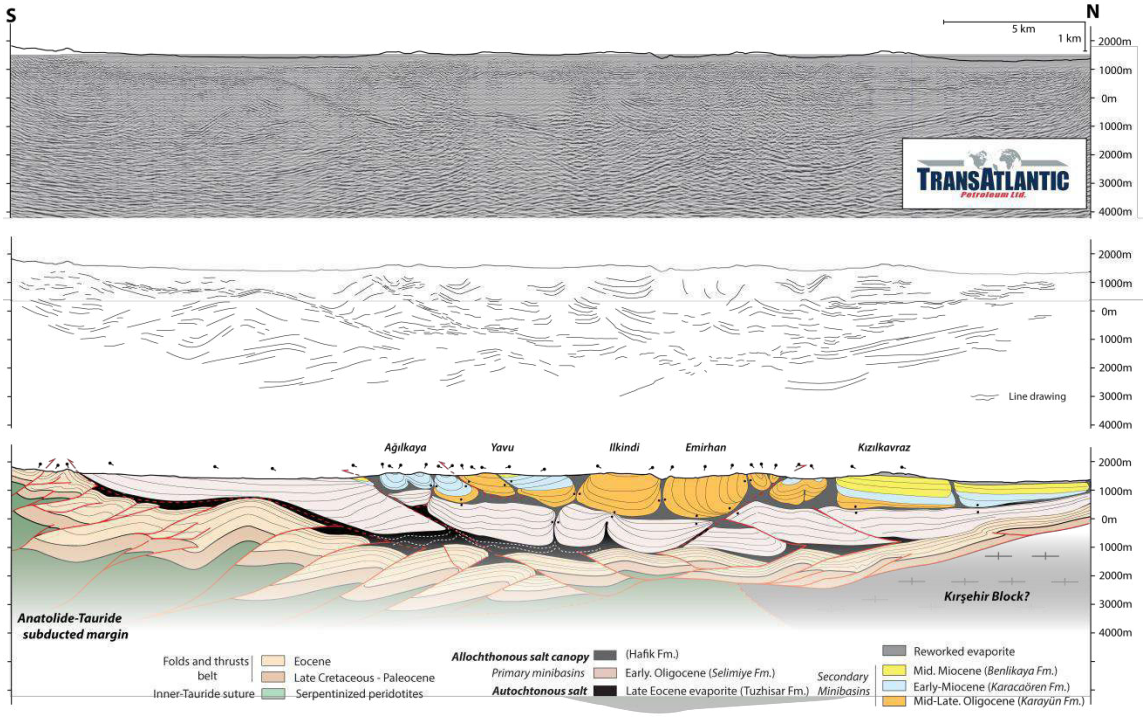


Figure 242 : Coupe structurale régionale passant par la zone à mini-bassins du Bassin de Sivas, à partir de données de terrain et l'intégration de données de subsurface provenant de la compagnie pétrolière TransAtlantic, d'après Kergaravat *et al.* (Submitted-a). Trait de coupe localisé sur la Figure 2.

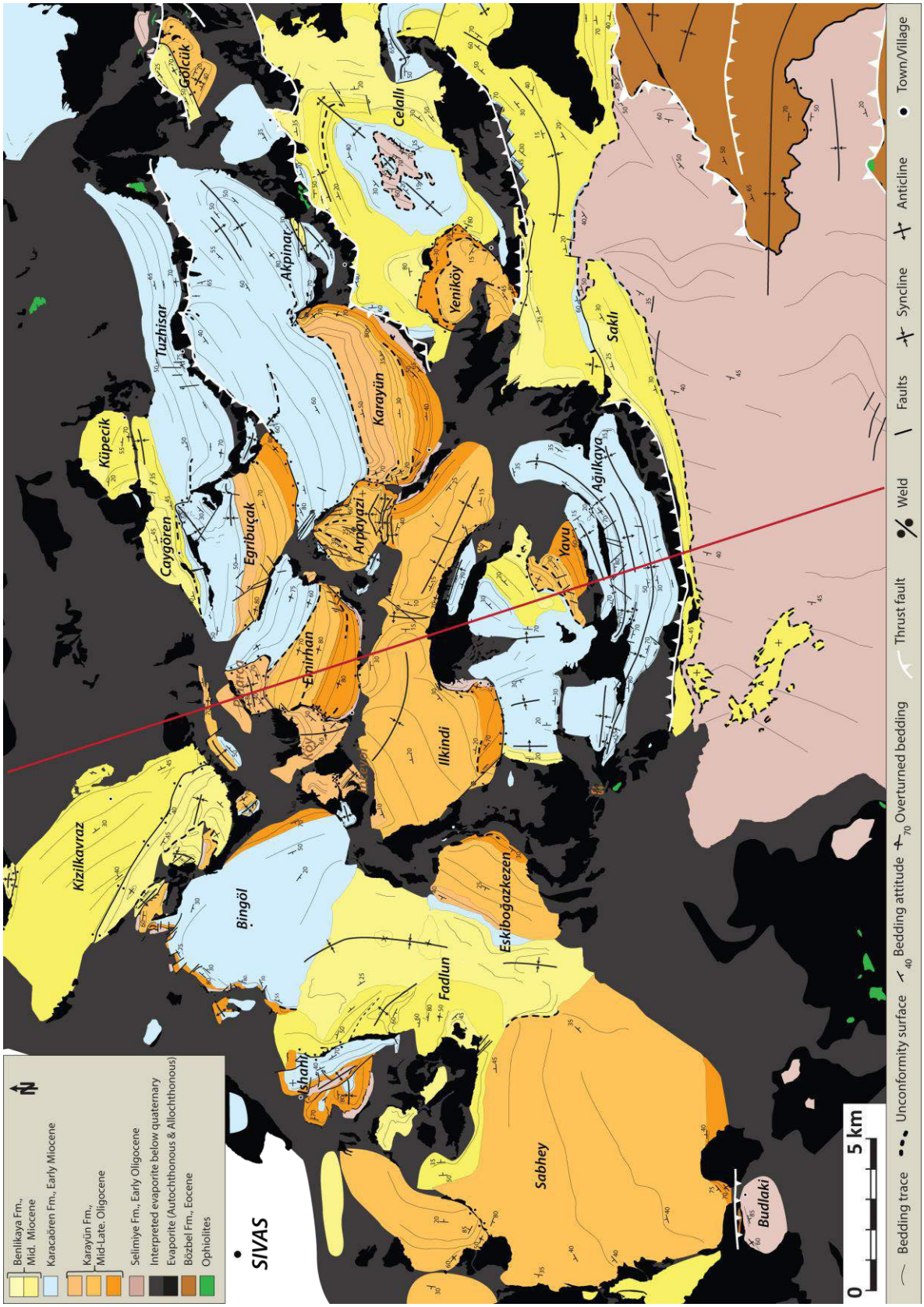


Figure 243 : Carte géologique du bassin de Sivas, d'après Kergaravat *et al.* (Submitted-a).

A. Evolution du bassin à partir du dépôt des évaporites autochtones

Le modèle tectono-sédimentaire proposé débute à l'Eocène supérieur, avec le dépôt de la couche évaporitique autochtone de la formation Tuzhisar, et se termine par le dépôt de la formation de Benlikaya au Miocène (Figure 244). Une synthèse est présentée à partir des coupes évolutives traversant la partie centrale du Bassin de Sivas du Sud au Nord (Figure 243 et Figure 244).

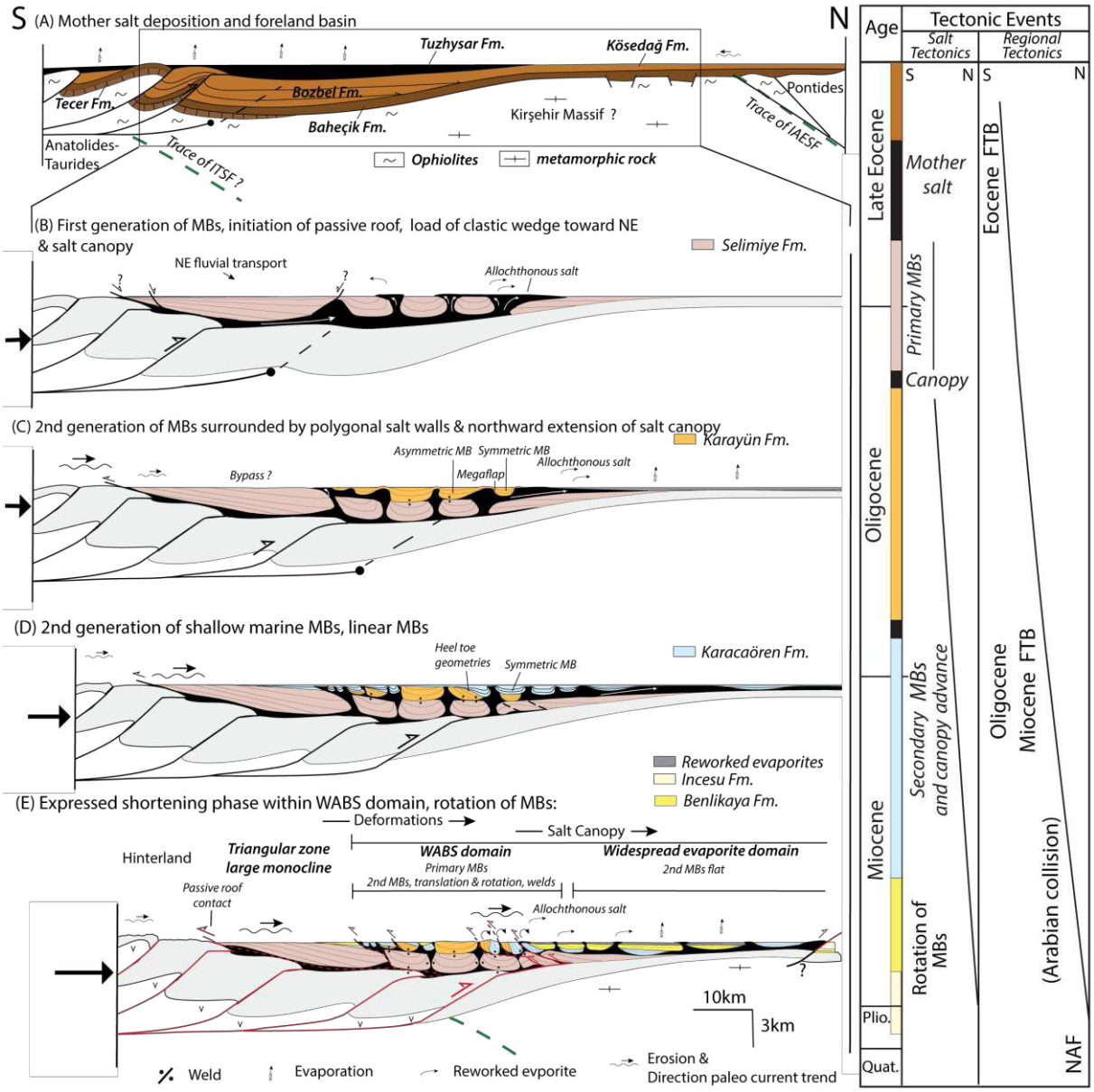


Figure 244 : Coupes schématiques montrant l'évolution du bassin de Sivas depuis l'Eocène inférieur jusqu'au Miocène terminal, d'après Kergaravat *et al.* (Submitted-a).

A.1. Remplissage du bassin d'avant-pays et dépôt des séries évaporitiques autochtones

A partir de l'Eocène, le bassin de Sivas est considéré comme un bassin flexural, de direction Ouest/Sud-Ouest– Est/Nord-Est, associé à une ceinture de plis et de chevauchements progressant vers le Nord (Figure 242 et Figure 244). A la suite du dépôt des formations turbiditiques de Bözbel, le bassin enregistre le dépôt de faciès évaporitiques qui composent la formation Tuzhisar (Figure 244A). L'extension régionale des évaporites étant difficilement contraignable, nous proposons que celles-ci s'amincissent en direction du bourrelet périphérique vers le Nord (Figure 244A). L'épaisseur initiale d'évaporites est faiblement contrainte. Néanmoins, le développement d'une première génération de mini-bassins puis la mise en place d'une canopée et enfin la mise en place d'une seconde génération de mini-bassins suggèrent une quantité importante d'évaporites initiales.

A.2. Développement de la première génération de mini-bassins et mise en place de la canopée

Les premiers dépôts recouvrant la couche évaporitique autochtone sont les séries continentales de la formation Selimiye. Ils sont caractéristiques d'environnements de playa-lake et fluviatiles, constitués à l'affleurement d'une alternance de bancs gréseux et de pélites, et comprennent des intervalles évaporitiques observés dans le forage de Celallı (e.g. Kurtman, 1973 ; Onal *et al.*, 2008). L'homogénéité latérale et verticale de la granulométrie de cette formation à l'affleurement suggère une faible activité tectonique durant son dépôt dans la partie centrale du bassin.

Au Sud de la zone à mini-bassins, la formation Selimiye forme un **large monoclinal** Est-Ouest présentant un pendage relativement constant de 40° vers le Nord-Ouest sur plus de 15km latéralement, et localement affecté par des failles normales syn-sédimentaires. Ce monoclinal est limité à l'Ouest par une importante quantité d'évaporites, couvrant un ensemble de terrains autochtones comprenant des séries Eocènes et des unités ophiolitiques. Cette masse évaporitique comprend des **mini-bassins** constitués par les séries de la formation Selimiye, tel que le mini-bassin de Budlaki (Figure 243). Ce large et épais dépocentre évaporitique au Nord-Ouest est probablement lié à la progradation de la formation Selimiye sur les évaporites autochtone**.** En effet, le chargement différentiel engendré par les sédiments de la formation Selimiye formant un large monoclinal au Sud du bassin pourrait être à l'origine de la remobilisation des évaporites vers le Nord-Ouest. L'expulsion des évaporites vers le Nord aurait permis l'épaississement des séries évaporitiques favorisant la formation de mini-bassins primaires (Figure 243). Ce type de mécanisme est observé dans le bassin du Paradox au Permien dans des environnements de dépôts similaires (Figure 64 ; Kluth & DuChene, 2009 ; Trudgill, 2011).

Vers le Nord de ce large monoclinal, la formation Selimiye semble également remplir des mini-bassins partiellement imagés sur les données de sismiques (Figure 242 et Figure 244B). Ces mini-bassins formeraient une première génération de mini-bassins de grande taille mais dont la forme linéaire ou polygonale est difficilement interprétable. Le développement de mini-bassins remplis par la formation Selimiye au Nord du monoclinal, nécessite aussi une forte épaisseur initiale d'évaporites dans cette zone. Un second mécanisme pourrait s'être ajouté au chargement différentiel pour justifier cette accumulation évaporitique.

En effet, l'empilement d'écailles affectant la formation Eocène sous les évaporites au Sud du Bassin pourrait avoir généré le soulèvement des séries au Sud du bassin de Sivas entrainant le fluage des évaporites vers le Nord (Figure 243). Ce soulèvement pourrait être accommodé par du **glissement gravitaire** durant le dépôt de la formation Selimiye à l'origine d'une convergence des évaporites dans le cœur du bassin de Sivas et le développement des mini-bassins (Figure 244B).

A la suite du dépôt de la formation Selimiye, une **canopée** émerge en surface à partir des murs et diapirs délimitant les mini-bassins primaires dans la zone centrale du bassin de Sivas. Le témoin majeur de cette canopée est la présence d'un niveau évaporitique quasi-systématique entre la formation de Selimiye et les formations de Karayün, Karacaören et Benlikaya observé sur les lignes sismiques et sur le terrain (Figure 242 et Figure 243). De plus, la forme polygonale des mini-bassins secondaires est une caractéristique commune aux mini-bassins développés sur canopée, comme observé dans le Golfe du Mexique (Figure 61; Hudec & Jackson, 2009) et dans le bassin de Sverdrup au Nord du Canada (Figure 59 ; Harrison & Jackson, 2014).

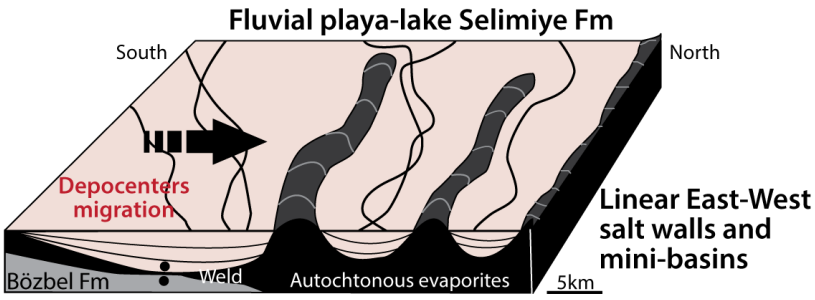


Figure 245 : Bloc diagramme conceptuel de l'organisation en mini-bassins linéaires Est-Ouest de la formation Selimiye sur les évaporites autochtones.

B. Développement de la seconde génération de mini-bassins sur la canopée

B.1. Dépôt de la formation Karayün : Le système fluviatile distributif

La seconde génération de mini-bassins s'initie avec le dépôt d'une fine couche de la formation Selimiye recouverte par un niveau d'évaporites allochtones de quelques dizaines de mètres (Figure 196). Ce niveau d'évaporites marque la mise en place de petits glaciers qui seront ensuite recouverts par les dépôts plus grossiers de la formation Karayün. Ces mini-bassins sont caractérisés par des formes subcirculaires de petites tailles, quelques kilomètres de diamètre, sont entourés par des murs d'évaporites et diapirs constituant un réseau polygonal (Figure 243 et Figure 246). Le développement de mini-bassins sur une canopée réduit l'influence des contraintes tectoniques, liée à l'accommodation préférentielle des évaporites, se traduisant par une distribution polygonale des murs d'évaporites et diapirs, comme observé dans la partie distale de la marge Nord du Golfe du Mexique ou dans le bassin de Sverdrup (e.g. Diegel *et al.*, 1995 ; Harrison & Jackson, 2014). La canopée de Sivas semble découpler la déformation entre les mini-bassins secondaires et les séries pré-évaporites autochtones et les mini-bassins primaires. Ainsi, la géométrie héritée des séries pré-évaporites, liée à la compression, a probablement une faible influence sur la mise en place des mini-bassins sur la canopée se traduisant par une distribution polygonale aléatoire des murs et des dépôts centre (Figure 244 et Figure 246).

Durant le remplissage des mini-bassins par la formation Karayün, le bassin de Sivas semble être déconnecté de toute mer ou océan avec, par conséquent, un caractère endoréique (Poisson *et al.*, 1996 ; Poisson *et al.*, 2011). Cette configuration implique l'existence d'un niveau de base restreint au bassin de Sivas, sans lien direct avec les variations eustatiques. Les paramètres influant sur le système sédimentaire sont donc au premier ordre l'accommodation halocinétique et l'apport sédimentaire.

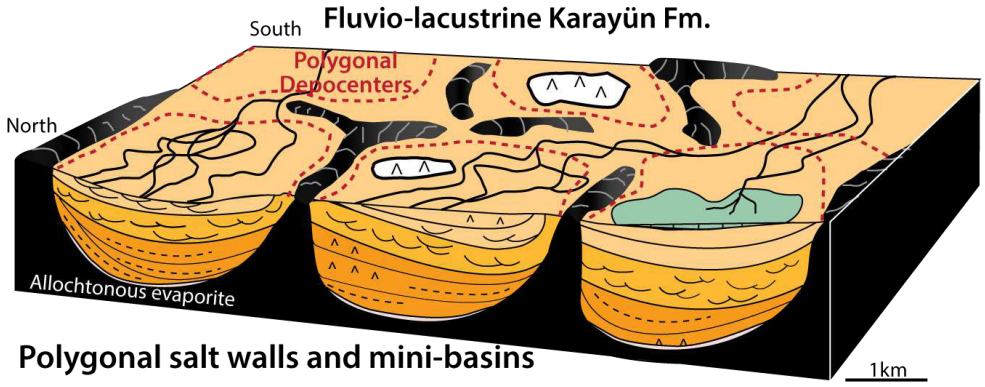


Figure 246 : Bloc diagramme conceptuel illustrant l'organisation polygonale des mini-bassins durant leur remplissage par la formation Karayün sur les évaporites de la canopée.

a. Membre inférieur dominé playa-lake

Les mini-bassins secondaires seraient donc principalement influencés par la subsidence différentielle durant le dépôt du Membre inférieur. Cependant, le caractère hétérogène de la surrection diapirique, d'un bord de mini-bassin à l'autre, malgré une sédimentation équivalente, souligne la possible influence de la compression localement ou la subsidence des mini-bassins adjacents (Figure 168). Ce Membre, dominé par des environnements de playa-lake correspondant à des parties distales du DFS, s'organise en petits dépocentres plus ou moins déconnectés les uns des autres par des **hauts topographiques** générés par des rides d'évaporites (Figure 247).

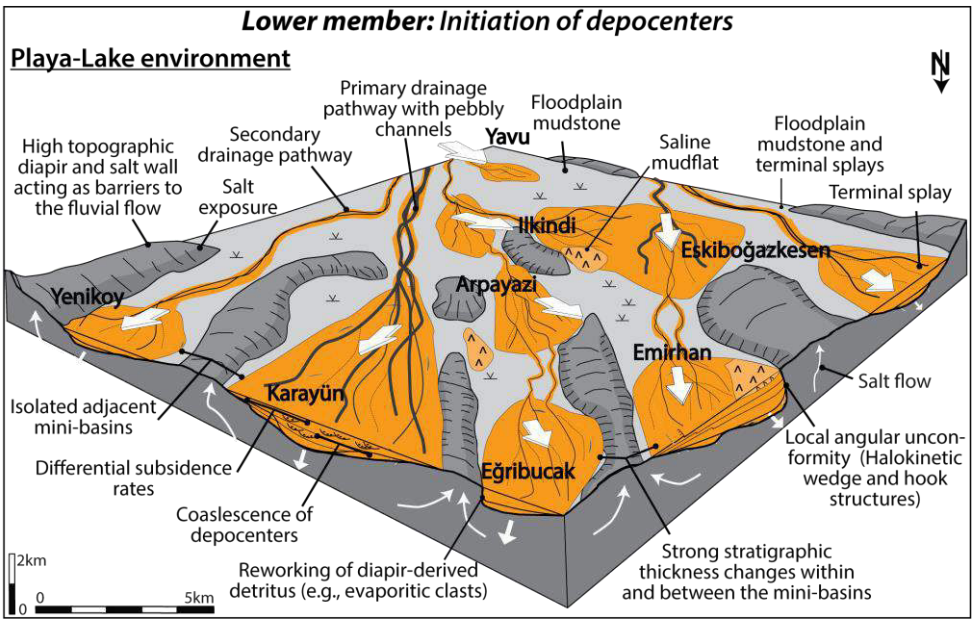


Figure 247 : Bloc diagramme représentant le paysage sédimentaire durant le dépôt du Membre inférieur de la formation Karayün, d'après Ribes *et al.* (in press).

La **subsidence syn-sédimentaire et halocinétique** de ces dépocentres s'exprime par l'enregistrement d'éventails sédimentaires ainsi que par des géométries en crochet sur les bordures de mini-bassins (Figure 247). Cette **compartimentation** paléotopographique exerce une influence importante sur la distribution du système sédimentaire. En effet, certains mini-bassins sont isolés des apports clastiques et développent des sous-environnements de playa-lake à dominante argileuse et évaporitique, alors que d'autres concentrent les apports fluviatiles. Les dépôts évaporitiques dans les mini-bassins sont très probablement alimentés par la remobilisation en surface des évaporites diapiriques (Figure 180).

Ces caractéristiques impliquent un fort contrôle par l'halocinèse durant le dépôt de cette série, en terme, à la fois :

(i) de paléotopographie, avec la présence en surface de murs d'évaporites qui constituent des hauts topographiques modifiant la distribution des faciès,

(ii) de création d'espace disponible, directement induite par l'évacuation des évaporites sous les mini-bassins (Figure 247).

Le principal facteur de contrôle gouvernant le dépôt du Membre inférieur est l'accommodation halocinétique, induite par un fluage des évaporites relativement plus importante que le taux d'apport sédimentaire, ce qui implique un fort contrôle paléogéographique sur la distribution des dépôts.

b. Membre moyen dominé fluviatile

Le Membre moyen, dominé par un système fluviatile en tresses très amalgamé, correspond aux parties proximales du DFS. Le Membre moyen se caractérise par un dépôt **isopaque,** avec une **homogénéité des faciès** à l'échelle de la province des mini-bassins, recouvrant à la fois les mini-bassins et certains diapirs (Figure 248).

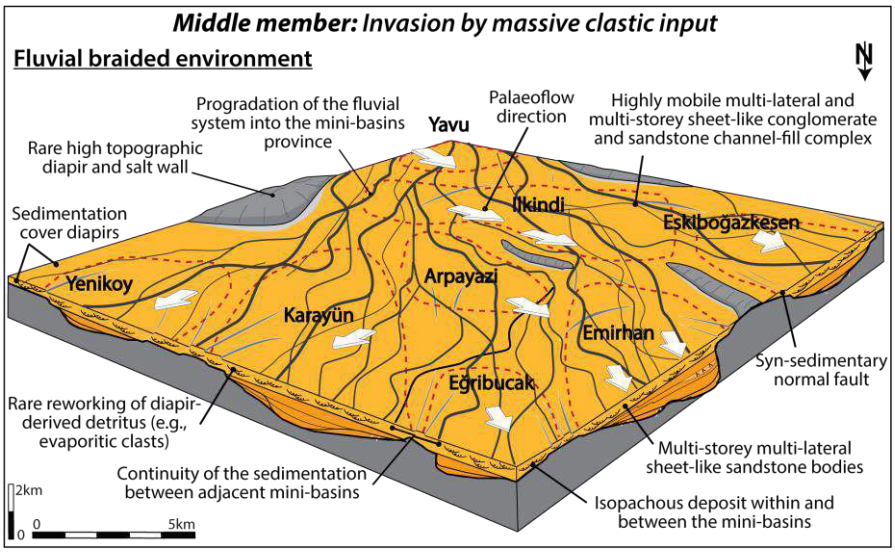


Figure 248 : Bloc diagramme représentant le paysage sédimentaire durant le dépôt du Membre moyen de la formation Karayün, d'après Ribes *et al.* (in press).

En effet, les géométries en bordure de mini-bassins (i.e. megaflap, larges séquences halocinétiques ; Figure 181 et Figure 182) indiquent que les dépôts fluviatiles **recouvraient les diapirs et murs d'évaporites** (Figure 248).

Ces particularités indiquent qu'au cours de cette période, la création d'espace disponible est dominée par l'accommodation régionale. Cette dernière peut être liée à de la subsidence flexurale du bassin, ainsi qu'à une remontée du niveau de base induite par la surrection de relief lors de l'empilement de nappes sur la bordure Sud du bassin (e.g. Fisher & Gary, 2013). Dans notre cas, il est difficile de trancher sur le moteur principal de l'accommodation, probablement influencée par ces deux paramètres. L'architecture stratigraphique des chenaux, fortement amalgamés verticalement et latéralement, implique que la création d'espace disponible était proche du taux d'apport sédimentaire dans le bassin. La similarité faciologique, la présence de paléosols, ainsi que la préservation de la couleur rouge brique dans les dépôts de plaines alluviales sur toute la séquence de remplissage de la formation Karayün suggèrent le maintien des conditions climatiques semi-arides durant tout le dépôt de cette formation. Le climat ne semble pas avoir influencé le changement d'apports sédimentaires entre le Membre inférieur et moyen. Par contre, un soulèvement tectonique de la marge Sud du bassin de Sivas, en lien avec la propagation de la chaîne de plis et chevauchements, pourrait en être la cause (Figure 244C). Cette activité tectonique pourrait également avoir permis l'initiation d'une importante accommodation régionale en lien avec le chargement tectonique (Figure 244C).

- **Le principal facteur de contrôle influençant le dépôt du Membre moyen est la mise en place d'une accommodation régionale accompagnée d'un fort apport sédimentaire, probablement en lien avec le développement de la ceinture de plis et chevauchements.**
- **L'effet de ces paramètres sur le système sédimentaire participe à la très faible expression de l'halocinèse.**

c. Membre supérieur dominé fluvio-lacustre

Le Membre supérieur, dominé par des environnements lacustres à fluvio-lacustres à tendance sursalée, correspond aux parties distales du DFS. La série est caractérisée par une faible proportion de corps gréseux, intercalés entre d'épais intervalles argileux comprenant des niveaux évaporitiques et carbonatés. La **distribution des faciès** est **homogène** au sein des mini-bassins mais **hétérogène** entre mini-bassins (Figure 249).

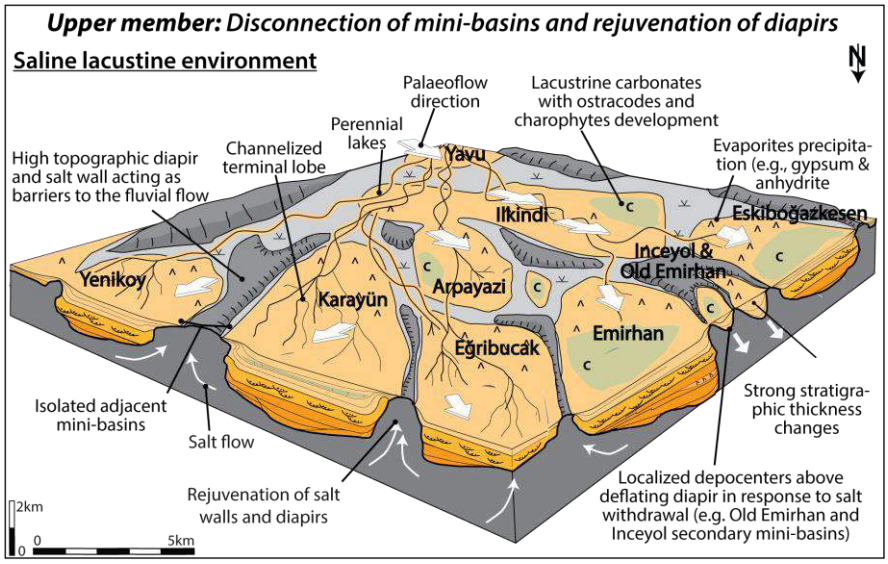


Figure 249 : Bloc diagramme représentant le paysage sédimentaire durant le dépôt du Membre supérieur de la formation Karayün, d'après Ribes *et al.* (in press).

L'initiation de mini-bassins encapsulés se développant sur des diapirs est observée durant le dépôt du Membre supérieur lacustre. Les mini-bassins d'Inceyol, Köy et Pinarca par exemple, se mettent en place en latéral du mini-bassin préexistant d'Emirhan (Figure 250). Ils semblent se localiser le long d'une zone de transfert décrochante de direction Nord-Ouest – Sud-Est (Kergaravat *et al.*, Submitted-b). Ce système, qui s'apparente à un bassin en pull-apart, aurait pu engendrer de l'extension au niveau du diapir, permettant la déflation de celui-ci et son comblement par des mini-bassins secondaires (Figure 250).

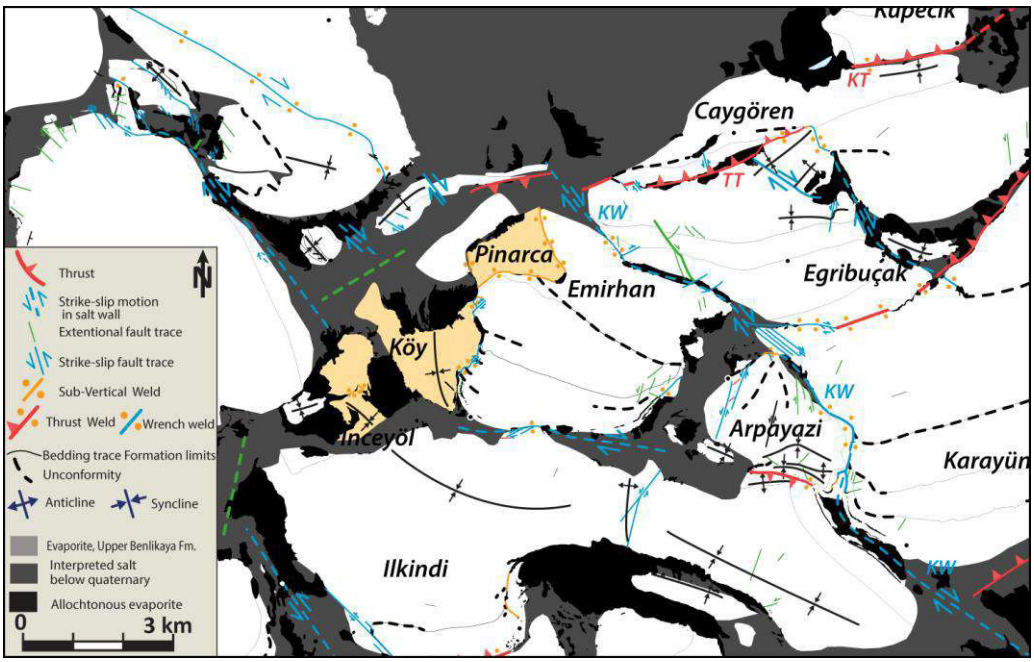


Figure 250 : carte structurale de la zone à mini-bassins de Sivas, illustrant les décrochements dextres entre les mini-bassins, d'après Kergaravat et al. (Submitted-a).

Le développement de mini-bassins secondaires sur les crêtes de diapirs est également observé au Trias dans le bassin de Mer du Nord (Figure 251 ; Smith *et al.*, 1993). L'initiation de ces mini-bassins secondaires est liée, dans ce cas, au jeu de failles normales durant une phase d'étirement, entrainant la déflation des diapirs (Figure 251 ; e.g. Smith *et al.*, 1993).

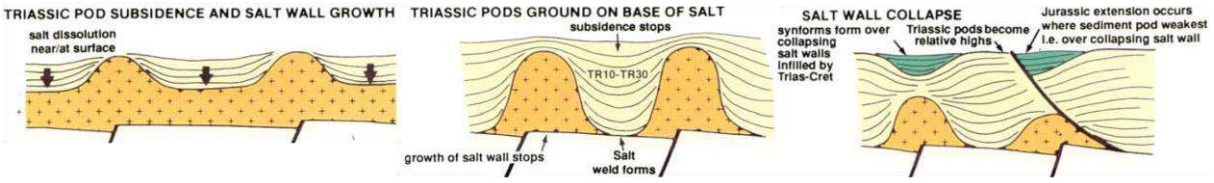


Figure 251 : Exemple de développement de mini-bassins secondaire sur des murs d'évaporites durant les dépôts triasiques dans le bassin de la mer du Nord, d'après Smith *et al.* (1993).

Le Membre supérieur dans ces mini-bassins encapsulés présente des **forts changements d'épaisseurs** entre le centre et les bordures alors que dans les mini-bassins « préexistants » ces dépôts sont **isopaques** (Figure 249). Le développement des mini-bassins encapsulés est ainsi lié aux fluages des évaporites probablement facilités par des contraintes tectoniques décrochantes. Par contre, le dépôt du Membre supérieur dans les autres mini-bassins semble influencé par une accommodation régionale.

Le rebroussement des séries fluviatiles et lacustres sur les bordures de mini-bassins intervenant à la fin du dépôt du Membre moyen et du Membre supérieur suggère une réactivation du diapirisme (Figure 249). Ces larges plis halocinétiques pourraient être l'expression de l'avancée de la déformation compressive vers la zone à mini-bassins accommodée préférentiellement par le fluage des évaporites. En effet, la faible résistance mécanique des diapirs et murs d'évaporites a focalisé le raccourcissement, engendrant leur croissance verticale et le rebroussement des bordures de mini-bassins.

Le soulèvement des bordures de mini-bassins et les différences faciologiques entre mini-bassins suggèrent la présence de hauts topographiques isolant certains mini-bassins des apports clastiques (Figure 249).

- **Le principal facteur de contrôle influençant le Membre supérieur est la superposition d'une accommodation halocinétique, liée au fluage des évaporites, avec la superposition d'une accommodation régionale contrôlée par la flexure.**
- **L'architecture stratigraphique indique que les apports sédimentaires sont relativement faibles par rapport à l'accommodation.**
- **Enfin, le raccourcissement tectonique semble réactiver le fluage vertical des évaporites dans les diapirs et murs, produisant de larges plis halocinétiques probablement exprimés en surface comme des hauts topographiques.**

B.2. Dépôt de la formation Karacaören : La transgression Chattienne et le remplissage marin peu profond

a. Géométrie des structures évaporitiques limitant les bassins marins

Au Chattien, le bassin de Sivas enregistre une transgression permettant le dépôt de la formation marine de Karacaören (Figure 223; Sirel *et al.*, 2013). Les dépôts marins sont présents principalement à l'Est et au Nord du bassin de Sivas, et semblent se terminer vers le Sud en éventail sur le monoclinal de Selimiye (Figure 146 et Figure 242). Dans la zone à mini-bassins, ces dépôts marins vont soit (i) recouvrir en conformité ou en forte discordance angulaire, près des corps salifère, les séries de la formation antérieure de Karayün (cf. mini-bassins d'Emirhan et Karayün ; Figure 243 et Figure 244D), soit (ii) initier de nouveaux dépocentres sur la canopée, en latéral des mini-bassins préexistants, formant par la suite de nouveaux mini-bassins (cf. mini-bassins de Akpinar et Ağılkaya ; Figure 243 et Figure 244D). Globalement, trois grands dépocentres sont définis dans la zone à mini-bassins, l'un à l'Ouest autour du mini-bassin de Bingöl, un second au Sud autour de celui d'Ağilkaya, et le troisième au Nord-Est autour de celui de Karayün (Figure 243).

Les mini-bassins prennent des formes beaucoup plus linéaires que pendant le remplissage continental antérieur (Figure 243 et Figure 253). Cette transition de distribution des murs d'évaporites, entre le dépôt de la formation Karayün en système polygonal et le dépôt de la formation marine de Karacaören en système linéaire, résulte probablement d'un changement important.

La formation Karayün se développerait dans des mini-bassins polygonaux grâce à une importante épaisseur d'évaporites allochtones, permettant un découplage entre les contraintes tectoniques s'exerçant sur les séries pré-évaporitiques, les mini-bassins primaires et les mini-bassins secondaires sur la canopée (Figure 244C et Figure 246).

Ces derniers sont comme isolés des contraintes tectoniques par la masse évaporitique, accommodant préférentiellement la déformation. Par contre, comme l'explique Jackson & Talbot (1991), une distribution linéaire des murs d'évaporites témoigne soit (i) d'un **chargement différentiel anisotrope** (i.e. progradation sédimentaire), soit (ii) de **contraintes tectoniques syn-sédimentaires**, soit (iii) d'une **morphologie des séries pré-évaporites héritées** :

(i) le dépôt de la formation Karacaören ne semble pas correspondre à une progradation sédimentaire, puisque plusieurs points d'entrée d'apports sédimentaires sont observés dans le bassin (Figure 201).

(ii) Dans un bassin d'avant-pays comprenant une ceinture de plis et chevauchements bien développée comme dans le bassin de Sivas, le dépôt des séries flexurales est soumis aux contraintes compressives. Néanmoins, nous n'observons pas de manière systématique de biseau sédimentaire parallèle à la direction de transport tectonique dans ces mini-bassins. En effet, seul les mini-bassins se développant directement sur la canopée présentent des éventails s'amincissant vers le Nord. Par ailleurs, ces éventails s'amincissent également vers l'Est et l'Ouest (i.e. Tuzhisar, Çaygören ; Figure 243). De telles géométries pourraient donc être attribuées à l'effet de l'halocinèse. Les mini-bassins de Karayün et d'Akpinar, qui sont à l'actuel basculés à 90°, ne présentent pas de géométrie en éventail parallèle à la compression, suggérant une bascule du mini-bassin post-dépôt de la formation marine de Karacaören.

(iii) La morphologie des séries pré-évaporitiques dans le bassin de Sivas est faiblement contrainte. Un plissement syn-dépôt Est-Ouest de la partie supérieure de la série turbiditique Eocène de Bözbel est observé à l'affleurement (Kergaravat *et al.*, Submitted-a) et suggère que le dépôt des évaporites a eu lieu dans de larges dépocentres de direction Est-Ouest. De plus, le large monoclinal de Selimiye au Sud de la zone à mini-bassins évoque un chargement différentiel des évaporites à l'origine d'une distribution linéaire des murs dans la zone Nord du bassin, comme observé dans le bassin du Paradox (Figure 64; Kluth & DuChene, 2009 ; Banham & Mountney, 2013a). Cependant, la distribution linéaire des murs d'évaporites autochtones séparant les mini-bassins de la formation Selimiye est difficilement observable sur les données de sismique mais reste envisageable.

Il est donc possible que la distribution linéaire des murs d'évaporites, durant le dépôt de la formation marine de Karacaören, soit en grande partie liée à l'influence de l'héritage structural des évaporites autochtones. En effet, la distribution linéaire des murs d'évaporites Est-Ouest délimitant les mini-bassins primaires contrôlait probablement l'organisation linéaire des murs d'évaporites durant le remplissage marin des mini-bassins secondaires.

Cependant, au début du remplissage marin des mini-bassins secondaires, la géométrie des derniers dépôts laisse supposer la présence de suture basale de la canopée, tout en continuant à se développer entre les murs d'évaporites (Figure 233 et Figure 234). L'alimentation évaporitique ne venant plus de la subsidence des mini-bassins dans la canopée, une nouvelle source d'évaporites est nécessaire afin d'entretenir leur croissance verticale. Nous suggérons donc que certains murs d'évaporites Est-Ouest sont restés en connexion verticale directe avec les murs d'évaporites primaires (Figure 252 et Figure 253).

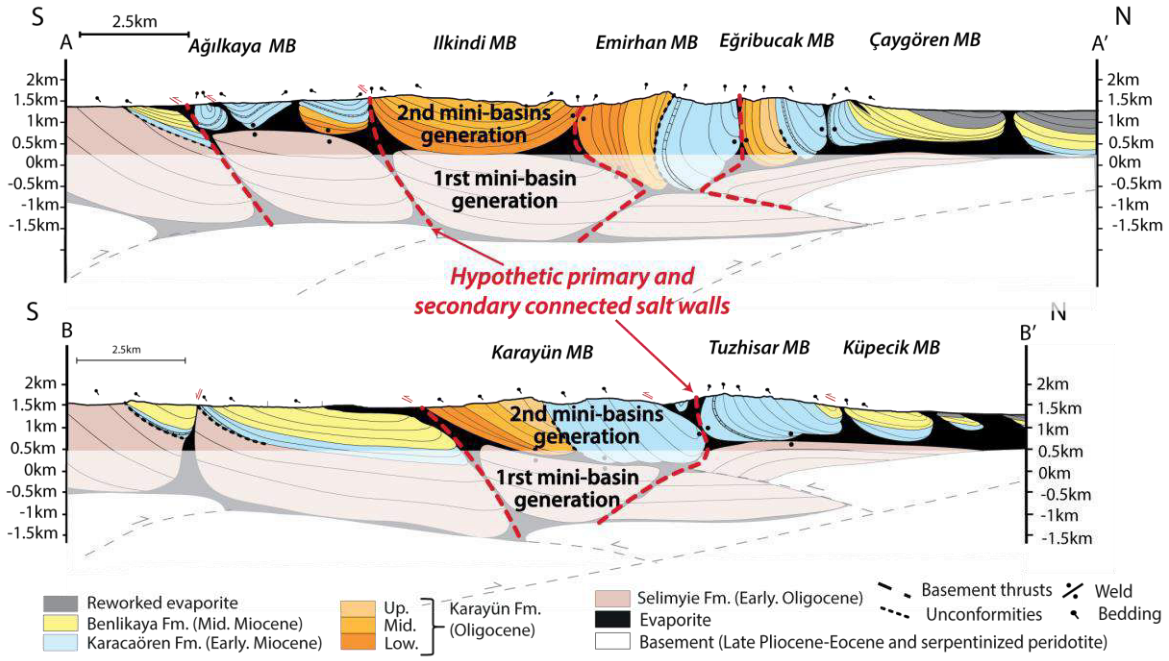


Figure 252 : Coupes structurales de la zone à mini-bassins de Sivas construites à partir de données d'affleurement et de sub-surfaces, illustrant la relation entre les murs d'évaporites primaires séparant les mini-bassins de première génération de Selimiye et les murs d'évaporites secondaires séparant les mini-bassins de seconde génération, d'après Kergaravat *et al.* (Submitted-a).

Le raccourcissement Nord-Sud, durant le dépôt de la formation marine de Karacaören, doit exercer un serrage préférentiel des structures diapiriques héritées primaires et secondaires Est-Ouest. L'expulsion des volumes évaporitiques concernés a permis d'entretenir la croissance verticale des murs d'évaporites Est-Ouest durant le dépôt de la formation marine, malgré la suture basale de la canopée sous certains mini-bassins secondaires. Les anciens murs polygonaux, hérités du remplissage initial sur la canopée, auraient quant à eux accommodés la déformation la déformation transpressive liée à la translation des mini-bassins.

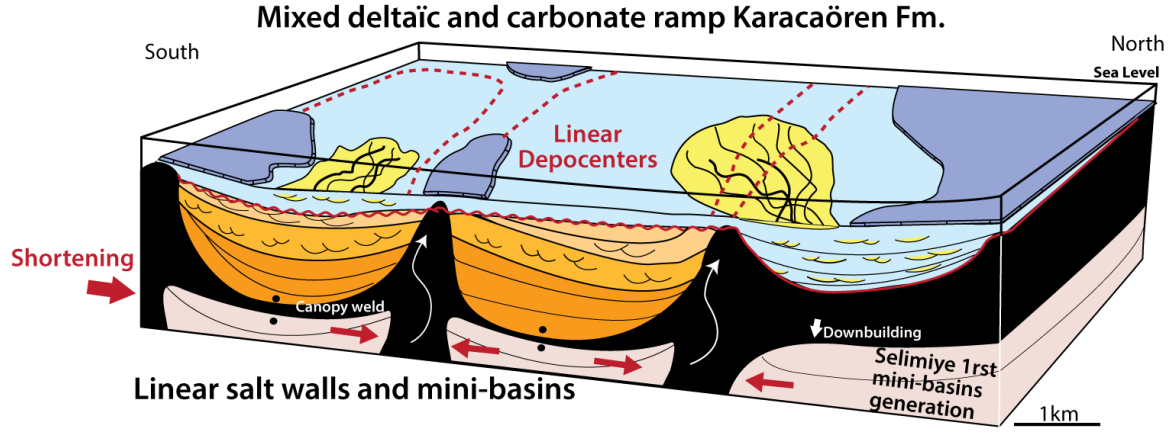


Figure 253 : Bloc diagramme conceptuel illustrant la distribution linéaire du remplissage des mini-bassins au cours du dépôt de la formation Karacaören sur les mini-bassins préexistants et sur les évaporites de la canopée.

b. Unité 1

L'Unité 1 est constituée par des dépôts de rampes mixtes deltaïques et carbonatées, elle est caractérisée par des dépôts soit :

- **fins** en épaisseur **et isopaques**, autour d'une cinquantaine de mètres, quand elle recouvre la formation Karayün tel que dans les mini-bassins d'Emirhan et Karayün (Figure 234) ;
- **épais** et s'organise en **biseau avec des discordances progressives**, jusqu'à plus de 600m d'épaisseur, quand elle se dépose sur les évaporites de la canopée comme dans les mini-bassins d'Ağilkaya, Tuzhisar et Akpinar (Figure 234).

La différence majeure d'épaisseur entre ces deux types de bassins suggère une accommodation induite par le fluage des évaporites pour les mini-bassins se développant directement sur la canopée. Par contre, le caractère isopaque mais beaucoup plus fin des dépôts sur les mini-bassins préexistants indique une forte diminution de la subsidence individuelle des mini-bassins. Cette diminution de l'accommodation induite par le fluage des évaporites pourrait être liée, dans certains mini-bassins, à la disparition des évaporites de la canopée sous ces mini-bassins, formant alors une suture basale (Figure 232 et Figure 235).

Le principal facteur de contrôle influant sur le dépôt de l'Unité 1 serait la combinaison d'une accommodation halocinétique induite par le fluage résiduel des évaporites pour les mini-bassins se développant sur la canopée avec une accommodation régionale du bassin pour les mini-bassins préexistants.

c. Unités 2, 3 et 4

Les Unités 2, 3 et 4, caractérisés par des environnements de lagunes et plaines côtières et localement de rampes mixtes, sont principalement observées dans le dépocentre Est de la zone à mini-bassins.

Dans cette zone, l'Unité 2 forme un **large dépocentre isopaque** recouvrant l'unité 1 des mini-bassins de Karayün et d'Akpinar (Figure 201). Cette configuration indique que le mini-bassin d'Akpinar stoppe sa subsidence dans les évaporites de la canopée (i.e. suture basale) et que la création d'espace disponible devient régionale, permettant l'élargissement du dépôt vers le mini-bassin de Karayün (Figure 201). A la fin de l'Unité 1 et le début de l'Unité 2, il n'y a probablement plus d'évaporite sous ces mini-bassins permettant leur subsidence individuelle.

La **suture de la canopée** au niveau des mini-bassins préexistants est confirmée, dans le mini-bassin asymétrique d'Emirhan par la géométrie en « *heel-toe* » (Kluth & DuChene, 2009), durant le dépôt de l'Unité 2 (Figure 232).

Néanmoins, les bordures de mini-bassins enregistrent toujours des rebroussements en bordure au contact des évaporites, témoignant de la poursuite de la remontée verticale des diapirs le long des dépôts. Ces géométries suggèrent la remobilisation des structures diapiriques héritées sous l'effet des contraintes compressives. Autrement dit, l'épaisseur résiduelle de la canopée est trop faible pour que les mini-bassins subsident sous l'effet de la charge.

Cependant, il reste probablement des évaporites mobilisables entre les mini-bassins. Sous l'effet du raccourcissement, les murs d'évaporites vont être préférentiellement serrés, permettant le maintien d'une tectonique salifère active avec l'évacuation verticale des évaporites depuis les murs et diapirs (Rowan & Vendeville, 2006 ; Trocmé *et al.*, 2011).

Le raccourcissement régional Nord-Sud favorise probablement le serrage des murs d'évaporites Est-Ouest. Les murs d'évaporites Nord-Sud, tel que celui séparant les mini-bassins de Karayün et d'Akpinar, ainsi que celui au centre de Tuzhisar, sont probablement moins actifs (Figure 243).

Par contre, le mini-bassin de Tuzhisar localisé plus au Nord sur la canopée semble poursuivre sa subsidence différentielle, marquée par la présence de larges éventails sédimentaires Est-Ouest et Nord-Sud (Figure 243). Cette subsidence différentielle est également exprimée par des variations latérales de faciès entre le centre et les bordures de mini-bassins, notamment durant l'Unité 3.

- **Le principal facteur de contrôle influençant le dépôt des Unités 2, 3 et 4 semble être (i) une accommodation halocinétique induite par le fluage des évaporites dans quelques mini-bassins se développant sur la canopée, mais surtout (ii) une accommodation régionale permettant le dépôt extensif de cette formation.**
- **La canopée étant probablement suturée sous certains mini-bassins dans la partie centrale, le fluage vertical des évaporites proviendrait de l'effet du raccourcissement préférentiel sur les murs d'évaporites Est-Ouest permettant d'entretenir le fluage vertical des évaporites.**

B.3. Dépôt de la formation Benlikaya : Emersion de la zone et rotation des mini-bassins.

La propagation de la ceinture de plis et chevauchements dans la zone à mini-bassins s'exprime principalement par (Figure 244E et Figure 254) :

- la mise en place de rétro-chevauchements à vergence Sud le long des murs évaporitiques préexistants Est-Ouest ;
- l'écrasement des murs évaporitiques formant des sutures ;
- le développement de zones en décrochement majoritairement dextre, empruntant les murs d'évaporites d'orientation globalement Est-Ouest ;
- la bascule de certains mini-bassins.

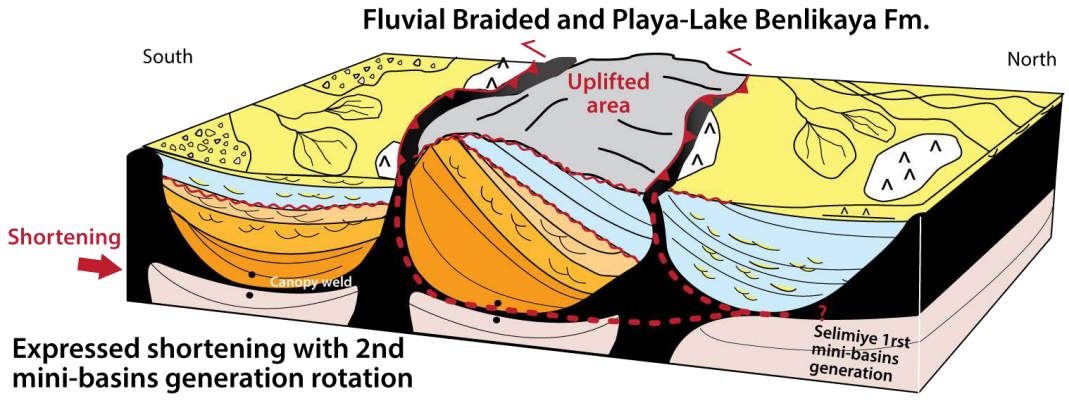


Figure 254 : Bloc diagramme conceptuel illustrant le développement des chevauchements dans les murs d'évaporites Est-Ouest engendrant la rotation des mini-bassins et le dépôt de la formation Benlikaya au front et en arrière de ces chevauchements.

Cette déformation est couplée à l'arrivée de sédiments très grossiers de type cône alluviaux et fluviatiles en tresses (Unité 1) se déposant, en discordance angulaire sur le monoclinal de Selimiye au Sud, et localement dans la zone à mini-bassins et principalement au Nord de cette zone (Figure 243). Ces dépôts grossiers remanient des blocs et galets de carbonates du Paléocène, des péridotites et serpentines affleurant sur la marge du Sud du bassin, ainsi que des blocs de la formation Selimiye, dans les dépôts au Sud, et des galets de la formation Karacaören dans les dépôts au Nord (Figure 236 et Figure 237). Dans la zone à mini-bassins, ces dépôts ne montrent pas de marqueurs typiques de l'influence de la tectonique salifère mis à part dans le mini-bassin de Çaygören au Nord qui enregistre un large éventail sédimentaire (Figure 243). Par contre, la présence de forte quantité d'évaporites dépositionnelles dans certains mini-bassins (i.e. Fadlun), et notamment durant le dépôt de l'Unité 2 au Nord de la zone à mini-bassins suggère la mise à l'affleurement des diapirs et murs d'évaporites qui auraient alimenté en sulfates les environnements de sabkhas continentales (Figure 241; Figure 243 et Figure 254). Cette mise à l'affleurement des diapirs est également indiquée par la présence d'un glacier d'évaporites dans le mini-bassin de Çaygören (Figure 217).

- **Le principal facteur de contrôle influençant le dépôt de la formation Benlikaya serait le raccourcissement et notamment la propagation des plis et chevauchements, à l'origine de la bascule des mini-bassins centraux et de la migration des dépocentres de manière centrifuge, principalement vers le Nord, le Sud et Sud-Ouest.**
- **Ce raccourcissement entraine l'arrivée de dépôts clastiques très grossiers et l'initiation de chevauchements qui entrainent la rotation des mini-bassins.**
- **L'émergence des évaporites en surface, sous l'effet du raccourcissement, induit une forte remobilisation de celle-ci dans la formation Benlikaya.**

II. Les facteurs de contrôle s'exerçant sur un système sédimentaire dans des mini-bassins

L'analyse des mini-bassins de Sivas a souligné le rôle de l'halocinèse, conjugué à deux mécanismes influençant de manière significative le système sédimentaire dans les provinces salifères : l'**accommodation et** le taux **apports sédimentaires**. Nous avons distingué deux types d'accommodation :

- **l'accommodation régionale** liée à la flexure du bassin et aux variations eustatiques ou du niveau de base, en domaine marin et continental respectivement ;
- **l'accommodation halocinétique** générée par le fluage des évaporites lors de la subsidence du mini-bassin, induisant également une **surrection des diapirs et murs** entourant le mini-bassin.

Le ratio entre l'accommodation et les apports sédimentaires (A/S) contrôle ainsi l'architecture stratigraphique des dépôts dans les mini-bassins (e.g. Matthews *et al.*, 2007 ; Kjemperud *et al.*, 2008 ; Banham & Mountney, 2013a). En stratigraphie continentale, trois principales configurations du ratio A/S sont connus (Martinsen *et al.*, 1999) :

- Un **ratio A/S élevé** (>1), autrement dit une forte accommodation et/ou de faible apport sédimentaire**,** implique que l'apport sédimentaire n'est pas suffisant pour remplir l'espace disponible et préserve donc des faciès distaux pouvant entrainer une rétrogradation du système sédimentaire.
- Un **ratio A/S faible** (<1), autrement dit une faible accommodation et/ou de fort apport sédimentaire, implique que l'apport sédimentaire remplit rapidement l'espace disponible en amalgamant des faciès proximaux et peut entrainer une progradation du système sédimentaire.
- Un ratio **A/S très faible** (proche de 0), autrement dit une très faible accommodation et/ou de très fort apport sédimentaire, implique que le système sédimentaire est en bypass, sans accumulation sédimentaire, et pouvant même générer des surfaces d'érosions ou des limites de séquences régionales.

La balance entre l'accommodation régionale et halocinétique, et son équilibre avec les apports sédimentaires sont des facteurs qui vont ainsi amplifier ou au contraire limiter l'influence de l'halocinèse sur le système sédimentaire. Pour décrire l'influence de la tectonique salifère sur une province à mini-bassins, nous aborderons les effets d'un ratio A/S élevé, puis d'un ratio A/S faible en domaine continental puis en domaine marin, en distinguant les effets d'une accommodation halocinétique ou régionale.

A. Accommodation par fluage des évaporites

L'accommodation halocinétique par fluage des évaporites résulte de l'évacuation des évaporites sous-jacentes aux mini-bassins vers les murs d'évaporites et diapirs. La subsidence différentielle dans les évaporites produit des **changements d'épaisseurs** des séries au sein des mini-bassins mais aussi entre mini-bassins. De plus, le fluage vertical des évaporites dans les murs et diapirs, lié à la subsidence du mini-bassin, va provoquer des **déformations syn-sédimentaires** sur les bordures du mini-bassin, tels des séquences halocinétiques.

Cette influence de l'halocinèse sur les épaisseurs et la déformation des bordures est observée quel que soit le ratio A/S. Par contre, la valeur de ce ratio va impacter la distribution du système sédimentaire à l'échelle d'un mini-bassin et de la province à mini-bassins.

A.1. Domaine continental

En domaine continental, l'accommodation dépend du niveau de base qui correspond à la limite supérieure pour l'accumulation sédimentaire (e.g. Blum & Törnqvist, 2000).

a. Accommodation halocinétique > Apport sédimentaire

L'évacuation des évaporites sous-jacentes aux mini-bassins peut générer la mise en place de **hauts topographiques** correspondant aux toits des murs d'évaporites et des diapirs à l'affleurement (Figure 255). Ces hauts topographiques vont alors modifier le drainage du système sédimentaire en isolant certains mini-bassins et en déviant les axes de transports. Ces effets vont produire des **changements de faciès entre mini-bassins adjacents** pouvant être importantes (Figure 255).

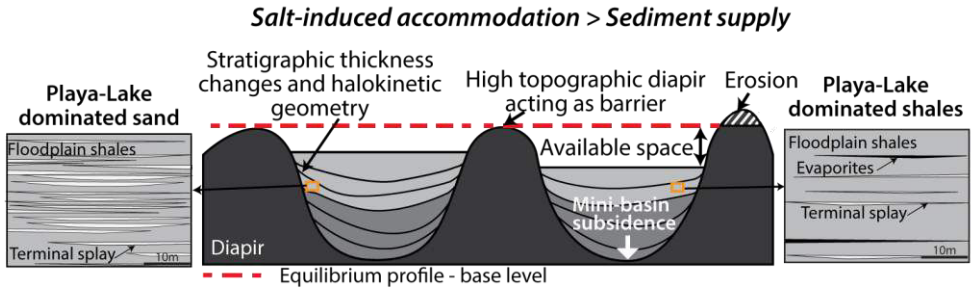


Figure 255 : Schéma conceptuel de mini-bassins se développant par subsidence dans les évaporites en domaine continental avec un taux d'apport sédimentaire relativement faible. Dans ce cas, l'accommodation halocinétique est supérieure aux apports sédimentaires entrainant la mise en place de diapirs et murs d'évaporites topographiquement hauts autour des mini-bassins. Les deux cadres latéraux représentent des dépôts associés aux mini-bassins respectifs.

Cette configuration est observée durant le dépôt du Membre inférieur de la formation Karayün (Figure 247).

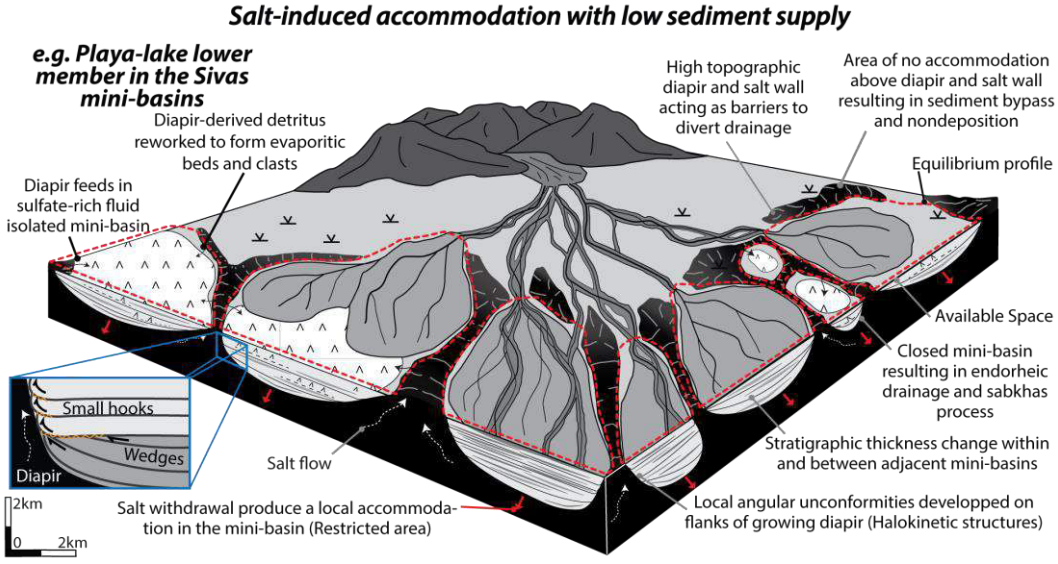


Figure 256 : Diagramme conceptuel d'une province à mini-bassins avec une accommodation halocinétique liée au fluage des évaporites et de faible apport sédimentaire. Les changements d'épaisseurs au sein comme entre mini-bassins sont importants et l'halocinèse produit des hauts topographiques diapiriques à la surface influant fortement la distribution du système sédimentaire, d'après Ribes *et al.* (in press).

Les mini-bassins présentent alors des faciès cohérents avec le développement d'un environnement de playa-lake mais avec une distribution particulière par rapport à un DFS classique. En effet, les proportions d'argilites, grès et évaporites dépositionelles vont être **extrêmement variables en fonction de la compartimentation des mini-bassins** par les murs d'évaporites (Figure 256). Certains mini-bassins vont être **isolés des axes de transport** du système sédimentaire et ne développer qu'une sédimentation argileuse et évaporitique (Figure 256). La précipitation d'évaporites dans les mini-bassins peut témoigner d'un démantèlement chimique des murs d'évaporites.

La configuration, comprenant une forte accommodation halocinétique et un faible apport sédimentaire en domaine continental, est observée également (i) dans le bassin du Paradox durant le dépôt des Unités « *lower-slope* » et « *upper-slope* » de la formation triasique Chinle (Figure 71; e.g. Matthews *et al.*, 2007) ; et (ii) dans les mini-bassins du Bassin Precaspien également au Trias (Figure 66; e.g. Barde *et al.*, 2002).

Ces périodes, durant lesquelles les diapirs affleurent, sont propices à la **remobilisation** mécanique et chimique **des évaporites diapiriques** dans des environnements de sabkhas continentales se développant dans les centres de mini-bassins (e.g. Lawton & Buck, 2006).

b. Accommodation halocinétique < Apport sédimentaire

Quand le taux d'apport sédimentaire est suffisamment élevé pour remplir l'espace disponible généré par la subsidence des mini-bassins, les diapirs n'**exercent pas de contrôle paléogéographique** sur la dispersion des axes de transit ou sur la distribution générale du système sédimentaire. En effet, bien que la surrection des diapirs et murs d'évaporites puisse être plus élevée que le taux de sédimentation, ces derniers seront érodés par le système sédimentaire quand ils dépassent le niveau de base et permettront au système sédimentaire de transiter au-dessus (Figure 257).

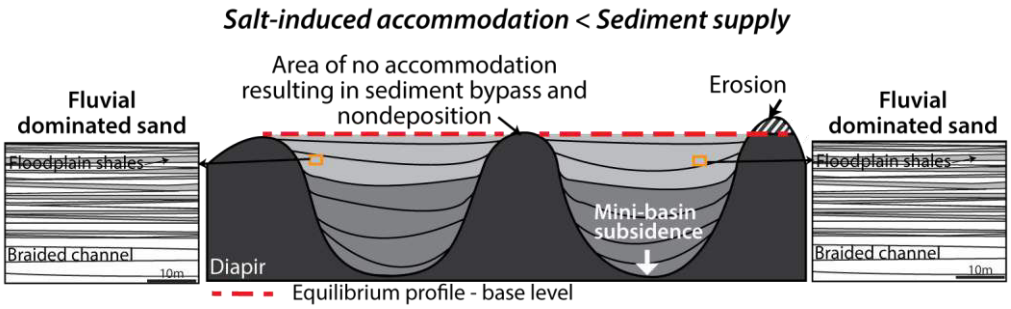


Figure 257 : Schéma conceptuel de mini-bassins se développant par subsidence dans les évaporites en domaine continental avec un taux d'apport sédimentaire relativement fort. Dans ce cas, l'accommodation halocinétique est inférieure aux apports sédimentaires entrainant l'érosion par le système sédimentaire des diapirs et murs d'évaporites affleurant. Les deux cadres latéraux représentent des dépôts associés aux mini-bassins respectifs.

Cette configuration, comprenant une faible accommodation halocinétique par rapport à de forts apports sédimentaires, ne s'observe pas dans le bassin de Sivas, mais est enregistrée par les séries permiennes de la formation Cutler (e.g. Venus, 2012), par la formation triasique Moenkopi (e.g. Banham & Mountney, 2013a) et par l'unité triasique « *Black Ledge* » de la formation Chinle (e.g. Matthews *et al.*, 2007), toutes trois dans le bassin du Paradox (USA).

Durant ces périodes, le système sédimentaire, en l'occurrence fluviatile, tend à s'étendre dans la zone des mini-bassins sans que les rides d'évaporites, qui sont constamment érodées, ne puissent modifier le drainage (Figure 258). La distribution des faciès au sein du système sédimentaire va présenter la même zonation qu'un système classique puisque l'apport sédimentaire est suffisamment élevé pour combler l'espace disponible (Figure 258). Les faciès seront donc quasiment équivalents entre mini-bassins adjacents.

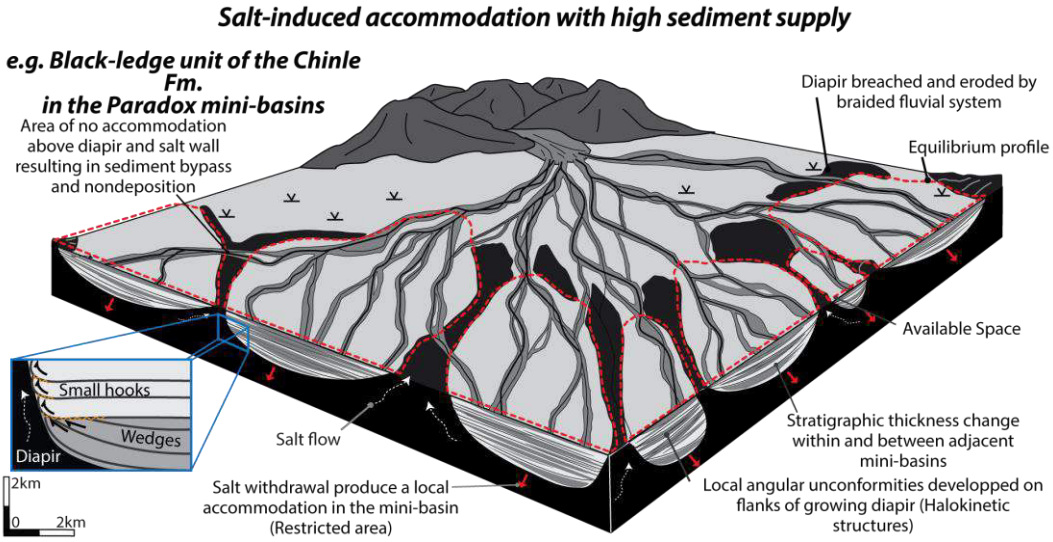


Figure 258 : Diagramme conceptuel d'une province à mini-bassins avec une accommodation halocinétique lié au fluage des évaporites et de fort apport sédimentaire. Les changements d'épaisseurs au sein comme entre les mini-bassins sont importants mais l'halocinèse n'a pas d'effet en surface sur la distribution du système sédimentaire, d'après Ribes *et al.* (in press).

Néanmoins, il est possible dans certains cas précis, que les diapirs se déflatent et permettent le développement d'un mini-bassin secondaire sur leur crête.

A.2. Domaine marin peu profond

En domaine marin, l'accommodation est définie comme l'espace disponible à la sédimentation, dépendant des variations eustatiques et du taux de subsidence du bassin, et dont la limite supérieur est assimilable au niveau marin relatif (e.g. Posamentier, 1988).

a. Accommodation halocinétique > Taux de sédimentation

En domaine marin, les murs d'évaporites et diapirs sont généralement recouverts par des sédiments. La subsidence différentielle des mini-bassins va produire des changements bathymétriques entre les centres de mini-bassins et les diapirs (centaine de mètre dans le Golfe du Mexique, e.g. Madof *et al.* 2009; Figure 259). En effet, les centres de mini-bassins, plus bas bathymétriquement, concentrent généralement le système clastique, alors que les bordures de mini-bassins et les diapirs vont pouvoir développer une sédimentation carbonatée par exemple (; Figure 43, Figure 68 et Figure 259). De plus, ces topographies générées par les diapirs vont compartimenter certains mini-bassins, en les isolants des apports clastiques et produire des différences de faciès entre deux mini-bassins adjacents (Figure 259).

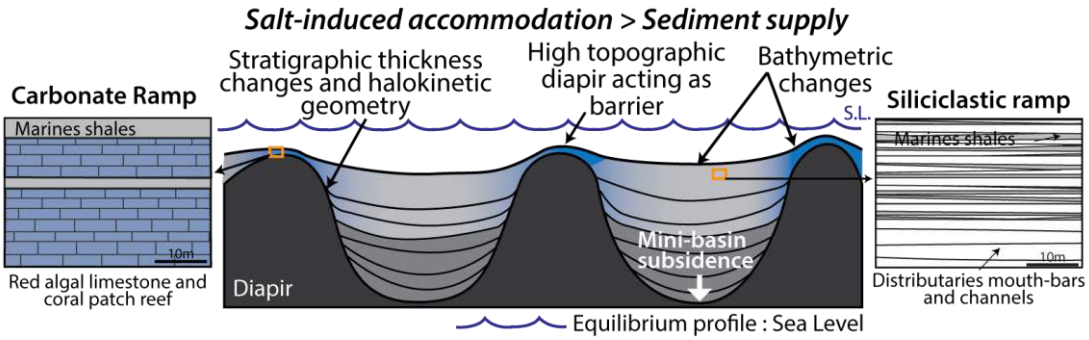


Figure 259 : Schéma conceptuel de mini-bassins se développant par subsidence dans les évaporites en domaine marin peu profond avec un taux de sédimentation relativement faible. Dans ce cas, l'accommodation halocinétique est supérieure aux apports sédimentaires générant des différences bathymétriques entre le centre du mini-bassin et les diapirs et murs d'évaporites. Les deux cadres latéraux représentent le type de dépôts observés quand les apports sédimentaires sont faibles dans le centre d'un mini-bassin gauche et sur un diapir à droite. Les teintes bleutées sur les diapirs symbolisent le développement de faciès carbonatés, alors que les dépôts clastiques se déposent dans le centre des mini-bassins.

Ce type de configuration est observé durant le dépôt de l'Unité 1 de la formation Karacaören dans le bassin de Sivas, mais aussi dans le mini-bassin de Potrerillos au Paléocène dans le bassin de La Popa (Figure 68; Shelley & Lawton, 2005b).

b. Accommodation halocinétique < Taux de sédimentation

Quand le taux d'apport sédimentaire est suffisamment élevé pour remplir l'espace disponible généré par la subsidence des mini-bassins, les dépôts vont combler l'espace disponible et recouvrir les diapirs produisant une bathymétrie homogène de plus en plus lissée (Figure 260). Les diapirs ne vont pas exercer de contrôle paléogéographique sur la dispersion des axes de transits ou sur la distribution générale du système sédimentaire (Figure 260). La répartition des faciès sera dépendante de variations autogéniques et allogéniques du système sédimentaire et non plus influencée par l'halocinèse en surface.

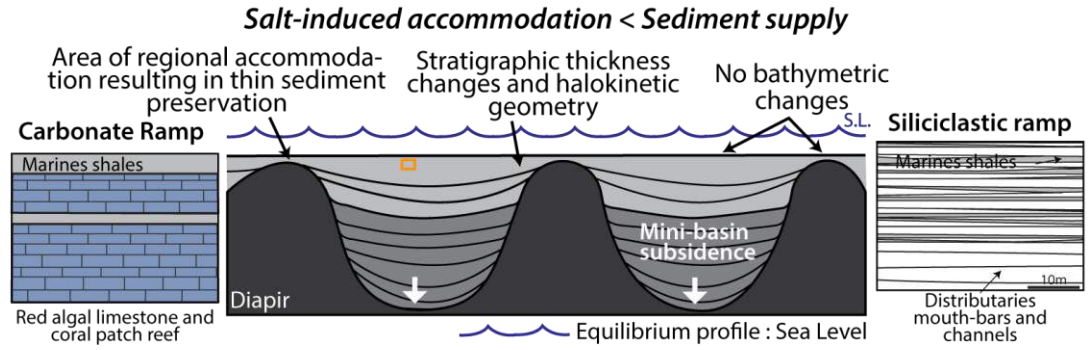


Figure 260 : Schéma conceptuel de mini-bassins se développant par subsidence dans les évaporites en domaine marin peu profond avec un taux de sédimentation relativement fort. Dans ce cas, l'accommodation halocinétique est inférieure aux apports sédimentaires générant des différences bathymétriques entre le centre du mini-bassin et les diapirs. Les deux cadres latéraux représentent à titre d'exemple le type de dépôts pouvant être observés quand le taux de sédimentation est fort tel que des rampes carbonatées ou silicoclastiques.

B. Accommodation régionale

Dans les provinces salifères, la création d'espace disponible peut également être dominée par la flexure régionale du bassin. Dans ce cas le ratio A/S va influer, comme dans un bassin classique, sur le type de **dépôts distaux ou proximaux et l'architecture de ces derniers**.

Quand le ratio A/S est faible, le système sédimentaire a tendance à **progader vers la zone à mini-bassins avec le dépôt de faciès proximaux tels que des chenaux fluviatiles**.

A l'inverse, quand le ratio A/S est élevé, le système sédimentaire a tendance à **rétrograder avec le dépôt de faciès distaux tels que des environnements lacustres**.

Cependant, un autre ratio va se surimposer à ce premier dans le cas d'une accommodation régionale, c'est le ratio liant **taux d'apport sédimentaire (S) et taux de surrection diapirique (R)**. Comme définis par Giles & Lawton (2002) notamment, deux configurations sont possibles :

- Une accumulation sédimentaire **inférieure** à la surrection du diapir **(S/R faible)** entraine une croissance verticale du diapir. A l'approche du diapir, les couches sédimentaires sont rebroussées, entrainées par sa surrection.
- Une accumulation sédimentaire **supérieure** à la surrection du diapir **(S/R élevé)** entraine un recouvrement progressif du diapir, formant une couverture sédimentaire, qui subit une légère déformation liée à sa remontée.

a. Taux de sédimentation < Surrection diapir

Dans le cas d'un ratio S/R faible, la surrection des diapirs leur permet de rester à la surface ou de former des hauts topographiques. Ces murs d'évaporites et diapirs, hauts topographiquement, vont alors modifier le drainage du système sédimentaire en isolant certains mini-bassins et déviant les axes de transports. Ces effets vont produire des **différences de faciès entre deux mini-bassins adjacents** (Figure 261). Cependant, les séries seront isopaques au sein des mini-bassins mais aussi régionalement. Ces dépôts pourront présenter un amincissement aux abords des diapirs ainsi que des rebroussements marquant la surrection verticale des diapirs (Figure 261).

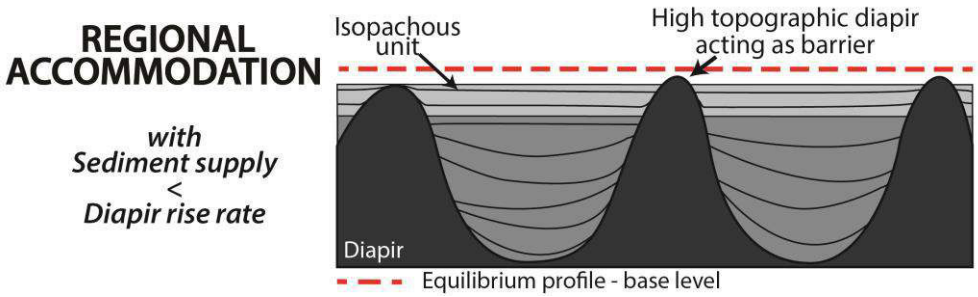


Figure 261 : Schéma conceptuel de mini-bassins se développant avec une accommodation régionale et un taux de sédimentation inférieur à la surrection des diapirs.

b. Taux de sédimentation > Surrection diapir

Dans le cas d'un ratio S/R élevé, l'accommodation va permettre au système sédimentaire de se **déposer uniformément** autant dans les mini-bassins que sur les diapirs si le taux de surrection diapirique est inférieur au taux d'accommodation régionale (Figure 262). Les dépôts seront alors relativement **isopaques** à l'échelle de la province à mini-bassins (Figure 262).

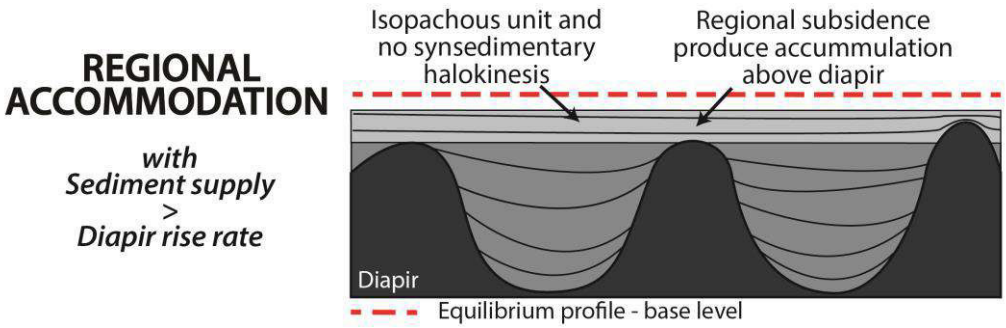


Figure 262 : Schéma conceptuel de mini-bassins se développant avec une accommodation régionale et un taux de sédimentation supérieur à la surrection des diapirs.

Une accommodation régionale avec de forts apports sédimentaires (S/R élevé) est observée, par exemple, durant de dépôt du Membre moyen de la formation Karayün (Figure 248). Durant ce dépôt, dominé par des faciès de fluviatile en tresse, le système sédimentaire envahit alors la zone, recouvrant les diapirs. La série est quasiment isopaque dans la zone à mini-bassins (Figure 263). Les variations latérales de faciès sont très légères d'un mini-bassin à l'autre et directement liées aux facteurs autogéniques propres au système sédimentaire (Figure 263).

Le cas d'un taux de surrection diapirique plus élevé que le taux d'accommodation produira une configuration proche de celle présentée dans le paragraphe précédent. Toutefois, le cas d'une surrection diapirique supérieure au taux d'accommodation régionale n'a jamais été observé et semble donc purement théorique.

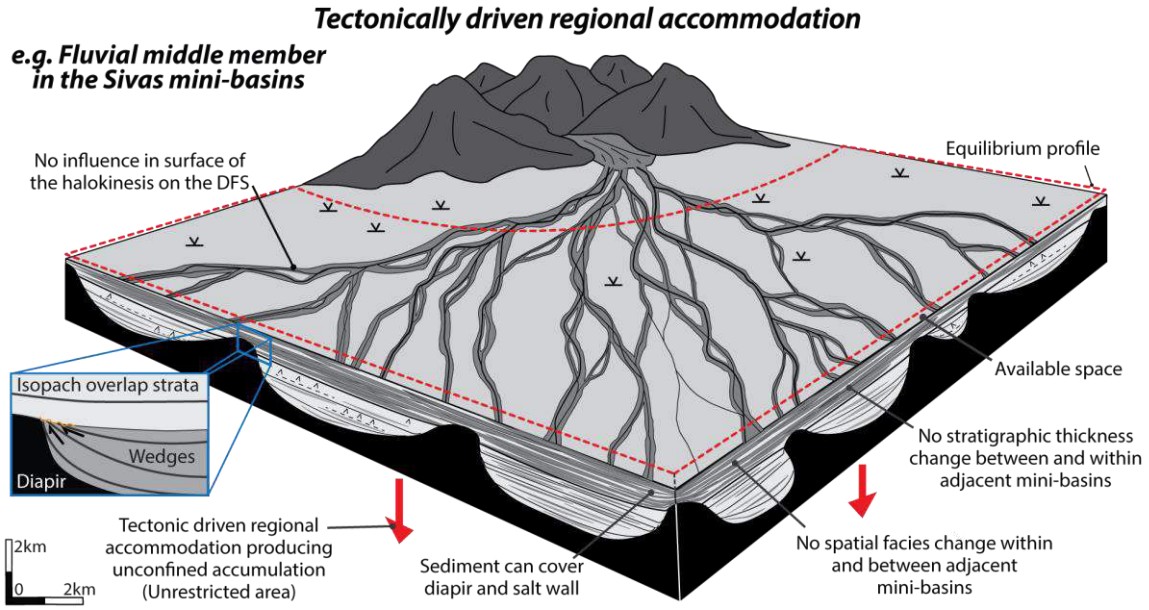


Figure 263 : Diagramme conceptuel d'une province à mini-bassins avec une accommodation régionale liée à la flexure du bassin. Le dépôt est isopaque et recouvre sans distinction les mini-bassins et les diapirs, d'après Ribes *et al.* (in press).

Le dépôt rapide d'une couche isopaque sur les diapirs peut ralentir leur surrection, mais si des évaporites sont toujours présentes sous les mini-bassins, cette surrection peut reprendre par la suite sous l'influence de facteurs externes, dans notre cas des contraintes compressives (e.g. Mohr *et al.*, 2005 ; Dooley *et al.*, 2009).

En effet, une réactivation diapirique est observée dans le bassin de Sivas à la fin du dépôt du Membre moyen fluviatile (Figure 264), probablement influencée par les contraintes compressives régionales s'exerçant sur les diapirs.

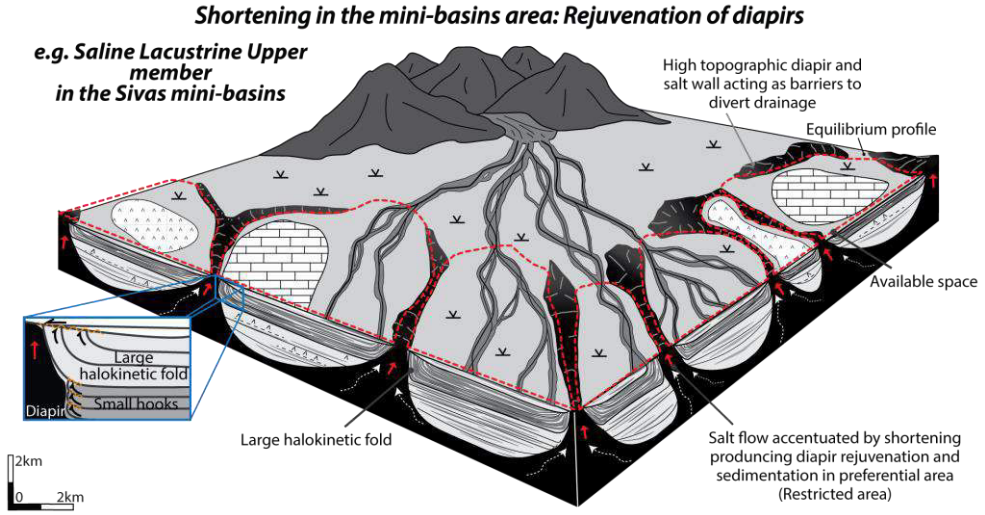


Figure 264 : Diagramme conceptuel d'une province à mini-bassins illustrant une réactivation diapirique après le dépôt d'une couche isopaque. Ce bloc s'inspire des géométries et environnements observés à Sivas durant le dépôt du Membre supérieur lacustre, d'après Ribes *et al.* (in press).

C. Les déformations halocinétiques en bordure de mini-bassins

Le type des séquences halocinétiques (crochet ou éventail), définies par Giles & Lawton (2002) et Giles & Rowan (2012), est dépendant du ratio taux de sédimentation autour du diapir / croissance verticale du diapir. Par exemple, le taux de croissance verticale des diapirs dans le bassin de La Popa est considéré comme constant et équivalent entre diapirs au cours du temps. Le type de séquences halocinétiques dans ce bassin est donc dépendant, au premier ordre, du taux de sédimentation autour des diapirs (Giles & Rowan, 2012). Ces auteurs arrivent à proposer un lien entre la stratigraphie séquentielle dans les dépôts marins autour des diapirs et la géométrie des séquences halocinétiques (Figure 35).

Néanmoins, dans le bassin de Sivas, durant le dépôt de la formation continentale de Karayün, des marqueurs indiquent que la croissance verticale des diapirs est hétérogène d'un bord à l'autre de certains mini-bassins. Par exemple, dans le mini-bassin d'Emirhan, la bordure Ouest enregistre des géométries proches des séquences halocinétiques en crochet (Figure 265). Par contre, la bordure Est du mini-bassin d'Emirhan enregistre des géométries en éventail sédimentaire (Figure 265). Pourtant, durant le dépôt des Unités 2 et 3, le taux de sédimentation d'un bord à l'autre du mini-bassin doit être approximativement équivalent. Ces différences de géométries semblent donc être un indice de croissance diapirique hétérogène entre deux diapirs autour d'un mini-bassin.

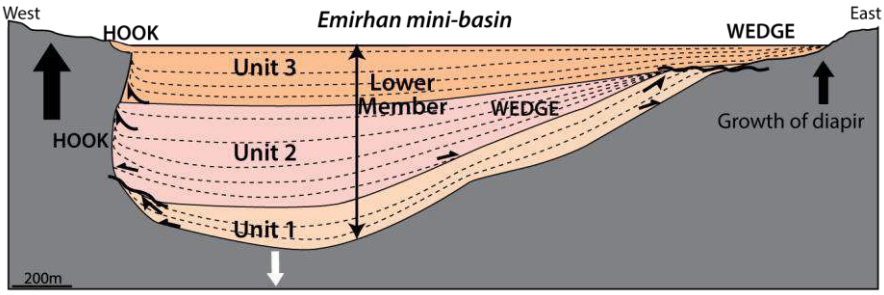


Figure 265 : coupe schématique illustrant la subsidence du mini-bassin d'Emirhan avec comme datum horizontal le passage du Membre inférieur au Membre moyen, d'après Ribes *et al.* (2015).

La croissance verticale des diapirs dans le bassin de Sivas est peut-être influencée par le raccourcissement induit par la compression régionale (e.g. Vendeville & Nilsen, 1995) ainsi que par la subsidence différentielle des mini-bassins alentours (e.g. Quirk & Pilcher, 2012). Dans ce cas, bien que le type de séquences halocinétiques dépende du ratio taux de croissance diapirique/taux de sédimentation, le taux de sédimentation seul ne va pas contrôler le type des séquences halocinétiques comme dans le bassin de La Popa (Figure 35 et Figure 38). Le taux de croissance du diapir va également être un paramètre important contrôlant la géométrie de séquences halocinétiques dans le bassin de Sivas.

Le terme « séquence » a été employé dans le bassin de La Popa car les séries rebroussées en bordure de diapir présentent systématiquement la même organisation faciologique ainsi que des épaisseurs proches directement liées aux cycles des variations eustatiques (Figure 35). De plus, les bases de ces séquences halocinétiques débutent par des coulées de débris provenant du démantèlement des dépôts sur les diapirs (Figure 34). Ces dépôts se mettent généralement en place durant les cycles transgressifs qui sont caractérisés par des périodes de faible accumulation sédimentaire favorisant le soulèvement et le remaniement du diapir et des séries sédimentaires déposées au-dessus (Figure 35).

Les faciès de démantèlement du diapir se déposent en discordance sur les dépôts sous-jacents et marquent le commencement d'une nouvelle séquence halocinétique (Figure 35). La séquence marque alors la mise en place d'un haut-niveau marin caractérisé par des périodes de fortes accumulations sédimentaires qui recouvrent le diapir (Figure 37). Ces coulées de débris ont été initialement décrites en domaine marin par Giles & Lawton (2002 ; Figure 34), mais une seule coulée de débris de taille restreinte a été décrite en continental par Andrie *et al.* (2012) dans le bassin de La Popa.

Dans les mini-bassins de Sivas, ces faciès de démantèlement n'ont pas été observés clairement. Quelques faciès de déstabilisation ont été localisés sur la bordure Ouest d'Emirhan (Fig. Figure 183). Le remaniement sur place des séries fluviatiles dans les premières séries marines a été observé sur la discordance continental-marin à l'Est du mini-bassin d'Emirhan (Figure 228 et Figure 230). Néanmoins, les coulées de débris observées en domaine marin par Giles & Lawton (2002) ne semblent pas avoir été préservées en domaine continental dans les mini-bassins de Sivas, si tant est qu'elles se soient déposées. La reconnaissance de ces phénomènes dans le domaine marin de Sivas devra être approfondie.

La taille des séries affectées par des rebroussements dans le bassin de Sivas est très variable (Figure 266). L'épaisseur des séries rebroussées autour de 90° en bordure de mini-bassins s'échelonne entre quelques mètres jusqu'à la centaine de mètres (Figure 266). Les séries affectées par les rebroussements peuvent correspondre soit à une séquence dépositionnelle, soit à une amalgamation de séquences dépositionnelles, soit enfin à une unité stratigraphique entière.

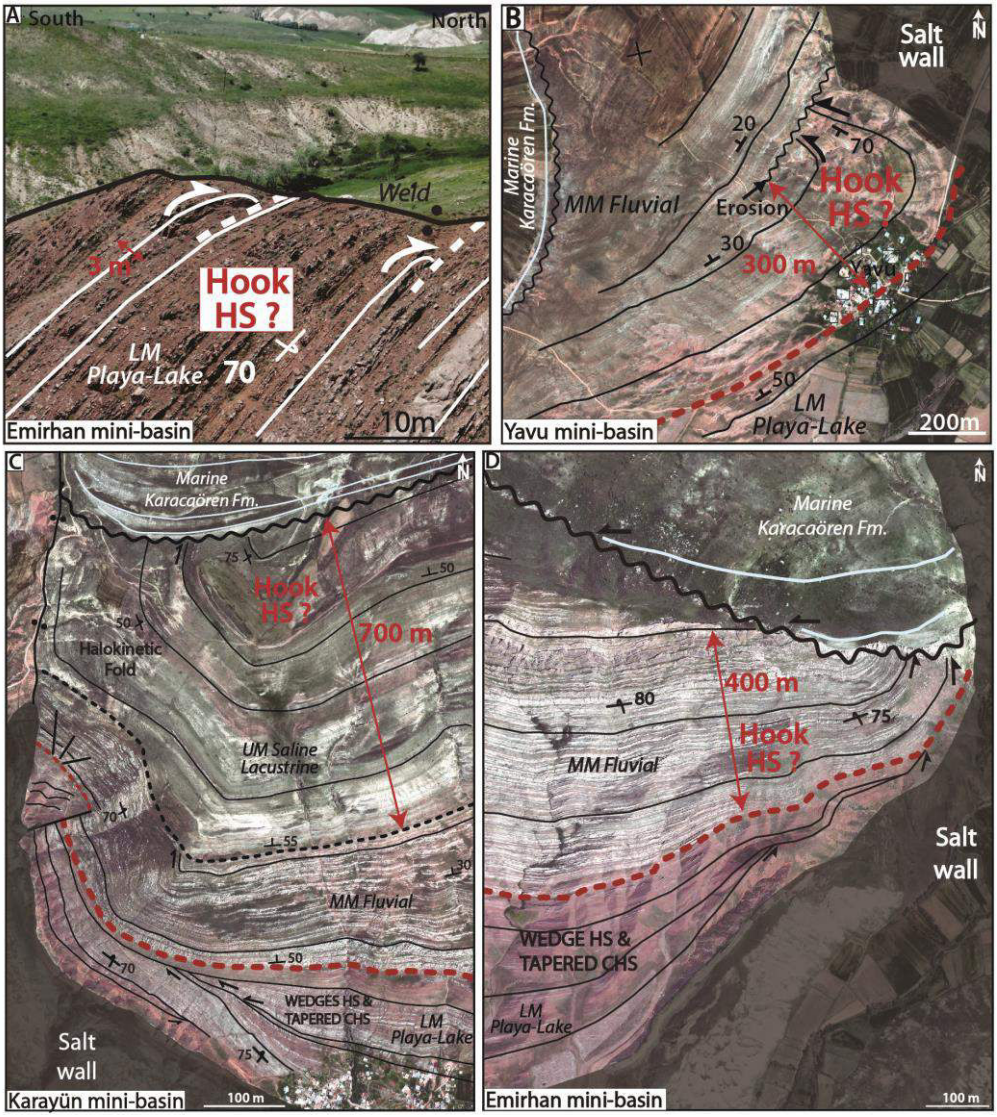


Figure 266 : Photographie et images satellites illustrant les différentes tailles des géométries halocinétiques observées dans les mini-bassins de Sivas.

Le terme « séquence », qui fait appel au concept de stratigraphie séquentielle, ne semble pas opportun pour nommer une série affectée par une déformation halocinétique dans le cas des mini-bassins de Sivas. Pour cette raison, nous avons décrit, dans les articles, les structures observées dans les mini-bassins comme des «géométries halocinétiques» et non des «séquences halocinétiques».

Enfin, seul le bassin de Sivas présente des géométries halocinétiques en crochet enregistrées en domaine continental. En raison de cette absence dans le bassin de La Popa (Mexique), Giles & Rowan (2012) avaient conclu que la formation de séquence halocinétique de type crochet en domaine continental n'était probablement pas possible à cause de l'érosion. Cependant, le mini-bassin d'Emirhan présente des géométries équivalentes à celles décrites en domaine marin et semble donc bien correspondre à des géométries halocinétiques en crochet (Figure 266).

III. Prédictions sur la distribution des réservoirs

La partie précédente, focalisée sur les facteurs de contrôle s'exerçant sur un système sédimentaire dans une province à mini-bassins, montre que la connaissance du type d'accommodation, halocinétique (Al) ou régionale (Ar), du taux d'apport sédimentaire (S) et de la vitesse de surrection diapirique (R) dans une province à mini-bassins peut permettre de déterminer la localisation, la distribution, et la connectivité des réservoirs dans des mini-bassins. Ces facteurs de contrôle influencent le système sédimentaire mais aussi l'halocinèse et vont modifier la localisation des corps sableux et leur homogénéité faciologique entre mini-bassins. Les conditions de remplissage des mini-bassins peuvent être divisées en six grands types qui vont être détaillées ci-dessous.

Dans ces exemples, la surrection des diapirs peut leur permettre de dépasser topographiquement le niveau de base, mais ces diapirs seront d'autant plus soumis à l'érosion.

A. Contexte de faible apport sédimentaire

A.1. Accommodation halocinétique > apport sédimentaire

Quand le taux d'accommodation généré par le fluage des évaporites est plus fort relativement que les apports sédimentaires, une forte compartimentation faciologique se développe entre mini-bassins (Figure 267A). La présence de réservoirs dans un mini-bassin sera donc aléatoire et dépendante des effets paléo-topographiques s'exerçant sur le système sédimentaire (Figure 267A). De plus, dans les mini-bassins de Sivas les corps sableux se localisent préférentiellement dans les centres des mini-bassins et sont intercalés avec de fortes épaisseurs d'argiles ou marnes (i.e. Membre inférieur formation Karayün dominé par un système de playa-lake). Enfin, la connexion entre les corps sableux est très faible dans ce type de configuration (Figure 267A).

A.2. Accommodation régionale > apport sédimentaire

Quand l'accommodation régionale est plus importante que les apports sédimentaires arrivant dans une province à mini-bassins, les dépôts sont isopaques, au sein comme entre les mini-bassins.

a. Apport sédimentaire > surrection diapirique

Si le taux d'apport sédimentaire reste plus élevé que la croissance verticale des diapirs, les dépôts vont les recouvrir et former des unités stratigraphiques étendues latéralement. Néanmoins, un faible taux d'apport sédimentaire durant une période de forte accommodation relative va plutôt produire des dépôts riches en argiles et marnes avec de rares réservoirs dans certains mini-bassins (Figure 267B). La localisation des corps sableux sera dépendante des processus internes au système sédimentaire tel que les avulsions, la compensation etc. Ces facteurs autogéniques vont limiter avec certitude la localisation des corps sableux d'un mini-bassin à l'autre.

b. Apport sédimentaire < surrection diapirique

Quand l'apport sédimentaire est faible par rapport à la surrection diapirique, les diapirs vont compartimenter faciologiquement les mini-bassins, en les isolants les uns des autres. Ces dépôts vont s'amincir faiblement près des diapirs.

Comme dans le cas précédent, le faible taux d'apport sédimentaire va plutôt produire des dépôts riches en argiles et marnes avec de rares réservoirs dans certains mini-bassins (Figure 267C).

La localisation des corps sableux sera dépendante des processus internes au système sédimentaire mais aussi de la compartimentation des mini-bassins liée aux murs d'évaporites topographiquement hauts. Cette compartimentation et les facteurs autogéniques vont limiter la localisation avec certitude des corps sableux d'un mini-bassin à l'autre.

Le faible taux de sédimentation associé à une forte accommodation, halocinétique ou régionale, n'est pas idéal pour la formation des réservoirs. Quelle que soit la vitesse de surrection des diapirs, la localisation des réservoirs est difficilement prédictible entre mini-bassins.

B. Contexte de fort apport sédimentaire

Un taux de sédimentation supérieur à l'accommodation permet le dépôt préférentiel de systèmes clastiques très amalgamés verticalement et latéralement avec une très faible préservation des faciès argileux, formant de bons réservoirs connectés.

B.1. Accommodation halocinétique < apport sédimentaire

Quand le taux de sédimentation est suffisamment élevé pour combler la création d'espace disponible, l'influence de l'halocinèse sur le système sédimentaire en surface est minime (Figure 267D). Les axes de transit sont libres de se déplacer dans la province à mini-bassins en passant au-dessus des diapirs (Figure 263). Dans ce cas, les faciès sont homogènes d'un mini-bassin à l'autre et présentent un épaississement vers le centre du mini-bassin et un amincissement vers les bordures des mini-bassins (Figure 267D).

B.2. Accommodation régionale < apport sédimentaire

a. Apport sédimentaire > surrection diapirique

Si le taux d'apport sédimentaire est plus élevé que la croissance verticale des diapirs, et que la surrection diapirique est inférieure au taux d'accommodation, les dépôts vont les recouvrir et former des unités stratigraphiques étendues latéralement. Les faciès seront relativement homogènes à l'échelle de la province à mini-bassins, et dépendants des processus internes au système sédimentaire (Figure 267E).

Par contre, si le taux de surrection diapirique est inférieur au taux d'accommodation, la configuration sera équivalente à celle développée dans le paragraphe suivant.

b. Apport sédimentaire < surrection diapirique

Quand l'apport sédimentaire est faible par rapport à la surrection diapirique, les diapirs forment des hauts topographiques qui vont compartimenter les mini-bassins, les isolant les uns des autres. Ces dépôts vont s'amincir faiblement près des diapirs.

La localisation des corps sableux sera dépendante des processus internes au système sédimentaire mais aussi de la compartimentation des mini-bassins liée aux murs d'évaporites hauts topographiquement. Cette compartimentation, associée aux facteurs autogéniques va limiter la localisation des corps sableux avec certitude d'un mini-bassin à l'autre malgré le fort taux d'apport sédimentaire.

Dans ce cas, nous estimons que la surrection diapirique est inférieure au taux d'accommodation, car une surrection diapirique supérieure au taux d'accommodation n'a jamais été observée et semble donc purement théorique.

La formation de réservoirs est favorisée par les forts apports sédimentaires permettant l'amalgamation des corps gréseux. Ces niveaux seront présents dans les mini-bassins adjacents avec des faciès proches permettant une bonne prédiction.

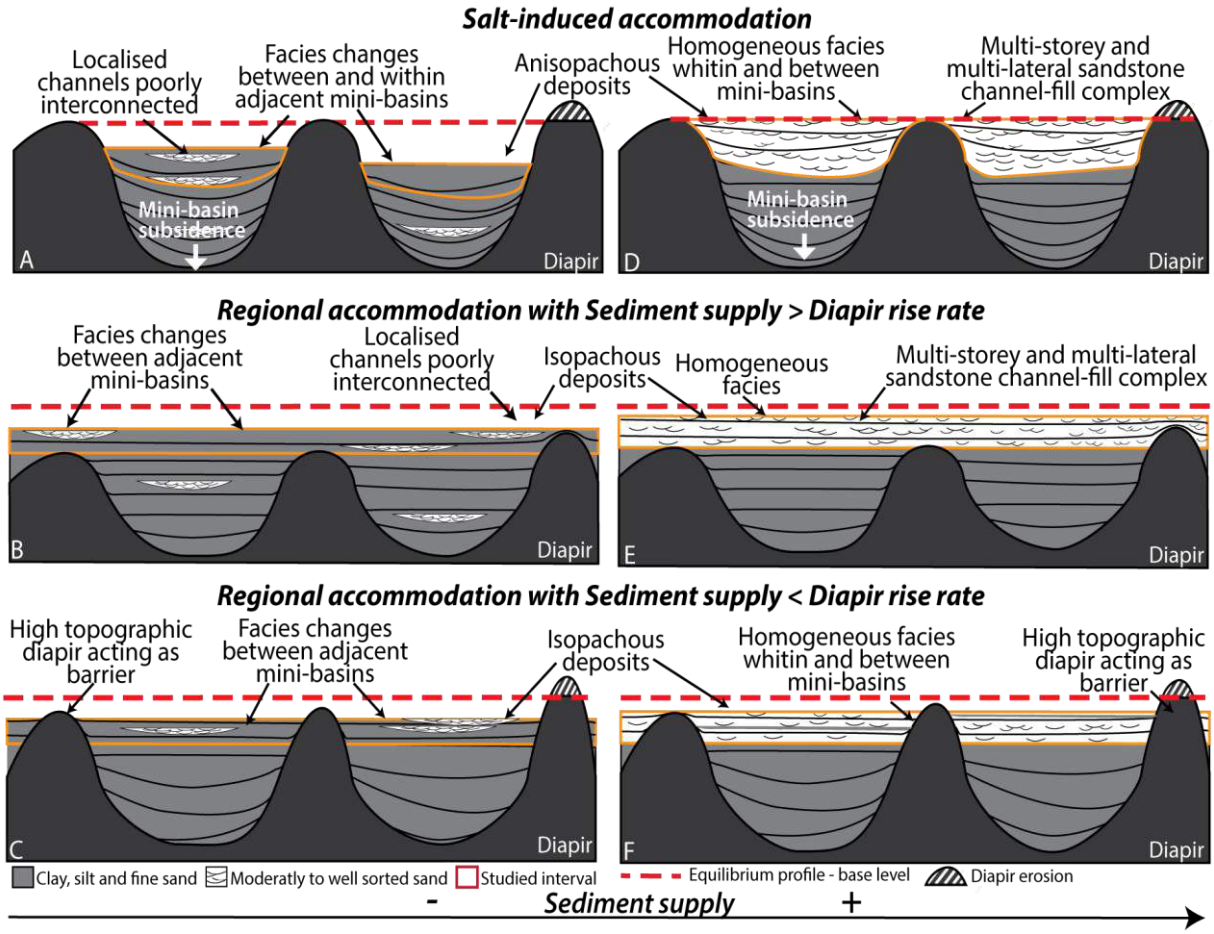


Figure 267 : Modèles conceptuels montrant l'influence d'une accommodation halocinétique ou régionale en fonction des apports sédimentaires et du taux de surrection des diapirs sur la répartition des réservoirs. L'intervalle considéré dans le texte est entouré en orange sur les schémas. Les modèles A-B-C illustrent l'effet d'une accommodation halocinétique (A), et d'une accommodation régionale avec une faible surrection diapirique (B) et une forte surrection diapirique (C) pour des apports sédimentaires relativement plus faibles que l'accommodation. Les modèles D-E-F illustrent l'effet d'une accommodation halocinétique (A), et d'une accommodation régionale avec une faible surrection diapirique (B) et une forte surrection diapirique (C) pour des apports sédimentaires relativement plus forts que l'accommodation.

IV. Enseignements

L'analyse des mini-bassins de Sivas suggère que plusieurs éléments gouvernent la distribution du système sédimentaire, l'architecture stratigraphique des séries, la géométrie des dépôts et les déformations en bordures de mini-bassins. Comme principaux facteurs de contrôle identifiés dans les mini-bassins de Sivas, nous retenons :

- les apports sédimentaires, qui conditionnent le taux de sédimentation dans les mini-bassins ;
- l'accommodation régionale, qui est liée à la flexure du bassin et détermine l'architecture stratigraphique à grande échelle et la géométrie globale des séries ;
- l'accommodation halocinétique, qui est liée à la subsidence individuelle des mini-bassins du fait du fluage salifère comme de la déformation, conditionne l'architecture stratigraphique et la géométrie des séries localement ;
- la surrection des diapirs, qui engendre des déformations syn-sédimentaires en bordures des mini-bassins.

Ces quatre facteurs fondamentaux présentent de fortes interactions entre eux. Cependant, le cas du bassin d'avant-pays de Sivas souligne aussi l'influence des contraintes tectoniques compressives sur le développement des mini-bassins et du système sédimentaire associé. En effet, l'évolution de cette ceinture de plis et chevauchements a fortement impacté (i) la quantité d'apports sédimentaires arrivant dans la zone à mini-bassins, (ii) la position du niveau de base régionale et la flexure du bassin modifiant l'accommodation régionale, et enfin (iii) le taux de surrection des diapirs. La compression est donc aussi un paramètre pouvant moduler l'impact de l'halocinèse sur le développement de mini-bassins.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Ce travail de thèse porte sur l'analyse des interactions entre la tectonique salifère et la sédimentation, en contexte de mini-bassins qui segmentent le bassin flexural de Sivas en Turquie. L'histoire tectono-sédimentaire du bassin de Sivas s'intègre dans une évolution de bassin d'avant-pays ; elle comprend un épisode important de dépôt d'évaporites autochtones pendant l'Eocène qui va ensuite conditionner la mobilité des mini-bassins. Suite à ce dépôt, le bassin de Sivas enregistre la superposition d'événements halocinétiques majeurs, qui débutent par le développement de mini-bassins primaires, durant l'Eocène terminal-Oligocène, avec le dépôt de la formation Selimiye. Durant la compression, les évaporites autochtones sont remobilisées pour former une canopée sur laquelle des mini-bassins de seconde génération vont se développer au cours de l'Oligocène et du Miocène inférieur. Nous nous sommes particulièrement attachés à l'étude de ces mini-bassins, dont le remplissage initial est dominé par des systèmes fluvio-lacustres évoluant vers un environnement marin peu profond.

La compréhension de l'halocinèse en contexte de mini-bassins a nécessité au préalable une cartographie et une analyse détaillée du remplissage, permettant de dégager une évolution stratigraphique régionale commune à l'ensemble des mini-bassins par rapport aux les spécificités des environnements de dépôts. L'identification de marqueurs stratigraphiques régionaux nous a ainsi permis de distinguer les tendances transgressive ou régressive en domaine marin, ou progradante aggradante et rétrogradante en domaine continental. Des surfaces stratigraphiques isochrones, propres aux systèmes sédimentaires régionaux, nous ont permis d'établir des corrélations stratigraphiques de mini-bassins à mini-bassins. La mise en évidence de ces surfaces, analysées dans un cadre de stratigraphie séquentielle, a permis de s'affranchir dans un premier temps des effets de la tectonique salifère, et s'avère un préalable indispensable à une meilleure discrimination des contrôles halocinétiques locaux versus le contrôle allogéniques régional.

I. Les mini-bassins secondaires de Sivas

Les mini-bassins de Sivas constituent le cœur du travail cette thèse ; mais il faut rappeler que la tectonique salifère à Sivas ne se limite pas à cette période géologique. De manière à dégager les principaux résultats de mon travail, je présenterai tout d'abord les caractéristiques sédimentologiques des principales formations étudiées en soulignant les marqueurs halocinétiques, avant de proposer une synthèse des paramètres clés qui conditionnent l'évolution de ce type de système sédimentaire mobile.

La formation continentale de Karayün

Le remplissage de mini-bassins polygonaux de seconde génération débute à l'Oligocène par la formation Karayün, qui s'apparente à un **système fluviatile distributif** (DFS). Ce système présente une grande continuité à travers les mini-bassins étudiés, offrant ainsi un schéma global et cohérent à une échelle régionale. L'empilement vertical de la séquence de remplissage, qui débute par des environnements de type playa-lake, évolue en systèmes fluviatiles en tresse et se termine par des dépôts lacustres à tendance sursalée.

Une telle évolution s'inscrit naturellement dans l'évolution temporelle d'un DFS soumis à des facteurs allogéniques dans un bassin d'avant-pays. Nous avons montré dans ce travail que les grands changements faciologiques et/ou architecturaux dans les mini-bassins présentaient des surfaces régionales correspondant à des lignes temps qui ont permis de séparer la séquence de remplissage en trois membres.

Le **Membre inférieur** est dominé par des environnements de playa-lake. Il est constitué principalement d'argiles de plaines alluviales et de quelques rares passées sableuses à galets et niveau évaporitiques, correspondant aux parties distales du DFS. Ce Membre est caractérisé par des **différences faciologiques** et **d'épaisseurs** assez conséquentes au sein même, comme entre, les mini-bassins. Les dépôts s'organisent en éventail sédimentaire, s'amincissant vers les bordures des mini-bassins, qui présentent de petites séquences halocinétiques. Ces caractéristiques impliquent un fort contrôle de la tectonique salifère durant le dépôt de cette série, à la fois paléotopographique, avec l'existence de murs d'évaporites hauts topographiquement qui partitionnent la distribution des faciès ; mais aussi en termes de création d'espace disponible, directement induite par l'évacuation des évaporites sous les mini-bassins.

La limite membre **inférieur/moyen** est exprimée par le passage d'un environnement de playa-lake à des chenaux en tresses. Cette transition très abrupte est attribuée à une augmentation brutale des apports sédimentaires par rapport à l'accommodation en lien avec un épisode de surrection de la chaîne, générant une limite de séquence corrélable dans tous les mini-bassins.

Le **Membre moyen** est dominé par un système fluviatile en tresse très amalgamé verticalement et latéralement avec une très faible préservation des argiles de plaine alluviale entre les chenaux. Ces dépôts correspondent aux parties plus proximales du DFS, ils sont globalement **isopaques** et montrent une grande **homogénéité de faciès** sur l'ensemble des mini-bassins étudiés. Les larges plis halocinétiques en bordure des mini-bassins indiquent que les dépôts fluviatiles recouvraient les diapirs et murs d'évaporites. Ces particularités montrent que la création d'espace disponible serait liée à l'accommodation régionale et non à l'accommodation halocinétique, limitant ainsi l'impact des paléotopographies salifères sur la distribution du système fluviatile.

La limite **membre moyen/supérieur** est exprimée par un changement faciologique et architectural beaucoup plus progressif, caractérisé par le passage de chenaux de fluviatiles en tresse de moins en moins amalgamés, à des séries évaporitiques et carbonatées intercalées. Cette transition est attribuée à une augmentation de l'accommodation par rapport à l'apport sédimentaire relatif, elle traduirait, probablement, le retour vers un épisode de quiescence du front de chaîne.

Le **Membre supérieur** est dominé par des environnements lacustres à fluvio-lacustres à tendance sursalée, correspondant aux parties distales du DFS. Les dépôts sont principalement constitués d'une série argilo-marneuse intercalée avec de rares chenaux fluviatiles, des carbonates lacustres et des niveaux évaporitiques. La distribution des faciès est homogène et pratiquement isopaque au sein des mini-bassins, mais hétérogène et d'épaisseur variable entre mini-bassin. De manière anecdotique, on observe des mini-bassins encapsulés sur diapirs, isolés des apports clastiques, et contrôlés par une accommodation halocinétique relative à la déflation des structures salifères.

La formation marine de Karacaören

A la fin de l'Oligocène, le bassin de Sivas enregistre une transgression brutale, sans enregistrement de la rétrogradation des systèmes continentaux, et constituant les dépôts de la formation **Karacaören.** Ces dépôts marins vont soit : (i) recouvrir en conformité ou en forte discordance angulaire près des corps salifères, les séries de la formation de Karayün ; soit (ii) initier de nouveaux dépocentres sur la canopée, formant de nouveaux mini-bassins adjacents aux mini-bassins préexistants. Dans les deux cas, ces mini-bassins prennent des formes beaucoup plus linéaires, d'allongement Est-Ouest. Les grands changements faciologiques permettent ainsi de distinguer 4 Unités au sein de cette formation.

L'**Unité 1** est une séquence de **rampe mixte deltaïque et carbonatée** transgressive, caractérisée par des chenaux sous-aquatiques de type distributaires deltaïques, alimentant des lobes deltaïques et leurs franges distales, interdigitées avec des faciès carbonatés. Ces derniers comprennent d'une part des carbonates à foraminifères de lagune côtière sursalée, qui signent l'arrivée d'eau douce, et d'autre part des dépôts de systèmes ouverts à récifs coralliens, algues rouges ou encore prairies à bryozoaires dans les parties plus distales. L'unité 1 enregistre un approfondissement des faciès deltaïques et carbonatés jusqu'à une période d'ennoiement maximal marquant la fin de l'Unité 1.

L'Unité 2 est caractérisée par un isolement et une émersion progressive qui conduit à la mise en place de dépôts de **lagune**, puis de **plaine côtière**. Les dépôts de lagune se caractérisent principalement par des argilites et des marnes riches en débris végétaux. Les organismes, tels que bivalves et gastéropodes alternent entre espèces d'eau douce et de salinité normale, soulignant ce mélange lagunaire. Quelques petits deltas, comprenant des distributaires sous-aquatiques, lobes et franges distales, sont également intercalés avec les séries argilo-marneuses. Dans les parties plus émergées, on observe des chenaux méandriformes ou en tresses sableuses, alternant avec des argiles de plaine côtière, et de rares carbonates lacustres. Cette unité 2 se termine par une surface de ravinement littoral marquant le début d'un second épisode transgressif à dépôts de rampe mixte deltaïque et carbonatée, correspondant à l'Unité 3.

Les dépôts de **l'Unité 3** sont semblables faciologiquement aux séries de l'Unité 1. Le passage à l'Unité 4 est similairement marqué par une surface ravinée d'ennoiement. La formation Karacaören se termine par le dépôt de **l'Unité 4**, caractérisée par l'émersion progressive du système avec le retour des environnements de plaine côtière à chenaux méandriformes ou en tresses sableuses, intercalés d'argiles de plaine alluviale en alternances.

La tectonique salifère a fondamentalement modifié l'organisation et la distribution locale des faciès, par rapport aux systèmes sédimentaires classiques. Nous observons en effet de fortes **variations latérales de faciès** entre cœur et bordures des mini-bassins, attribuables à la subsidence différentielle intra-mini-bassin. Par la génération de topographies salifères locales, celles-ci concentrent les systèmes clastiques au centre du mini-bassin, repoussant les faciès plus carbonatés sur les bordures. Cette subsidence différentielle engendre également des différences d'épaisseurs relativement importantes au sein des mini-bassins, soulignées par de larges éventails de croissance. Les **changements de faciès entre mini-bassins** sont attribués de manière similaire à la présence de murs d'évaporites qui détournent les apports sédimentaires clastiques ; mais aussi à la subsidence différentielle entre mini-bassins, qui engendre des variations bathymétriques à l'origine du développement de carbonates du type récifs coralliens ou platier à algues rouges dans certains mini-bassins, alors que d'autres enregistrent la précipitation d'évaporites de sabkhas côtières.

La formation continentale de Benlikaya

L'arrivée abrupte et massive de sédiments grossiers marque la base de la formation burdigalienne de Benlikaya, caractérisée par une progradation d'un nouveau système en DFS. La séquence de remplissage est constituée d'une première série aggradante correspondant à l'Unité 1, suivie d'une série rétrogradante correspondant à l'Unité 2.

Les parties proximales de **l'Unité 1**, au Sud du bassin, sont gouvernées par des dépôts torrentiels très grossiers provenant probablement de petits cônes de déjections au front de structures tectoniques. Dans les parties plus distales, ces dépôts s'organisent en chenaux en tresse plus ou moins grossiers intercalés avec des dépôts de plaine alluviale. Il n'est pas rare d'observer des carbonates palustres, ainsi que des niveaux de gypsarénite éolienne. Dans ces parties distales, les corps sableux sont fins, étendus latéralement, proches de systèmes de type épandage en nappe et intercalés entre d'épais intervalles d'argiles de plaine alluviale. L'organisation « en crachée » des dépôts sableux semble caractériser un climat à saisons fortement contrastées avec une alternance de périodes de forte pluviométrie et de périodes d'aridité.

L'Unité 2 est principalement constituée d'épais intervalles d'argiles de plaine alluviale, intercalés avec une proportion croissante de niveau d'évaporites. Pour les deux unités, la couleur des dépôts, majoritairement rouge brique, la présence d'évaporites dépositionnelles, et de fentes de dessiccation plaident en faveur de conditions climatiques arides à semi-arides.

La répartition spatiale des dépôts de la formation Benlikaya, principalement au Nord et au Sud de la zone à mini-bassins, suggère un contrôle des dépôts par un soulèvement du domaine à mini-bassin secondaire, forçant le système sédimentaire à contourner ce haut topographique. L'influence de la tectonique salifère durant le dépôt de cette formation est exacerbée par la localisation des chevauchements qui se propagent en utilisant préférentiellement les anciens murs d'évaporites, conduisant à la bascule progressive de certains mini-bassins.

Intérêt de l'étude du remplissage de ces mini-bassins par rapports aux travaux existants

Le bassin de Sivas offre ainsi la possibilité d'étudier les interactions entre la tectonique salifère dans des mini-bassins (i) à la fois pour une série continentale semi-aride proche de celles observées dans les bassins du Paradox (USA ; e.g. Matthews *et al.*, 2007 ; Venus, 2012; Banham & Mountney, 2013a), du Precaspien (Kazakhstan ; e.g. Barde *et al.*, 2002), ou encore du Central Graben (Mer du Nord ; e.g. Hodgson *et al.*, 1992 ; McKie *et al.*, 2010) ; mais également (ii) pour une série marine peu profonde proche de celles observées dans le bassin de La Popa (Mexique ; e.g. Giles & Lawton, 2002; Aschoff & Giles, 2005) ou la chaîne des Flinders (Australie ; e.g. Kernen *et al.*, 2012 ; Hearon *et al.*, 2014). Le bassin de Sivas présente également un intérêt pour sa transition entre un système sédimentaire initialement influencé par une tectonique salifère locale et progressivement contrôlé par une déformation compressive régionale, à savoir :

- Le dépôt de la formation Karayün dans les mini-bassins polygonaux est majoritairement contrôlé par le fluage local des évaporites, et présente de fortes analogies avec les formations Permo-Triasiques du bassin Precaspien (Kazakhstan ; e.g. Barde *et al.*, 2002).
- La formation marine de Karacaören est d'abord soumise aux effets salifères locaux, hérités du système continental. Son développement est progressivement influencé par le raccourcissement régional, d'abord par l'augmentation des taux de fluage des évaporites, puis par le développement de systèmes chevauchants, localisés entre les mini-bassins. Cette configuration est proche de ce qui est observé dans les séries paléocènes du bassin de Sverdrup au Canada (e.g. Harrison & Jackson, 2014).

II. Facteurs de contrôle d'un système sédimentaire en contexte de mini-bassins salifères

L'analyse des mini-bassins de Sivas illustre le rôle de quatre facteurs de contrôle primordiaux, qui influencent de manière significative le système sédimentaire. Tout d'abord, nous avons distingué deux types d'accommodations, **l'accommodation régionale** liée à la flexure du bassin et **l'accommodation locale** générée par le fluage des évaporites, dite **accommodation halocinétique.** A ces deux facteurs, nous ajoutons **les apports sédimentaires, et la surrection diapirique**. Le ratio entre le taux d**'accommodation et le taux d'apports sédimentaires** est le paramètre qui matérialise l'influence relative de l'halocinèse sur le système sédimentaire par effet de compensation isostatique sur le sel.

L'analyse des mini-bassins de Sivas, ainsi que la comparaison de nos résultats avec différents exemples bien documentés, permet d'envisager plusieurs cas de figures en ce qui concerne l'importance relative de ces paramètres et leur expression (Figure 268)

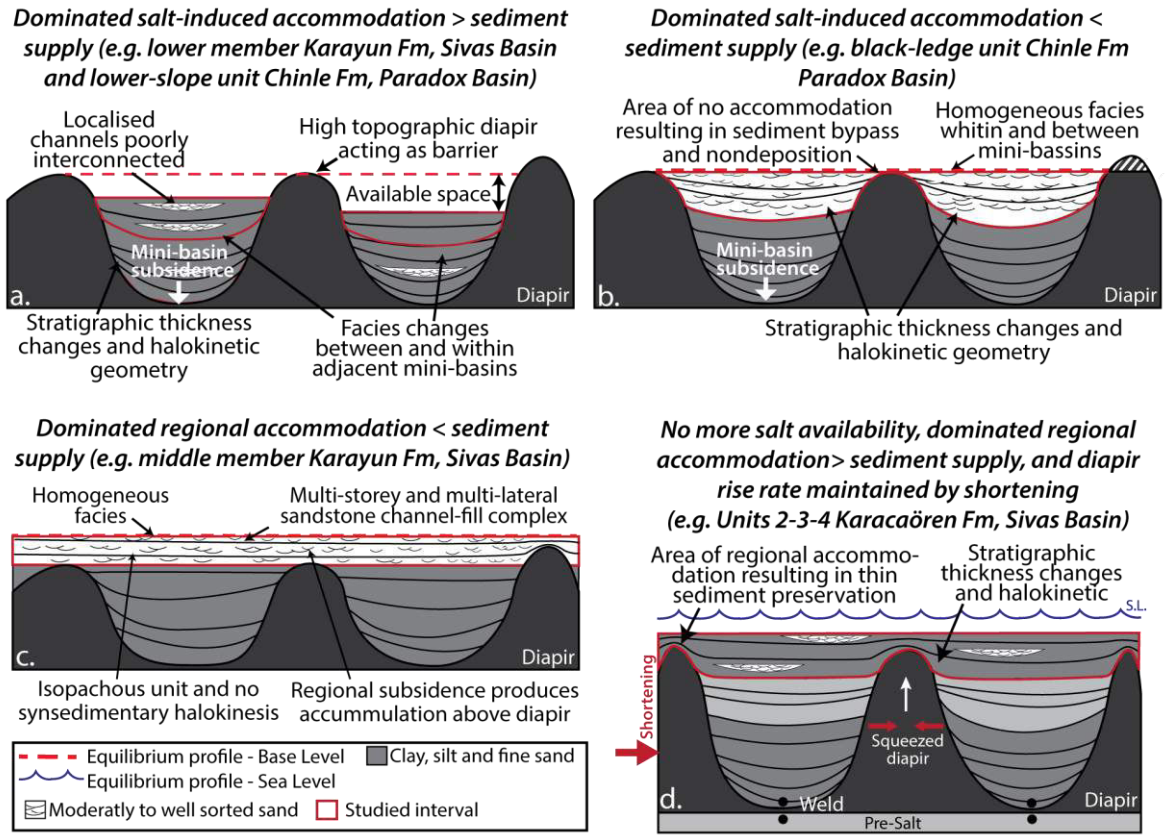


Figure 268 : Modèles schématiques illustrant le remplissage de mini-bassins en fonction des effets des différents paramètres de contrôle. (a) Exemples du remplissage du Membre inférieur de la formation Karayün dans le bassin de Sivas ou de l'Unité *lower-slope* de la formation Chinle dans le bassin du Paradox avec un taux d'accommodation halocinétique supérieur au taux d'apport sédimentaire. (b) Exemple du dépôt de l'Unité *black-ledge* de la formation Chinle dans le bassin du Paradox avec un taux d'accommodation halocinétique inférieur au taux d'apport sédimentaire. (c) Exemple du dépôt du Membre moyen de la formation Karayün avec un taux d'accommodation régional inférieur au taux d'apport sédimentaire. (d) Exemple du dépôt des Unités 2,3 et 4 de la formation Karacaören pour des mini-bassins dont l'épaisseur d'évaporites basale est très faible, avec un taux d'accommodation régionale supérieure au taux d'apport sédimentaire et enfin où la surrection diapirique est maintenue par le raccourcissement des diapirs et murs d'évaporites hérités.

L'accommodation halocinétique résulte de l'évacuation par fluage des évaporites sous-jacentes au mini-bassin pendant son chargement sédimentaire. Ce fluage va **alimenter les murs d'évaporites et les diapirs** entourant les mini-bassins (Figure 269). Ce type de phénomène produit : (i) à grande échelle des changements d'épaisseurs des séries au sein des mini-bassins mais aussi entre mini-bassins ; et, à plus petite échelle, (ii) des déformations syn-sédimentaires de petite amplitude sur les bordures de mini-bassins. L'influence de l'halocinèse sur le système sédimentaire est :

- **maximale** quand le taux d'accommodation halocinétique n'est pas compensée par le taux d'apport sédimentaire (Figure 268a). Les murs d'évaporites et diapirs vont alors modifier le drainage du système sédimentaire en isolant certains mini-bassins, déviant les axes de transports, et produisant des différences de faciès entre mini-bassins adjacents. Cette configuration rend difficile la prédiction faciologique et donc la localisation des réservoirs dans des mini-bassins adjacents.
- **limitée** quand le taux de sédimentation est suffisamment élevé pour compenser l'espace disponible (Figure 268b). Les axes de transit sont alors libres de se déplacer dans la province à mini-bassins indépendamment des diapirs. Dans ce cas, les faciès seront homogènes d'un mini-bassin à l'autre, permettant une prédiction de la localisation des réservoirs.

L'**accommodation régionale**, générée par la flexure du bassin et/ou la remontée du niveau de base/niveau marin, permet au système sédimentaire de se déposer uniformément et de manière isopaque dans les mini-bassins (Figure 268c). Dans ce cas, le ratio taux d'accommodation / taux d'apport sédimentaire va influer, comme dans un bassin classique, sur le caractère distal ou proximal des dépôts et sur l'architecture de ces derniers.

- Quand le taux l'accommodation régionale est faible par rapport au taux d'apport sédimentaire, le système enregistre une progradation vers l'aval. Dans le cas de forts apports sédimentaires permettant l'amalgamation des corps gréseux, les systèmes réservoirs présents dans les mini-bassins seront corrélables régionalement (Figure 268c).
- A l'inverse, quand le taux d'accommodation régionale est fort par rapport au taux d'apport sédimentaire, le système sédimentaire enregistre une rétrogradation. Le fort taux d'accommodation limitera la formation des réservoirs et leur connexion, qui ne seront que faiblement corrélables de bassin à bassin.

La **surrection diapirique** est dépendante au premier ordre de la subsidence des mini-bassins et de la disponibilité des évaporites. Cependant cette surrection peut être entretenue, même quand la quantité des évaporites sous-jacente au mini-bassin n'est plus suffisamment épaisse pour être remobilisée, par l'effet du raccourcissement sur les corps salifère hérités (Figure 268d).

Le taux d'accommodation halocinétique et régional, le taux d'apport sédimentaire et le taux de surrection diapirique gouvernent ainsi de manière conjointe l'évolution sédimentaire d'une province à mini-bassins (rectangles gris clair sur la Figure 269), et la production d'une séquence de dépôt. La variabilité des faciès, l'architecture, les épaisseurs, et les déformations en bordure de mini-bassins dépendront de l'équilibre entre ces différents paramètres (rectangle gris foncé sur la Figure 269). Par exemple, les apports sédimentaires produisent un chargement différentiel à l'origine de la subsidence locale des mini-bassins. Cette subsidence halocinétique alimente à son tour la surrection des diapirs et murs périphériques, qui peuvent ainsi interagir avec l'environnement de dépôt.

Du ratio entre taux d'accommodation halocinétique minoré du taux d'accommodation régional, et du taux d'apport sédimentaire dépendront les caractéristiques architecturales et faciologiques du bassin résultant.

A ces effets locaux s'ajoutent l'influence de forçages externes plus classiques tels que: le climat, la tectonique régionale, la subsidence flexurale, et les variations du profil d'équilibre (i.e. niveau eustatique et niveau de base). Ces facteurs influencent d'une part des facteurs allogéniques de contrôle du système sédimentaire (apport et accommodation régionale) ainsi que des facteurs plus autogéniques, principalement le fluage salifère et les propriétés intrinsèques de l'environnement sédimentaire (Figure 269).

Par exemple, les modifications climatiques, eustatiques, ou encore le développement d'une chaîne de plis et de chevauchements vont engendrer des variations au cours du temps du ratio entre le taux accommodation et le taux d'apport sédimentaire entrainant des progradations ou rétrogradations du système sédimentaire régional. Ces changements auront pour conséquence une modification régionale des taux de sédimentation, à même de modifier les subsidences locales des mini-bassins, donc la surrection diapirique et l'enregistrement sédimentaire local.

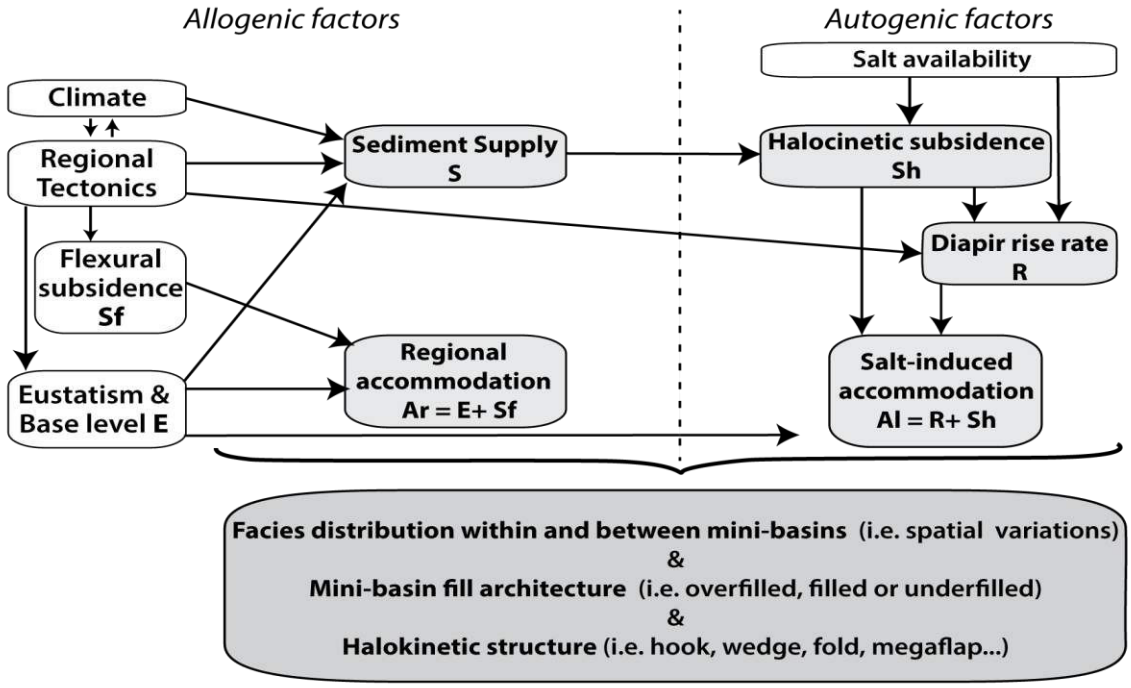


Figure 269 : Synthèse des facteurs de contrôle et de leur rétroaction influant sur la distribution des faciès au sein comme entre les mini-bassins, l'architecture de la séquence de remplissage et la géométrie des séries avec leur déformation en bordure de mini-bassin.

Deux types de propriétés sont donc à considérer lors de l'analyse d'un système de mini-bassin (Figure 269) :

- **d'une part les facteurs de forçages, allo- comme autogéniques,**
- **d'autre part les mécanismes en compétition dans le développement des mini-bassins.**

La distinction entre ces différents paramètres est possible dans le cas du bassin de Sivas car leurs effets sont **amplifiés par le raccourcissement régional**. La plupart des analogues de terrain présentant des mini-bassins se sont formés dans des contextes tectoniques de faible intensité, tels que le bassin cratonique du Precaspien (Kazakhstan ; Barde *et al.*, 2002) ou l'avant-pays « immobile » du Paradox (USA ; Barbeau, 2003 ; Kluth & DuChene, 2009). A l'inverse, le bassin de Sivas enregistre une forte déformation compressive durant le développement des mini-bassins de seconde génération. Cette compression influence au cours du temps les liens mutuels de causalité qui relient nos différents paramètres (Figure 269):

- en facilitant le fluage vertical des évaporites dans les murs et diapirs qui modifient la surrection diapirique qui se surimpose à l'effet de la subsidence des mini-bassins et altère le lien entre chargement sédimentaire et fluage des évaporites (Figure 269) ;
- en favorisant la flexure régionale du bassin par surcharge crustale en surimposant un mouvement vertical global aux effets d'accommodation halocinétique locaux (Figure 269) ;
- en augmentant les apports sédimentaires délivrés dans le bassin qui modifient ainsi le rapport, encore une fois local initialement, entre accommodation et chargement (Figure 269).

Dans un bassin d'avant-pays, les contraintes tectoniques amplifient et enrichissent ainsi l'ensemble des relations entre fluage évaporitique et système sédimentaire (Figure 270**).**

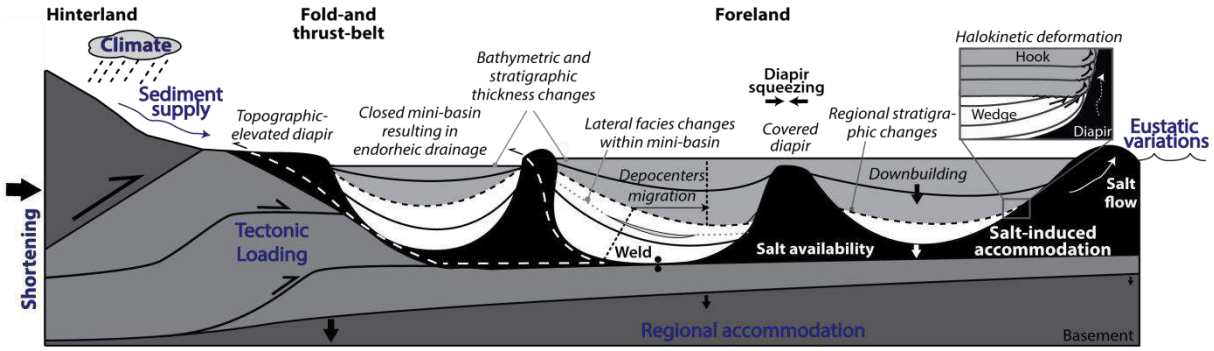


Figure 270 : Coupe schématique illustrant les différents facteurs de contrôle s'exerçant dans une province salifère à mini-bassins. Les paramètres en bleu sont les principaux facteurs de contrôle influençant le système sédimentaire en plus des contrôles classiques (tectonique, variations eustatiques et climat).

III. Quelle influence exerce la tectonique salifère sur un système sédimentaire d'avant-pays ?

L'analyse des mini-bassins de Sivas montre qu'une tectonique salifère, même importante et contemporaine du développement du bassin, n'altère que peu la compréhension globale du système sédimentaire d'avant-pays. Les modèles classiques de répartition des faciès, fonction de la proximité à la source, amont-aval ou latéral, de la bathymétrie en domaine marin ou du niveau de base en domaine continental, restent prédictifs régionalement. De la même manière, la distribution des faciès au sein d'un système sédimentaire conserve son caractère causal à l'échelle du bassin.

L'halocinèse enrichit la variabilité du système localement. Les structures salifères s'exprimant en surface vont amplifier l'hétérogénéité propre du système sédimentaire, offrant ainsi une richesse beaucoup plus importante dans la variabilité des environnements, tout en préservant la cohérence du système sédimentaire régional. De plus, l'halocinèse complexifie la prédiction des épaisseurs et géométries des séries, tant intra-mini-bassin qu'entre mini-bassins.

Enfin, la compression associée au développement d'une chaîne de plis et chevauchements dans un bassin d'avant-pays, comme le bassin de Sivas, exacerbe certains facteurs de contrôle. En effet, la compression :

- Amplifie la surrection des diapirs et murs d'évaporites par serrage tectonique des structures salifères héritées ;
- Favorise le développement d'une canopée ainsi que des mini-bassins secondaires associés ;
- Favorise des taux de remplissage important par surrection de la chaîne ;
- Amplifie l'accommodation régionale par la flexure bassin d'avant-pays et la remontée du profil d'équilibre.

IV. Perspectives

Dans ce travail de thèse, nous avons explicité les interactions entre tectonique et sédimentation à l'échelle d'un mini-bassin, puis d'une province à mini-bassins. Cette analyse a permis de souligner le rôle des principaux facteurs de contrôle qui interagissent avec le système sédimentaire. Cette compréhension du cadre tectono-sédimentaire permet de dégager plusieurs points plus spécifiques, qui n'ont pas été approfondis ou abordés à ce stade du travail :

1 - A l'échelle bassin, il serait intéressant d'étendre l'étude sédimentologique à l'Est et à l'Ouest de la zone d'étude, afin d'estimer l'influence de l'halocinèse, non plus sur des mini-bassins polygonaux (cette étude), mais sur des mini-bassins linéaires de grande taille, semblables à des structures de croissance syn-tectoniques. La cartographie des évaporites, notamment dans l'Ouest du bassin, montre l'existence de mini-bassins linéaires de très large extension.

D'une part, l'étude de l'impact de la distribution des murs d'évaporites linéaires sur la répartition des faciès, comme sur la localisation des réservoirs, dans le cas du système d'avant-pays de Sivas, permettrait de déterminer l'influence relative de la distribution des rides d'évaporites sur des systèmes sédimentaires continentaux et marins identiques. D'autre part, ces résultats seraient à mettre en parallèle avec ceux obtenus dans le cas du bassin du Paradox par Banham & Mountney (2013a).

2- La compréhension de la distribution des réservoirs au sein de pièges d'hydrocarbures, nécessite d'intégrer précisément l'influence locale de la tectonique salifère sur le système sédimentaire. Dans cette optique, il serait judicieux de tenter de compléter le concept de séquence halocinétique, défini par Giles & Lawton (2002), qui permet de prédire la localisation des réservoirs en bordure de corps salifères qui est contrôlée au premier ordre par les variations eustatiques. Il serait opportun également d'approfondir l'étude des géométries halocinétiques en bordure des mini-bassins de Sivas afin de déterminer si une séquence halocinétique continentale « type » peut être définie. Cette étude permettrait ainsi de préciser si, les facteurs de contrôle allogéniques prédominent également en domaine continental, ou si des contrôles autogéniques, à déterminer, pourraient se surimposer aux facteurs de contrôle régionaux.

3- L'analyse des mini-bassins de Sivas a souligné la multitude de facteurs de contrôle qui conditionne les facies, l'architecture, les épaisseurs et la géométrie des dépôts dans les mini-bassins. L'utilisation de modèles analogiques (sable/silicone) ou numériques permettrait de contraindre l'influence relative de ces paramètres.

Références Bibliographiques

A

AKTIMUR, K., ATALAY, Z., ATES, Ş., TEKIRLI, M. & YURDAKUL, M. (1988) Munzurdağı Ile Çavuşdağı Arasının Jeolojisi. *MTA Rap*.

ALLEN, J. (1980) Sand Waves: A Model of Origin and Internal Structure. *Sedimentary Geology*, **26,** 281-328.

ALLEN, J.R.L. (1968) Current Ripples: Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion.

ALLEN, P.A., HOMEWOOD, P. & WILLIAMS, G.D. (1986) Foreland Basins: An Introduction. *Foreland basins. International Association of Sedimentologists, special publication*, **8,** 3-12.

ALLEN, P.A., CRAMPTON, S.L. & SINCLAIR, H.D. (1991) The Inception and Early Evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. *Basin Research*, **3,** 143-163.

ALONSO-ZARZA, A.M. & TANNER, L.H. (2009) *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*. Elsevier.

ALTINER, D., ÖZKAN-ALTINER, S. & KOÇYIĞIT, A. (2000) Late Permian Foraminiferal Biofacies Belts in Turkey: Palaeogeographic and Tectonic Implications. *Geological Society, London, Special Publications*, **173,** 83-96.

ALTUNSOY, M. & ÖZÇELIK, O. (1998) Organic Facies Characteristics of the Sivas Tertiary Basin (Turkey). *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **20,** 73-85.

ALVE, E. & MURRAY, J.W. (1999) Marginal Marine Environments of the Skagerrak and Kattegat: A Baseline Study of Living (Stained) Benthic Foraminiferal Ecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **146,** 171-193.

AMINI, A. (1997) Provenance and Depositional Environment of the Upper Red Formation, Central Zone Iran, The University of Manchester.

ANDERSON, R.Y., DEAN, W.E., KIRKLAND, D.W. & SNIDER, H.I. (1972) Permian Castile Varved Evaporite Sequence, West Texas and New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **83,** 59-86.

ANDREWS, D.I. (1960) The Louann Salt and Its Relationship to Gulf Coast Salt Domes.

ANDRIE, J.R., GILES, K.A., LAWTON, T.F. & ROWAN, M.G. (2012) Halokinetic-Sequence Stratigraphy, Fluvial Sedimentology and Structural Geometry of the Eocene Carroza Formation Along La Popa Salt Weld, La Popa Basin, Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, **363,** 59-79.

ARMENTEROS, I., DALEY, B. & GARCÍA, E. (1997) Lacustrine and Palustrine Facies in the Bembridge Limestone (Late Eocene, Hampshire Basin) of the Isle of Wight, Southern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **128,** 111-132.

ARMIJO, R., MEYER, B., HUBERT, A. & BARKA, A. (1999) Westward Propagation of the North Anatolian Fault into the Northern Aegean: Timing and Kinematics. *Geology*, **27,** 267-270.

ARTAN, U. & SESTINI, G. (1971) Geology of the Beypinari-Karababa Area (Sivas Province). *Bulletin Mineral Research and Exploration (Ankara, Turkey)*, **76,** 72-89.

ARZANI, N. (2005) The Fluvial Megafan of Abarkoh Basin (Central Iran): An Example of Flash-Flood Sedimentation in Arid Lands. *Special publication geological society of london*, **251,** 41.

ASCHOFF, J.L. & GILES, K.A. (2005) Salt Diapir-Influenced, Shallow-Marine Sediment Dispersal Patterns: Insights from Outcrop Analogs. *AAPG bulletin*, **89,** 447-469.

ASSINE, M.L. (2005) River Avulsions on the Taquari Megafan, Pantanal Wetland, Brazil. *Geomorphology*, **70,** 357-371.

AVOUAC, J.-P. & BUROV, E. (1996) Erosion as a Driving Mechanism of Intracontinental Mountain Growth. *Journal of Geophysical Research*, **101,** 17,747-717,770.

B

BAHROUDI, A. (2003) The Effect of Mechanical Characteristics of Basal Decollement and Basement Structures on Deformation of the Zagros Basin.

BALDSCHUHN, R., BINOT, F., FLEIG, S. & KOCKEL, F. (2001) Tectonic Atlas of Northwest Germany and the German North Sea Sector. *Geologisches Jahrbuch, Reihe A*, **153,** 3-95.

BALLY, A. & SNELSON, S. (1980) Realms of Subsidence.

BANHAM, S.G. & MOUNTNEY, N.P. (2013a) Controls on Fluvial Sedimentary Architecture and Sediment-Fill State in Salt-Walled Mini-Basins: Triassic Moenkopi Formation, Salt Anticline Region, Se Utah, USA. *Basin Research*, **25,** 709-737.

BANHAM, S.G. & MOUNTNEY, N.P. (2013b) Climatic Versus Halokinetic Control on Sedimentation in a Dryland Fluvial Succession. *Sedimentology*, **61,** 570-608.

BANHAM, S.G. & MOUNTNEY, N.P. (2013c) Evolution of Fluvial Systems in Salt-Walled Mini-Basins: A Review and New Insights. *Sedimentary Geology*, **296,** 142-166.

BARBEAU, D. (2003) A Flexural Model for the Paradox Basin: Implications for the Tectonics of the Ancestral Rocky Mountains. *Basin Research*, **15,** 97-115.

BARDE, J.-P., CHAMBERLAIN, P., GALAVAZI, M., GRALLA, P., HARWIJANTO, J., MARSKY, J. & VAN DEN BELT, F. (2002) Sedimentation During Halokinesis: Permo-Triassic Reservoirs of the Saigak Field, Precaspian Basin, Kazakhstan. *Petroleum Geoscience*, **8,** 177-187.

BARRIER, E., VRIELYNCK, B., BERGERAT, F., BRUNET, M.-F., MOSAR, J., POISSON, A. & SOSSON, M. (2008) Palaeotectonic Maps of the Middle East: Tectono-Sedimentary-Palinspastic Maps from Late Norian to Pliocene.

BARRIER, L. (2002) Interactions Déformation-Sédimentation Dans Les Systèmes Compressifs Supra-Crustaux. Exemples Naturels Et Modélisation Analogique, Université Rennes 1.

BARTON, D.C. (1933) Mechanics of Formation of Salt Domes with Special Reference to Gulf Coast Salt Domes of Texas and Louisiana. *AAPG Bulletin*, **17,** 1025-1083.

BASSI, D. (1998) Coralline Algal Facies and Their Palaeoenvironments in the Late Eocene of Northern Italy (Calcare Di Nago, Trento). *Facies*, **39,** 179-201.

BASSO, D. (1998) Deep Rhodolith Distribution in the Pontian Islands, Italy: A Model for the Paleoecology of a Temperate Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **137,** 173-187.

BAYKAL, F. & ERENTÖZ, C. (1966) 1/500000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasi, Sivas Paftasi. *Щ Yaymlan, Ankara*.

BEAUMONT, C. (1981) Foreland Basins. *Geophysical Journal International*, **65,** 291-329.

BELLANCA, A., CARUSO, A., FERRUZZA, G., NERI, R., ROUCHY, J., SPROVIERI, M. & BLANC-VALLERON, M. (2001) Transition from Marine to Hypersaline Conditions in the Messinian Tripoli Formation from the Marginal Areas of the Central Sicilian Basin. *Sedimentary Geology*, **140,** 87-105.

BENISON, K.C. & GOLDSTEIN, R.H. (2001) Evaporites and Siliciclastics of the Permian Nippewalla Group of Kansas, USA: A Case for Non-Marine Deposition in Saline Lakes and Saline Pans. *Sedimentology*, **48,** 165-188.

BIJU-DUVAL, B. (2002) *Sedimentary Geology: Sedimentary Basins, Depositional Environments, Petroleum Formation*. Editions Technip.

BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G. (1994) Alluvial Fans and Their Natural Distinction from Rivers Based on Morphology, Hydraulic Processes, Sedimentary Processes, and Facies Assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, **64**.

BLUM, M.D. & TÖRNQVIST, T.E. (2000) Fluvial Responses to Climate and Sea-Level Change: A Review and Look Forward. *Sedimentology*, **47,** 2-48.

BONINI, M. (2003) Detachment Folding, Fold Amplification, and Diapirism in Thrust Wedge Experiments. *Tectonics*, **22**.

BOOTH, M.G., ROBERTSON, A.H., TASLI, K., İNAN, N., ÜNLÜGENÇ, U.C. & VINCENT, S. (2013) Two-Stage Development of the Late Cretaceous to Late Eocene Darende Basin: Implications for Closure of Neotethys in Central Eastern Anatolia (Turkey). *Geological Society, London, Special Publications*, **372,** 385-419.

BOOTH, M.G., ROBERTSON, A.H., TASLI, K. & İNAN, N. (2014a) Late Cretaceous to Late Eocene Hekimhan Basin (Central Eastern Turkey) as a Supra-Ophiolite Sedimentary/Magmatic Basin Related to the Later Stages of Closure of Neotethys. *Tectonophysics*, **635,** 6-32.

BOOTH, M.G., ROBERTSON, A.H.F., TASLI, K. & İNAN, N. (2014b) Late Cretaceous to Late Eocene Hekimhan Basin (Central Eastern Turkey) as a Supra-Ophiolite Sedimentary/Magmatic Basin Related to the Later Stages of Closure of Neotethys. *Tectonophysics*.

BORNHAUSER, M. (1969) Geology of Day Dome (Madison County, Texas)--a Study of Salt Emplacement. *AAPG bulletin*, **53,** 1411-1420.

BRADLEY, W. (1970) Green River Oil Shale—Concept of Origin Extended an Interdisciplinary Problem Being Attacked from Both Ends. *Geological Society of America Bulletin*, **81,** 985-1000.

BRANDANO, M., LIPPARINI, L., CAMPAGNONI, V. & TOMASSETTI, L. (2012) Downslope-Migrating Large Dunes in the Chattian Carbonate Ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, **255,** 29-41.

BRENCHLEY, P., PICKERILL, R. & STROMBERG, S. (1993) The Role of Wave Reworking on the Architecture of Storm Sandstone Facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), Eastern Newfoundland. *Sedimentology*, **40,** 359-382.

BRIDGE, J.S. (2009) *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. John Wiley & Sons.

BROMLEY, M.H. (1991) Architectural Features of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Colorado Plateau, USA: Relationship to Salt Tectonics in the Paradox Basin. *Sedimentary Geology*, **73,** 77-99.

BRUN, J.-P. & FORT, X. (2011) Salt Tectonics at Passive Margins: Geology Versus Models. *Marine and Petroleum Geology*, **28,** 1123-1145.

BUCK, B.J., LAWTON, T.F. & BROCK, A.L. (2010) Evaporitic Paleosols in Continental Strata of the Carroza Formation, La Popa Basin, Mexico: Record of Paleogene Climate and Salt Tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, **122,** 1011-1026.

BUEHLER, H.A., WEISSMANN, G.S., SCUDERI, L.A. & HARTLEY, A.J. (2011) Spatial and Temporal Evolution of an Avulsion on the Taquari River Distributive Fluvial System from Satellite Image Analysis. *Journal of Sedimentary Research*, **81,** 630-640.

BUFFLER, R.T. (1991) Early Evolution of the Gulf of Mexico Basin.

BUROV, E. & DIAMENT, M. (1992) Flexure of the Continental Lithosphere with Multilayered Rheology. *Geophysical Journal International*, **109,** 449-468.

C

CAIN, S.A. & MOUNTNEY, N.P. (2009) Spatial and Temporal Evolution of a Terminal Fluvial Fan System: The Permian Organ Rock Formation, South-East Utah, USA. *Sedimentology*, **56,** 1774-1800.

CALLOT, J.-P., RIBES, C., KERGARAVAT, C., BONNEL, C., TEMIZ, H., POISSON, A., VRIELYNCK, B., SALEL, J.-F. & RINGENBACH, J.-C. (2014) Salt Tectonics in the Sivas Basin (Turkey): Crossing Salt Walls and Minibasins. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **185,** 33-42.

CALLOT, J.P., JAHANI, S. & LETOUZEY, J. (2007) The Role of Pre-Existing Diapirs in Fold and Thrust Belt Development. In: *Thrust Belts and Foreland Basins* (Ed. by, 309-325. Springer.

CALLOT, J.P., TROCME, V., LETOUZEY, J., ALBOUY, E., JAHANI, S. & SHERKATI, S. (2012) Pre-Existing Salt Structures and the Folding of the Zagros Mountains. *Geological Society, London, Special Publications*, **363,** 545-561.

CARANNANTE, G., ESTEBAN, M., MILLIMAN, J. & SIMONE, L. (1988) Carbonate Lithofacies as Paleolatitude Indicators: Problems and Limitations. *Sedimentary Geology*, **60,** 333-346.

CARTER, N., HORSEMAN, S., RUSSELL, J. & HANDIN, J. (1993) Rheology of Rocksalt. *Journal of Structural Geology*, **15,** 1257-1271.

CATER, J.M.L., HANNA, S.S., RIES, A.C. & TURNER, P. (1991) Tertiary Evolution of the Sivas Basin, Central Turkey. *Tectonophysics*, **195,** 29-46.

CATUNEANU, O., GALLOWAY, W.E., KENDALL, C.G.S.C., MIALL, A.D., POSAMENTIER, H.W., STRASSER, A. & TUCKER, M.E. (2011) Sequence Stratigraphy : Methodology and Nomenclature. **44,** 173-245.

CELÂL, A. & YILMAZ, Y. (1981) Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, **75,** 181-241.

ÇELIK, Ö.F., MARZOLI, A., MARSCHIK, R., CHIARADIA, M., NEUBAUER, F. & ÖZ, İ. (2011) Early–Middle Jurassic Intra-Oceanic Subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey. *Tectonophysics*, **509,** 120-134.

ÇINER, A. & KOŞUN, E. (1996) Stratigraphy and Sedimentology of Oligo-Miocene Deposits in the South of Hafik (Sivas Basin). *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*

ÇINER, A., KOSUN, E. & DEYNOUX, M. (2002) Fluvial, Evaporitic and Shallow-Marine Facies Architecture, Depositional Evolution and Cyclicity in the Sivas Basin (Lower to Middle Miocene), Central Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21,** 147-165.

ÇINKU, M.C., USTAÖMER, T., HIRT, A.M., MÜMTAZ HISARLI, Z., HELLER, F. & ORBAY, N. (2010) Southward Migration of Arc Magmatism During Latest Cretaceous Associated with Slab Steepening, East Pontides, N Turkey: New Paleomagnetic Data from the Amasya Region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **182,** 18-29.

CLARK, M. & ROBERTSON, A. (2005) Uppermost Cretaceous–Lower Tertiary Ulukışla Basin, South-Central Turkey: Sedimentary Evolution of Part of a Unified Basin Complex within an Evolving Neotethyan Suture Zone. *Sedimentary Geology*, **173,** 15-51.

COLELLA, A. (1988) Fault-Controlled Marine Gilbert-Type Fan Deltas. *Geology*, **16,** 1031-1034.

COLEMAN, J.M. & PRIOR, D.B. (1982) Deltaic Environments of Deposition.

COSTA, E. & VENDEVILLE, B.C. (2002) Experimental Insights on the Geometry and Kinematics of Fold-and-Thrust Belts above Weak, Viscous Evaporitic Décollement. *Journal of Structural Geology*, **24,** 1729-1739.

COVEY, M. (1986) The Evolution of Foreland Basins to Steady State: Evidence from the Western Taiwan Foreland Basin. *Foreland basins*, 77-90.

CRAMPTON, S. & ALLEN, P. (1995) Recognition of Forebulge Unconformities Associated with Early Stage Foreland Basin Development: Example from the North Alpine Foreland Basin. *AAPG bulletin*, **79,** 1495-1514.

CROSS, T.A. (1986) Tectonic Controls of Foreland Basin Subsidence and Laramide Style Deformation, Western United States. *Foreland basins*, 13-39.

CRUMEYROLLE, P., RUBINO, J.L. & CLAUZON, G. (1991) Miocene Depositional Sequences within a Tectonically Controlled Transgressive–Regressive Cycle. *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins*, 371-390.

ÇUBUK, Y. (1994) Bogazören (Imranli) Ve Karayün (Hafik) Yörelerinde (Sivas Dogusu) Yüzeyleyen Miyosen Yasli Birimlerin Tektonostratigrafisi. Doctoral Thesis, Cumhuriyet University, Sivas, Turkey, Fen Bilimteri Enstütüsü, Jeoloji Mühendisligi Anabilim Dali.

ÇUBUK, Y. & İNAN, S. (1998) İmranlı Ve Hafik Güneyinde (Sivas) Miyosen Havzasının Stratigiafik Ve Tektonik Özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **120**.

D

DABRIO, C. (2009) Fan-Delta Facies Associations in Late Neogene and Quaternary Basins of Southeastern Spain. *Coarse-Grained Deltas (Special Publication 10 of the IAS)*, **27,** 91.

DANE, C.H. (1935) Geology of the Salt Valley Anticline and Adjacent Areas, Grand County, Utah, US Govt. Print. Off.

DAVIDSON, S.K., HARTLEY, A.J., WEISSMANN, G.S., NICHOLS, G.J. & SCUDERI, L.A. (2013) Geomorphic Elements on Modern Distributive Fluvial Systems. *Geomorphology*, **180-181,** 82-95.

DAVISON, I., ALSOP, I., BIRCH, P., ELDERS, C., EVANS, N. & NICHOLSON, H. (2000a) Geometry and Late-Stage Structural Evolution of Central Graben Salt Diapirs , North Sea. **17,** 499-522.

DAVISON, I., ALSOP, I., BIRCH, P., ELDERS, C., EVANS, N., NICHOLSON, H., RORISON, P., WADE, D., WOODWARD, J. & YOUNG, M. (2000b) Geometry and Late-Stage Structural Evolution of Central Graben Salt Diapirs, North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **17,** 499-522.

DECELLES, P. & CAVAZZA, W. (1999) A Comparison of Fluvial Megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and Modern Himalayan Foreland Basin Systems. *Geological Society of America Bulletin*, **111,** 1315-1334.

DECELLES, P.G. & GILES, K.A. (1996) Foreland Basin Systems. *Basin Research*, **8,** 105-123.

DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. (1970) Mountain Belts and the New Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **75,** 2625-2647.

DICKINSON, W.R. (1974) Plate Tectonics and Sedimentation.

DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979) Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *AAPG bulletin*, **63,** 2164-2182.

DIEGEL, F.A., KARLO, J., SCHUSTER, D., SHOUP, R. & TAUVERS, P. (1995) Cenozoic Structural Evolution and Tectono-Stratigraphic Framework of the Northern Gulf Coast Continental Margin.

DILEK, Y., THY, P., HACKER, B. & GRUNDVIG, S. (1999) Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dike Intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, **111,** 1192-1216.

DOELLING, H.H. (2002) *Geologic Map of the Fishers Towers 7.5'quadrangle, Grand County, Utah*. Utah Geological Survey.

DOOLEY, T.P., JACKSON, M.P.A. & HUDEC, M.R. (2007) Initiation and Growth of Salt-Based Thrust Belts on Passive Margins: Results from Physical Models. *Basin Research*, **19,** 165-177.

DOOLEY, T.P., JACKSON, M.P. & HUDEC, M.R. (2009) Inflation and Deflation of Deeply Buried Salt Stocks During Lateral Shortening. *Journal of Structural Geology*, **31,** 582-600.

DOROBEK, S.L. (1995) Synorogenic Carbonate Platforms and Reefs in Foreland Basins: Controls on Stratigraphic Evolution and Platform/Reef Morphology.

DUNAGAN, S.P. & TURNER, C.E. (2004) Regional Paleohydrologic and Paleoclimatic Settings of Wetland/Lacustrine Depositional Systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology*, **167,** 269-296.

DYSON, I. (1996) A New Model for Diapirism in the Adelaide Geosyncline. *MESA Journal*, **3,** 41-48.

E

EINSELE, G. (2000) *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer Science & Business Media.

EMBRY, A. & JOHANNESSEN, E. (1993) T–R Sequence Stratigraphy, Facies Analysis and Reservoir Distribution in the Uppermost Triassic–Lower Jurassic Succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. *Arctic geology and petroleum potential*, **2,** 121-146.

ERENTÖZ, C. (1966) Contribution a La Stratigraphie De La Turquie. *MTA Bull*, 1-22.

ETHRIDGE, F.G. (1998) Cyclic Variables Controlling Fluvial Sequence Development: Problems and Perspectives.

F

FARHOUDI, G. (1978) A Comparison of Zagros Geology to Island Arcs. *The Journal of Geology*, 323-334.

FERRER, O., JACKSON, M., ROCA, E. & RUBINAT, M. (2012) Evolution of Salt Structures During Extension and Inversion of the Offshore Parentis Basin (Eastern Bay of Biscay). *Geological Society, London, Special Publications*, **363,** 361-380.

FISHER, J.A., NICHOLS, G.J. & WALTHAM, D.A. (2007) Unconfined Flow Deposits in Distal Sectors of Fluvial Distributary Systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, Northern Spain. *Sedimentary Geology*, **195,** 55-73.

FISHER, J.A., KRAPF, C.B.E., LANG, S.C., NICHOLS, G.J. & PAYENBERG, T.H.D. (2008) Sedimentology and Architecture of the Douglas Creek Terminal Splay, Lake Eyre, Central Australia. *Sedimentology*, **55,** 1915-1930.

FISHER, J.A. & GARY, J. (2013) Interpreting the Stratigraphic Architecture of Fluvial Systems in Internally Drained Basins. **170,** 57-65.

FLEMING, P. & JORDAN, T.E. (1989) A Synthetic Stratigraphic Model of Foreland Basin Development. *Journal of Geophysical Research*, **94,** 3851-3866.

FLORES, R. (1990) Transverse and Longitudinal Gilbert-Type Deltas, Tertiary Coalmont Formation, North Park Basin, Colorado, USA. *Coarse-Grained Deltas*, **10,** 223-233.

FRIEND, P.F. & MOODY-STUART, M. (1972) Sedimentation of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen: Regional Analysis of a Late Orogenic Basin.

FRIEND, P.F. (1977) Distinctive Features of Some Ancient River Systems. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, **5,** 531-542.

FRIEND, P.F. (1983) *Devonian Sediments of East Greenland*. Meddelelser om Grønland.

FRYBERGER, S.G., KRYSTINIK, L.F. & SCHENK, C.J. (1990). *Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production; Frontmatter*, Rocky Mountain Section (SEPM).

G

GALOYAN, G., ROLLAND, Y., SOSSON, M., CORSINI, M., BILLO, S., VERATI, C. & MELKONYAN, R. (2009) Geology, Geochemistry and 40ar/39ar Dating of Sevan Ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic Back-Arc Opening and Hot Spot Event between the South Armenian Block and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **34,** 135-153.

GARFUNKEL, Z. (1998) Constrains on the Origin and History of the Eastern Mediterranean Basin. *Tectonophysics*, **298,** 5-35.

GARFUNKEL, Z. (2004) Origin of the Eastern Mediterranean Basin: A Reevaluation. *Tectonophysics*, **391,** 11-34.

GE, H., JACKSON, M.P.A., VENDEVILLE, B.C., MALER, M.O. & HANDSCHY, J.W. (1997) Deformation of Prograding Wedges over a Ductile Layer — Applications of Physical Models to Geologic Examples Deformation of Prograding Wedges Deformation of Prograding Wedges.

GIBLING, M.R. (2006) Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. *Journal of Sedimentary Research*, **76,** 731-770.

GILES, K.A. (1995) The Interplay of Eustasy and Lithospheric Flexure in Forming Stratigraphic Sequences in Foreland Settings: An Example from the Antler Foreland, Nevada and Utah.

GILES, K.A. & LAWTON, T.F. (2002) Halokinetic Sequence Stratigraphy Adjacent to the El Papalote Diapir, Northeastern Mexico. *AAPG bulletin*, **86,** 823-840.

GILES, K.A., DRUKE, D.C., MERCER, D.W. & HUNNICUTT-MACK, L. (2008) Controls on Upper Cretaceous (Maastrichtian) Heterozoan Carbonate Platforms Developed on Salt Diapirs, La Popa Basin, Ne Mexico. *Controls on Carbonate Platform Development. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, Special Publication*, **89,** 107-124.

GILES, K.A. & ROWAN, M.G. (2012) Concepts in Halokinetic-Sequence Deformation and Stratigraphy. *Geological Society, London, Special Publications*, **363,** 7-31.

GÖKÇE, A. & CEYHAN, F. (1988) Sivas Güneydogusundaki Miyosen Yasli Jipsli Çökellerin Stratigrafisi, Yapısal Özellikleri Ve Olusumu. *Bulletin of Faculty of Engineering, Cumhuriyet University, Serie A-Earth Sciences*, **15,** 92-111.

GOKTEN, E. & KELLING, G. (1991) Hafik Kuzeyinde Senozoyik Istifinin Stratigrafisi Ve Tektonigi: Sivas-Refahiye Havzasi Kuzey Kenarinda Tektonik Kontrol. *A. Acar Jeoloji Sempozyumu Bildiriler Kitabi*, 113-123.

GÖRÜR, N., TÜYSÜZ, O. & CELAL ŞENGÖR, A. (1998) Tectonic Evolution of the Central Anatolian Basins. *International Geology Review*, **40,** 831-850.

GRAHAM, J.R. (1983) Analysis of the Upper Devonian Munster Basin, an Example of a fluvial Distributary System. *Modern and Ancient Fluvial Systems (Special Publication 6 of the IAS)*, **6,** 473-484.

GRAHAM, R., JACKSON, M., PILCHER, R. & KILSDONK, B. (2012) Allochthonous Salt in the Sub-Alpine Fold-Thrust Belt of Haute Provence, France. *Geological Society, London, Special Publications*, **363,** 595-615.

GRAHAM, S.A., ZUCHANG, X., CARROLL, A. & MCKNIGHT, C. (1988) Mesozoic-Cenozoic Basins of Western China as Example of Partitioned Retro-Arc Foreland Basin System, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.

GUEZOU, J.C., TEMIZ, H., POISSON, A. & GÜRSOY, H. (1996) Tectonics of the Sivas Basin: The Neogene Record of the Anatolian Accretion Along the Inner Tauric Suture. *International Geology Review*, **38,** 901-925.

GÜNAY, G. (2002) Gypsum Karst, Sivas, Turkey. *Environmental Geology*, **42,** 387-398.

GÜNDOGAN, I., ÖNAL, M. & DEPÇI, T. (2005) Sedimentology, Petrography and Diagenesis of Eocene–Oligocene Evaporites: The Tuzhisar Formation, Sw Sivas Basin, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, **25,** 791-803.

H

HALLAGER, W., ULRICH, M., KYLE, J., PRICE, P. & GOSE, W. (1990) Evidence for Episodic Basin Dewatering in Salt-Dome Cap Rocks. *Geology*, **18,** 716-719.

HAMPTON, B.A. & HORTON, B.K. (2007) Sheetflow Fluvial Processes in a Rapidly Subsiding Basin, Altiplano Plateau, Bolivia. *Sedimentology*, **54,** 1121-1148.

HANDFORD, C.R. (1991) Marginal Marine Halite: Sabkhas and Salinas. *Evaporites, petroleum and mineral resources***,** 1-66.

HARRISON, J.C. & JACKSON, M.P.A. (2014) Exposed Evaporite Diapirs and Minibasins above a Canopy in Central Sverdrup Basin, Axel Heiberg Island, Arctic Canada. *Basin Research*, **26,** 567-596.

HART, W., JAMINSKI, J. & ALBERTIN, M. (2004). *Recognition and Exploration Significance of Supra-Salt Stratal Carapaces*. Salt-sediment interactions and hydrocarbon prospectivity: 24th Annual Research Conference, Gulf Coast Section, SEPM Foundation, SEPM.

HARTLEY, A.J., WEISSMANN, G.S., NICHOLS, G.J. & WARWICK, G.L. (2010) Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development. *Journal of Sedimentary Research*, **80,** 167-183.

HARVIE, C.E., MØLLER, N. & WEARE, J.H. (1984) The Prediction of Mineral Solubilities in Natural Waters: The Na-K-Mg-Ca-H-Cl-So 4-Oh-Hco 3-Co 3-Co 2-H 2 O System to High Ionic Strengths at 25 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48,** 723-751.

HÄSSIG, M., ROLLAND, Y., SOSSON, M., GALOYAN, G., MÜLLER, C., AVAGYAN, A. & SAHAKYAN, L. (2013a) New Structural and Petrological Data on the Amasia Ophiolites (Nw Sevan–Akera Suture Zone, Lesser Caucasus): Insights for a Large-Scale Obduction in Armenia and Ne Turkey. *Tectonophysics*, **588,** 135-153.

HÄSSIG, M., ROLLAND, Y., SOSSON, M., GALOYAN, G., SAHAKYAN, L., TOPUZ, G., ÇELIK, Ö.F., AVAGYAN, A. & MÜLLER, C. (2013b) Linking the Ne Anatolian and Lesser Caucasus Ophiolites: Evidence for Large-Scale Obduction of Oceanic Crust and Implications for the Formation of the Lesser Caucasus-Pontides Arc. *Geodinamica Acta*, **26,** 311-330.

HEARON, T.E., ROWAN, M.G., LAWTON, T.F., HANNAH, P.T. & GILES, K.A. (2014) Geology and Tectonics of Neoproterozoic Salt Diapirs and Salt Sheets in the Eastern Willouran Ranges, South Australia. *Basin Research***,** n/a-n/a.

HEATON, R., JACKSON, M., BAMAHMOUD, M. & NANI, A. (1995) Superposed Neogene Extension, Contraction, and Salt Canopy Emplacement in the Yemeni Red Sea.

HEDGES, J.I. & KEIL, R.G. (1995) Sedimentary Organic Matter Preservation: An Assessment and Speculative Synthesis. *Marine chemistry*, **49,** 81-115.

HIRST, J. & NICHOLS, G. (1986) Thrust Tectonic Controls on Miocene Alluvial Distribution Patterns, Southern Pyrenees. *Foreland basins***,** 247-258.

HIRST, J. (1992) Variations in Alluvial Architecture across the Oligo-Miocene Huesca Fluvial System, Ebro Basin, Spain. *Society for Sedimentary Geology*.

HITE, R. & BUCKNER, D. (1981) Stratigraphic Correlations, Facies Concepts, and Cyclicity in Pennsylvanian Rocks of the Paradox Basin.

HODGSON, N., FARNSWORTH, J. & FRASER, A. (1992) Salt-Related Tectonics, Sedimentation and Hydrocarbon Plays in the Central Graben, North Sea, Ukcs. *Geological Society, London, Special Publications*, **67,** 31-63.

HORTON, B. & DECELLES, P. (2001) Modern and Ancient Fluvial Megafans in the Foreland Basin System of the Central Andes, Southern Bolivia: Implications for Drainage Network Evolution in Fold-Thrust Belts. *Basin Research*, **13,** 43-63.

HUDEC, M. (1995) The Onion Creek Salt Diapir: An Exposed Diapir Fall Structure in the Paradox Basin, Utah. *Salt, Sediment, and Hydrocarbons***,** 125-134.

HUDEC, M.R. & JACKSON, M.P.A. (2006) Advance of Allochthonous Salt Sheets in Passive Margins and Orogens. *AAPG Bulletin*, **90,** 1535-1564.

HUDEC, M.R. & JACKSON, M.P.A. (2007) Terra Infirma: Understanding Salt Tectonics. *Earth-Science Reviews*, **82,** 1-28.

HUDEC, M.R., JACKSON, M.P. & SCHULTZ-ELA, D.D. (2009) The Paradox of Minibasin Subsidence into Salt: Clues to the Evolution of Crustal Basins. *Geological Society of America Bulletin*, **121,** 201-221.

HUDEC, M.R. & JACKSON, M.P.A. (2009) Interaction between Spreading Salt Canopies and Their Peripheral Thrust Systems. *Journal of Structural Geology*, **31,** 1114-1129.

HUDEC, M.R., JACKSON, M.P., COTTINGTON, N., VENDEVILLE, B.C., SCHULTZ-ELA, D.D. & DOOLEY, T.P. (2011) *The Salt Mine: A Digital Atlas of Salt Tectonics*. Bureau of Economic Geology, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin.

HUDEC, M.R. (2012) Influence of Salt on Petroleum Systems Iii: Migration. *AGL*.

HUDEC, M.R., NORTON, I.O., JACKSON, M.P.A. & PEEL, F.J. (2013) Jurassic Evolution of the Gulf of Mexico Salt Basin. *AAPG Bulletin*, **97,** 1683-1710.

HUERTA, P., ARMENTEROS, I. & SILVA, P.G. (2011) Large-Scale Architecture in Non-Marine Basins: The Response to the Interplay between Accommodation Space and Sediment Supply. *Sedimentology*, **58,** 1716-1736.

HUSSEINI, M.I. & HUSSEINI, S.I. (1990) Origin of the Infracambrian Salt Basins of the Middle East. *Geological Society, London, Special Publications*, **50,** 279-292.

I

INAN, S. & INAN, N. (1990) The Features of Gürlevik Limestone and a Newly Suggested Name in Tecer Formation. *Bulletin of Turkish Geological Society*, **33,** 51-56.

INSALACO, E., HALLAM, A. & ROSEN, B. (1997) Oxfordian (Upper Jurassic) Coral Reefs in Western Europe: Reef Types and Conceptual Depositional Model. *Sedimentology*, **44,** 707-734.

J

JACKSON, C.A.L., KANE, K.E. & LARSEN, E. (2010a) Structural Evolution of Minibasins on the Utsira High, Northern North Sea; Implications for Jurassic Sediment Dispersal and Reservoir Distribution. *Petroleum Geoscience*, **16,** 105-120.

JACKSON, M. & TALBOT, C.J. (1991) *A Glossary of Salt Tectonics*. Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.

JACKSON, M. & VENDEVILLE, B. (1994) Regional Extension as a Geologic Trigger for Diapirism. *Geological Society of America Bulletin*, **106,** 57-73.

JACKSON, M., WARREN, J. & HUDEC, M.R. (2010b) Saline Superstars and Plate-Tectonic Supercycles. *Applied geodynamics laboratory conference*. Austin.

JACKSON, M.P., CORNELIUS, R., CRAIG, C., GANSSER, A., STÖCKLIN, J. & TALBOT, C. (1990) Salt Diapirs of the Great Kavir, Central Iran. *Geological Society of America Memoirs*, **177,** 1-150.

JACKSON, M.P., CRAMEZ, C. & FONCK, J.-M. (2000) Role of Subaerial Volcanic Rocks and Mantle Plumes in Creation of South Atlantic Margins: Implications for Salt Tectonics and Source Rocks. *Marine and Petroleum Geology*, **17,** 477-498.

JACKSON, M.P.A. & HARRISON, J.C. (2006) An Allochthonous Salt Canopy on Axel Heiberg Island, Sverdrup Basin, Arctic Canada. *Geology*, **34,** 1045-1045.

JACKSON, M.P.A.T. & TALBOT, C.J. (1986) External Shapes, Strain Rates, and Dynamics of Salt Structures. *Geological Society of America Bulletin*, **97,** 305-323.

JAFFEY, N. & ROBERTSON, A.H. (2001) New Sedimentological and Structural Data from the Ecemiş Fault Zone, Southern Turkey: Implications for Its Timing and Offset and the Cenozoic Tectonic Escape of Anatolia. *Journal of the Geological Society*, **158,** 367-378.

JAHANI, S., CALLOT, J.P., LETOUZEY, J. & FRIZON DE LAMOTTE, D. (2009) The Eastern Termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, Evolution, and Relationships between Salt Plugs, Folding, and Faulting. *Tectonics*, **28**.

JO, H., RHEE, C. & CHOUGH, S. (1997) Distinctive Characteristics of a Streamflow-Dominated Alluvial Fan Deposit: Sanghori Area, Kyongsang Basin (Early Cretaceous), Southeastern Korea. *Sedimentary Geology*, **110,** 51-79.

JOHNSON, H.A. & BREDESON, D. (1971) Structural Development of Some Shallow Salt Domes in Louisiana Miocene Productive Belt. *AAPG bulletin*, **55,** 204-226.

JOLIVET, L., AUGIER, R., ROBIN, C., SUC, J.-P. & ROUCHY, J.M. (2006) Lithospheric-Scale Geodynamic Context of the Messinian Salinity Crisis. *Sedimentary Geology*, **188,** 9-33.

K

KARNER, G. & GAMBÔA, L. (2007) Timing and Origin of the South Atlantic Pre-Salt Sag Basins and Their Capping Evaporites. *Geological Society, London, Special Publications*, **285,** 15-35.

KAVAK, K.S., POISSON, A. & GUEZOU, J.C. (1997) Tectonostratigraphy of the Southern Sivas Tertiary Basin (Central Turkey) and Comparison with Landsat Mss Imagery. *International Geology Review*, **39,** 353-364.

KAYMAKCI, N., INCEOZ, M., ERTEPINAR, P. & KOC, A. (2010) Late Cretaceous to Recent Kinematics of Se Anatolia (Turkey). *Geological Society, London, Special Publications*, **340,** 409-435.

KELLY, S.B. & OLSEN, H. (1993) Terminal Fans—a Review with Reference to Devonian Examples. *Sedimentary Geology*, **85,** 339-374.

KERGARAVAT, C. (2012) Dynamique De Formation Des Mini Bassins Salifères De Sivas En Contexte Intracontinental, Turquie. Master Thesis.

KERGARAVAT, C., RIBES, C., CALLOT, J.-P., BONNEL, C. & RINGENBACH, J.-C. (2013). *Salt Tectonics in the Sivas Basin, Turkey, Mini Basin Development, Halokinetic Sequences, and Fracturation*. EGU General Assembly Conference Abstracts.

KERGARAVAT, C., RIBES, C., CALLOT, J.-P., LEGEAY, E. & RINGENBACH, J.C. (Submitted-a) Minibasins and Salt Canopy in a Fold and Thrust Belts: The Central Sivas Basin. *Tectonics*.

KERGARAVAT, C., RIBES, C., CALLOT, J.-P. & RINGENBACH, J.-C. (Submitted-b) Minibasins and Halokinetic Structures in Compressive Setting, the Sivas Basin, Turkey: Comparisons with Other Salt Basins. *AAPG bulletin*.

KERNEN, R.A., GILES, K.A., ROWAN, M.G., LAWTON, T.F. & HEARON, T.E. (2012) Depositional and Halokinetic-Sequence Stratigraphy of the Neoproterozoic Wonoka Formation Adjacent to Patawarta Allochthonous Salt Sheet, Central Flinders Ranges, South Australia. *Geological Society, London, Special Publications*, **363,** 81-105.

KERNEN, R.A., GILES, K.A., ROWAN, M.G., LAWTON, F., HEARON, T.E. & LAWTON, T.F. (2014) Depositional and Halokinetic-Sequence Stratigraphy of the Neoproterozoic Wonoka Formation Adjacent to Patawarta Allochthonous Salt Sheet , Central Flinders Depositional and Halokinetic-Sequence Stratigraphy of the Neoproterozoic Wonoka Formation Adjacent.

KIRKLAND, D.W. & EVANS, R. (1981) Source-Rock Potential of Evaporitic Environment. *AAPG bulletin*, **65,** 181-190.

KJEMPERUD, A.V., SCHOMACKER, E.R. & CROSS, T.A. (2008) Architecture and Stratigraphy of Alluvial Deposits, Morrison Formation (Upper Jurassic), Utah. *AAPG bulletin*, **92,** 1055-1076.

KLUTH, C.F. & DUCHENE, H.R. (2009) Late Pennsylvanian and Early Permian Structural Geology and Tectonic History of the Paradox Basin and Uncompahgre Uplift, Colorado and Utah.

KOÇYIĞIT, A. & BEYHAN, A. (1998) A New Intracontinental Transcurrent Structure: The Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, **284,** 317-336.

KRAUS, M. & ASLAN, A. (1999) Palaeosol Sequences in Floodplain Environments: A Hierarchical Approach. *Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits*, 303-321.

KRAUS, M.J. (1996) Avulsion Deposits in Lower Eocene Alluvial Rocks, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Research*, **66**.

KRAUS, M.J. & DAVIES-VOLLUM, K.S. (2004) Mudrock-Dominated Fills Formed in Avulsion Splay Channels: Examples from the Willwood Formation, Wyoming. *Sedimentology*, **51,** 1127-1144.

KRZYWIEC, P. & VERGÉS, J. (2007) Role of the Foredeep Evaporites in Wedge Tectonics and Formation of Triangle Zones: Comparison of the Carpathian and Pyrenean Thrust Fronts. In: *Thrust Belts and Foreland Basins* (Ed. by, 385-396. Springer.

KULIKOVA, A. (2013) Architecture of Distributive Fluvial System Deposits: Quantitative Characterisation and Implications to Reservoir Modelling. Doctoral Thesis, Royal Holloway, University of London.

KURTMAN, F. (1973) Geologic and Tectonic Structure of the Sivas-Hafik-Zara and Imranli Region. *Bulletin Mineral Research and Exploration (Ankara, Turkey)*, **80,** 1-32.

KYLE, J.R. & POSEY, H.H. (1991) Halokinesis, Cap Rock Development, and Salt Dome Mineral Resources. *Developments in sedimentology*, **50,** 413-474.

L

LABOURDETTE, R. & JONES, R.R. (2007) Characterization of Fluvial Architectural Elements Using a Three-Dimensional Outcrop Data Set: Escanilla Braided System, South-Central Pyrenees, Spain. *Geosphere*, **3,** 422-422.

LAHN, E. (1950) La Formation Gypsifére En Anatolie (Asie Mineure). *Bull. Soc. Geol. de France, tome*, **20,** 451-457.

LAHN, E. (1957) L'âge De La Formation Gypsifère En Anatolie (Turquie). *CR somm. Soc. géol France*, **1,** 13-16.

LAWTON, T.F. & BUCK, B.J. (2006) Implications of Diapir-Derived Detritus and Gypsic Paleosols in Lower Triassic Strata near the Castle Valley Salt Wall, Paradox Basin, Utah. *Geology*, **34,** 885-888.

LEFEBVRE, C.J.C. (2011) The Tectonics of the Central Anatolian Crystalline Complex: A Structural, Metamorphic and Paleomagnetic Study, Faculty of Geosciences.

LEGEAY, E., KERGARAVAT, C., RINGENBACH, J.-C., RIBES, C., PICHAT, A. & CALLOT, J.-P. (2015) Salt Tectonics on Propagating Passive Roof Detachments: The Case of the Sivas Basin (Turkey). *EGU General Assembly*, Geophysical Research Abstracts. Vienna, Austria**,** EGU 2015-11028.

LEGEAY, E., MOHN, G., CALLOT, J.P., RINGENBACH, J.C. & MUNTENER, O. (in prep) Sivas Ophiolite and His Early Sedimentary Cover: Consequences on Neotethys Closure in Anatolia.

LETOUZEY, J., COLLETTA, B., VIALLY, R. & CHERMETTE, J. (1995) Evolution of Salt-Related Structures in Compressional Settings.

LETOUZEY, J. & SHERKATI, S. (2004). *Salt Movement, Tectonic Events, and Structural Style in the Central Zagros Fold and Thrust Belt (Iran)*. Salt sediments interactions and hydrocarbon prospectivity, 24th Ann. GCSSEP Foundation, Bob F. Perkins research Conf. CD, SEPM.

LIANGQING, X. & GALLOWAY, W. (1991) Fan-Delta, Briaded Delta and the Classification of Delta Systems. *Acta Geological Sinica*, **2**.

LINDHOLM, R. (1987) *A Practical Approach to Sedimentology*. Allen & Unwin Inc, Winchester, MA.

LINDHOLM, R. (2012) *A Practical Approach to Sedimentology*. Springer Science & Business Media.

LYBERIS, N., YURUR, T., CHOROWICZ, J., KASAPOGLU, E. & GUNDOGDU, N. (1992) The East Anatolian Fault: An Oblique Collisional Belt. *Tectonophysics*, **204,** 1-15.

M

MACCARTHY, I. (1990) Alluvial Sedimentation Patterns in the Munster Basin, Ireland. *Sedimentology*, **37,** 685-712.

MADOF, A.S., CHRISTIE-BLICK, N. & ANDERS, M.H. (2009) Stratigraphic Controls on a Salt-Withdrawal Intraslope Minibasin, North-Central Green Canyon, Gulf of Mexico: Implications for Misinterpreting Sea Level Change. *AAPG bulletin*, **93,** 535-561.

MARTINSEN, O.J., RYSETH, A., HELLAND-HANSEN, W., FLESCHE, H., TORKILDSEN, G. & IDIL, S. (1999) Stratigraphic Base Level and Fluvial Architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, Sw Wyoming, USA. *Sedimentology*, **46,** 235-263.

MATTHEWS, W.J., HAMPSON, G.J., TRUDGILL, B.D. & UNDERHILL, J.R. (2007) Controls on Fluviolacustrine Reservoir Distribution and Architecture in Passive Salt-Diapir Provinces: Insights from Outcrop Analogs. *AAPG bulletin*, **91,** 1367-1403.

MCARTHUR, J., HOWARTH, R. & SHIELDS, G. (2012) Strontium Isotope Stratigraphy. *The geologic time scale*, **1,** 127-144.

MCKIE, T., JOLLEY, S.J. & KRISTENSEN, M.B. (2010) Stratigraphic and Structural Compartmentalization of Dryland Fluvial Reservoirs: Triassic Heron Cluster, Central North Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, **347,** 165-198.

MIALL, A.D. (1977) A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth-Science Reviews*, **13,** 1-62.

MIALL, A.D. (1985) Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews*, **22,** 261-308.

MIALL, A.D. (1993) The Architecture of Fluvial-Deltaic Sequences in the Upper Mesaverde Group (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah. *Geological Society, London, Special Publications*, **75,** 305-332.

MIALL, A.D. (1996) *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Verlag Berlín.

MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & THOMPSON, S. (1977) Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level , Part 2 : The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis 1.

MOHR, M., KUKLA, P.A., URAI, J.L. & BRESSER, G. (2005) Multiphase Salt Tectonic Evolution in Nw Germany: Seismic Interpretation and Retro-Deformation. *International Journal of Earth Sciences*, **94,** 917-940.

MOHR, M., WARREN, J.K., KUKLA, P.A., URAI, J.L. & IRMEN, A. (2007) Subsurface Seismic Record of Salt Glaciers in an Extensional Intracontinental Setting (Late Triassic of Northwestern Germany). *Geology*, **35,** 963-966.

MOHRIAK, W., MACEDO, J., CASTELLANI, R., RANGEL, H., BARROS, A., LATGÉ, M., MIZUSAKI, A., SZATMARI, P., DEMERCIAN, L. & RIZZO, J. (1995) Salt Tectonics and Structural Styles in the Deep-Water Province of the Cabo Frio Region, Rio De Janeiro, Brazil.

MOHRIAK, W., SZATMARI, P. & ANJOS, S.M.C. (2009) Sal Geologia E Tectônica. *Terrae Didatica*, **4,** 90-91.

MOIX, P., BECCALETTO, L., KOZUR, H.W., HOCHARD, C., ROSSELET, F. & STAMPFLI, G.M. (2008) A New Classification of the Turkish Terranes and Sutures and Its Implication for the Paleotectonic History of the Region. *Tectonophysics*, **451,** 7-39.

MONOD, O. (1977) Recherches Géologiques Dans Le Taurus Occidental Au Sud De Beysehir (Turquie).

MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DI BIASE, D. & CAVANNA, G. (2003) Deltaic, Mixed and Turbidite Sedimentation of Ancient Foreland Basins. *Marine and Petroleum Geology*, **20,** 733-755.

N

NALPAS, T. & BRUN, J.-P. (1993) Salt Flow and Diapirism Related to Extension at Crustal Scale. *Tectonophysics*, **228,** 349-362.

NELSON, C.S., HYDEN, F.M., KEANE, S.L., LEASK, W.L. & GORDON, D.P. (1988) Application of Bryozoan Zoarial Growth-Form Studies in Facies Analysis of Non-Tropical Carbonate Deposits in New Zealand. *Sedimentary Geology*, **60,** 301-322.

NEMEC, W. & STEEL, R. (1984) Alluvial and Coastal Conglomerates: Their Significant Features and Some Comments on Gravelly Mass-Flow Deposits.

NEMEC, W. & STEEL, R. (1988) What Is a Fan Delta and How Do We Recognize It. *Fan Deltas: sedimentology and tectonic settings*, 3-13.

NEWELL, A.J., BENTON, M.J., KEARSEY, T., TAYLOR, G., TWITCHETT, R.J. & TVERDOKHLEBOV, V.P. (2012) Calcretes, Fluviolacustrine Sediments and Subsidence Patterns in Permo-Triassic Salt-Walled Minibasins of the South Urals, Russia. *Sedimentology*, **59,** 1659-1676.

NICHOLS, G. (2005) Tertiary Alluvial Fans at the Northern Margin of the Ebro Basin: A Review. *Special publication geological society of london*, **251,** 187.

NICHOLS, G. & THOMPSON, B. (2005) Bedrock Lithology Control on Contemporaneous Alluvial Fan Facies, Oligo-Miocene, Southern Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, **52,** 571-585.

NICHOLS, G.J. (1987) Structural Controls on Fluvial Distributary Systems—the Luna System, Northern Spain. *Recent Developments in Fluvial Sedimentology: SEPM, Special Publication*, **39,** 269-277.

NICHOLS, G.J. & FISHER, J.A. (2007) Processes, Facies and Architecture of Fluvial Distributary System Deposits. *Sedimentary Geology*, **195,** 75-90.

NORTH, C.P. & DAVIDSON, S.K. (2012) Unconfined Alluvial Flow Processes: Recognition and Interpretation of Their Deposits, and the Significance for Palaeogeographic Reconstruction. *Earth-Science Reviews*, **111,** 199-223.

NUCCIO, V.F. & CONDON, S.M. (1996) Burial and Thermal History of the Paradox Basin, Utah and Colorado, and Petroleum Potential of the Middle Pennsylvanian Paradox Basin.

NUMMEDAL, D. (1987) Transgressive Stratigraphy at Sequence-Bounding Unconformities: Some Principles Derived from Holocene and Cretaceous Examples.

O

OCAKOĞLU, F. (1999) Evidences of Ductile Deformation in Evaporites around Zara Area, Sivas Basin. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, **121,** 19-31.

OKAY, A., TÜYSÜZ, O., SATIR, M., ÖZKAN-ALTINER, S., ALTINER, D., SHERLOCK, S. & EREN, R. (2006a) Cretaceous and Triassic Subduction-Accretion, High-Pressure–Low-Temperature Metamorphism, and Continental Growth in the Central Pontides, Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, **118,** 1247-1269.

OKAY, A.I. & SAHINTURK, O. (1997) Aapg Memoir 68: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Chapter 15: Geology of the Eastern Pontides.

OKAY, A.I., SATIR, M. & SIEBEL, W. (2006b) Pre-Alpide Palaeozoic and Mesozoic Orogenic Events in the Eastern Mediterranean Region. *Geological Society, London, Memoirs*, **32,** 389-405.

OKAY, A.I. (2008) Geology of Turkey: A Synopsis. *Anschnitt*, **21,** 19-42.

OKTAY, F. (1982) Stratigraphy and Geological History of Ulukısla and Its Surroundings. *Bulletin of the Turkish Geological Society*, **25,** 15-23.

OLUBOYO, A., GAWTHORPE, R., BAKKE, K. & HADLER-JACOBSEN, F. (2014) Salt Tectonic Controls on Deep-Water Turbidite Depositional Systems: Miocene, Southwestern Lower Congo Basin, Offshore Angola. *Basin Research*, **26,** 597-620.

ONAL, K.M., BUYUKSARAC, A., AYDEMIR, A. & ATES, A. (2008) Investigation of the Deep Structure of the Sivas Basin (Innereast Anatolia, Turkey) with Geophysical Methods. *Tectonophysics*, **460,** 186-197.

ORI, G. & FRIEND, P. (1984) Sedimentary Basins Formed and Carried Piggyback on Active Thrust Sheets. *Geology*, **12,** 475-478.

OWEN, A. (2014) Analyses of the Salt Wash Fluvial System; Quantification of a Distributive Fluvial System in the Late Jurassic Morrison Formation, Sw USA. Doctoral Thesis, Royal Holloway, University of London.

OWEN, A., NICHOLS, G.J., HARTLEY, A.J., WEISSMANN, G.S. & SCUDERI, L.A. (2015) Quantification of a Distributive Fluvial System: The Salt Wash Dfs of the Morrison Formation, Sw USA. *Journal of Sedimentary Research*, **85,** 544-561.

ÖZCAN, E., LESS, G. & BAYDOGAN, E. (2009) Regional Implications of Biometric Analysis of Lower Miocene Larger Foraminifera from Central Turkey. *Micropaleontology*, 559-588.

ÖZÇELIK, O. & ALTUNSOY, M. (1996) Clastic Petrofacies, Provenance and Organic Facies of the Bozbel Formation (Lutetian) in the Eastern Sivas Basin (Turkey). *Marine and Petroleum Geology*, **13,** 493-501.

ÖZGÜL, N. (1984) Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Central Taurides. *Geology of the Taurus belt***,** 77-90.

P

PARKASH, B., AWASTHI, A. & GOHAIN, K. (1983) Lithofacies of the Markanda Terminal Fan, Kurukshetra District, Haryana, India. *Modern and Ancient Fluvial Systems. Special Publication of the International Association of Sedimentologists***,** 337-344.

PARLAK, O., RIZAOĞLU, T., BAĞCI, U., KARAOĞLAN, F. & HÖCK, V. (2009) Tectonic Significance of the Geochemistry and Petrology of Ophiolites in Southeast Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, **473,** 173-187.

PARLAK, O., KARAOĞLAN, F., RIZAOĞLU, T., KLÖTZLI, U., KOLLER, F. & BILLOR, Z. (2013) U–Pb and 40 Ar–39 Ar Geochronology of the Ophiolites and Granitoids from the Tauride Belt: Implications for the Evolution of the Inner Tauride Suture. *Journal of Geodynamics*, **65,** 22-37.

Paz, J.D.S. & ROSSETTI, D.F. (2006) Petrography of Gypsum-Bearing Facies of the Codó Formation (Late Aptian), Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78,** 557-572.

PEDERSEN, J.H., KARLSEN, D.A., LIE, J.E., BRUNSTAD, H. & DI PRIMIO, R. (2006) Maturity and Source-Rock Potential of Palaeozoic Sediments in the Nw European Northern Permian Basin. *Petroleum Geoscience*, **12,** 13-28.

PICHAT, A. (2013) Caractérisation Des Faciés Évaporitiques Du Bassin De Sivas (Turquie). Master Thesis, Université de Pau et des Pays de l'Adour.

PISONI, C. (1965) Sivas I38cl, C4 Paftalarinin Jeolojisi, General Directorate for Mineral Research and Exploration (MTA) Ankara.

PLINT, A. (2009) Sandy fluvial Point-'Bar Sediments from the Middle Eocene of Dorset, England. *Modern and Ancient Fluvial Systems (Special Publication 6 of the IAS)***,** 355.

PLINT, A.G., MOORE, J., PLINT, A., SANDERS, J. & ULIC, D. (2001) Stratigraphy : Updip Expression Formation , Alberta Foreland. **11,** 1967-2001.

POISSON, A. (1977) Recherches Géologiques Dans Les Taurides Occidentales (Turquie). Doctoral Thesis.

POISSON, A. (1984) The Extension of the Ionian Trough into Southwestern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, **17,** 241-249.

POISSON, A., GUEZOU, J., OZTURK, A., INAN, S., TEMIZ, H., GÜRSÖY, H., KAVAK, K. & ÖZDEN, S. (1996) Tectonic Setting and Evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, **38,** 838-853.

POISSON, A., WERNLI, R., LOZOUET, P., POIGNANT, A. & TEMIZ, H. (1997) Nouvelles Données Stratigraphiques Concernant Les Formations Oligo-Miocènes Marines Du Bassin De Sivas (Turquie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, **325,** 869-875.

POISSON, A., ORSZAG-SPERBER, F. & TEMIZ, H. (2010) Darius Annual Report 2010 – Proposal N ° Wd 09-11 Stratigraphy and Polyphased Tectonic Evolution of the Sivas Basin (Central Anatolia, Turkey). 1-48.

POISSON, A., ORSZAG-SPERBER, F., TEMIZ, H. & VRIELYNCK, B. (2011) Darius Annual Report 2011 - Proposal N ° Wd 11-11 Stratigraphy and Polyphased Tectonic Evolution of the Sivas Basin (Central Anatolia, Turkey).

POISSON, A., BERGER, J.-P., KANGAL, Ö., KAVAK, K., TEMIZ, H. & VRIELYNCK, B. (2012) Stratigraphic Studies in the Sivas Basin, the Role of the Charophytes (Central Anatolia, Turkey). *10th Swiss Geoscience Meeting*. Bern, Swiss. **1,** 204.

POPRAWSKI, Y., BASILE, C., AGIRREZABALA, L., JAILLARD, E., GAUDIN, M. & JACQUIN, T. (2014) Sedimentary and Structural Record of the Albian Growth of the Bakio Salt Diapir (the Basque Country, Northern Spain). *Basin Research*, **26,** 746-766.

POSAMENTIER, H. (1988) Eustatic Controls on Clastic Deposition I—Conceptual Framework.

POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. (1999) *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Tulsa.

POSTMA, G. & ROEP, T.B. (1985) Resedimented Conglomerates in the Bottomsets of Gilbert-Type Gravel Deltas. *Journal of Sedimentary Research*, **55**.

POSTMA, G. (1990) Depositional Architecture and Facies of River and Fan Deltas: A Synthesis. *Coarse-Grained Deltas*, **10,** 13-27.

POURTEAU, A., CANDAN, O. & OBERHÄNSLI, R. (2010) High-Pressure Metasediments in Central Turkey: Constraints on the Neotethyan Closure History. *Tectonics*, **29**.

PREISS, W.V. (1987) *The Adelaide Geosyncline: Late Proterozoic Stratigraphy, Sedimentation, Palaeontology and Tectonics*. Department of Mines and Energy.

PRICE, R. (1981) The Cordilleran Forelarid Thrust and Fold Belt in the Southern'canadian Rocky Mountains.

PROCHNOW, S.J., ATCHLEY, S.C., BOUCHER, T.E., NORDT, L.C. & HUDEC, M.R. (2006) The Influence of Salt Withdrawal Subsidence on Palaeosol Maturity and Cyclic Fluvial Deposition in the Upper Triassic Chinle Formation: Castle Valley, Utah. *Sedimentology*, **53,** 1319-1345.

PUIGDEFÀBREGAS, C., MUÑOZ, J. & MARZO, M. (1986) Thrust Belt Development in the Eastern Pyrenees and Related Depositional Sequences in the Southern Foreland Basin. *Foreland basins***,** 229-246.

Q

QUIRK, D.G. & PILCHER, R.S. (2012) Flip-Flop Salt Tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, **363,** 245-264.

R

REID, I. & FROSTICK, L.E. (1997) Channel Form, Flows and Sediments in Deserts. *Arid Zone Geomorphology: Processes, Form and Change in Drylands***,** 205-229.

REILINGER, R., MCCLUSKY, S., VERNANT, P., LAWRENCE, S., ERGINTAV, S., CAKMAK, R., OZENER, H., KADIROV, F., GULIEV, I. & STEPANYAN, R. (2006) Gps Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **111**.

REYNAUD, J.-Y., DALRYMPLE, R.W., VENNIN, E., PARIZE, O., BESSON, D. & RUBINO, J.-L. (2006) Topographic Controls on Production and Deposition of Tidal Cool-Water Carbonates, Uzes Basin, Se France. *Journal of Sedimentary Research*, **76,** 117-130.

RIBES, C., KERGARAVAT, C., BONNEL, C., CRUMEYROLLE, P., CALLOT, J.-P., POISSON, A., TEMIZ, H. & RINGENBACH, J.-C. (2015) Fluvial Sedimentation in a Salt-Controlled Mini-Basin: Stratal Patterns and Facies Assemblages, Sivas Basin, Turkey. *Sedimentology*.

RIBES, C., KERGARAVAT, C., CRUMEYROLLE, P., LOPEZ, M., BONNEL, C., POISSON, A., KAVAK, K., CALLOT, J.-P. & RINGENBACH, J.-C. (in press) Factors Controlling Stratal Pattern and Facies Distribution of Fluvio-Lacustrine Sedimentation in the Sivas Mini-Basins, Oligocene (Turkey). *Basin Research*.

RINGENBACH, J.-C., SALEL, J.-F., KERGARAVAT, C., RIBES, C., BONNEL, C. & CALLOT, J.-P. (2013a) Salt Tectonics in the Sivas Basin, Turkey: Outstanding Seismic Analogues from Outcrops. *first break*, **31,** 93-101.

RINGENBACH, J.C., SALEL, J.F., KERGARAVAT, C., RIBES, C., BONNEL, C. & CALLOT, J.P. (2013b) Salt Tectonics in the Sivas Basin, Turkey: Outstanding Seismic Analogues from Outcrops. *First Break*, **31**.

ROBERTSON, A. & WOODCOCK, N. (1982) Sedimentary History of the South-Western Segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya Continental Margin, South-Western Turkey. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **75,** 517-562.

ROBERTSON, A., CLIFT, P., DEGNAN, P. & JONES, G. (1991) Palaeogeographic and Palaeotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **87,** 289-343.

ROBERTSON, A., PARLAK, O., USTAÖMER, T., TASLI, K., İNAN, N., DUMITRICA, P. & KARAOĞLAN, F. (2013a) Subduction, Ophiolite Genesis and Collision History of Tethys Adjacent to the Eurasian Continental Margin: New Evidence from the Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta*, **26,** 230-293.

ROBERTSON, A.H. (2002) Overview of the Genesis and Emplacement of Mesozoic Ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan Region. *Lithos*, **65,** 1-67.

ROBERTSON, A.H., PARLAK, O. & USTAÖMER, T. (2012) Overview of the Palaeozoic–Neogene Evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean Region (Southern Turkey, Cyprus, Syria). *Petroleum Geoscience*, **18,** 381-404.

ROBERTSON, A.H., PARLAK, O. & USTAÖMER, T. (2013b) Late Palaeozoic–Early Cenozoic Tectonic Development of Southern Turkey and the Easternmost Mediterranean Region: Evidence from the Inter-Relations of Continental and Oceanic Units. *Geological Society, London, Special Publications*, **372,** 9-48.

ROBERTSON, A.H.F., PARLAK, O. & USTAOMER, T. (2009) Melange Genesis and Ophiolite Emplacement Related to Subduction of the Northern Margin of the Tauride-Anatolide Continent, Central and Western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, **311,** 9-66.

ROBERTSON, A.H.F., PARLAK, O. & USTAOMER, T. (2013c) Late Palaeozoic-Early Cenozoic Tectonic Development of Southern Turkey and the Easternmost Mediterranean Region: Evidence from the Inter-Relations of Continental and Oceanic Units. *Geological Society, London, Special Publications*, **372,** 9-48.

ROBERTSON, F., ALASTAIR, H., POISSON, A. & AKINCI, Ö. (2003) Developments in Research Concerning Mesozoic–Tertiary Tethys and Neotectonics in the Isparta Angle, Sw Turkey. *Geological Journal*, **38,** 195-234.

ROLLAND, Y., GALOYAN, G., BOSCH, D., SOSSON, M., CORSINI, M., FORNARI, M. & VERATI, C. (2009) Jurassic Back-Arc and Cretaceous Hot-Spot Series in the Armenian Ophiolites — Implications for the Obduction Process. *Lithos*, **112,** 163-187.

ROLLAND, Y., GALOYAN, G., SOSSON, M., MELKONYAN, R. & AVAGYAN, A. (2010) The Armenian Ophiolite: Insights for Jurassic Back-Arc Formation, Lower Cretaceous Hot Spot Magmatism and Upper Cretaceous Obduction over the South Armenian Block. *Geological Society, London, Special Publications*, **340,** 353-382.

ROLLAND, Y., PERINCEK, D., KAYMAKCI, N., SOSSON, M., BARRIER, E. & AVAGYAN, A. (2012) Evidence for ~80–75ma Subduction Jump During Anatolide–Tauride–Armenian Block Accretion and ~48ma Arabia–Eurasia Collision in Lesser Caucasus–East Anatolia. *Journal of Geodynamics*, **56-57,** 76-85.

ROUCHY, J. & BLANC-VALLERON, M. (2006) Les Évaporites. *Matériaux singuliers, milieux extrêmes. Collection «Interactions», Vuibert, Paris*.

ROUCHY, J.M. & CARUSO, A. (2006) The Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean Basin: A Reassessment of the Data and an Integrated Scenario. *Sedimentary Geology*, **188,** 35-67.

ROWAN, G. & APPLIED, M. (1997) Three-Dimensional Geometry and Evolution of a Segmented Detachment Fold , Mississippi Fan Foldbelt , Gulf of Mexico Many Contractional Folds Are Associated with Faults That. **19**.

ROWAN, M.G., LAWTON, T.F., GILES, K.A. & RATLIFF, R.A. (2003) Near-Salt Deformation in La Popa Basin, Mexico, and the Northern Gulf of Mexico: A General Model for Passive Diapirism. *AAPG bulletin*, **87,** 733-756.

ROWAN, M.G., PEEL, F.J. & VENDEVILLE, B.C. (2004) Gravity-Driven Fold Belts on Passive Margins.

ROWAN, M.G. (2006) Salt Diapirs and Minibasins Affected by Shortening, Part Ii: Examples from the Northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges.

ROWAN, M.G. & VENDEVILLE, B.C. (2006) Foldbelts with Early Salt Withdrawal and Diapirism: Physical Model and Examples from the Northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. *Marine and Petroleum Geology*, **23,** 871-891.

ROWAN, M.G., LAWTON, T.F. & GILES, K.A. (2012) Anatomy of an Exposed Vertical Salt Weld and Flanking Strata, La Popa Basin, Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, **363,** 33-57.

S

SADLER, S.P. & KELLY, S.B. (1993) Fluvial Processes and Cyclicity in Terminal Fan Deposits: An Example from the Late Devonian of Southwest Ireland. *Sedimentary Geology*, **85,** 375-386.

SARIFAKIOĞLU, E., ÖZEN, H. & WINCHESTER, J.A. (2009) Petrogenesis of the Refahiye Ophiolite and Its Tectonic Significance for Neotethyan Ophiolites Along the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone. **18,** 187-207.

SAURA, E., VERGÉS, J., MARTÍN-MARTÍN, J.D., MESSAGER, G., MORAGAS, M., RAZIN, P., GRÉLAUD, C., JOUSSIAUME, R., MALAVAL, M. & HOMKE, S. (2014) Syn-to Post-Rift Diapirism and Minibasins of the Central High Atlas (Morocco): The Changing Face of a Mountain Belt. *Journal of the Geological Society*, **171,** 97-105.

SCHULTZ-ELA, D.D., JACKSON, M.P. & VENDEVILLE, B.C. (1993) Mechanics of Active Salt Diapirism. *Tectonophysics*, **228,** 275-312.

SEILACHER, A. & AIGNER, T. (1991) Storm Deposition at the Bed, Facies, and Basin Scale: The Geologic Perspective. *Cycles and events in stratigraphy***,** 249-267.

SENGÖR, A., GÖRÜR, N. & SAROGLU, F. (1985) Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation: Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study. *Society of economic paleontologists and mineralogist, special publication*, **37,** 227-264.

SHANLEY, K.W. & MCCABE, P.J. (1994) Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. *AAPG bulletin*, **78,** 544-568.

SHELLEY, D. & LAWTON, T. (2005a) Sequence Stratigraphy of Tidally Influenced Deposits in a Salt-Withdrawal Minibasin: Upper Sandstone Member of the Potrerillos Formation (Paleocene), La Popa Basin, Mexico. *AAPG bulletin*, **89,** 1157-1179.

SHELLEY, D.C. & LAWTON, T.F. (2005b) Sequence Stratigraphy of Tidally Influenced Deposits in a Salt-Withdrawal Minibasin: Upper Sandstone Member of the Potrerillos Formation (Paleocene), La Popa Basin, Mexico. *AAPG Bulletin*, **89,** 1157-1179.

SHERKATI, S., MOLINARO, M., DE LAMOTTE, D. & LETOUZEY, J. (2005) Detachment Folding in the Central and Eastern Zagros Fold-Belt (Iran): Salt Mobility, Multiple Detachments and Late Basement Control. *Journal of Structural Geology*, **27,** 1680-1696.

SHERKATI, S., LETOUZEY, J. & FRIZON DE LAMOTTE, D. (2006) Central Zagros Fold-Thrust Belt (Iran): New Insights from Seismic Data, Field Observation, and Sandbox Modeling. *Tectonics*, **25**.

SHUKLA, U., SINGH, I., SHARMA, M. & SHARMA, S. (2001) A Model of Alluvial Megafan Sedimentation: Ganga Megafan. *Sedimentary Geology*, **144,** 243-262.

SIMPSON, E.L. & LOOPE, D.B. (1985) Amalgamated Interdune Deposits, White Sands, New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, **55**.

SINCLAIR, H. & ALLEN, P. (1992) Vertical Versus Horizontal Motions in the Alpine Orogenic Wedge: Stratigraphic Response in the Foreland Basin. *Basin Research*, **4,** 215-232.

SINCLAIR, H. (1997) Flysch to Molasse Transition in Peripheral Foreland Basins: The Role of the Passive Margin Versus Slab Breakoff. *Geology*, **25,** 1123-1126.

SINCLAIR, H. & TOMASSO, M. (2002) Depositional Evolution of Confined Turbidite Basins. *Journal of Sedimentary Research*, **72,** 451-456.

SIREL, E., OZGEN ERDEM, N. & KANGAL, O. (2013) Systematics and Biostratigraphy of Oligocene (Rupelian-Early Chattian) Foraminifera from Lagoonal-Very Shallow Water Limestone in the Eastern Sivas Basin (Central Turkey). *Geologia Croatica*, **66,** 83-110.

SMITH, R., HODGSON, N. & FULTON, M. (1993). *Salt Control on Triassic Reservoir Distribution, Ukcs Central North Sea*. Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series, Geological Society of London.

STAMPFLI, G.M. (2000) Tethyan Oceans. *Geological Society, London, Special Publications*, **173,** 1-23.

STANISTREET, I. & MCCARTHY, T. (1993) The Okavango Fan and the Classification of Subaerial Fan Systems. *Sedimentary Geology*, **85,** 115-133.

STEAR, W.M. (1983) Morphological Characteristics of Ephemeral Stream Channel and Overbank Splay Sandstone Bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin. *Modern and Ancient Fluvial Systems, International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **6,** 405-420.

STEAR, W.M. (1985) Comparison of the Bedform Distribution and Dynamics of Modern and Ancient Sandy Ephemeral Flood Deposits in the Southwestern Karoo Region, South Africa. *Sedimentary Geology*, **45,** 209-230.

STEWART, S. (2007) Salt Tectonics in the North Sea Basin: A Structural Style Template for Seismic Interpreters. *SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, **272,** 361.

STEWART, S.A. (1996) Influence of Detachment Layer Thickness on Style of Thin-Skinned Shortening. **18,** 1271-1274.

STOCKMAL, G.S. & BEAUMONT, C. (1987) Geodynamic Models of Convergent Margin Tectonics: The Southern Canadian Cordillera and the Swiss Alps.

SÜMENGEN, M., ÜNAY, E., SARAC, G., DE BRUIJN, H., TERLEMEZ, I. & GÜRBÜZ, M. (1989) New Neogene Rodent Assemblages from Anatolia (Turkey). In: *European Neogene Mammal Chronology* (Ed. by, 61-72. Springer.

SUMMERFIELD, M. & HULTON, N. (1994) Natural Controls of Fluvial Denudation Rates in Major World Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **99,** 13871-13883.

T

TALBOT, C. (1995) Molding of Salt Diapirs by Stiff Overburden.

TANKARD, A.J. (1986) On the Depositional Response to Thrusting and Lithospheric Flexure: Examples from the Appalachian and Rocky Mountain Basins. *Foreland basins***,** 369-392.

TATAR, O., GÜRSOY, H. & PIPER, J. (2002) Differential Neotectonic Rotations in Anatolia and the Tauride Arc: Palaeomagnetic Investigation of the Erenlerdağ Volcanic Complex and Isparta Volcanic District, South–Central Turkey. *Journal of the Geological Society*, **159,** 281-294.

TATAR, Y. (1982) Yildizeli (Sivas) Kuzeyinde Camlibel Daglarinin Tektonik Yapisi. *Bull. Earth Sci***,** 1-20.

TEIXELL, A. & MUÑOZ, J. (2000) Evolución Tectonosedimentaria Del Pirineo Meridional Durante El Terciario: Una Síntesis Basada En La Transversal Del Río Noguera Ribagorçana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **13,** 251-264.

TEMIZ, H. (1996) Tectonostratigraphy and Thrust Tectonics of the Central and Eastern Parts of the Sivas Tertiary Basin, Turkey. *International Geology Review*, **38,** 957-971.

TOOTH, S. (2000) Downstream Changes in Dryland River Channels: The Northern Plains of Arid Central Australia. *Geomorphology*, **34,** 33-54.

TOOTH, S. (2005) Splay Formation Along the Lower Reaches of Ephemeral Rivers on the Northern Plains of Arid Central Australia. *Journal of Sedimentary Research*, **75,** 636-649.

TOPUZ, G., ÇELIK, Ö.F., ŞENGÖR, A.C., ALTINTAŞ, İ.E., ZACK, T., ROLLAND, Y. & BARTH, M. (2013) Jurassic Ophiolite Formation and Emplacement as Backstop to a Subduction-Accretion Complex in Northeast Turkey, the Refahıye Ophiolite, and Relation to the Balkan Ophiolites. *American Journal of Science*, **313,** 1054-1087.

TRENDELL, A.M., ATCHLEY, S.C. & NORDT, L.C. (2012) Depositional and Diagenetic Controls on Reservoir Attributes within a Fluvial Outcrop Analog: Upper Triassic Sonsela Member of the Chinle Formation, Petrified Forest National Park, Arizona. *AAPG bulletin*, **96,** 679-707.

TROCMÉ, V., ALBOUY, E., CALLOT, J.-P., LETOUZEY, J., ROLLAND, N., GOODARZI, H. & JAHANI, S. (2011) 3d Structural Modelling of the Southern Zagros Fold-and-Thrust Belt Diapiric Province. *Geological Magazine*, **148,** 879-900.

TRUDGILL, B.D. & PAZ, M. (2009) Restoration of Mountain Front and Salt Structures in the Northern Paradox Basin, Se Utah.

TRUDGILL, B.D. (2011) Evolution of Salt Structures in the Northern Paradox Basin: Controls on Evaporite Deposition, Salt Wall Growth and Supra-Salt Stratigraphic Architecture. *Basin Research*, **23,** 208-238.

TRUSHEIM, F. (1957) Über Halokinese Und Ihre Bedeutung Für Die Strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft***,** 111-158.

TUCKER, M.E. (1991) Sequence Stratigraphy of Carbonate-Evaporite Basins: Models and Application to the Upper Permian (Zechstein) of Northeast England and Adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society*, **148,** 1019-1036.

U

UMHOEFER, P.J., WHITNEY, D.L., TEYSSIER, C., FAYON, A.K., CASALE, G. & HEIZLER, M.T. (2007) Yo-Yo Tectonics in a Wrench Zone, Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Geological Society of America Special Papers*, **434,** 35-57.

UYSAL, I., ERSOY, E.Y., DILEK, Y., ESCAYOLA, M., SARIFAKIOĞLU, E., SAKA, S. & HIRATA, T. (2015) Depletion and Refertilization of the Tethyan Oceanic Upper Mantle as Revealed by the Early Jurassic Refahiye Ophiolite, Ne Anatolia—Turkey. *Gondwana Research*, **27,** 594-611.

V

VAN KEKEN, P., SPIERS, C., VAN DEN BERG, A. & MUYZERT, E. (1993) The Effective Viscosity of Rocksalt: Implementation of Steady-State Creep Laws in Numerical Models of Salt Diapirism. *Tectonophysics*, **225,** 457-476.

VAN WAGONER, J. (1988) An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions.

VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R., CAMPION, K. & RAHMANIAN, V. (1990) Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies.

VENDEVILLE, B. (1988) Scale Models of Basement-Induced Extension: Comptes Rendus De L'academie Des Sciences De Paris, Serie Ii, V. 307.

VENDEVILLE, B. & JACKSON, M. (1991) Deposition, Extension, and the Shape of Downbuilding Salt Diapirs. *AAPG Bulletin (American Association of Petroleum Geologists);(United States)*, **75**.

VENDEVILLE, B., JACKSON, M. & WEIJERMARS, R. (1993). *Rates of Salt Flow in Passive Diapirs and Their Source Layers*. Rates of geological processes: Gulf Coast Section SEPM 14th Annual Research Conference.

VENDEVILLE, B. & NILSEN, K. (1995). *Episodic Growth of Salt Diapirs Driven by Horizontal Shortening*. Salt, sediment, and hydrocarbons: Gulf Coast Section-SEPM Foundation 16th Annual Research Conference.

VENDEVILLE, B.C. & JACKSON, M.P.A. (1992) The Rise of Diapirs During Thin-Skinned Extension. *Marine and Petroleum Geology*, **9,** 331-354.

VENDEVILLE, B.C. (2005) Salt Tectonics Driven by Sediment Progradation: Part I—Mechanics and Kinematics. *AAPG Bulletin*, **89,** 1071-1079.

VENUS, J.H. (2012) Tectono-Stratigraphic Evolution of Fluvial and Aeolian Systems in a Salt Mini-Basin Province During Changing Climatic Conditions : Permian Undifferentiated Cutler Group , South East Utah , USA.

VENUS, J.H., MOUNTNEY, N.P. & MCCAFFREY, W.D. (2014) Syn-Sedimentary Salt Diapirism as a Control on Fluvial-System Evolution: An Example from the Proximal Permian Cutler Group, Se Utah, USA. *Basin Research*.

VERGÉS, J., MUÑOZ, J. & MARTÍNEZ, A. (1992) *South Pyrenean Fold and Thrust Belt: The Role of Foreland Evaporitic Levels in Thrust Geometry*. Springer.

VOLOZH, Y., TALBOT, C. & ISMAIL-ZADEH, A. (2003) Salt Structures and Hydrocarbons in the Pricaspian Basin. *AAPG bulletin*, **87,** 313-334.

W

WARREN, J.K. (1986) Shallow-Water Evaporitic Environments and Their Source Rock Potential: Perspectives. *Journal of Sedimentary Research*, **56**.

WARREN, J.K. (1989) Evaporite Sedimentology: Importance in Hydrocarbon Accumulation. Englewood Clifs, Prentice Hall.

WARREN, J.K. (2006) *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer Science & Business Media.

WASCHBUSCH, P.J. & ROYDEN, L.H. (1992) Spatial and Temporal Evolution of Foredeep Basins: Lateral Strength Variations and Inelastic Yielding in Continental Lithosphere. *Basin Research*, **4,** 179-196.

WATTS, A. (1992) The Effective Elastic Thickness of the Lithosphere and the Evolution of Foreland Basins. *Basin Research*, **4,** 169-178.

WEIJERMARS, R., JACKSON, M. & VENDEVILLE, B. (1993) Rheological and Tectonic Modeling of Salt Provinces. *Tectonophysics*, **217,** 143-174.

WEISSMANN, G., HARTLEY, A., SCUDERI, L., NICHOLS, G., DAVIDSON, S., OWEN, A., ATCHLEY, S., BHATTACHARYA, J., CHAKRABORTY, T. & GHOSH, P. (2013a) Prograding Distributive Fluvial Systems: Geomorphic Models and Ancient Examples. *New Frontiers in Paleopedology and Terrestrial Paleoclimatology: SEPM, Special Publication*, **104,** 131-147.

WEISSMANN, G., HARTLEY, A., SCUDERI, L., NICHOLS, G., DAVIDSON, S., OWEN, A., ATCHLEY, S., BHATTACHARYYA, P., CHAKRABORTY, T. & GHOSH, P. (2013b) Prograding Distributive Fluvial Systems: Geomorphic Models and Ancient Examples. *New Frontiers in Paleopedology and Terrestrial Paleoclimatology: SEPM, Special Publication*, **104,** 131-147.

WEISSMANN, G.S., HARTLEY, A.J., NICHOLS, G.J., SCUDERI, L.A., OLSON, M., BUEHLER, H. & BANTEAH, R. (2010) Fluvial Form in Modern Continental Sedimentary Basins: Distributive Fluvial Systems. *Geology*, **38,** 39-42.

WEISSMANN, G.S., HARTLEY, A.J., AB, A., SCUDERI, L.A., NICHOLS, G.J., DAVIDSON, S.K., OWEN, A., ATCHLEY, S.C., BHATTACHARYYA, P., MICHEL, L. & TABOR, N.J. (2013c) Prograding Distributive Fluvial Systems — Geomorphic Models and Ancient Examples Baylor University , Department of Geology , One Bear Place # 97354 , Waco , Texas 76798 , USA. 131-147.

WHEELER, H.E. (1964) Baselevel, Lithosphere Surface, and Time-Stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **75,** 599-610.

WHITNEY, D.L. & DILEK, Y. (1998) Metamorphism During Alpine Crustal Thickening and Extension in Central Anatolia , Turkey : The Niğde Metamorphic Core Complex. **39,** 1385-1403.

WILLIAMS, E. (2000) Flexural Cantilever Models of Extensional Subsidence in the Munster Basin (Sw Ireland) and Old Red Sandstone Fluvial Dispersal Systems. *Geological Society, London, Special Publications*, **180,** 239-268.

WILSON, M. & VECSEI, A. (2005) The Apparent Paradox of Abundant Foramol Facies in Low Latitudes: Their Environmental Significance and Effect on Platform Development. *Earth-Science Reviews*, **69,** 133-168.

Y

YAGMURLU, F. & HELVACI, C. (1994) Sedimentological Characteristics and Facies of the Evaporite-Bearing Kirmir Formation (Neogene), Beypazari Basin, Central Anatolia, Turkey. *Sedimentology*, **41,** 847-860.

YALCIN, E.N. & BILICI, B. (2003) Organic Geochemical, Organic Petrographical and Organic Facies Characteristics of Miocene Units around Karayün (South-Easth Sivas) *Bulletin of Faculty of Engineering of Cumhuriyet University*, **20,** 25-37.

YALCINLAR, I. (1955) Sivas Bölgesi 1/100 000 Sivas 61/1, 61/2, 61/4 Paftalari Ait Jeolojik Rapor.

YALINIZ, K. & GÖNCÜOGLU, M.C. (1998) General Geological Characteristics and Distribution of the Central Anatolian Ophiolites. *Yerbilimleri*, **20,** 19-30.

YALINIZ, K.M., FLOYD, P.A. & GÖNCÜOĞLU, M.C. (2000a) Geochemistry of Volcanic Rocks from the Çiçekdağ, Ophiolite, Central Anatolia, Turkey, and Their Inferred Tectonic Setting within the Northern Branch of the Neotethyan Ocean. *Geological Society, London, Special Publications*, **173,** 203-218.

YALINIZ, M.K., GÖNCÜOĞLU, M.C. & OEZKAN-ALTINER, S.N. (2000b) Formation and Emplacement Ages of the Ssz-Type Neotethyan Ophiolites in Central Anatolia, Turkey: Palaeotectonic Implications. *Geological Journal*, **35,** 53-68.

YILMAZ, A. (1980) Tokat Ile Sivas Arasındaki Bölgede Ofiyolitlerin Kökeni, Iç Yapısı Ve Diger Birimlerle Iliskisi (the Origin, Internal Structure and Relations to the Other Lithologies of the Ophiolites in the Region between Tokat and Sivas), Ph. D. Thesis, Ankara University, Ankara.

YILMAZ, A. & YILMAZ, H. (2006) Characteristic Features and Structural Evolution of a Post Collisional Basin: The Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, **27,** 164-176.

Annexes

Annexe 1

I. Article soumis dans la revue AAPG Bulletin

Exposed minibasins and salt related structures: the central Sivas basin, Turkey

CHARLIE KERGARAVAT*†, CHARLOTTE RIBES*†, JEAN-PAUL CALLOT*
and JEAN-CLAUDE RINGENBACH†

*LFC-R, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 64012 Pau cedex, France (E-mail: charlotte.ribes@univ-pau.fr)
†TOTAL SA, CSTJF, avenue Larribau, 64018 Pau, France
‡Department of Earth Sciences, Université de Paris-Sud, 91405 Orsay cedex, France
§Department of Geological Engineering, Cumhuriyet University, 58140 Sivas, Turkey

Acknowledgements

We thank Total SA for their financial contribution and Transatlantic Petroleum Ltd for permission to use the seismic data. We would like to thank the Cümhuriyet University as well as Professors Haluk Temiz and Kaan Kavak for their help and support during the fieldwork. Special thanks are due to M. Jackson, M. Hudec, J. Letouzey, A. Poisson, B. Vrielynck and J.F. Salel for fruitful discussions in the field. Finally, we are grateful to P. Crumeyrolle, G. Hoareau, C. Bonnel, E.Legeay and A. Pichat for their contributions to understanding of the WABS domain.

A. Abstract

In the central Sivas basin, a cluster of 15 minibasins (MBs), filled with Oligocene to Mid Miocene deposits, are separated by evaporite walls and form a wall and basin structure that is spectacularly exposed over a large surface (45x25km). This polygonal assemblage of walls and MBs is studied, using aerial photos and detailed geological mapping, in order to discuss the various type of geometries and interactions between salt and sediment along the diapiric salt walls. Details geological mapping of Sivas MBs and salt-sediment contacts revealed a large variety of salt structures associated with large scale and small scale synsedimentary deformation usually unresolved with standard seismic data sets, comprising: symmetric and asymmetric MBs flanked with a range of internal structures near diapiric structures, supra-salt and encapsulated MBs, evaporite cored anticline, walls and welds. Internal structures form stacked tapered and tabular composite halokinetic sequences (CHS) associated with megaflap and small Hook halokinetic sequences (HS), allochthonous salt bodies, and stratal collapses. The base of MBs contain tapered CHS which can pass upward to tabular CHS or laterally on the opposite side of MB in time-equivalent strata within constant sediment-accumulation rate. The type of CHS appears primarily controlled by diapir rise rate and suggests the influence of the loading of adjacent MBs and the shortening-induced squeezing of diapir. Beneath salt sheet, strata beneath the flat contact appear undisturbed and strata terminate against the ramp contact record a small shear zone of few meters wide. Along the various observed salt tectonics features, a particular attention is given to the Karayün Megaflap, to the Çaygören salt sheet and the stratal collapse within deceptive salt wing in the central part of the Sivas basin.

B. Introduction

Minibasins (MBs) (e.g. Worrall and Snelson, 1989), which are defined as "synkinematic basin subsiding into relatively thick evaporitic layer (either allochthonous or autochthonous) are relatively smaller, up to few tens of kilometers in diameter than classical sedimentary basins" (e.g. Hudec et al., 2009b; Jackson and Talbot, 1991). The MBs have been described in a large variety of tectonics settings/basins types, comprising : (i) *Cratonic basins* such as the Pricaspian basin (e.g. Barde et al., 2002; Volozh et al., 2003); (ii) *Rifts basins* such as the Zechstein salt basin (e.g. Mohr et al., 2005; Stewart, 2007), the Flinders Ranges (e.g. Hearon et al., 2015a; Kernen et al., 2012); (iii) *Passives margins* such as the offshore of Brazil (e.g. Cobbold et al., 1995; Guerra and Underhill, 2012), the northern Gulf of Mexico (GoM**)** , (e.g. Diegel et al., 1995; Hudec et al., 2009a; Rowan and Weimer, 1998; Worrall and Snelson, 1989); the Yemeni Red Sea (e.g. Heaton et al., 1995); West Africa (e.g. Brun and Fort, 2004; Hudec and Jackson, 2004); and the High Atlas (e.g. Saura et al., 2014); and (iv) *Foreland basin* such as the Paradox Basin (e.g. Barbeau, 2003; Trudgill, 2011). At small scale, MBs margins record the interplay between salt flow and sedimentation, expressed by unconformity-bounded drape-folded strata. These structures are termed halokinetic sequences and formed in response to variations between sediment accumulation rate v. diapir-rise rate (Giles and Lawton, 2002; Giles and Rowan, 2012). At larger scale, MBs record the salt flow through migration of depocenters and internal unconformities (e.g. Hudec et al., 2009a; Rowan et al., 2003). Furthermore, MBs can record the formation of halokinetic folds and megaflap along steep diapir flanks, defined as packages of deep MB strata that extended originally far above the diapir body and have been folded with vertical relief up to 5 km and sometimes overturned during diapir growth (e.g. Giles and Rowan, 2012; Graham et al., 2012; Rowan et al., 2015). Allochthonous salt levels can develop and form sheet-like salt bodies, which the base has variations in steepness as ramp and flats, emplaced upon younger strata above the original autochthonous source layer and primary salt related structures (Hudec and Jackson, 2006; McGuinness and Hossack, 1993).

A better understanding of MBs and especially salt related geometries along steep diapir flank and beneath salt layer has become more and more important since the last two decades due to the increased exploration effort in salt bearing basins such as the GoM, offshore Brazil and Western Africa (e.g. Mohriak et al., 2012; Sullivan et al., 2004). In these settings, salt structures and associated sedimentation exert a major control on traps configuration, reservoir distribution and seals, especially along diapirs/MBs contacts (e.g. Giles and Rowan, 2012; Hearon et al., 2015a). Because of the limited seismic resolution along steep diapir flank and within sub-salt strata, as well as through one-dimensional well sampling, there is currently a need for outcrop-based studies providing detailed observations, in order to refine and test salt-related geometries and salt tectonic models imaged with seismic data.

Few, high-quality field analogues of salt structures have been or are currently study. They include: (i) the Proterozoic Flinders Ranges in south Australia composed by an amalgamation of salt walls and former diapirs, welds, salt sheets, and MBs in a shallow-water settings (e.g. Dyson, 2005; Hearon et al., 2015a; Hearon et al., 2015b; Kernen et al., 2012); (ii) the La Popa basin in Mexico which exposes diapirs, welds, and MBs associated with halokinetic sequences in shallow-water to nonmarine settings (e.g. Giles and Lawton, 2002 ; Rowan et al., 2003); (iii) the Great Kavir in Iran, which exposed diapirs and a salt canopy (e.g. Jackson et al., 1990); (iv) the Central High Atlas in Morocco, which shows MBs in a marine setting (e.g. Saura et al., 2014); (v) the Sverdrup basin in Axel Heiberg Island (Arctic Canada) which is an exceptionally well exposed egg-shape, secondary MBs province,

emplaced above allochthonous salt canopy (e.g. Harrison and Jackson, 2014); (vi) the paradox basin in Utah and Colorado, which is a foreland basin with salt diapirs associated to linear salt walls and MBs (e.g. Hudec, 1995; Lawton and Buck, 2006; Trudgill, 2011); (vii) the Fars province of the Zagros Mountains, which exposes squeezed diapirs and salt glaciers (e.g. Callot et al., 2007; Sherkati et al., 2005 ; Talbot and Pohjola, 2009). Among them, only the Flinders Range and the Sverdrup basin exhibit well exposed MBs with polygonal shape in an approximately cross-section view due to shortening and associated tilting.

The Sivas Basin in central Anatolia has recently joined these well exposed MB analogs: it has been revisited since 2013 for its exceptional (both in quality and number) exposures of salt features and geometries (e.g. Callot et al., 2014; Ribes et al., 2015; Ribes et al., In press; Ringenbach et al., 2013). The Sivas foreland basin, developed in a convergent setting, records the development of evaporitic conditions in the early stages, allowing the development of salt tectonic structures during the Oligocene and the Miocene. The central part of the Sivas basin exhibits a wall and basin structure (WABS) comprising a 2D high-quality exposure of at least 15 MBs, due to their tilting.

This study presents new data of salt features and geometries from the central part of the Sivas basin. Based on extensive field work, we describe a large variety of salt related structures within contrasting sedimentary environments (fluvial, continental sabkha, lacustrine and shallow marine), from large scale geometries of diapir and MBs to local geometries of flanking strata, such as, unitary halokinetic sequences (HS), stacked composite halokinetic sequences (CHS) and megaflap, salt wall and welds, salt cored anticline, symmetric and asymmetric MBs, supra-salt and encapsulated MBs and allochthonous salt. Most of them appear comparable to sub-surface equivalent objects imaged in salt bearing productive basins.

The results of this study will serve as important analogs to increase understanding and better evaluate and predict the strata geometries and scales of traps that wells are susceptible to traverse along steep diapir and weld flank and beneath salt sheet.

C. Geological Setting

C.1. Regional tectonic history

The 200km long and 50 km large Sivas basin is a strongly deformed Cenozoic basin located in eastern Anatolia, in the corner between the North Anatolian and East Anatolian active strike-slip faults (Fig. 1). The prebasinal basement history involves the accretion of the Kırşehir metamorphic massif and Anatolide-Taurides continental blocks against the Pontides magmatic arc which developed on the southern rim of Eurasian plate during the Neotethys closure (e.g. Robertson et al., 2012).

a. From Neotethys closure to salt deposition:

The closure of the Neotethys and related marginal basins is characterized by three suture zone; from north to south: the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone (IAESZ), the Inner-Tauride suture zone (ITSZ) and the Bitlis-Zagros suture zone (BZSZ), (Fig. 1). The IAESZ, defining the north margin of the Sivas basin, is the trace of the Late Cretaceous subduction of the northern Neotethys, which to the east of the basin, is marks by the obduction of a nappe composed of peridotites thrust southward onto the Taurus over a distance of 100 km (Hässig et al., 2013; Okay et al., 2006 ; Rolland et al., 2010

). The ITSZ, defining the south margin of the Sivas basin, is commonly considered as a record of a small Mesozoic oceanic basin, the Inner Tauride Ocean (Görür et al., 1998 ; Robertson et al., 2013). The BZSZ is the trace of the southern branch of the Neotethys closed by the Arabian collision which age is proposed to be Late Eocene-Oligocene (e.g. Rolland et al., 2012). The Sivas basin is floored by the Kirşehır massif metamorphic basement in the west and by the ophiolitic nappe in the east (e.g. Karaoğlan et al., 2013; Poisson et al., 1996)

After the obduction during the Maastrichtian to Paleocene, carbonate platform emplaced above the ophiolitic basement on the southern margin of the Sivas Basin, namely the Tecer Fm (Cater et al., 1991; Kurtman, 1973). Then the Eocene Sivas basin evolved as an east-west foreland basin in the peripheral setting of the Tethyan subduction (Cater et al., 1991 ; Görür et al., 1998; Guezou et al., 1996 ; Kurtman, 1973 ; Poisson et al., 1996). The Paleocene Tecer platforms is overlaid by very coarse conglomerates with clasts of ophiolite and Tecer platforms, and rare marble and radiolarite defining the Bahçecik Fm which is thought to record the onset of compression on the southern margin of the Sivas Basin (Cater et al., 1991; Kurtman, 1973 ; Poisson et al., 1996). Volcanoclastic turbidites with local olistostromes forming the Bözbel Fm overlain the Bahçecik Fm during Eocene (Artan and Sestini, 1971; Cater et al., 1991; Kurtman, 1973; Özçelik and Altunsoy, 1996). The upper part of the Eocene flysch succession comprises a calcareous mudstone succession, passing rapidly upward into a coarser and thicker shallow-marine facies (Cater et al., 1991; Kurtman, 1973). The end of the Eocene is characterized by calcareous claystone-bituminous shale alternations deposits passing up into evaporites forming the mother evaporite level, namely the Tuzhysar Fm, dated as Late Eocene to Early Oligocene (Gündogan et al., 2005; Kurtman, 1973; Özçelik and Altunsoy, 1996; Poisson et al., 2010) Fig. 3). Similar major evaporitic events are also recorded in other Anatolian Cenozoic salt basins, such as the Tuz Gölü or Çankiri basins, west of the Sivas Basin during roughly the same period (Görür et al., 1998 ; Kaymakçı et al., 2010).

C.2. Stratigraphy of Sivas Salt basin

The mother Tuzhysar evaporite level accumulated in an environment evolving progressively from shallow marine to sebkha and is composed mainly of secondary gypsum and minor anhydrite (Gündogan et al., 2005).

a. First continental series: Selimiye

In the south and southeast of the basin, the extensive outcrops of the Selimiye Fm are red-purple dominantly fine-grain sandstones and shales dated Oligocene which attains thicknesses of 2000 m (Figs. 3 and 4) (Kurtman, 1973 ; Poisson et al., 1996). In the Cellalı-1 well (Figs.2 and 3), the Selimiye is a strongly folded sequence of 2100m of shale, with interbedded sandstone (Onal et al., 2008). In the MBs core area (Fig. 2, location 3), the Selimiye Fm. is likely limited to a thin fine-grain level at the base of Karayün Fm separated by an evaporitic level of massif gypsum.

b. Second continental series: Karayün Fm

This formation is characterized from base to top by three depositional environments associated to a distributive fluvial system: (i) Playa-lake and distal terminal splay named the lower member; (ii) Fluvial braided deposits named the middle member; (iii) Saline lacustrine deposits named the upper member (Ribes et al., 2015). Because of their high degree of tilting, up to vertical,

some MBs expose more complete stratigraphic successions with up to 4 km of sediments (2400 m for the Karayün Fm alone (Ribes et al., 2015).

c. Shallow-water Karacaören Fm

After this continental episode, a transgression invaded the basin during the Early Miocene from the east, leading to the deposition of the Karacaören Fm (Cater et al., 1991 ; Poisson et al., 1996; Sirel et al., 2013). The Karacaören marine sequence is composed of shallow marine limestones, fine clastics and marls, that are interbedded locally with algal limestone and benthic foraminifera, dated Aquitanian-Burdigalian (Poisson et al., 2010 ; Sirel et al., 2013). The shallow marine Karacaören Fm covers the Selemiye Fm., the Karayün Fm. and locally the evaporites outcropping in the northern part of the basin and originally described as the Hafik Fm (Figs. 2 and 3, location 2) (Kurtman, 1973).

d. Continental Benlikaya Fm

The end of the Karacaören Fm is marked by a return to fluvio-lacustrine environment which transitionally overlies the Karacaören Fm. and evaporites (Poisson et al., 1996) Fig. 3). The Benlikaya Fm. is made up of red sandstones and conglomerates grading upward to more and more floodplain mudstone and subordinated intercalation of evaporites and carbonates (Fig.3).

D. Observation of strata and structural geometries (from large to small scale)

In the next sections, we summarize our observations in the core of the Sivas basin exposing MBs (see Fig. 2, location 3). Due to tilt of many MBs allowed by orogenic NS shortening (e.g. Kurtman, 1973), the map of surface exposures represents an oblique cross-section. We describe our observation from large scale geometries of diapirs and MBs, to local geometries of flanking strata. We refer to composite Hook and Wedge halokinetic sequences (CHS), which are characterize by vertical stack of unconformity-bounded sequences of drape-folded, upturned strata along diapirs, which form in response to variations between sediment accumulation rate v. diapir-rise rate (Giles and Lawton, 2002; Giles and Rowan, 2012). Tabular CHS, formed by stacked Hook halokinetic sequences are characterized by drap-folding within 200m of the diapir, and are bounded unconformities which may have up to 90° angular discordance. Tapered CHS comprise stacked wedge halokinetic sequences, in which the drap-folding occurs within a distance of up to 1km of the diapir, and internal discordances have low-angle truncation, with up to 30°. We refer to megaflap, which are “packages of deep minibasin strata that extend far up the sides of diapirs. They are near-vertical but may also be completely overturned in their upper reaches, at the transition between feeder diapirs and salt sheets. They occur adjacent to both primary and secondary diapirs and are distinguished from steep diapir-flanking strata of composite halokinetic sequences by their scale, with vertical relief up to 5 km or more” (Giles and Rowan, 2012; Graham et al., 2012; Rowan et al., 2015).

D.1. Regional distribution

a. Large scale evaporite distribution

At the scale of the whole Sivas Basin, the distribution of the evaporite outcrops in map view (Figure 2) allows distinguishing three contrasted provinces (location 1,2 and3):

1) Western and Eastern domain characterized by a NE-SW alignment of evaporite parallel to the main structural trends, related to the fold-and-thrust belt structural grain (Poisson et al., 1996; Temiz, 1996).
2) Northern domain presents outcrops of both allochthonous (tectonically remobilized) and autochtonous (sedimentary remobilized) widespread evaporites, overlapped by the Karacaören Fm and covering the older Fm.;
3) Central domain marked by a polygonal network of allochthonous evaporites walls and welds surrounding MB, showing a Wall And Basin Structure (WABS) (e.g. Harrison and Jackson, 2014).

D.2. The WABS domain pattern

a. Distribution of sedimentary levels: a ring like pattern

The oldest formation stratigraphically above the Tuzhisar evaporite is the Selimiye Fm. It is principally exposed to the south of the WABS domain, forming a large monocline dipping 40° to the west across a 15km in length (Fig. 4). The base of the Selimiye formation in the SE of the Figure 4A consists of a sheared evaporitic level with scarce ultramafic blocks above the folded Bözbel Fm. The upper part of the large Selimiye monocline is limited by a major unconformity and capped by the Karacaören and the Benlikaya formations to the south of the Ağilkaya MB (Fig.4). To the east of the core area, the Selimiye Fm. is exposed in the core of the Celallı anticline that has been drilled (Onal et al., 2008), and as a small patch associated to evaporite to the NE of the Gölcük MB (Fig. 4). In the core of the WABS domain, the Selimiye Fm. is likely limited to a thin, fine-grained level which probably correspond to the upper part of the formation stratigraphically located between massive evaporite walls and the base of the Karayün Fm. such as at in the Emirhan and Karayün MBs (Ribes et al., In press).

Schematically, in the mapped core area (Fig. 4), the sedimentary formation distribution draws a ring-like pattern from the older Karayün Fm. in the center to the younger Benlikaya Fm., in the periphery. The evaporite is observed in Figure 4 at the base of MBs of different ages: (i) At the base of lower and upper member of the Karayün Fm., where the contact is mainly concordant with the bottom of MBs such as Emirhan and Inceyol MB; (ii) At the base of the Karacaören Fm, where the contact is concordant such as the Tuzhisar MB; (iii) At the lower section of the Benlikaya Fm such as the Küpecik MB.

(i) The main MBs, Arpayazı, Bingöl, Emirhan, Eğribucak, Eskiboğazkezen, Gölcük, Ilkindi, Inceyol, Karayün, Şahbey, Yavu, Yeniköy, are composed of the Karayün Fm. (Fig. 4) These MBs expose the most complete stratigraphy and salt structures because of their various degree of tilting, such as Emirhan, which is tilted to vertical (Fig. 4). These MBs have an oval shape with either symmetric or asymmetric geometry.

(ii) The marine Karacaören Fm. is observed on Figure 4 both above evaporites and above the Karayün and the Selimiye formations. This formation is present directly above the evaporite

level with concordant contact, such as in the elongated Ağilkaya, Tuzhisar and Çaygören MBs (Fig. 4). These marine MBs are principally located at the southern and northern ends of the central tilted MBs composed of Karayün Fm. and lie parallel to the NE-SW striking gypsum walls, along the axis of the Sivas basin. The Arpayazı, Emirhan Karayün and Yavu MBs expose a major unconformity marked mainly by angular contacts (up to 90°), separating the Karacaören Fm. from the Karayün Fm. (Fig. 4). By contrast, in the Bingöl and Eğribucak MBs (Fig. 4), the transition from Karayün to the Karacaören formation. is progressive. In the core of Celallı anticline (East of Fig. 4), the contact between the Selimiye and the Karacaören formations is characterized by high angular unconformity, up to 90°.

(iii) The younger continental Benlikaya Fm. is observed both along the periphery of the MBs core area, overlying the Karacaören Fm., such as in the Çaygören MB and at the upper part of the Celallı anticline succession (East of Fig. 4), and directly above evaporite level, in the Küpecik MB (north of Fig. 4).

Two major unconformities are observed in the WABS. The first one between the Selimiye and younger formations, high angular unconformities, up to 90°, between the Karacaören and the folded beds of the Selimiye formation, in the Celallı anticline (e.g. Cater et al., 1991). The second major unconformity between the Karayün and the Karacaören formations, high angular unconformities are characterized within the Emirhan and Karayün MB along MB edges.

b. Geometry of the central Sivas basin:

Map view WABS geometry

The study area in the WABS domain covers an area of 40 x 25 km (Fig. 4). The formations exposed are the so-called Tuzhisar evaporite (both autochthonous and allochthonous) and the post Eocene salt sediments namely the Selimiye, Karayün, Karacaören and Benlikaya formations (Fig. 4 and 3). The core area is characterized by important quantities of gypsum forming more than 30% of the surface outcrop (Fig. 4). The evaporitic level is characterized by large topographic structures, up to 100 meters high, some of them showing evidences of gravitational remobilization, a pattern suggesting that they are still actively building. Evaporite outcrops form a polygonal network of diapirs, walls and welds that surround MBs, showing circular to elliptical geometries of 10 to 25 km2 at surface (e.g. Emirhan or Ilkindi MB, Fig. 4). Within this level, most of the outcrops present massive gypsum and anhydrite blocks interbedded with highly sheared red-bed clastics and shales. Scattered ultra-mafic and Eocene limestone blocks are observed within the evaporites (e.g. to the west of the Ağilkaya MB, or to the NE and south, east of the Gölcük MB, Fig. 4).

Cross WABS traverse

A NS tentative cross-section passing through the WABS domain has been built (Fig. 5). This section illustrate mainly the geometry of MBs, which are well constrained at surface but poorly constrained at depth due to presence of allochthonous and autochthonous salt levels, and complex structure along MBs vertical contacts. Thus, several geometries, thickness and basement configurations are possible.

MBs are limited by salt diapirs and welds. Sedimentary distribution appears centrifuge in age, from the Karayün Fm. in the central part of the MBs area, to the younger Benlikaya Fm.as a peripheral ring. Some MBs, located to the north of the Ilkindi MBs, are tilted up to vertical toward the north such as Emirhan and Eğribuçak, MBs.

The continental Karayün Fm and the marine Karacaören Fm are characterized by large wedge halokinetic sequences, which thin generally toward the south in case of the Karacaören strata, such as in the Tuzhisar MB, and the tightening of synclinal MBs above the canopy, such as in the Ağılkaya MB (Fig. 8c). The lower Karayün strata present more thickness variation within and between MBs compare to the middle and upper Karayün strata. Although some diapirs are still preserved, many others with outcropping salt walls have been squeezed, forming vertical welds or thrust diapirs, sometimes evolving to thrusted welds where MBs are juxtaposed at present. Teepee-like geometries are observed when strata dip away from the welds in opposite directions (e.g. Rowan and Vendeville, 2006). Remnants of allochthonous salt are also observed, such as in the Çaygören MB.

D.3. Large scales thickness patterns

a. MBs internal geometries

Symmetric and asymmetric MBs

In the core of the WABS domain (Figure 4), MBs composed by the Karayün Fm. present either a symmetric internal structuration, such as Karayün MB, or an asymmetric internal geometry such as Emirhan, Eğribucak and Yavu MB.

The overall Emirhan MB exposes an asymmetric geometry, both for the Karayün and in the Karacaören Fm. deposits distribution, (Fig. 6A). Within the Karayün Fm, the sedimentary layers form a wedge thickening toward the west where the bedding appears to be perpendicular to the evaporite wall and weld and for the lower member, thining toward the eastern border, where the member is incorporated in a folded and truncated halokinetic fold. On the contrary, the overall pattern of deposition of the Karacaören Fm presents contrasted wedges, thickening toward the east and thinning toward the west, overlying with onlaps the regional unconformity as well as the evaporite weld separating the Pinarca MB to the west from the Emirhan MB to the east (Fig. 6A).

By contrast, the Karayün MB, which is less tilted (in the range of 30° in the center and vertical on the edge), presents a symmetrical organization of the Karayun sequences below the Karacaören Fm. (Fig. 6B). On both side, the lower Karayün Fm. presents characteristic kilometric scale wedges, i.e. basin scale and similar to what is observed in Emirhan, separated by internal unconformities, whereas the middle and upper Karayün Fm. are structured as large drape-folds geometries, mostly isopachous, and later on cut by the regional unconformity at the base of the Karacaören Fm.

Encased MB*s*

Four small-scale MBs, namely the Pınarca, Köy, Inceyol and Ulukapı, west of the Emirhan MB, present circular to elliptical shapes, defining synclines (Fig 6A, see Fig. 4 for location). These MBs are filled by saline lacustrine facies of the upper Karayün Fm attributed to the late Oligocene (Poisson et al., 2012). These MBs are surrounded by walls or welds, and two of them, the Pınarca and Köy MBs,

are localized above the edges of the western part of the Emirhan MB, limited by a evaporite weld (Fig. 6A).

The Inceyol MB situated to the west of the Emirhan MB is one of the most impressive examples of these MBs (Fig. 7A, location Fig. 6A). The Inceyol MB is composed of a single syncline in the north, which passes into two individualized tight synclines to the south. The two synclines are separated by an exposed gypsum wall, interpreted at depth as a weld or a thin wall marked by steep to overturned flanking strata on both side (Fig 7A, B and C). Along the western flank of the eastern syncline, beds display apparent onlaps along the salt wall with overturned strata dipping 55°W passing to vertical dip in the core of the syncline over a distance of 50 m (Fig 7A et B). Strata in the two synclines are cut by numerous normal faults and in the core of the eastern syncline, local reverse faults are observed. These isolated tight synclines, defined as an encased MB *sensu* Pilcher (2011) or encapsulated MB *sensu* Rowan (2011).

b. Internal structures

Tapered/Tabular CHS *at the MB scale*

In the east Emirhan MB, salt structures are exposed in a continuous panorama and in map view along a NS striking evaporite wall limiting the Emirhan MB to the west from the Arpayazı MB to the east (Fig. 8A1 and A2). From MB base to top, the thin Selimiye Fm. layers and lower Karayün Fm. form either a low-angle onlap onto, or are parallel, to the evaporite wall (Fig. 8A1). The Selimiye Fm is preserved as small 'pods' of red-purple fine-grained sandstone onlapping the gypsum with a 5-10° angle (Fig. 8A1). The lower Karayün Fm. expose 3 wedge-likes halokinetic sequences which are bounded by internal unconformities with up to 20° of angular discordance (see top-lap on Fig. 8A). The sequences thin regularly over a distance of 2km, from thickness of up to 1km in the depocenter to 50 m or less against the eastern evaporite wall, forming a Tapered CHS (Fig. 8A1). Syn-depositional normal faults dipping both towards the center of the MB and the eastern wall cut this Tapered CHS (Fig. 8A1). Few metric scale folds inclined toward the MB center are also observed. Along the eastern salt wall, the limb of the lower Karayün Fm. overlays a folded bloc of the middle Karayün Fm. limited by a evaporite weld (Fig. 8A). The bottom half of the middle Karayün Fm is isopachous (400 m) sequence, which is folded over a distance of 1 km from eastern evaporite wall with bed rotation of up to 90 (Fig. 8A1 and A2). This sequence is bounded toward the eastern evaporite wall by an unconformity with up to 90° of angular discordance, designing a Hook halokinetic sequences (Fig. 8A1 and A2). This sequence is geometrically similar to a Hook halokinetic sequence defined by (Giles and Rowan, 2012) but it size is larger. Thus, we proposed to define this halokinetic fold as forming a Mega Hook halokinetic sequence, characterized by a sub-isopachous sequence that is folded over a distance of 300m or more from the salt diapir with bed rotation of up to 90° and bounded by an unconformity with up to 90° of angular discordance which become conformable within up to 1 kilometer of the diapir. The upper half gently thins eastwards from a 700 m thickness in the West to 600m in the east. The middle and the upper member of the Karayün Fm. are troncated by the base Karacaören unconformity with an angle increasing from 5° in the west to 90° against the eastern wall. (The angle of angular discordance increases rapidly with up to 90° in the last 300 m defining the Hook halokinetic sequence in the bottom half of the middle member (Fig. 8B)). Above the unconformity, the base of the Karacaören Fm. fills a trough near the eastern wall with onlaps covering the discordance limit (Fig. 8B).

In the west part of the Karayün MB, evaporite-related structures, exposed in map view (Fig. 8B1), involve the whole Karayün Fm and the lower Karacaören Fm, along the Karayün evaporite wall which passes to the Karayün salt weld toward the north, limiting the Karayün MB to the east and the Ilkindi and Arpayazı MBs to the west. The lower Karayün member overlies a thin Selimiye Fm. layer that ends with a 10 m thick evaporite layer (Fig. 8B1). The lower Karayün member begins with sub-isopachous 180m thick layer, parallel to the MB base. Toward the northwest, the entire serie is cut almost perpendicularly by the evaporite wall limiting the Arpayazı MB to the west (Figs. 8B1 and 8B2). The top of the sub-isopachous is defined by an unconformity with up to 10° of angular discordance. The rest of the lower member forms a tapered CHS composed by wedge halokinetic sequences that thin over a distance of 750 m from the Karayün salt wall and bound by unconformity with low angle of discordance (highlighted by thick dashed line and toplaps in Fig. 8B1). The base of the middle member of the Karayün Fm. is sub-isopachous while the two upper thirds define two large halokinetic wedges separated by unconformities (highlighted by thick dashed line and toplaps) forming a second tapered CHS (Fig. 8B1). In the vicinity of the contact with the Arpayazı MB, numerous normal faults affect the lower and middle members dipping both towards the center of the MB and the western Karayün wall and weld (Fig. 8B2). Above the tapered CHS of the middle Karayün Fm., the upper member of the Karayün Fm is sub isopachous with a drape-folded geometry over a distance of 300m from the Karayün evaporite weld with beds rotation up to 110° and bounded by an unconformity with up to 90° of angular discordance that become conformable within up to 1 kilometer of the evaporite weld (Fig. 8B1 and 8B3). Similarly to the Eastern part of the Emirhan MB, this sequence defines a Mega Hook halokinetic sequence. Above the unconformity and the Mega Hook halokinetic sequence, the base of the Karacaören Fm. forms a tapered CHS composed by wedges halokinetic sequences which thin over a distance of 400m from the Karayün salt weld and bound by unconformities with up to 15° of angular discordance.
Tapered CHS are also observed into the lower Karayün Fm. at the eastern edge of Eskibogazkezen MB and into the lower and middle Karayün Fm. at northeast edge of the Arpayazı MB (Fig. 4).

Megaflap

The east Karayün MB structure exposes similar composite halokinetic sequences compared to those observed in the west Karayün MB (Fig 6B). The main difference lies in that the deep strata of the lower and middle members of the Karayün Fm. extend far along the western evaporite diapir between Karayün and Akpinar MB (up to 5 kilometer), with strata that are vertical to slightly overturn compare to the Karayün MB center, defining a megaflap (Fig 9A). The limb of the Karayün megaflap is a complex structure characterized by a refolded tip of the megaflap limb, which is truncated and overlay by the Karacaören Fm. to the west and by a complexly interbedded gypsum and shale level to the east (Fig 9B). The eastern tip of the Karayün section is a tilted, faulted and recumbent fold with a present-day right-lateral strike slip fault (Fig 9B).
Against and above this structure, the lower Karacaören is tightly squeezed against the Karayün megaflap (Fig 9B). In between the Karayün megaflap and the base of the Akpinar MB, the extension of the remnant evaporite mass is featured by an interbedded and complex mixed gypsum and shale beds. The base Karacaören consist of a marine conglomerate preserved as an eroded tapered CHS to the SE above the evaporite diapir and as a rafted syncline with vertical axis in the north above the mixed gypsum and shale complex (Fig 9B). Above the bottom tapered CHS, the marine shale and

sandstones still record succession of wedge halokinetic sequences which onlaps progressively the mixed gypsum and shale and the raft syncline over a 400m thickness. This peculiar structure of megaflap, tapered CHS and onlaped rafted syncline, probably formed during the upper Karayün deposition, is later on sealed by the upper Karacaören Fm.

D.4. Salt structures

An east-west linear set of evaporite structures separate the Ilkindi minibasin to the south from the Karayün, Arpayazı, and Emirhan minibasins to the north (Fig 4). From east to west, it comprises a first evaporite wall, defined as the Karayün evaporite wall, a north-vergent thrust fault, a second evaporite wall, a vertical weld, defined as the Emirhan evaporite weld and a third evaporite wall over 8km of length (Fig. 4).

a. Evaporite walls

To the east of the linear set of evaporite structure, the Karayün evaporite wall is a 1km2, curved-shape body of gypsum breccia that is split into the Karayün evaporite weld, consisting of intervals of complete and incomplete welding with remnant gypsum and blocs of cap rocks, on its northern end, and into a thrusted buried evaporite anticline on its western end (Figs. 8B and 10A). This set of wall and welds form a triangular junction between the Ilkindi MB to the south, Arpayazı MB to the northwest and Karayün MB to the east (Figs. 8B and 10A). The core of the Karayün evaporite wall is composed of an amalgamation of massive blocks of gypsum, anhydrite and sometimes exotic ultramafic bodies in a highly sheared zone of 200m width (Fig. 10A). The exotic blocks correspond to basement blocks that can evidence vertical evaporite rise allowing for the transport of deeper rocks initially interbedded with the evaporite before the evaporite flowed, similar to what is observed in the Hormuz Island in Iran, as well as in the El Papalote diapir in La Popa basin (Lawton et al., 2001; Talbot et al., 2009). Toward the edges (on both sides), the Karayün evaporite wall passes into playa-lake deposits, mostly silts, with intercalation of evaporitic layers (40-100m thick) attributed to a thin sequence of the Selimiye Fm (Figs. 8B and 10A). At the contact with MBs, a ten meters thick massive evaporitic level displays evidence of shear deformation and is connected laterally to the core of the Karayün evaporite wall (Figs. 10A and B). The Karayün evaporite wall is flank by the Karayün lower member strata that are conformably dipping at 90° up to overturned, highlighting the vertical evaporite wall (Fig. 9B). The southeastern side of the Karayün evaporite wall is a large wedge of gradually up-turned strata of the lower and middle Karayün formations (Figs. 10 A and B). The northwestern side presents overturned strata of the lower and middle Karayün formations with beds dipping 70°S to 80°S, affected by several internal unconformities, as defined in the previous sections as Tapered CHS (Fig. 10B).

b. Thrusted evaporite-cored anticline

In map view Figure 8B, the NW end of the Karayün evaporite wall disappears, buried below an small anticline characterized by an E-W striking axis and a northern flank cut by a north-vergent thrust fault, located between the Arpayazı MB to the north and the Ilkindi MB to the south. The western side of the EW anticline and the north-vergent thrust fault terminate against the evaporite wall (Fig. 11 A). To the southern side of the north-vergent thrust fault, the E-W anticline exposes a

gentle north flank dipping 20°, and a south flank dipping 50° (Fig. 11 A). To the northern side of north-vergent thrust fault, beds of the Arpayazı MB displays a set of asymmetrical folds with axial planes dipping toward the south (Fig. 8B). The large-scale structure is that a thrusted evaporite-cored anticline, the northern flank of which is cut by a north-vergent thrust fault, emplacing the anticline core on top of the Arpayazı beds (Fig. 11B). The deposits between Ilkindi and the Arpayazı MBs were probably continuous during the lower and middle Karayün formations, before the thrusting and shortening affected the edge of MBs.

c. Evaporite welds

To the west of the linear set of evaporite structures, between the Emirhan and Ilkindi MBs (Fig. 6A1), the evaporite wall narrows passing progressively to the Emirhan evaporite weld, passing from 250 m to less than a few meters in width over a distance of less than 200m (Fig. 12A and 12B). The Emirhan evaporite weld is an elongated body of local remnant gypsum up to 15m wide running over more than 250m at surface, limiting the horizontal Ilkindi MB to the south and the tilted Emirhan MB to the north, and widen toward the west to a evaporite wall (Fig. 12 A). The southern side of the Emirhan evaporite weld is a succession of wedge halokinetic sequences bounded by low-angle unconformities, defining a tapered CHS, with gradually upturn and thinning strata of the lower and base of the middle Karayün Fm. toward the Emirhan evaporite weld (Fig. 12C). The oldest exposed beds onlap the evaporite wall (welded to the west) with near 90°dips passing to 30° to the south in the middle Karayün Fm., over a short distance of about 200m. The northern side of the Emirhan salt weld is overturned strata of the lower Karayün Fm. with beds dipping 70°S along the evaporite weld, until vertical over a distance of 200m from the salt weld, showing thickness variations (Fig. 12B). The large-scale structure is that a squeezed vertical diapir with two flanks of the MBs juxtaposed where is Emirhan weld and strata dipping away from the Emirhan weld Figure 12E, forming a teepee structure (sensu (Rowan and Vendeville, 2006)).

The Emirhan weld itself consists mainly of both complete and incomplete welds with remnant gypsum that represent cusps at the halokinetic sequence boundaries, which are restricted to the lower Karayün Fm within the Ilkindi margin MB (Fig. 12C). This cusp contains highly sheared gypsum with a conglomerate presenting mainly brecciated limestone which is thought to be related to a ‘cap rock’ formed by diagenetic alteration of the evaporite wall in crestal position (e.g. Giles et al., 2012; Kyle and Posey, 1991) (Fig. 12D). The base of some wedge HS of lower Karayün Fm presents clasts of depositional limestone caprock**.** Such cap-rock blocks are observed into many evaporite walls and welds, mainly at the evaporite-sediment contact (e.g. the Karayün salt weld Figure 8B).

d. Allochthonous evaporite sheet

The Çaygören evaporite wall and welds separate the Çaygören MB to the north, the south edge of which is steeply dipping, from the Eğribuçak MB to the south (Fig. 13A). A section of a evaporite sheet has been mapped in the Çaygören MB located to the north of the Emirhan MB (Fig. 13A, see Fig. 4 for location) which is filled by the Karacaören and Benlikaya Fm. In the center of the map (Fig. 13A), the vertical Çaygören evaporite wall, within the Karacaören Fm., is about 1.5 km long and reaches a thickness of 200m. It pinches out toward both east and west, passing into a cartographic weld. Within the Çaygören MB, the evaporite body corresponds to a section of an evaporite sheet about 600m in width, and reaches a thickness of 100m (Fig. 13A). This evaporite sheet section grades

conformably into Benlikaya strata to the east (Fig. 13A and B) and unconformably to the west (Fig. 13A).

To the southeastern side of the Çaygören evaporite wall, the Karacaören strata dip moderately, forming a gentle syncline, with a fold hinge line trending about 045, cut by a set of right-lateral strike slip faults (Fig. 13A). To the northern side of the Çaygören salt wall, the Karacaören and Benlikaya strata dip, steeply, sometimes overturned, with conformable evaporite wall flank strata (Fig. 13A and B). Dips evolve progressively from 70° south-overturned along the flank of the evaporite wall, to 35° toward the north (Fig. 13A and B). A left-lateral strike slip fault, perpendicular to the bed, connects the Çaygören evaporite wall to the evaporite sheet section, cutting the entire Karacaören and bottom part of the Benlikaya formations (Fig. 13A and B). To the south of the salt sheet base (Fig. 13A, location 1), the Benlikaya fluvial strata, dipping 80°N, are truncated by a steep evaporite-sediment interface, defining an evaporite ramp. Toward the northeast of the evaporite ramp (Fig. 13A , B and C, location 2), the Benlikaya fluvial strata, dipping 80°N and flanking the evaporite sheet section, are concordant with the evaporite-sediment contact, defining a flat contact, with only rare evidence of normal faults within the Benlikaya strata and no evidence of shear at the salt-sediment contact (Fig. 13D). Northeastward of the flat contact (Fig. 13A, B and C, location 3), Benlikaya strata, dipping 35°N and flanking the evaporite sheet section, are truncated with an angular discordance of 30° by a evaporite-sediment interface, defining again a basal ramp (Fig. 13E). This evaporite-sediment ramp contact is characterized by a shear zone, up to a meter in thickness, composed of sandstone, gypsum lenses and sandstone boudins displaying clockwise rotation, related to a dextral motion (Fig. 13E). The Benlikaya strata in the few meters beneath the shear zone contain numerous fractures, locally refracted in nodules of diagenetic anhydrite (Fig. 13F). The front of the evaporite sheet section (Fig. 13A, B and C, location 4) is marked by drape-folds of Benlikaya continental sebkha strata with rotation of up to 70° and no evidence of thrust faults. To the north of the evaporite sheet section (Fig. 13A, location 5), the Benlikaya continental sebkha strata overlying and flanking the evaporite sheet section contain locally normal faults with cm-scale extensional displacements. Within the evaporite sheet, recumbent folds extending tens of meters with a north vergence, associated with shear zones, evidence the high internal deformation, probably due to the northward spreading of the evaporite (Fig. 13B and C). The recumbent folds inside the salt sheet are very similar to the tank-track folds observed within the Hormuz salt glaciers in Iran such as in the Kuh-e-Namak salt glacier (e.g. Talbot and Pohjola, 2009) or along Red Sea (Alsop et al., 2014). The large-scale structure is that a preserved section of an allochthonous evaporite sheet limb with a ramp-flat geometry, emplaced during the Benlikaya Fm. and probably fed by the near southern Çaygören evaporite wall (Fig. 13B)

D.5. Near-diapir deformation: Halokinetic sequences

Hook halokinetic sequences (HS) are well exposed in the lower and middle Karayün Fm. adjacent to the evaporite wall or weld to the south of the Ilkindi MB, to the west of the Emirhan MB and to the west of the Şahbey MB (Fig. 4).

a. Hook HS along vertical evaporite weld

One of the finest examples is located along the western boundary of the Emirhan MB, along an evaporite wall passing to an evaporite weld, which separates the Emirhan MB to the east from Köy

MB to the west (Fig. 6A1). Along the contact separating the evaporite weld from adjacent-sediment, angular unconformities with up to 90° of angular discordance, bound a vertical succession of Hook halokinetic sequences, defining a tabular CHS (Fig. 14A1, located Fig. 6A1). At the bottom of the tabular CHS, unconformities are connected laterally to reentrants of evaporite, forming locally pronounced cusp (Fig. 14A1). The unconformities become conformable within 50 m laterally from the evaporite weld. Each Hook sequence affects a 10 to 50m thick series of strata with no variations in thickness or sand content, which are drape-folded over 50 m away from the evaporite weld before becoming parallel to the evaporite weld. The axial traces of the Hook HS folds are offset and confined into narrow zone parallel to the evaporite weld (Fig. 14A1). Hook fold axes orientation are fairly consistent, plunging 40-80° to the W and SW (Fig. 14A2). These variations within this tabular CHS may be due to slight changes in diapir growth or sediment deposition. Blocks of conglomerate containing reworked pebbles of limestone (from the cap rock developed at the evaporite-sediment contact) and sandstones f(rom the lower Karayün Fm) are observed along the evaporite weld (Fig. 14 A3). Within a Hook HS, localized destabilization breccia, consisting of matrix-supported fine to coarse-grained sediment with angular pebbles or cobbles of the underlying strata, are probably derived from the erosion of the upturned underlying strata covering the evaporite diapir (Fig. 14 A3). Within this Hook HS (Figure 14A3), strata thin toward the Hook HS flank and overlay it with onlaps and internal unconformities. The short limbs of the Hook HS are sometimes refolded toward the MB (Fig. 14 A3), and affected by syn-sedimentary extensional faults, which have been rotated during folding (Fig 14A1). The cores of the Hook sequence folds contain sometimes strongly disharmonic structures (imbricate thrust, detached folds) (Fig. 14A4).

b. Hook HS along evaporite overhang

Hook halokinetic sequences are also observed along the western border of the Şahbey MB (Fig. 4A), in the middle Karayün Fm. along a evaporite overhang. There (Fig. 4A), an NS sinuous contact separates the Karayün Fm. from the NS evaporite wall capped by MBs of the Benlikaya Fm. At large scale, the middle Karayün Fm strata dipping 30°NW are parallel and cut by the overhang to the southwest with an angle of up to 20°, forming a ramp contact (Fig. 14B1). At a small scale, within 10 m below the thrust contact, a succession of Hook HS are characterized by a few meters of strongly folded sandstones with no variations in thickness or sand content in each HS, with limb dips of up to 90°, defining a tabular CHS (Fig. 14B2). From base to top, axial traces of Hook HS are slightly offset and progressively shift toward the northeast, confined into a narrow zone nearby and roughly parallel to the evaporite-sediment contact (Fig. 14B2). Each Hook HS is bounded by an unconformity, which becomes conformable within less than 20 m away from the salt-sediment contact. Along the base of the evaporite overhang, the toes of Hook HS are apparently cut by a thrust zone (Fig. 14B3, see location Fig. 14B2). The contact is characterized by a 10 cm wide shear zone, composed of a shaly gouge and a brecciated level, reworking sandstones of the middle Karayün Fm, with a reverse sense of motion (Fig. 14B3). Both of these Hook HS along the salt overhang, are examples, albeit at different scales, of salt-sheet advance by inflation and breakout on a salt-roof thrust (Hudec and Jackson, 2009).

c. Stratal collapse structure

Two examples of collapse structure are described in two contrasted sedimentary environments, continental and marine, both in the Emirhan MB (Fig. 15, see Fig. 6A1 for location).

Along the northwest limit of the Emirhan MB (Fig. 15A), north of the tabular CHS of the western Emirhan evaporite weld (Figure 14A1), three weld segments connect to the main evaporite diapir to the west (Fig. 15A). The southern welded segment (Fig. 15A, location 1) separates the Köy MB to the west from the tilted Emirhan MB to the east, with steep overturned and parallel strata, which terminate against the weld at 90° defining an apparent "T shaped contact". The northern weld (Fig. 15A, location 2) separates the Pınarca MB to the north from Emirhan MB to the east, in which middle Karayün strata are parallel to the evaporite weld. The last 250m long weld segment (Fig. 15A, location 3) is fully enclosed within the middle Karayün Fm. of the Emirhan MB, and connects to the evaporite diapir to the west. This evaporite weld contains a few meter thick shear zone, composed of sheared fluvial sandstone and floodplain deposits, with rare remnant of evaporites. The weld (Fig. 15A, location 3) separates the concordant beds below from a wedge HS above. Stratas of the wedge thin over a distance of 250m away from the evaporite diapir, with gradual strata rotation and apparent downlaps of the beds against the weld (location 3). The top of the wedge HS is parallel to the northern evaporite weld segment (location 2).

To the northeast of Emirhan MB, the detail map (Fig. 15B) shows the upper part of the Karacaören Fm along two evaporite walls, separating the Emirhan MB from the Arpayazı MB to the west and the Çaygören MB to the north (see Fig 6A1 for location). From base to top, the upperpart of the Karacaören Fm. is split geometrically in three members A,B, and C (Fig. 15B). Above the underlying concordant and isopachous beds, the A member shows a wedge HS thinning over a distance of 400m from the evaporite wall and the limb ends against the evaporite wall with an angle of roughly 90°. Normal faults with a few meters of throw cut the wedge (Fig. 15B). Above it, the B member displays a wedge shape thickening over a distance of 500 m from the evaporite wall. The upper C member shows a wedge HS thinning over a distance of 500 m from the salt wall, the limb strata end against the evaporite wall with an angle of roughly 90° (Fig. 15B). The wedge C is cut by normal faults dipping toward the east and is overlay by the EW salt wall. The large-scale structure is that a two wedge HS thinning down against the evaporite wall separating a wedge HS thickening toward the salt wall as a rim-syncline.

E. Interpretations

E.1. Karayün Megaflap and raft

The Karayun megaflap is a particular structure located at the contact between the Karayün (to the west) and Akpinar (to the east) MBs. The proposed evolutionary sketch (Figure 16) presents a tentative evolution of the Karayün mega-flap and its interactions with the Akpinar MB. The story starts in a similar manner to the west Karayün area, with the progressive downbuilding of a thin layer of clastic sediments into a wide buried evaporite ridge, initially conformably overlain by these sediments. The Lower and middle Karayün Fm. record a broad-scale wedging during their deposition, thinning and extending far up to the east above the evaporite buried structure, with internal unconformities, in relation with a regional increase of accommodation (e.g. Ribes et al., In press) (Fig. 16a). Before the deposition of the upper member of the Karayün Fm., the eastern limb of the depocenter sagged in the evaporite, while being folded and thrusted. Shortening has already started farther south as expressed by the change in source and amount of the clastic input, and this probably lead to a progressive shrinkage of the diapir, favoring thus the recumbent folding of the sagging limb of the Karayun MB (Fig. 16a, 16b). During the deposition of the upper Karayün Fm. wedge, very

active salt tectonics and sedimentation forced the drape-folding of MB deep strata until vertical to overturned beds attitude forming a megaflap (Fig. 16c, 16d). Then the limb of the halokinetic wedge of the upper Karayün Fm., which originally overlaid the diapir with onlaps, is eroded before the Karacaören marine transgression and early Karacaören strata capped the pre-existing megaflap and the diapir (Fig. 16e). Above the diapir, differential loading allow for the segmentation of these marine deposits, individualizing blocks of the lower Karacaören Fm, separated by normal fault in the future Akpinar MB (Fig. 16e). As sediment accumulation continued, the thicker section of the Karacaören Fm. to the east sank faster than the one deposited above the preexisting Karayün Fm. The latter formed a condensed section at the top of the salt diapir defined as a carapace (e.g. Jackson and Talbot, 1991) Fig. 16e and f). The preferential subsidence of the Akpinar MB compared to the preexisting Karayün MB may be due to salt weld formation at the base of the Karayün MB. The Karacaören Fm. progressively seals the salt structures, forming a tapered CHS which overlay the carapace with onlaps (Fig. 16g).

Most of the megaflap observed in surface or subsurface data (Giles and Rowan, 2012, Rowan, 2015 #1574; Graham et al., 2012; Hearon et al., 2015b), with physical models (Callot et al., 2015) or conceptual model (Hudec and Jackson, 2006), present an overturned flap (overturn limb of the megaflap) that is either thrusted and folded toward the MB due to salt high extrusion at surface, at shallow levels adjacent to diapir feeder and above the younger beds of the MB. Contrarily to these examples, the eastern overturned flap of the Karayün MB, although thrusted, is a folded structure situated within the evaporite core and along the MB flank. A similar structure is observed to the east of the Emirhan MB, where a folded bloc of the middle Karayün Fm., is at present day below the lower Karayün Fm. separated by remnant gypsum and caprock blocks related to a salt weld (Fig. 8A). This block could be related to a former megaflap, isolated above the diapir, which has then collapsed and sunk below the MB flank during the drape-fold formation.

E.2. Çaygören Evaporite sheet

The structure observed in Figure 13 is interpreted as an allochthonous evaporite sheet that spread at surface as an evaporite glacier during the deposition of the Benlikaya Fm., probably fed from the Çaygören evaporite wall (Fig. 17). This evaporite sheet has flown above the tapered CHS of the Karacaören and base of Benlikaya formations (Fig. 17a), forming a succession of flat, marked by poor sub evaporite deformation (see Fig. 13D) and ramps, marked by basal shear with angular unconformity (see Fig. 13E). The ramp-sediment contact, highlighted by basal cutoff against the ramp base of the evaporite sheet, should marks a period of slower salt advance or faster sedimentation rate, while the extrusive advance above the flat salt-sediment contact may corresponds to a period of salt advance overriding sedimentation rate (Fletcher et al., 1995; Hearon et al., 2015a; McGuinness and Hossack, 1993).

Following the salt sheet spreading, the toe of the salt sheet is covered (partially or completely) by younger Benlikaya beds which are later folded and cut by extensional faults (Fig. 17b). The deposition of the Benlikaya beds above the evaporite sheet records the time at which sedimentation became dominant to buried progressively the salt sheet. The bending of strata at the toe of the salt sheet interpreted as a halokinetic drap-fold and the normal faults above the salt sheet (Fig. 17b), can be explained by a phase of inflation of the salt sheet, probably allowed by shortening-induced squeezed of the feeding diapir (e.g. Hearon et al., 2015a; Kernen et al., 2012). The present structure is the

result of a tilting, probably due to regional orogenic shortening tardive event, similar as the tilt of Emirhan MB (Fig. 17c).

E.3. Stratal collapse into salt wing

An evolutionary sketch of the wedge HS collapse observed to the north-east of Emirhan MB (see Figure 15A) is proposed in figure 18. After the building of a vertical diapir bordered by tabular CHS alongside (see Fig. 14A1), a small salt wing spread about 100 m away from the diapir above the middle Karayün Fm. strata (Fig 18A). Salt wing correspond to local extrusion of allochthonous salt, which may periodically occur along steep diapir (sensu (Diegel et al., 1995)) preferentially happenning during high diapir rise rate relative to sedimentation-accumulation rate. The salt wing advance is expressed by the shear deformation recorded at its bottom, defining a basal shear zone (Fig 18A). Following its emplacement, continental beds progressively covered the salt wing, onlapping its roof and wedging away forming a wedge HS (Fig. 18B). This is likely to happen during rapid sedimentation-accumulation relative to diapir rise. Then, the wedge HS collapses into the evaporite wing toward the diapir forming the present deceptive onlap against a weld, that could be explained by evaporite wing deflation due to dissolution (Fig. 18C) (similar as The Bristol Channel coast, (Trude et al., 2012)). Presence of wedge HS thinning onto the salt weld (top of the depleted salt wing) shows that it is probably not an evaporite intrusion but rather a local allochthonous evaporite wing during middle Karayün Fm. age. As observed to the northwest of Emirhan MB where the encased Pinarca MB is limited by a weld, a supra-salt MB of the upper Karayün Fm. may developed above the diapir and limited with the Emirhan edge by a weld (Fig. 18C).

F. Discussion

F.1. Seismic analogies with known evaporitic related structures

Despite contrasted lithologies, depositional and structural environments, the evaporite and MBs geometries of the WABS of the Sivas basin are quite similar to those imaged on passive margins in the Central and South Atlantic as well as in the northern GoM. The northern GoM particularly shows analogous structures, among them such as primary, suprasalt (secondary) and encapsulated MBs, diapirs, megaflaps, CHS, welds, allochthonous evaporite (e.g. Diegel et al., 1995 ; Hearon et al., 2015a; Hearon et al., 2015b ; Hudec et al., 2009b; Pilcher et al., 2011 ; Rowan, 1995; Rowan et al., 2003 ; Schuster, 1995). The examples shown in figure 19 and 20 illustrate classic geometries encountered in the deep offshore GoM near the Sigsbee escarpment, where primary and supra-salt MBs are observed, and where shortening is common (e.g. Hudec et al., 2005). The seismic image is quite good in the core of the MBs away from the salt diapirs or walls. Hovewer, along the salt walls, where the structural traps are located, seismic quality is lower and the shape of the CHS is hardly distinguishable. Similarly, the larger halokinetic sequences in these seismic examples, the megflaps, basin scale halokinetic folds and related unconformities, are geometrically analogous at an equivalent scale to the Emirhan and Karayün MBs themselves (Fig. 19).

a. MBs, CHS and Megaflap

The figure 19A1 illustrate a supra-salt MB located between two diapirs showing a asymmetric geometry with a large wedge HS thinning toward the SSE along the eastern diapir margin. This limb of which is poorly imaged but is truncated by a major unconformity and covered by younger beds with onlaps (Fig. 19A1, location 1). To the NNW, the strata of the large wedge HS terminate along the diapir with a roughly perpendicular angle with the salt-sediment contact (Fig. 19A1, location 2). The overall geometry and the scale of this MB are directly comparable to the Emirhan MB (Fig. 19A2). Based on the outcrop interpretation of small scale HS, we suggest that similarly to the west Emirhan MB (Fig. 19A2, location 2), possible small Hook HS (tabular CHS) are present along the western margin of this MB.

The type of CHS is driven by the interplay between sediment-accumulation rate and diapir rise rate (Giles and Rowan, 2012). In the Sivas MBs, the base of the MBs are generally tapered CHS, such as observed in the Emirhan, Karayün, Ilkindi, Eskibogaskezen, and Bingöl MBs. To the west of the Emirhan MB, the deeper tapered CHS pass upward to tabular CHS, despite an approximately constant sediment-accumulation rate through the lower Karayün Fm. (Fig. 19A2). Considering the constant sediment-accumulation rate, the type of CHS is thus primary controlled by the diapir rise rate in these MBs. This upward change from tapered to tabular CHS attributed to an increase of diapir rise rate can be influenced by the following effects: (i) the sedimentary load on underlying salt increasing as MB thicken (Giles and Rowan, 2012); (ii) the load of adjacent MBs (Quirk and Pilcher, 2012); and (iii) shortening-induced squeezed of diapir (e.g. Rowan and Vendeville, 2006; Vendeville and Nilsen, 1995). Furthermore, different composite halokinetic sequences geometries are observed on opposite side in time-equivalent strata, with tabular CHS to the west passing laterally to tapered CHS to the east, despite an approximately constant sediment-accumulation rate in the lower Karayün Fm. in the Emirhan MB. This lateral asymmetry of CHS indicates a different diapir rise rate between both flanking diapirs. This variation of diapir rise rate between two adjacent diapir can be due to the effect of sedimentary load of adjacent MBs and/or shortening-induced squeezed of diapir, but cannot be due to sedimentary load on underlying salt increasing as MB thicken.

At the overall MB scale, the edges of MB in Figures 19B1 and 19B2 are geometrically similar with the line drawing of the Karayün MB (Fig. 19B3). Along the NNW diapir margin in Figure 19B1 (location 3), the limb of the tapered CHS seems to be affected by a succession of syn-sedimentary normal faults verging away from the salt body, as observed to the west of the Karayün MB (Fig. 19B3, location 3). The halokinetic fold truncated at its crest in Figure 19B1 is roughly similar to the geometry observed in the western part of the Karayün MB, where the unconformity cuts a large Hook HS emplaced in a sub-aerial setting, defined as a Mega hook HS (Fig. 19B3). The eastern Karayün MB edge is entirely folded, with only one consistent fold hinge. The entire Karayün MB edge folding is probably induced by shortening-induced squeezed of diapirs (Fig. 8B1).

On figure 19B2 (location 4), the bottom part of the MB infilling sequence is draped along the diapir margin over 5km from the MB center with steep dips (up to vertical). This structure, defining a megaflap, presents a quite similar shape with the Karayün megaflap (Fig. 9A). The limb of the megaflap, in Figure 19B2, is probably preserved as a condensed equivalent section above the salt canopy over 6 km above its MB base level, stretched and cut by normal faults (location 5). The limb of the Karayün megaflap records a more evolved stage, where the salt in the overhang withdraws, and the condensed series is welded against the megaflap (see Figure 9C).

Megaflap that represents the thinned roof of inflated salt diapir, may form with or without presence of shortening local diapir squeezing (e.g. Giles and Rowan, 2012; Graham et al., 2012; Hearon et al., 2015a). The Karayün megaflap evolution, Figures 16c and d, show that the salt-sediment contact progressively steepened during the Upper Karayün stage, as the MB subsided and the diapir rose. Internal unconformities at the edge of the MB strata are not observed. The wedging of the upper Karayun Fm. composed of saline lacustrine suggests a sub-aerial exposed diapir which was probably progressively onlaped. This geometry seems to evidence that there is no local shortening induced-squeezed diapir during the Karayün megaflap emplacement. However, several large halokinetic fold along diapirs and walls truncated with up to 90° of angular discordance are observed during the middle and upper Karayün Fm. deposition, such as to the east of Emirhan MBs, east (megaflap) and west of Karayün MB, east of Yavu MB and the salt core anticline to the south of the Arpayazı MB. This juxtaposition and time-equivalent folding suggests that regional shortening-induced diapir squeezing have probably influenced the development of these strong halokinetic drape-folds.

b. Salt sheet

Similarities between the northern GoM and the WABS of the Sivas basin in the geometries related to allochthonous evaporite are observed despite a different depositional environment. A salt sheet imaged in the deep Gulf of Mexico overrides parts of the adjacent MB which presents a megaflap with beds progressively drape-folded up to 90° over 2km from the diapir (Fig. 20). The limb of the megaflap is interpreted as overturned below the overlying salt sheet, forming an overturned flap above younger strata (Fig. 20, location 1). Similar geometries have been penetrated in Angola margin, evidencing at shallow level older steep to overturned strata along salt overhang or below salt canopy (e.g. Ringenbach et al., 2013). The base of the salt sheet presents an irregular salt-sediments contact (Fig. 20, location 2). Beneath allochthonous salt, basal-shear zones or thrust imbricates induced by salt emplacement are common (e.g. Hudec and Jackson, 2006, 2009). This irregular salt sediment contact (Fig. 20, location 2) may represent truncation ramps with local flap contact where strata just beneath the salt sheet terminate, but could also represent cusps with local Hook HS that are too small to image on seismic (e.g. Hearon et al., 2015a). The toe of the salt sheet is slightly folded with no major thrust faults. The top of the salt sheet is overlaid by strata that thin toward the salt sheet with onlaps, forming a tapered CHS. This salt sheet in the northern GoM presents similarity in geometries with the Çaygören salt sheet (Fig 13 and 17). Small-scale features are observed beneath salt sheet or overhang in the Sivas basin that are usually below seismic-resolution. At the base of Çaygören salt sheet (Fig. 13), the basal shear zone of few meters thick is observed along the truncation ramp contact. While no deformations are observed at the flat contact, and strata beneath the truncation ramp contain few normal faults and fractures filled by anhydrite.

Allochthonous salt emplacement is related to high diapir rise rate relatively to sediment accumulation rate. High diapir rise rate may result from an decrease of sedimentation, or else from an increase of load or shortening associated with diapir squeezing (e.g. Hudec and Jackson, 2006; McGuinness and Hossack, 1993). Two possible origins for allochthonous salt emplacement in the Çaygören MB during Benlikaya age are possible. First, orogenic shortening, inducing a higher evaporite extrusion rate, is recorded during the Benlikaya stage such as the Celallı anticline that

shows to the northern flank wedge of Benlikaya strata related to the fold growth. Alternatively, below the salt sheet, the facies of the Benlikaya is fluvial dominated that change upward to continental sebkha, where strata terminate against the salt sheet (Fig. 13C). This change in the facies assemblages represents a decrease of sedimentation rate that may facilitate the allochthonous salt emplacement.

F.2. Rheology of the evaporite

The large range of structures observed at various scale in the WABS Sivas domain are salt tectonics related structures, showing strong analogies to those known from other subsurface petroleum salt provinces such as the GOM (e.g. Hudec and Jackson, 2007; Jackson and Talbot, 1991) despite a continental depositional environment for the Karayün Formation. In the GOM, the Louann salt is mainly a more ductile marine pure halite (Salvador, 1987) compare to the Tuzhisar evaporite formation of the Sivas basin which expose mainly gypsum and anhydrite.

Gypsum or anhydrite controlled structures are observed in several sedimentary basins such as in the Permian Zechstein basin in Germany (e.g. Strozyk et al., 2012; Williams-Stroud and Paul, 1997) and in the Aptian Slat in the Brazilian margin (e.g. Gamboa et al., 2008). In these basins, anhydrite is a major component, but halite proportion is at least of 60%.

Here in the Sivas Basin, evidence of halite is scarce: (i) at surface, numerous salted springs are observed, such as at the Fadlum Tuz, Bingöl and Tuzhisar salt pounds to the south of the Bingöl MB, or around the Tuzhisar MB, and (ii) at depth, in the Celallı-1 well, which shows alternating shale and anhydrite levels and only 89m of pure halite (Fig. 4) (Onal et al., 2008). At outcrop, halite is quickly dissolved by ground and meteoric waters, which can explain the lack of halite within the residual gypsum and anhydrite blocks in diapirs and walls. Therefore, the mother evaporite layer may probably have contained halite with varying amounts of gypsum and anhydrite interbedded with red silt and ultramafic rocks.

An efficient ductile flow occurred even if the evaporitic level is lacking at present-day halite. Flow strength of a ductile evaporite level is primarily controlled by the evaporite bulk viscosity, which depends primarily on its composition. Nevertheless, the bulk viscosity also decrease if: (i) tectonic stresses increase (e.g. Handin and Hager Jr, 1957; Williams-Stroud, 1997 #823), (ii) grain size decreases {e.g. Van Keken et al., 1993; Weijermars et al., 1993), (iii) temperature increases, between 130°-300°C, as dry anhydrite has the same rate of flow strength as dry halite at 20°C (e.g. Carter et al., 1993; Müller et al., 1981) and (iv) hydration increases, for example during dehydration of gypsum to anhydrite (e.g. Ter Heege et al., 2005). Moreover, occurrence of clastic lithologies interbedded in an evaporite dominated succession will tend to decrease the flow rate (e.g. Jackson and Talbot, 1986). High stresses are practically a prerequisite for dry gypsum and anhydrite to flow fast enough and deform in similar manner to halite (e.g. Strozyk et al., 2012; Williams-Stroud and Paul, 1997). These features suggest that the regional shortening in the Sivas basin may have been a key element during the MBs development influencing the rate of evaporite flow.

F.3. Implication for exploration

The Sivas MBs outcrops presented in this study are important analogues for the understanding of hydrocarbon targets in salt provinces, particularly along the salt diapir, wall and weld flanks and

beneath allochthonous salt. The various salt geometries observed in our study such as tapered and tabular CHS and megaflap along diapirs and welds are helpful guides for exploration. This analysis provides keys to better evaluate and predict the geometries and scales of traps and reservoir distribution within the various degree of folding, thickness variations, shape, and degree of angular unconformities. The deeper CHS forming the MB base are generally a tapered CHS in the Sivas MBs. In case of relative constant sediment-accumulation rate, composite halokinetic sequences geometries can have upwards transition from tapered CHS to tabular CHS. However, in asymmetric MB, the CHS can have lateral transition from tapered CHS to tabular CHS. Despite a relatively constant sediment-accumulation rates, the upward and lateral transition of CHS geometries is attributed to the diapir rise rate variation. In the Sivas basin, the diapir rise rate increase is associated with shortening-induced squeezing of diapir or/and load of adjacent MBs that thus modified the geometries of halokinetic sequences along diapir flanks. Along steep diapir and overhang, where strata terminate at apparent right angle with a sinuous salt-sediment contact, small-scale hook HS, extending just a few tens of meters, are probably expected to form. Similarly, along diapir overhangs, sinuous salt-sediment contact can be related to the occurrence of cusps, where unconformities bounded halokinetic sequences terminates and syn-sedimentary normal faults formed during MB subsidence affecting traps distribution.

Along salt weld, slip can occurred associated with strike-slip faults, which cut and affect reservoirs distribution and seal along weld flank. Salt wings observed along steeper diapirs can isolate reservoirs and deform the roof during the advance or depletion of the salt wing. Beneath evaporite sheet in the Çaygören MB, beds just beneath the flat contact are preserved without shear and thrust faults, and strata, which terminated against the ramp contact, are affected by a shear zone of few meters wide producing sandstone blocks and shale smears. This feature may be studied as potential analogues for exploration scale reservoir. Furthermore, strata just beneath the evaporite sheet can be also affected by fractures connected with the salt sheet. This connection with the evaporitic bodies induces the development of lentils of diagenetic anhydrite within sandstone bodies that should change reservoirs proprieties such as decrease permeability. Lastly, the Karayün megaflap shows vertical to overturned dips with important extent of strata without apparent channels migration, suggesting that strata forming megaflap initially above the diapir are affected by salt-related deformation after their emplacement forming a sub-isopachous serie.

G. Conclusion

The Sivas central basin presents a spectacularly well exposed portion of a WABS domain developed during Oligo-Miocene time. The geometry and the behavior of these various types of features have been described with great detail, revealing a large variety of salt features associated with the development MBs. At least 15 different individual polygonal MBs have been identified during the initial stage of fluvio-lacustrine sedimentation (Karayün Fm) with polygonal shape followed by a phase of marine sedimentation (Karacaören Fm) with elongated larger minibasins what have been squeezed by regional compression during Fluvial Benlikaya Fm deposition. Among these, we identified both symmetric and asymmetric MBs, and encapsulated MBs. Flanking these MBs, a wide range of evaporite-related geometries are described, forming stacked composite halokinetic sequences (CHS) and megaflaps.

Tapered CHS generally initiate the stage of MBs individualization. In stratigraphic units with constant sediment accumulation rate, Tapered CHS can pass upward to Tabular CHS indicating an

increasing salt flow rate trough time as the MB subside. Coexisting Tapered and Tabular CHS observed on opposite MBs sides in time-equivalent strata with constant sediment-accumulation rate suggests the influence of the load of the adjacent MBs and/or the shortening-induced by the squeezing of the diapir to explain differential diapir rise ride along two margins of the same MB. The Karayün "Megaflap" is developed apparently without shortening-induced squeezing of the diapir. The limb of the megaflap corresponding to a folded condensed series is welded against the megaflap. Strata beneath the flat contact below the Çaygören salt sheet appear undisturbed and strata terminating against the ramp contact record a small shear zone of few meters wide. The regional orogenic shortening in the Sivas basin has probably influence the rate of evaporite flow that can constrain MBs development. However, there is not strong evidence of shortening influence on halokinetic structures development during MBs of Karayün and Karacaören formation emplacement. Despite contrasted lithologies, depositional and structural environments, the evaporite and MBs geometries of the WABS of the Sivas basin are quite similar to those imaged on passive margins in the Central and South Atlantic as well as in the northern GoM.

Evaporite features and salt-related geometries in the central Sivas basin are at conventional seismic scale or below seismic resolution, allowing thus to improve our understanding of salt-related geometries and salt tectonic models observed with seismic data along steep diapir and beneath allochthonous salt in offshore salt provinces.

Blibliographic References

Alsop, G. I., R. Weinberger, T. Levi, and S. Marco, 2014, Deformation within an exposed salt wall: Recumbent folding and extrusion of evaporites in the Dead Sea Basin: Journal of Structural Geology.

Artan, U., and G. Sestini, 1971, Geology of the Beypinari-Karababa area (Sivas province): Bulletin Mineral Research and Exploration (Ankara, Turkey), v. 76, p. 72-89.

Barbeau, D., 2003, A flexural model for the Paradox Basin: implications for the tectonics of the Ancestral Rocky Mountains: Basin Research, v. 15, p. 97-115.

Barde, J.-P., P. Gralla, J. Harwijanto, and J. Marsky, 2002, Exploration at the eastern edge of the Precaspian basin: Impact of data integration on Upper Permian and Triassic prospectivity: AAPG bulletin, v. 86, p. 399-416.

Baykal, F., and C. Erentöz, 1966, 1/500 000 ölçekli Sivas paftası açıklaması.M.T.A., 116s.

Brun, J.-P., and X. Fort, 2004, Compressional salt tectonics (Angolan margin): Tectonophysics, v. 382, p. 129-150.

Callot, J.-P., C. Ribes, C. Kergaravat, C. Bonnel, H. Temiz, A. Poisson, B. Vrielynck, J.-F. Salel, and J.-C. Ringenbach, 2014, Salt tectonics in the Sivas basin (Turkey): crossing salt walls and minibasins: Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 185, p. 33-42.

Callot, J. P., S. Jahani, and J. Letouzey, 2007, The role of pre-existing diapirs in fold and thrust belt development, Thrust Belts and Foreland Basins, Springer, p. 309-325.

Carter, N., S. Horseman, J. Russell, and J. Handin, 1993, Rheology of rocksalt: Journal of Structural Geology, v. 15, p. 1257-1271.

Cater, J. M. L., S. S. Hanna, A. C. Ries, and P. Turner, 1991, Tertiary evolution of the Sivas Basin, central Turkey: Tectonophysics, v. 195, p. 29-46.

Cobbold, P. R., P. Szatmari, L. S. Demercian, D. Coelho, and E. A. Rossello, 1995, Seismic and experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep-water Santos Basin, Brazil.

Diegel, F. A., J. Karlo, D. Schuster, R. Shoup, and P. Tauvers, 1995, Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework of the northern Gulf Coast continental margin.

Dyson, I. A., 2005, Evolution of allochthonous salt systems during development of a divergent margin: the Adelaide Geosyncline of South Australia: Petroleum Systems of Divergent Continental Margin Basins, 25th Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference (CD ROM), p. 541-573.

Fletcher, R. C., M. R. Hudec, and I. A. Watson, 1995, Salt glacier and composite sediment-salt glacier models for the emplacement and early burial of allochthonous salt sheets.

Gamboa, L., M. Machado, D. Silva, J. Freitas, S. Silva, W. Mohriak, P. Szatmari, and S. Anjos, 2008, Evaporitos estratificados no Atlântico Sul: interpretação sísmica e controle tectono-estratigráfico na Bacia de Santos: Mohriak W., Szatmari P., Anjos SMCd (ed.) Sal: Geologia e Tectônica. São Paulo, Beca Edições, p. 340-359.

Giles, K. A., and T. F. Lawton, 2002, Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico: AAPG bulletin, v. 86, p. 823-840.

Giles, K. A., T. F. Lawton, A. Shock, R. A. Kernen, T. E. Hearon, and M. G. Rowan, 2012, A Halokinetic Drape-Fold Model for Caprock in Diapir-Flanking and Subsalt Positions, AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California, USA, April 22-25, 2012

Giles, K. A., and M. G. Rowan, 2012, Concepts in halokinetic-sequence deformation and stratigraphy: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 7-31.

Görür, N., O. Tüysüz, and A. Celal Şengör, 1998, Tectonic evolution of the central Anatolian basins: International Geology Review, v. 40, p. 831-850.

Graham, R., M. Jackson, R. Pilcher, and B. Kilsdonk, 2012, Allochthonous salt in the sub-Alpine fold-thrust belt of Haute Provence, France: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 595-615.

Guerra, M. C., and J. R. Underhill, 2012, Role of halokinesis in controlling structural styles and sediment dispersal in the Santos Basin, offshore Brazil: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 175-206.
Guezou, J. C., H. Temiz, A. Poisson, and H. Gürsoy, 1996, Tectonics of the Sivas Basin: The Neogene Record of the Anatolian Accretion Along the Inner Tauric Suture: International Geology Review, v. 38, p. 901-925.
Gündogan, I., M. Önal, and T. Depçi, 2005, Sedimentology, petrography and diagenesis of Eocene–Oligocene evaporites: the Tuzhisar Formation, SW Sivas Basin, Turkey: Journal of Asian Earth Sciences, v. 25, p. 791-803.
Handin, J., and R. V. Hager Jr, 1957, Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples: AAPG Bulletin, v. 41, p. 1-50.
Harrison, J. C., and M. P. A. Jackson, 2014, Exposed evaporite diapirs and minibasins above a canopy in central Sverdrup Basin, Axel Heiberg Island, Arctic Canada: Basin Research, v. 26, p. 567-596.
Hässig, M., Y. Rolland, M. Sosson, G. Galoyan, C. Müller, A. Avagyan, and L. Sahakyan, 2013, New structural and petrological data on the Amasia ophiolites (NW Sevan–Akera suture zone, Lesser Caucasus): Insights for a large-scale obduction in Armenia and NE Turkey: Tectonophysics, v. 588, p. 135-153.
Hearon, T. E., M. G. Rowan, K. A. Giles, R. A. Kernen, C. E. Gannaway, T. F. Lawton, and J. C. Fiduk, 2015a, Allochthonous salt initiation and advance in the northern Flinders and eastern Willouran ranges, South Australia: Using outcrops to test subsurface-based models from the northern Gulf of Mexico: AAPG Bulletin, v. 99, p. 293-331.
Hearon, T. E., M. G. Rowan, T. F. Lawton, P. T. Hannah, and K. A. Giles, 2015b, Geology and tectonics of Neoproterozoic salt diapirs and salt sheets in the eastern Willouran Ranges, South Australia: Basin Research, v. 27, p. 183-207.
Heaton, R., M. Jackson, M. Bamahmoud, and A. Nani, 1995, Superposed Neogene extension, contraction, and salt canopy emplacement in the Yemeni Red Sea.
Hudec, M., 1995, The Onion Creek salt diapir: an exposed diapir fall structure in the Paradox Basin, Utah: Salt, Sediment, and Hydrocarbons, p. 125-134.
Hudec, M., M. Jackson, and D. Schultz-Ela, 2005, A compressional origin for minibasins near the Sigsbee escarpment, Gulf of Mexico (abs.): AAPG Annual Convention Program, v. 14, p: A64.
Hudec, M. R., M. P. Jackson, and D. D. Schultz-Ela, 2009a, The paradox of minibasin subsidence into salt: Clues to the evolution of crustal basins: Geological Society of America Bulletin, v. 121, p. 201-221.
Hudec, M. R., and M. P. A. Jackson, 2004, Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin: AAPG bulletin, v. 88, p. 971-990.
Hudec, M. R., and M. P. A. Jackson, 2006, Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens: AAPG Bulletin, v. 90, p. 1535-1564.
Hudec, M. R., and M. P. A. Jackson, 2007, Terra infirma: Understanding salt tectonics: Earth-Science Reviews, v. 82, p. 1-28.
Hudec, M. R., and M. P. A. Jackson, 2009, Interaction between spreading salt canopies and their peripheral thrust systems: Journal of Structural Geology, v. 31, p. 1114-1129.
Hudec, M. R., M. P. A. Jackson, and D. D. Schultz-Ela, 2009b, The paradox of minibasin subsidence into salt: Clues to the evolution of crustal basins: Geological Society of America Bulletin, v. preprint.
Jackson, M., and C. J. Talbot, 1991, A glossary of salt tectonics, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.
Jackson, M. P., R. Cornelius, C. Craig, A. Gansser, J. Stöcklin, and C. Talbot, 1990, Salt diapirs of the Great Kavir, central Iran: Geological Society of America Memoirs, v. 177, p. 1-150.
Jackson, M. P. A. t., and C. J. Talbot, 1986, External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 305-323.

Karaoğlan, F., O. Parlak, U. Klötzli, F. Koller, and T. Rızaoğlu, 2013, Age and duration of intra-oceanic arc volcanism built on a suprasubduction zone type oceanic crust in Southern Neotethys, SE Anatolia: Geoscience Frontiers, v. 4, p. 399-408.

Kaymakçı, N., Ş. Özmutlu, P. M. Van Dijk, and Y. Özçelik, 2010, Surface and subsurface characteristics of the Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey): integration of remote sensing, seismic interpretation and gravity: Turkish Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 79-100.

Kernen, R. A., K. A. Giles, M. G. Rowan, T. F. Lawton, and T. E. Hearon, 2012, Depositional and halokinetic-sequence stratigraphy of the Neoproterozoic Wonoka Formation adjacent to Patawarta allochthonous salt sheet, Central Flinders Ranges, South Australia: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 81-105.

Kurtman, F., 1973, Geologic and tectonic structure of the Sivas-Hafik-Zara and Imranli region: Bulletin Mineral Research and Exploration (Ankara, Turkey), v. 80, p. 1-32.

Kyle, J. R., and H. H. Posey, 1991, Halokinesis, cap rock development, and salt dome mineral resources: Developments in sedimentology, v. 50, p. 413-474.

Lawton, T. F., and B. J. Buck, 2006, Implications of diapir-derived detritus and gypsic paleosols in Lower Triassic strata near the Castle Valley salt wall, Paradox Basin, Utah: Geology, v. 34, p. 885-888.

Lawton, T. F., F. J. Vega, K. A. Giles, and C. Rosales-Domnguez, 2001, AAPG Memoir 75, Chapter 9: Stratigraphy and Origin of the La Popa Basin, Nuevo Len and Coahuila, Mexico.

McGuinness, D., and J. Hossack, 1993, The development of allochthonous salt sheets as controlled by the rates of extension, sedimentation, and salt supply: Rates of geological processes: Gulf Coast Section SEPM 14th Annual Research Conference, p. 127-139.

Mohr, M., P. Kukla, J. Urai, and G. Bresser, 2005, Multiphase salt tectonic evolution in NW Germany: seismic interpretation and retro-deformation: International Journal of Earth Sciences, v. 94, p. 917-940.

Mohriak, W. U., P. Szatmari, and S. Anjos, 2012, Salt: geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 131-158.

Müller, W., S. Schmid, and U. Briegel, 1981, Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain sizes: rheology and microfabric: Tectonophysics, v. 78, p. 527-543.

Okay, A., O. Tüysüz, M. Satır, S. Özkan-Altiner, D. Altiner, S. Sherlock, and R. Eren, 2006, Cretaceous and Triassic subduction-accretion, high-pressure–low-temperature metamorphism, and continental growth in the Central Pontides, Turkey: Geological Society of America Bulletin, v. 118, p. 1247-1269.

Onal, K. M., A. Buyuksarac, A. Aydemir, and A. Ates, 2008, Investigation of the deep structure of the Sivas Basin (innereast Anatolia, Turkey) with geophysical methods: Tectonophysics, v. 460, p. 186-197.

Özçelik, O., and M. Altunsoy, 1996, Clastic petrofacies, provenance and organic facies of the Bozbel Formation (Lutetian) in the Eastern Sivas Basin (Turkey): Marine and Petroleum Geology, v. 13, p. 493-501.

Pilcher, R. S., B. Kilsdonk, and J. Trude, 2011, Primary basins and their boundaries in the deep-water northern Gulf of Mexico: Origin, trap types, and petroleum system implications: AAPG Bulletin, v. 95, p. 219-240.

Poisson, A., J.-P. Berger, Ö. Kangal, K. Kavak, H. Temiz, and B. Vrielynck, 2012, Stratigraphic studies in the SIVAS basin , the role of the charophytes (Central Anatolia, Turkey), 10th Swiss Geoscience Meeting, Bern, Swiss, p. 204.

Poisson, A., J. Guezou, A. Ozturk, S. Inan, H. Temiz, H. Gürsöy, K. Kavak, and S. Özden, 1996, Tectonic setting and evolution of the sivas basin, Central anatolia, Turkey: International Geology Review, v. 38, p. 838-853.

Poisson, A., F. Orszag-Sperber, H. Temiz, and B. Vrielynck, 2010, Stratigraphic and polyphased tectonic evolution of the Sivas basin (central anatolia, Turkey): Darius annual report, consultable à Univ. PM Curie, paris, 48pp.

Quirk, D. G., and R. S. Pilcher, 2012, Flip-flop salt tectonics: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 245-264.
Ribes, C., C. Kergaravat, C. Bonnel, P. Crumeyrolle, J.-P. Callot, A. Poisson, H. Temiz, and J.-C. Ringenbach, 2015, Fluvial sedimentation in a salt-controlled mini-basin: stratal patterns and facies assemblages, Sivas Basin, Turkey: Sedimentology, p. n/a-n/a.
Ribes, C., C. Kergaravat, P. Crumeyrolle, C. Bonnel, M. Lopez, A. Poisson, K. Kavak, J.-P. Callot, and J.-C. Ringenbach, In press, Factors controlling stratal pattern and facies distribution of fluvio-lacustrine sedimentation in the Sivas mini-basins, Oligocene (Turkey). : Basin Research (Submitted).
Ringenbach, J. C., J. F. Salel, C. Kergaravat, C. Ribes, C. Bonnel, and J. P. Callot, 2013, Salt tectonics in the Sivas Basin, Turkey: outstanding seismic analogues from outcrops: First Break, v. 31.
Robertson, A. H., O. Parlak, and T. Ustaömer, 2012, Overview of the Palaeozoic–Neogene evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean region (southern Turkey, Cyprus, Syria): Petroleum Geoscience, v. 18, p. 381-404.
Robertson, A. H. F., O. Parlak, and T. Ustaomer, 2013, Late Palaeozoic-Early Cenozoic tectonic development of Southern Turkey and the easternmost Mediterranean region: evidence from the inter-relations of continental and oceanic units: Geological Society, London, Special Publications, v. 372, p. 9-48.
Rolland, Y., G. Galoyan, M. Sosson, R. Melkonyan, and A. Avagyan, 2010, The Armenian Ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block: Geological Society, London, Special Publications, v. 340, p. 353-382.
Rolland, Y., D. Perincek, N. Kaymakci, M. Sosson, E. Barrier, and A. Avagyan, 2012, Evidence for ~80–75Ma subduction jump during Anatolide–Tauride–Armenian block accretion and ~48Ma Arabia–Eurasia collision in Lesser Caucasus–East Anatolia: Journal of Geodynamics, v. 56-57, p. 76-85.
Rowan, M. G., 1995, Structural styles and evolution of allochthonous salt, central Louisiana outer shelf and upper slope.
Rowan, M. G., K. A. Giles, T. E. Hearon, C. E. Gannaway, and J. C. Fiduk, 2015, Megaflaps Along the Edges of Steep Diapirs and Beneath Salt Sheets: Models and Examples, International Conference & Exhibition, Istanbul, Turkey.
Rowan, M. G., and K. F. Inman, 2011, Salt-related deformation recorded by allochthonous salt rather than growth strata.
Rowan, M. G., T. F. Lawton, K. A. Giles, and R. A. Ratliff, 2003, Near-salt deformation in La Popa basin, Mexico, and the northern Gulf of Mexico: A general model for passive diapirism: AAPG bulletin, v. 87, p. 733-756.
Rowan, M. G., and B. C. Vendeville, 2006, Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia: Marine and Petroleum Geology, v. 23, p. 871-891.
Rowan, M. G., and P. Weimer, 1998, Salt-sediment interaction, northern Green Canyon and Ewing bank (offshore Louisiana), northern Gulf of Mexico: AAPG Bulletin, v. 82, p. 1055-1082.
Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: AAPG Bulletin, v. 71, p. 419-451.
Saura, E., J. Verges, J. D. Martin-Martin, G. Messager, M. Moragas, P. Razin, C. Grelaud, R. Joussiaume, M. Malaval, S. Homke, and D. W. Hunt, 2014, Syn- to post-rift diapirism and minibasins of the Central High Atlas (Morocco): the changing face of a mountain belt: Journal of the Geological Society, v. 171, p. 97-105.
Schuster, D., 1995, Deformation of allochthonous salt and evolution of related salt-structural systems, eastern Louisiana Gulf Coast.
Sherkati, S., M. Molinaro, D. de Lamotte, and J. Letouzey, 2005, Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control: Journal of Structural Geology, v. 27, p. 1680-1696.

Sirel, E., N. Özgen-Erdem, and Ö. Kangal, 2013, Systematics and biostratigraphy of Oligocene (Rupelian-Early Chattian) foraminifera from lagoonal-very shallow water limestone in the eastern Sivas Basin (central Turkey): Geol. Croatia, v. 66, p. 83-110.

Stewart, S., 2007, Salt tectonics in the North Sea Basin: a structural style template for seismic interpreters: SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON, v. 272, p. 361.

Strozyk, F., H. Van Gent, J. Urai, and P. Kukla, 2012, 3D seismic study of complex intra-salt deformation: An example from the Upper Permian Zechstein 3 stringer, western Dutch offshore: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 489-501.

Sullivan, M. D., J. L. Foreman, D. C. Jennette, D. Stern, G. N. Jensen, and F. J. Goulding, 2004, An integrated approach to characterization and modeling of deep-water reservoirs, Diana field, western Gulf of Mexico.

Talbot, C., P. Aftabi, and Z. Chemia, 2009, Potash in a salt mushroom at Hormoz Island, Hormoz Strait, Iran: Ore Geology Reviews, v. 35, p. 317-332.

Talbot, C. J., and V. Pohjola, 2009, Subaerial salt extrusions in Iran as analogues of ice sheets, streams and glaciers: Earth-Science Reviews, v. 97, p. 155-183.

Temiz, H., 1996, Tectonostratigraphy and Thrust Tectonics of the Central and Eastern Parts of the Sivas Tertiary Basin, Turkey: International Geology Review, v. 38, p. 957-971.

Ter Heege, J., J. De Bresser, and C. Spiers, 2005, Dynamic recrystallization of wet synthetic polycrystalline halite: dependence of grain size distribution on flow stress, temperature and strain: Tectonophysics, v. 396, p. 35-57.

Trude, J., R. Graham, and R. Pilcher, 2012, Salt-related structures on the Bristol Channel coast, Somerset (UK): Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 533-544.

Trudgill, B. D., 2011, Evolution of salt structures in the northern Paradox Basin: controls on evaporite deposition, salt wall growth and supra-salt stratigraphic architecture: Basin Research, v. 23, p. 208-238.

Van Keken, P., C. Spiers, A. Van den Berg, and E. Muyzert, 1993, The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism: Tectonophysics, v. 225, p. 457-476.

Vendeville, B., and K. Nilsen, 1995, Episodic growth of salt diapirs driven by horizontal shortening: Salt, sediment, and hydrocarbons: Gulf Coast Section-SEPM Foundation 16th Annual Research Conference, p. 285-295.

Volozh, Y., C. Talbot, and A. Ismail-Zadeh, 2003, Salt structures and hydrocarbons in the Pricaspian basin: AAPG bulletin, v. 87, p. 313-334.

Weijermars, R., M. Jackson, and B. Vendeville, 1993, Rheological and tectonic modeling of salt provinces: Tectonophysics, v. 217, p. 143-174.

Williams-Stroud, S. C., and J. Paul, 1997, Initiation and growth of gypsum piercement structures in the Zechstein Basin: Journal of Structural Geology, v. 19, p. 897-907.

Worrall, D., and S. Snelson, 1989, Evolution of the northern Gulf of Mexico: The geology of North America; an overview: Geological Society of America, v. A, p. 97-138.

Figures

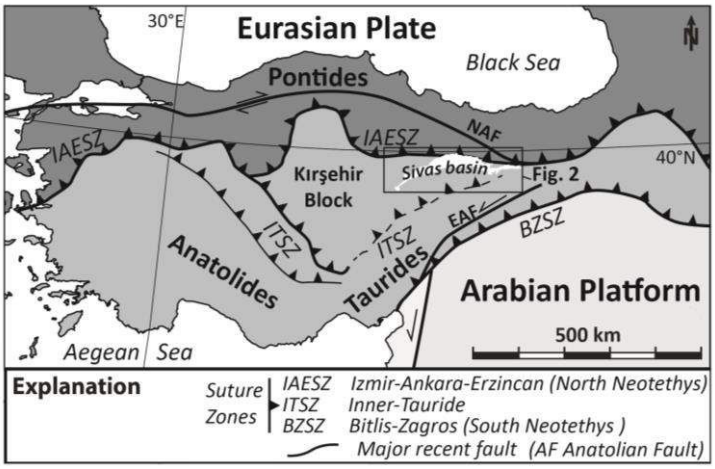


Figure 1: Tectonic setting of Turkey, with the main continental blocks, and major suture zones including the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone (IAESZ), the Inner-Tauride suture zone (ITSZ), the Bitlis-Zagros suture zone (BZSZ), and Oligocene-Miocene deposits of the Sivas basin (white), (after Okay et al., 2006).

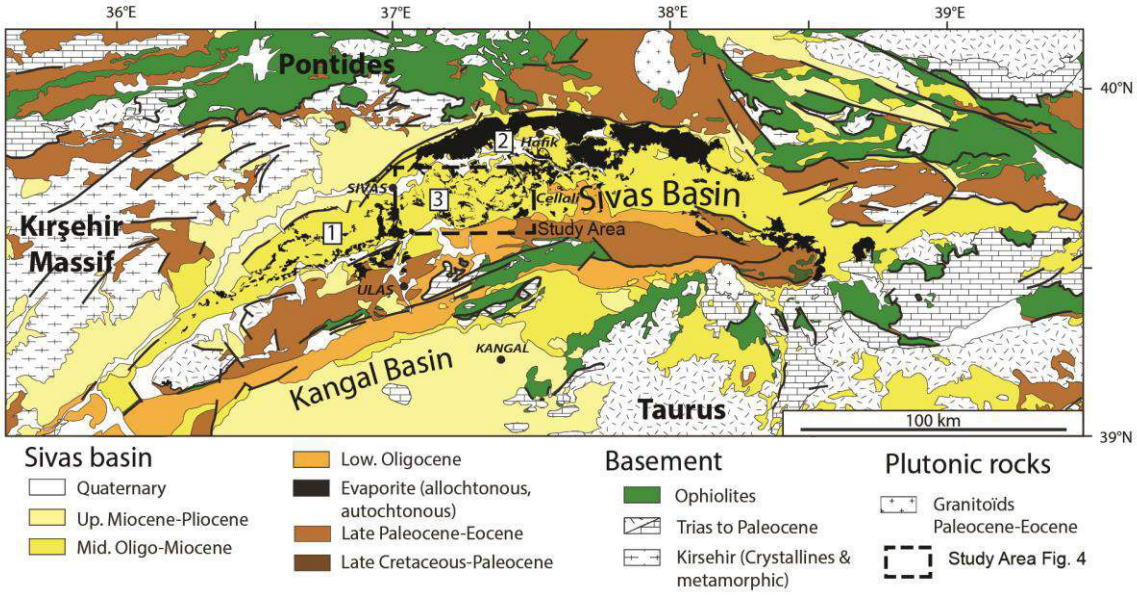


Figure 2: Geological map of the Sivas basin, with the three major crustal blocks, Pontides to the north, Kırşehir massif to the west and Taurides to the south (modified after Baykal and Erentöz, 1966 ; Kurtman, 1973). Distribution of gypsum outcrops (black) in the Sivas basin with the location of the three salt domains and location of study area corresponding to the wall-and-basin structure (WABS) domain (location 3).

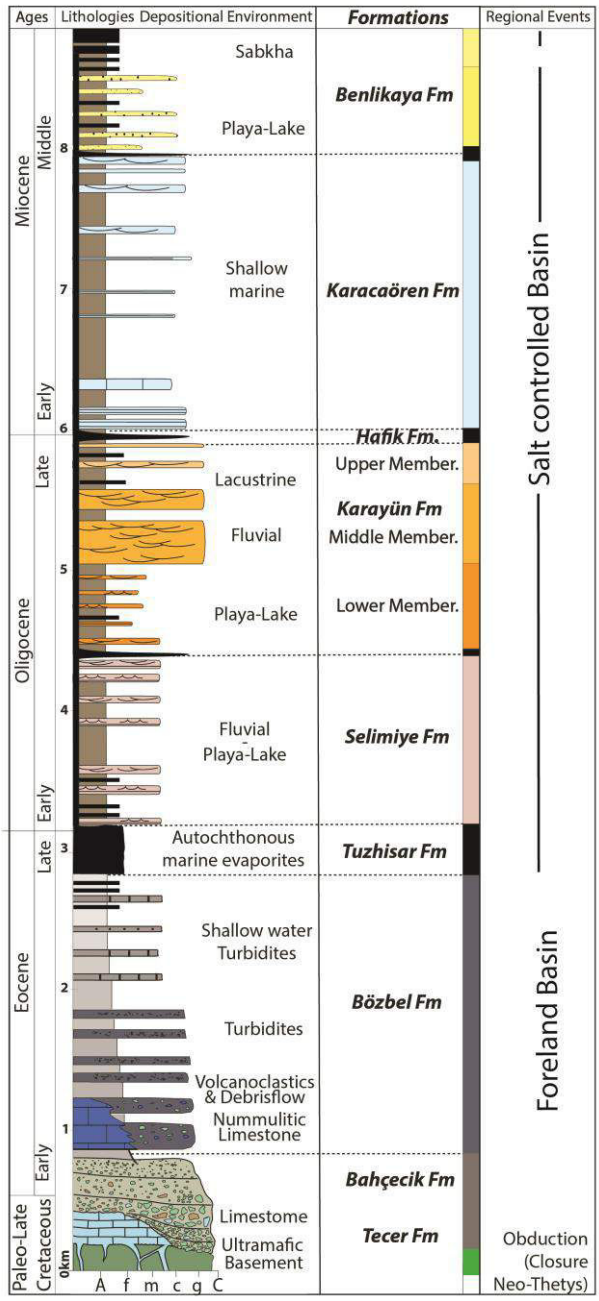


Figure 3: Regional composite lithostratigraphic column showing average thickness of the various stratigraphic units, formations, in the central Sivas Basin (Ribes et al., In press).

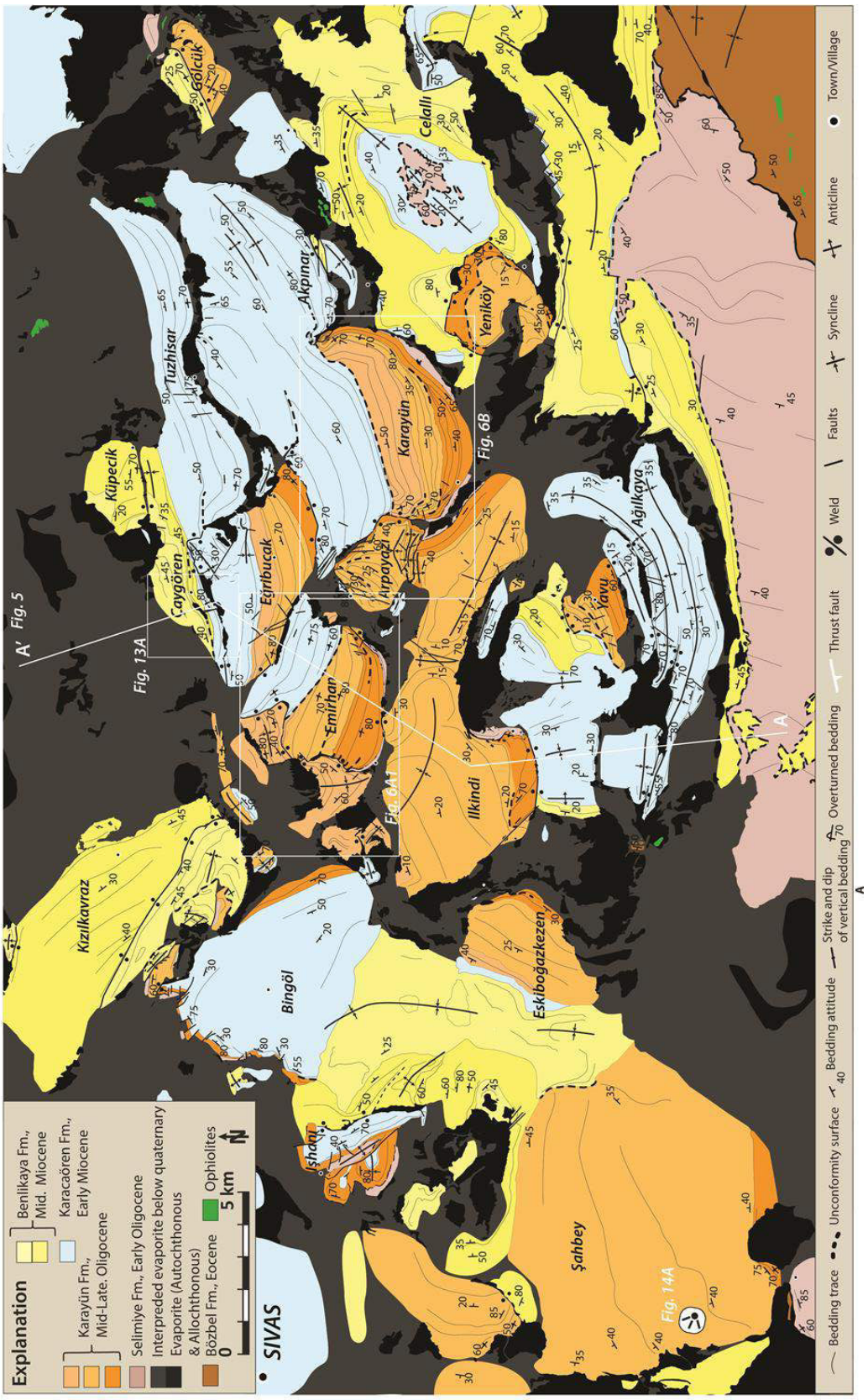


Figure 4: Geological map of the central Sivas basin (modified after Poisson et al., 1996) corresponding to the WABS domain (see Fig. 2 for location) showing polygonal geometry of evaporite walls (black and grey) surrounding the MBs with position of cross section (Fig.5).

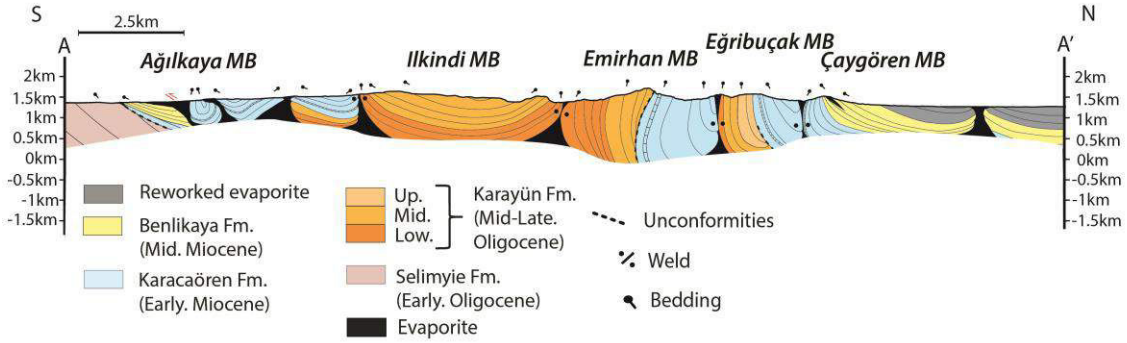


Figure 5: Schematic South-North cross-section across the WABS domain of the Sivas basin. The section illustrates mainly the geometry of MBs, which are well constrained at the surface but poorly constrained at depth. Thus, several geometries, thicknesses and basement configurations are possible. Bedding attitudes are indicated by short black dashes and welds by pairs of dots.

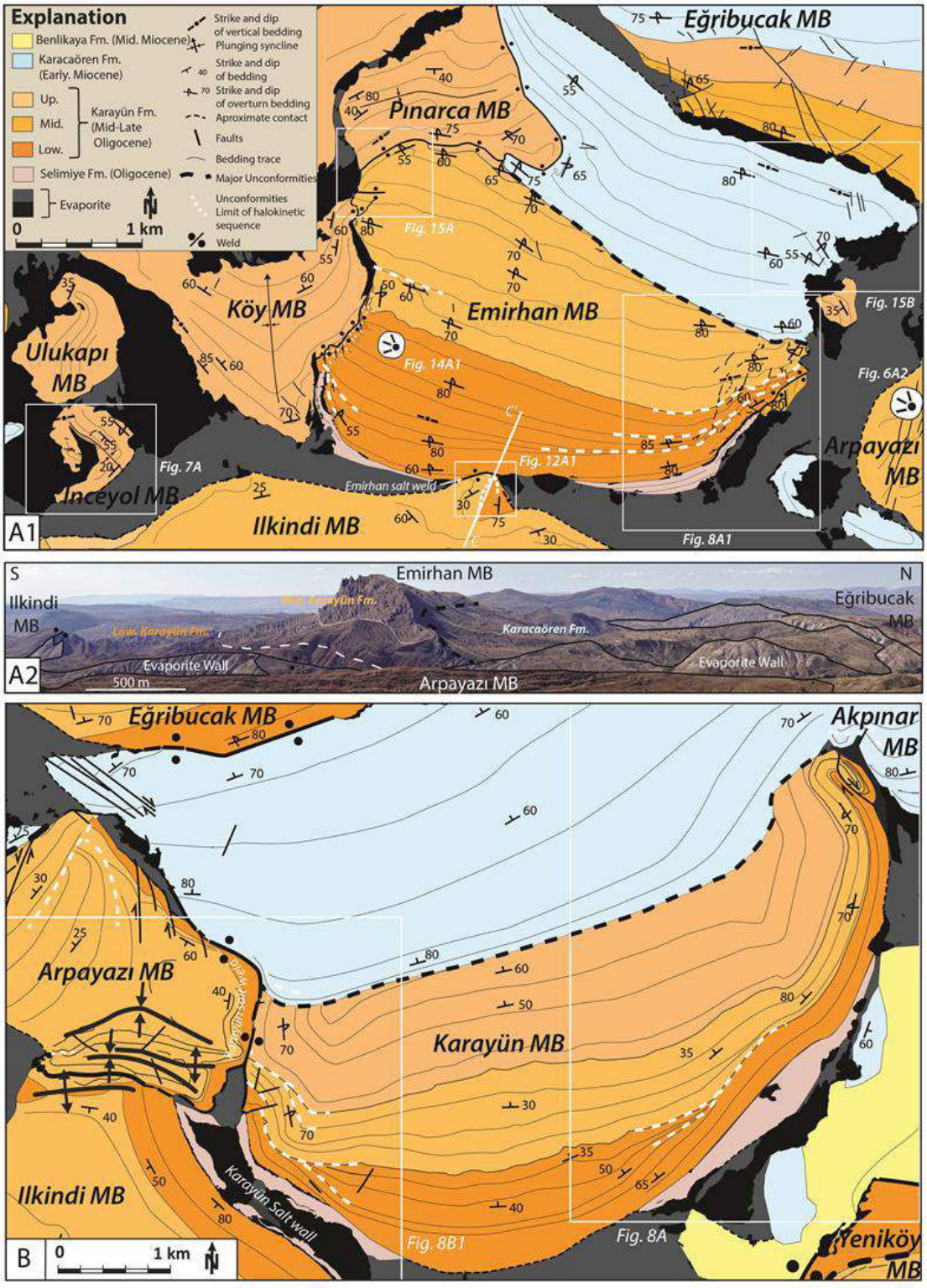


Figure 6: A1) Detailed geological map of the tilted and asymmetric Emirhan MB and to the west encased MBs (see Fig. 4 for location) A2) Panorama from the NNE-SSW of the Emirhan MB between the Eğribucak, Arpayazı and Ilkindi MBs with the major unconformity between the Karayün and the Karacaören Fm. B) Detailed geological map of the symmetric Karayün MB (see Fig. 4 for location)

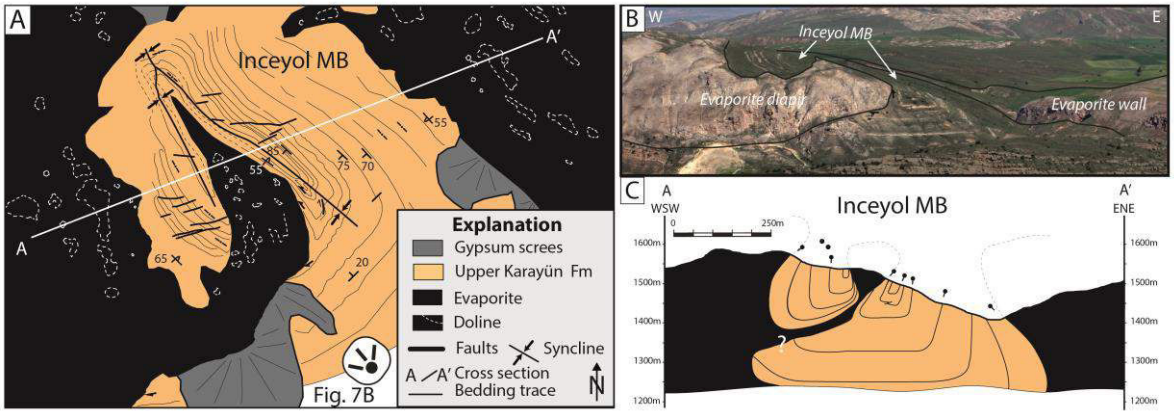


Figure 7: A) Geological map of the Inceyol MB with position of cross section Fig. 7C (see Fig. **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**4 for location). B) Overview of an encased MB, the Inceyol MB and associated salt diapir (see Fig. 7A for location). C) Schematic cross section passing through the encased Inceyol MB showing two isolated tight synclines limited by a thin diapir.

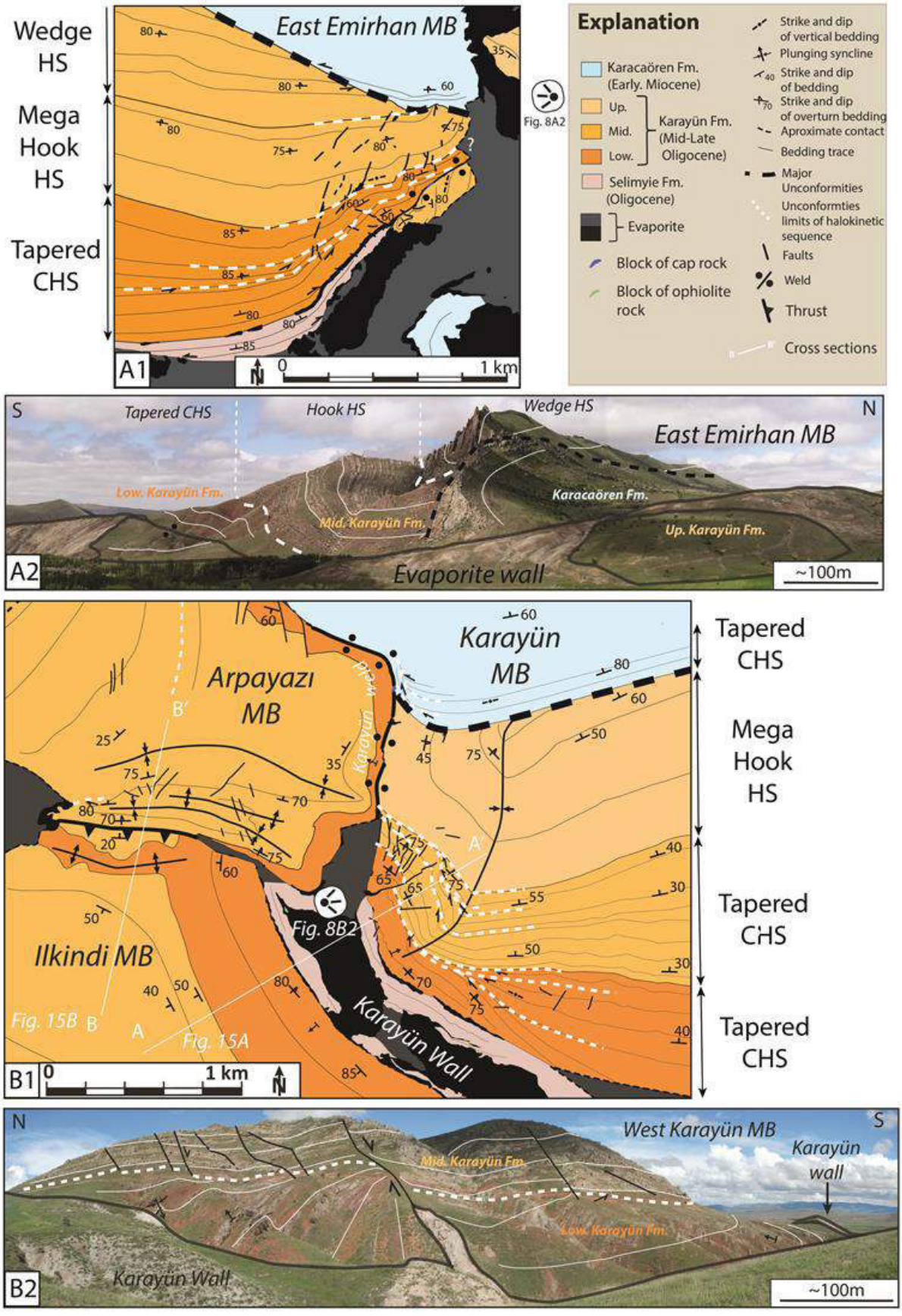

Wedge HS
Mega Hook HS
Tapered CHS
East Emirhan MB
A1
0
1 km
Fig. 8A2
Explanation
Karacaören Fm. (Early. Miocene)
Up.
Mid.
Low.
Karayün Fm. (Mid-Late Oligocene)
Selimyie Fm. (Oligocene)
Evaporite
Block of cap rock
Block of ophiolite rock
Strike and dip of vertical bedding
Plunging syncline
Strike and dip of bedding
Strike and dip of overturn bedding
Aproximate contact
Bedding trace
Major Unconformities
Unconformties limits of halokinetic sequence
Faults
Weld
Thrust
Cross sections
S
N
Tapered CHS
Hook HS
Wedge HS
East Emirhan MB
Low. Karayün Fm.
Mid. Karayün Fm.
Karacaören Fm.
Up. Karayün Fm.
Evaporite wall
A2
~100m
Arpayazı MB
Karayün MB
Ilkindi MB
Karayün Wall
Fig. 8B2
Fig. 15B
Fig. 15A
B1
0
1 km
Tapered CHS
Mega Hook HS
Tapered CHS
Tapered CHS
N
S
West Karayün MB
Karayün wall
Mid. Karayün Fm.
Low. Karayün Fm.
Karayün Wall
B2
~100m

Figure 8: A1) Geological map of the east Karayün MB showing large scales thickness patterns characterized by vertical stacked of halokinetic sequences (HS) in the Karayün Fm with from base to major unconformity, tapered CHS, Mega Hook HS and Wedge HS (see Fig. 6A1 for location). A2) View toward the west of the east Emirhan MB showing Mega Hook HS and Wedge HS along evaporite wall cut by the major unconformity and cap by Karacaören strata with onlaps. B1) Geological map of the Karayün salt wall and weld between the Arpayazı, Karayün and Ilkindi MBs showing in the western margin of the Karayün MB vertical stacked of HS with from base to Karacaören Fm, two tapered CHS, a Mega Hook HS in the Karayün Fm cut by regional unconformity and overlay by tapered CHS in the Karacaören strata (see Fig. 6A1 for location). B2) View toward the esat of the west Emirhan MB showing limb of tapered CHS cut by normal faults which have been rotated and sometimes connected to the Karayün salt wall (see Fig. 8B1 for location).

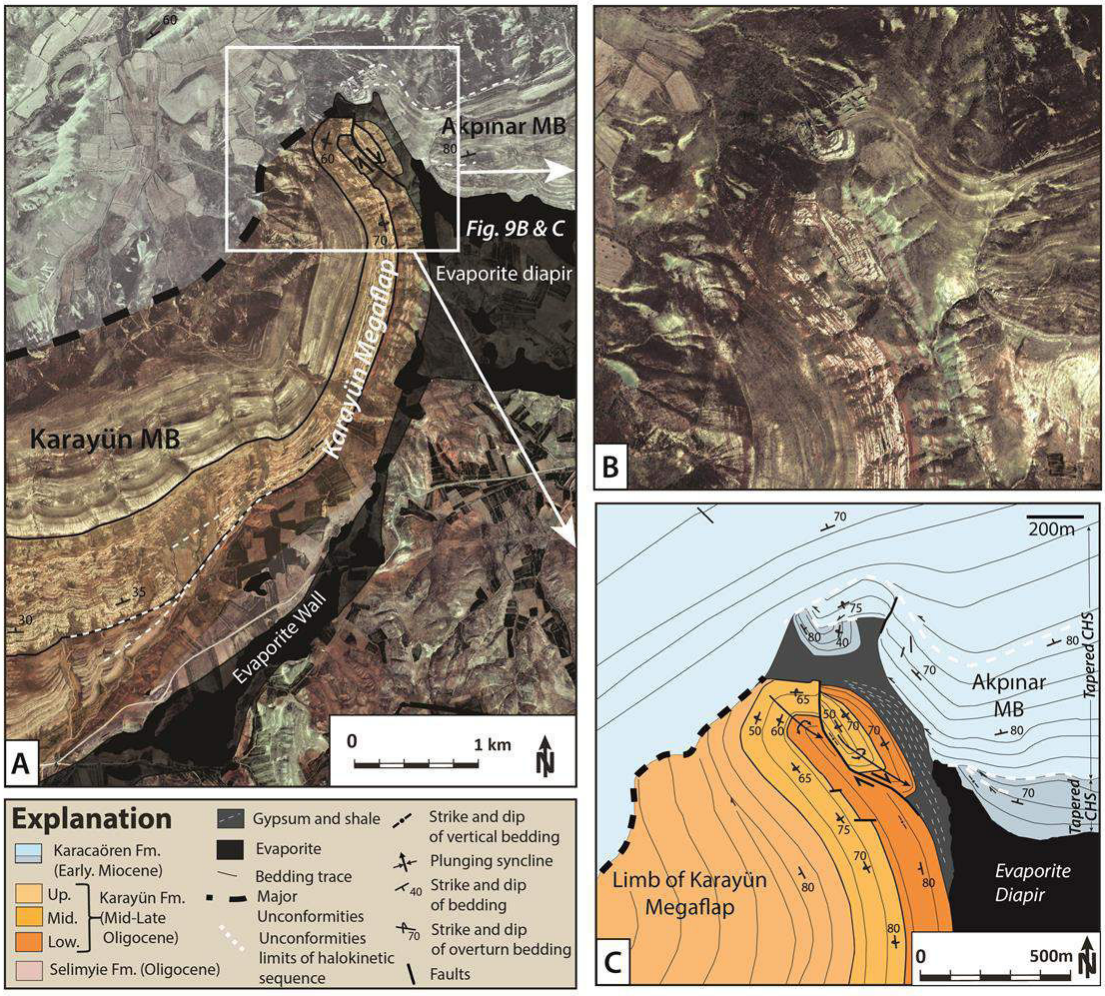


Figure 9: A) Geoeye satellite colour composite image of the east Karayün MB where vertical to overturn strata make the plan view pattern as roughly cross section. Lower and middle Karayün strata are progressively thin and drape-folded along the diapir forming a large megaflap which the limb is overturn close the Akpinar MBs (see Fig. 6B for location). B) Geoeye satellite colour composite image of the limb of the Karayün megaflap and the west margin of the Karacaören Akpınar MB. C) Geological map of the limb of the Karayün megaflap and the west margin of the Karacaören Akpınar MB (see Fig. 9A for location).

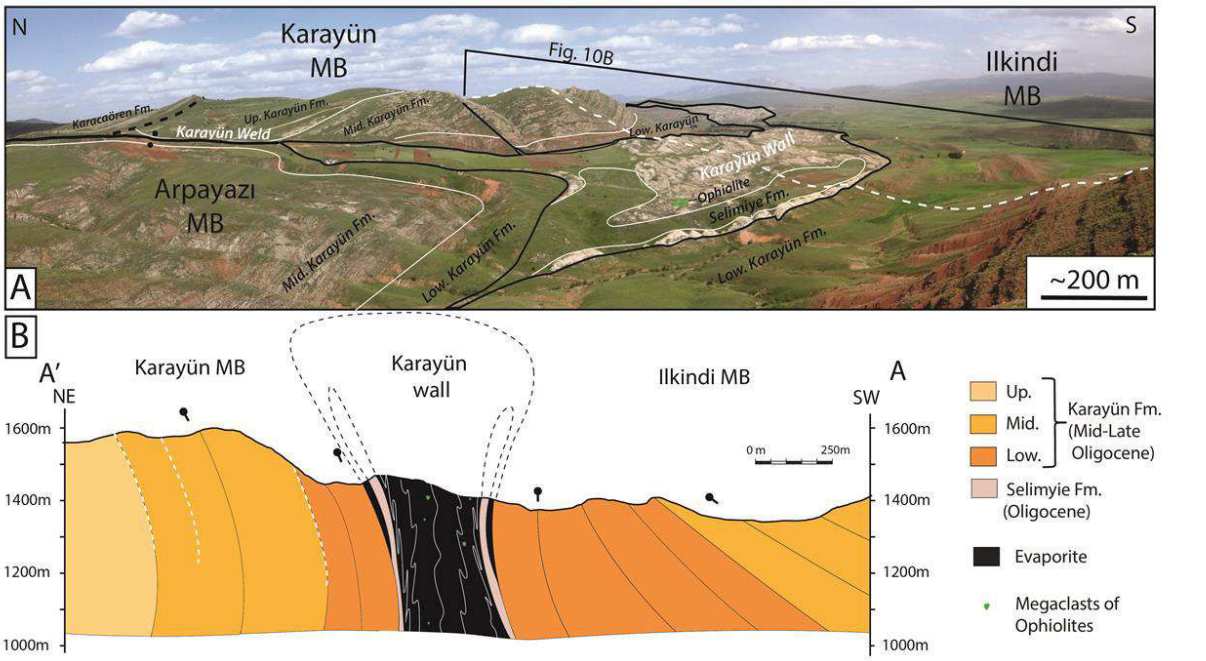


Figure 10: A) View to the east of the Karayün salt wall and weld limiting the Ilkindi, Arpayazi and Karayün MBs with location of cross section Fig. 10B. B) Cross section through the Karayün salt wall, between the Karayün and Ilkindi MBs showing vertical wall with megaclast of ophliotite (see Figs. 8B1 and 10A for location).

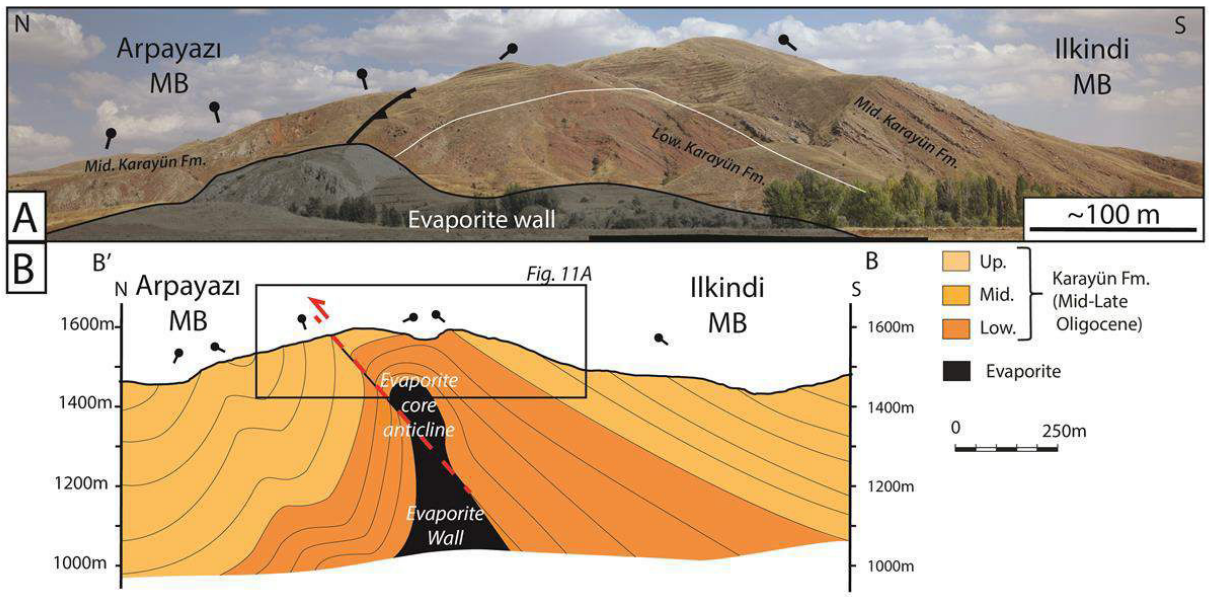


Figure 11: A) View to the east of the evaporite wall passing to an anticline cut by north-vergent thrust fault separating the Arpayazı MB to the north and the Ilkindi MB to the south (see Figs. 8B1 for location). B) Cross section through the north-vergent thrusted salt-core anticline between the Arpayazı MB to the north and the Ilkindi MB to the south (see Figs. 8B1 for location).

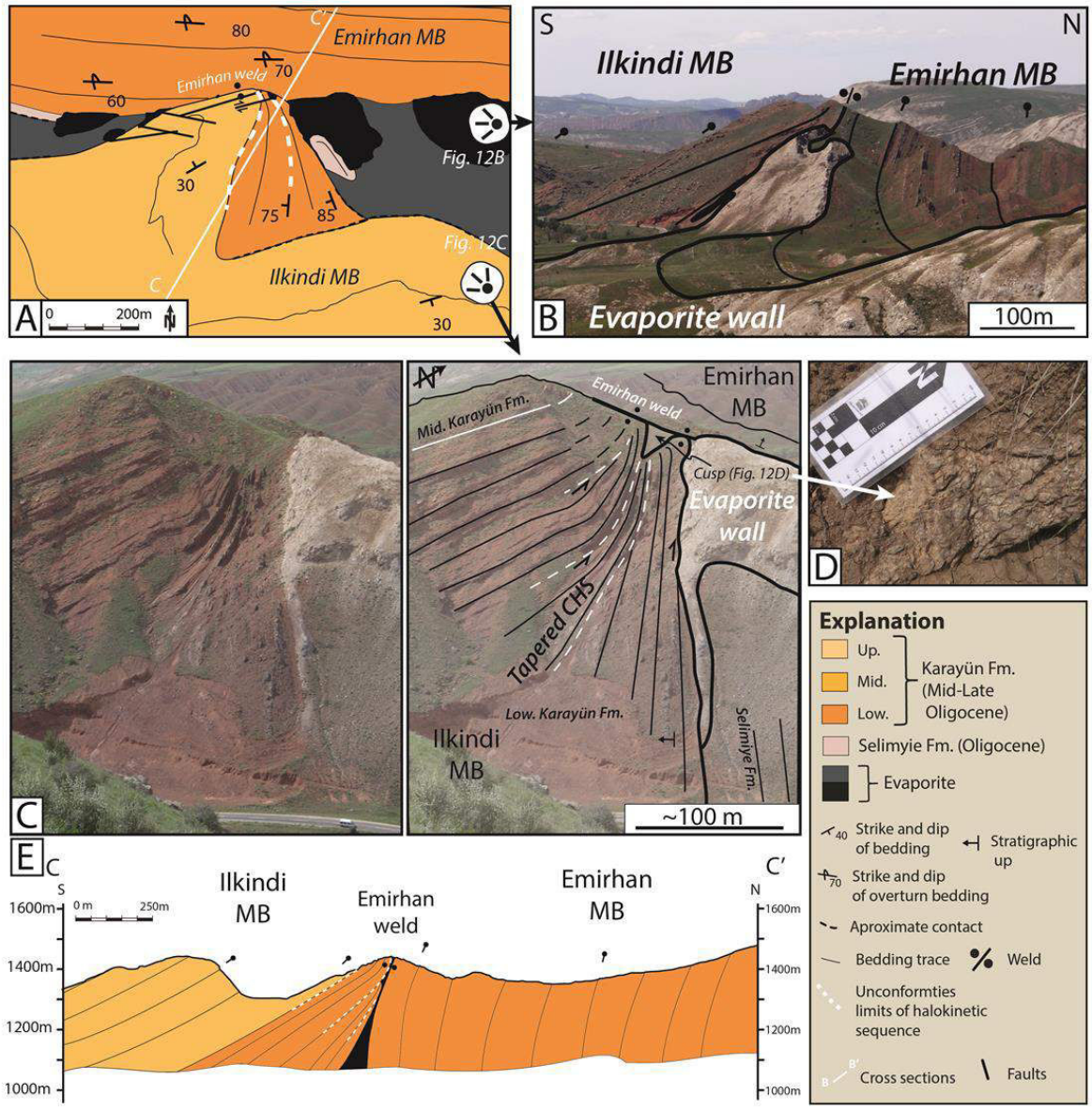


Figure 12: A) Detailed geological map of the salt wall passing laterally into the Emirhan weld between the Emirhan and Ilkindi MBs, with strike-slip fault zone on the edge of the Ilkindi MB (see Fig. 6A1 for location). B) View toward the west of the Emirhan weld contact between the strongly tilted Emirhan MB to the north and the flat Ilkindi MB to the south (see Fig. 12A for location). C) Un-interpreted and interpreted view toward the NW of the Emirhan weld characterized by mainly complete and incomplete weld with remnant gypsum that represent cusp at the halokinetic sequences boundary, defined as tapered CHS in the lower Karayün strata of the Ilkindi margin MB south (see Fig. 12A for location). D) Block of cap rock composes of conglomerate brecciated limestone observed within the cusp of highly sheared gypsum at the limb of halokinetic sequences (see Fig. 12C for location). E) Cross section through the Emirhan weld showing squeezed vertical diapir with two flanks strata dipping away from the Emirhan weld forming a teepee structure (see Figs. 6A1 and 12A for location).

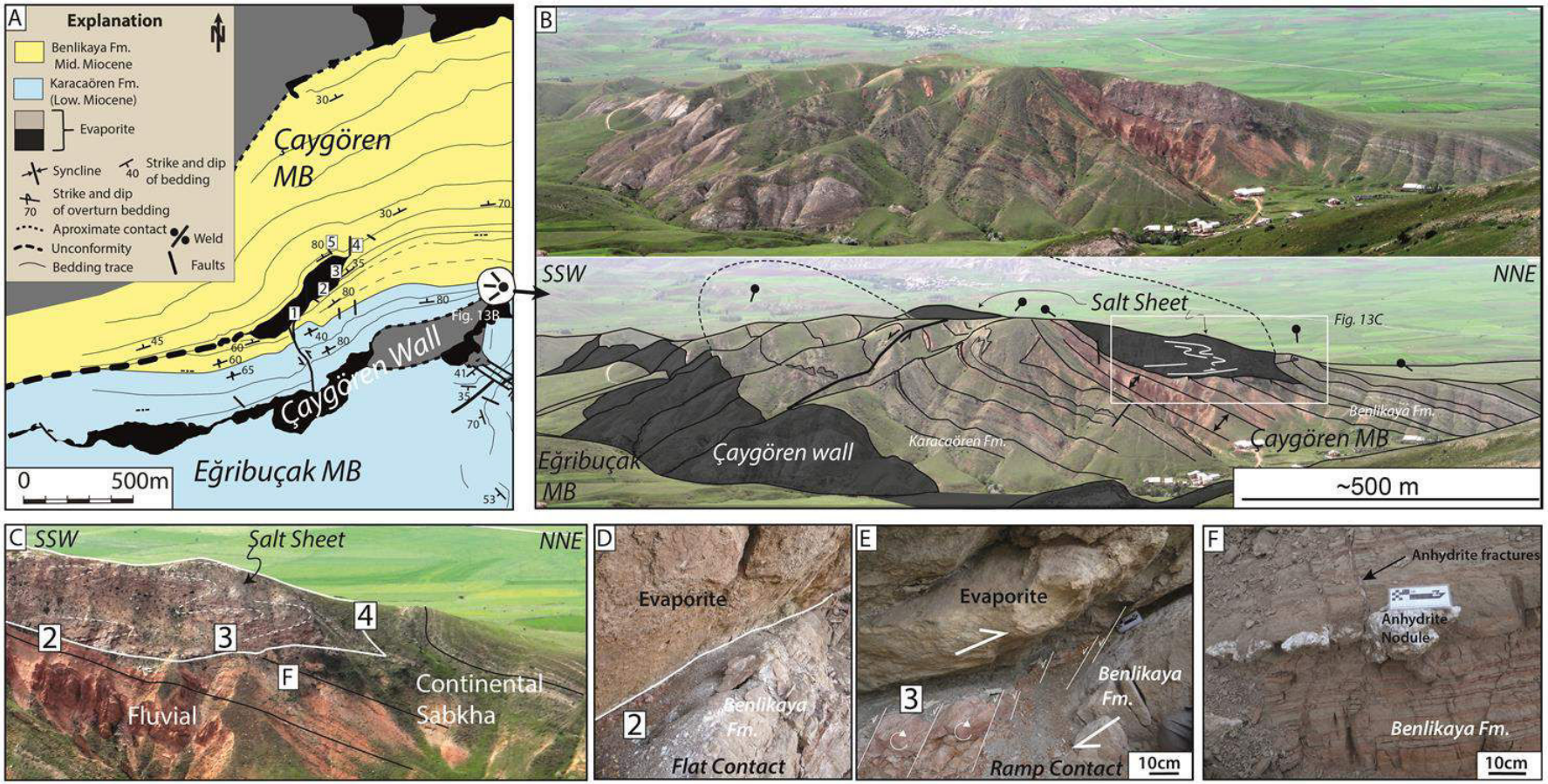

A
Explanation
Benlikaya Fm.
Mid. Miocene
Karacaören Fm.
(Low. Miocene)
Evaporite
Syncline
Strike and dip
of bedding
Strike and dip
of overturn bedding
Aproximate contact
Weld
Unconformity
Faults
Bedding trace
Çaygören
MB
Çaygören Wall
Eğribuçak MB
Fig. 13B
0
500m
B
SSW
NNE
Salt Sheet
Fig. 13C
Benlikaya Fm.
Çaygören MB
Karacaören Fm.
Çaygören wall
Eğribuçak
MB
~500 m
C
SSW
Salt Sheet
NNE
Fluvial
Continental
Sabkha
D
Evaporite
Benlikaya
Fm.
Flat Contact
E
Evaporite
Benlikaya
Fm.
Ramp Contact
10cm
F
Anhydrite fractures
Anhydrite
Nodule
Benlikaya Fm.
10cm

Figure 13: Geological map of the Çaygören and northern part of the Eğribucak MBs separated by the Çaygören wall with locations around the salt sheet section (see Fig. 4 for location). B) Un-interpreted and interpreted view toward the NW of the Çaygören MB showing large wedge halokinetic sequence and interpreted section of the salt sheet (see Fig. 13A for location). C) Zoom of the Figure 13B of the salt sheet showing recumbent folds extending tens of meters with a north vergence within anhydrite and gypsum strata and locations of salt-sediments contact beneath and at the font of the salt sheet within strata passing from fluvial to continental sebkha deposits (see Fig. 13B for location). D) View of the flat contact beneath the salt sheet showing concordant strata with only evidence of scare normal faults into the Benlikaya strata and no evidence of shear faults (see Fig. 13C for location). E) View of the ramp contact beneath the salt sheet characterized by a shear zone, up to a meter in size, limiting sandstone lenses and sandstone boudins displaying clockwise rotation, related to a dextral motion (see Fig. 13C for location). F) The Benlikaya strata sediments in the few meters beneath the shear zone containing numerous fractures, locally refracted in nodules of diagenetic anhydrite (see Fig. 13C for location).

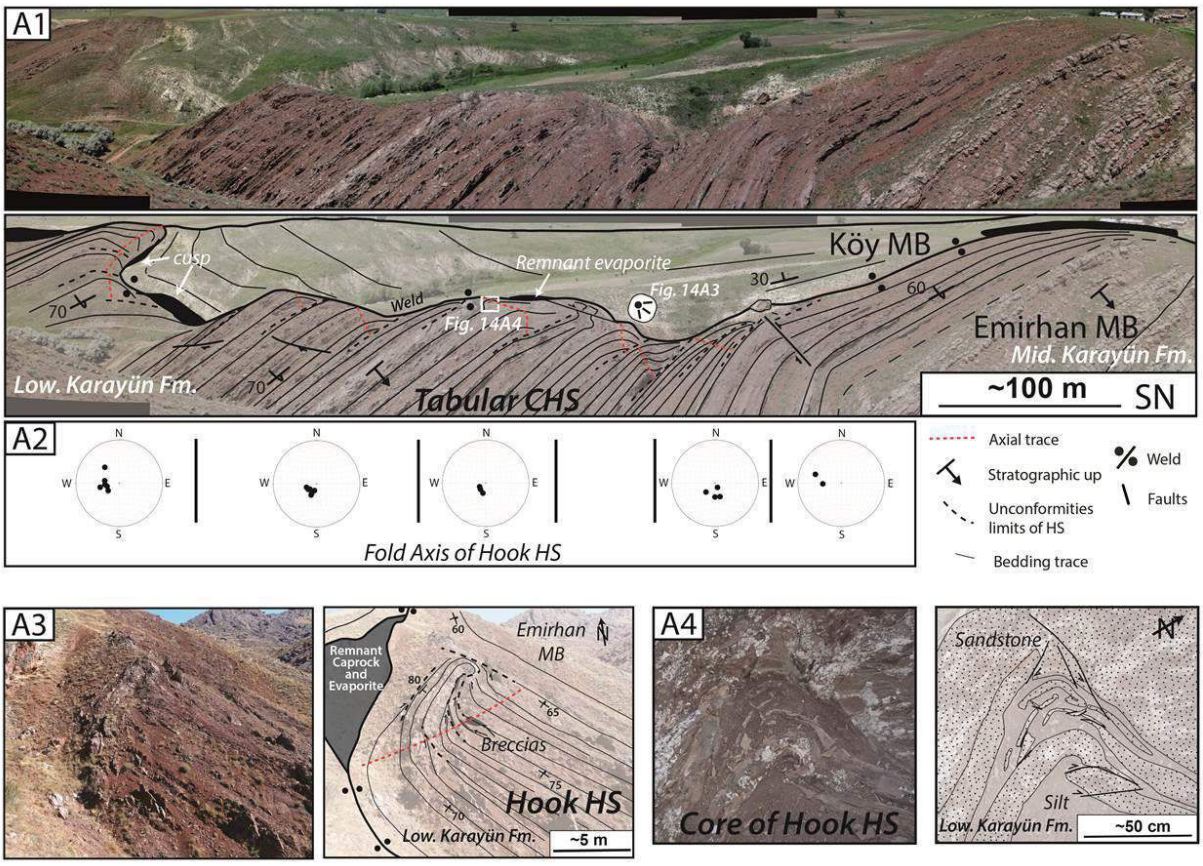


Figure 14: A1) Un-interpreted and interpreted view toward the west of the west Emirhan margin showing tabular CHS of lower Karayün strata with axial traces and unconformities-bounded along salt weld separating the Köy MB and the tilted Emirhan MB (see Fig. 6A1 for location). A2) Plot of main fold axes associated with Hook HS. A3) Un-interpreted and interpreted view toward the north-west of a Hook HS characterized by lower Karayün strata of 20m thick which are bounded by an unconformity and drape-folded over 40 m away from the salt weld containing remnant caprock and evaporite and. Depositional breccia consists of matrix-supported fine to coarse-grained sediment with angular pebbles or cobbles of the underlying strata forming slope packages are observed where strata thins toward the Hook HS flank and overlay it with onlaps and internal unconformities (see Fig. 14A1 for location). A4) Deformation in the core of a Hook halokinetic fold showing strata with variable thicknesses strongly folded and cut by reverse faults (see Fig. 14A1 for location).

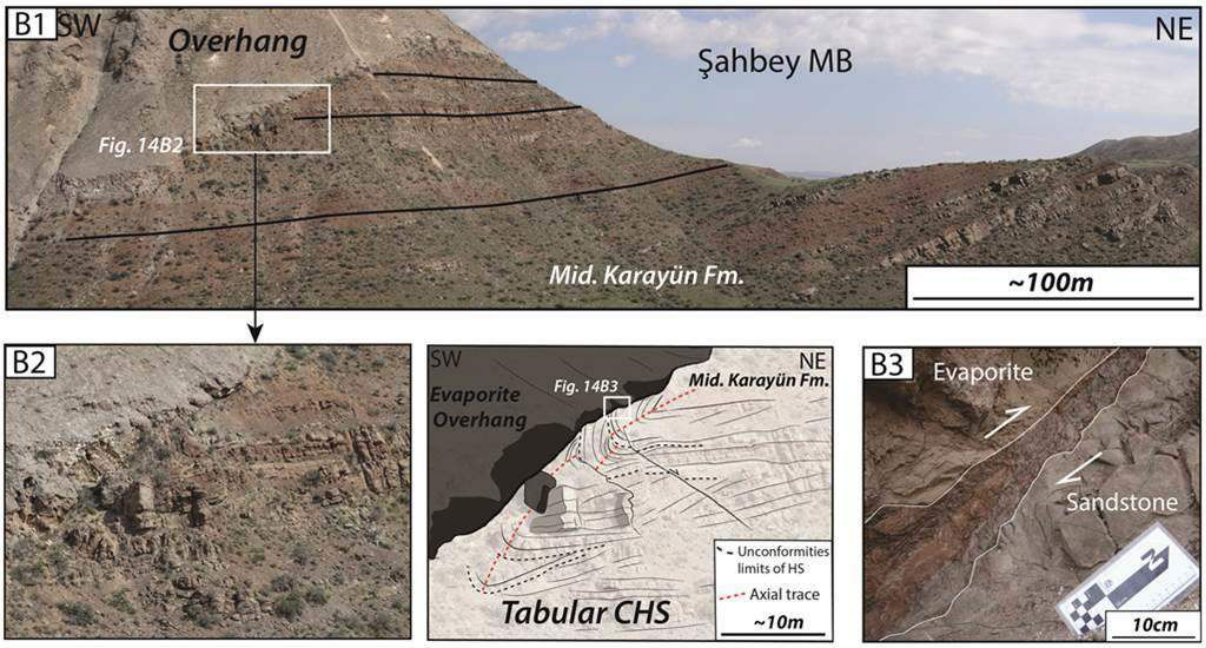


Figure 14: B1) Overview of the western margin of the Şahbey MB showing the base of the salt overhang where middle Karayün strata are apparently cut at the salt-sediment contact with an angle of up to 20° (see Fig. 4 for location). B2) Un-interpreted and interpreted zoomed image of Figure 14B1 showing a succession of Hook HS characterized by a few meters of strongly folded sandstones, with limb dips of up to 90°, defining a tabular CHS. B3) Salt-sediment contact beneath the salt overhang characterized by a few 10 cm wide shear zone of a shaly gouge and a breccia reworking sandstones of the middle Karayün strata with a reverse sense of motion (see Fig. 14B2 for location).

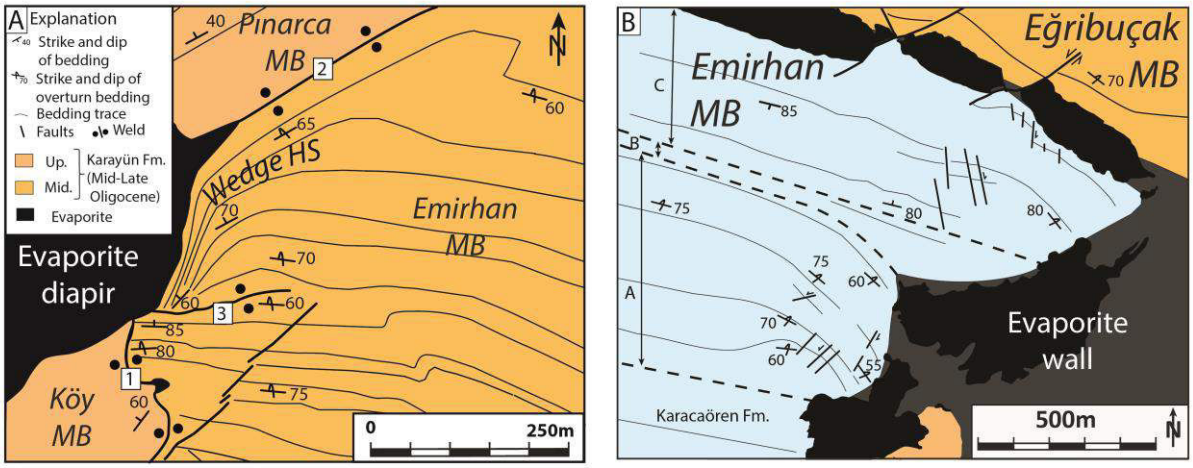


Figure 15: A) Geological map of the north-western part of the Emirhan MB in the Karayün Fm showing wedge HS along the salt weld (location 2) separating the Emirhan MB and the Pinarca MB and the diapir which the limb terminate against a weld (location 3) (see Fig. 6Aa for location).B) Geological map of the north-east Emirhan MB bounded by two salt wall showing the succession of wedges HS (member A and C) thinning toward the salt wall with apparent down laps separated by a wedge thickening toward the salt wall (member B) (see Fig. 6Aa for location).

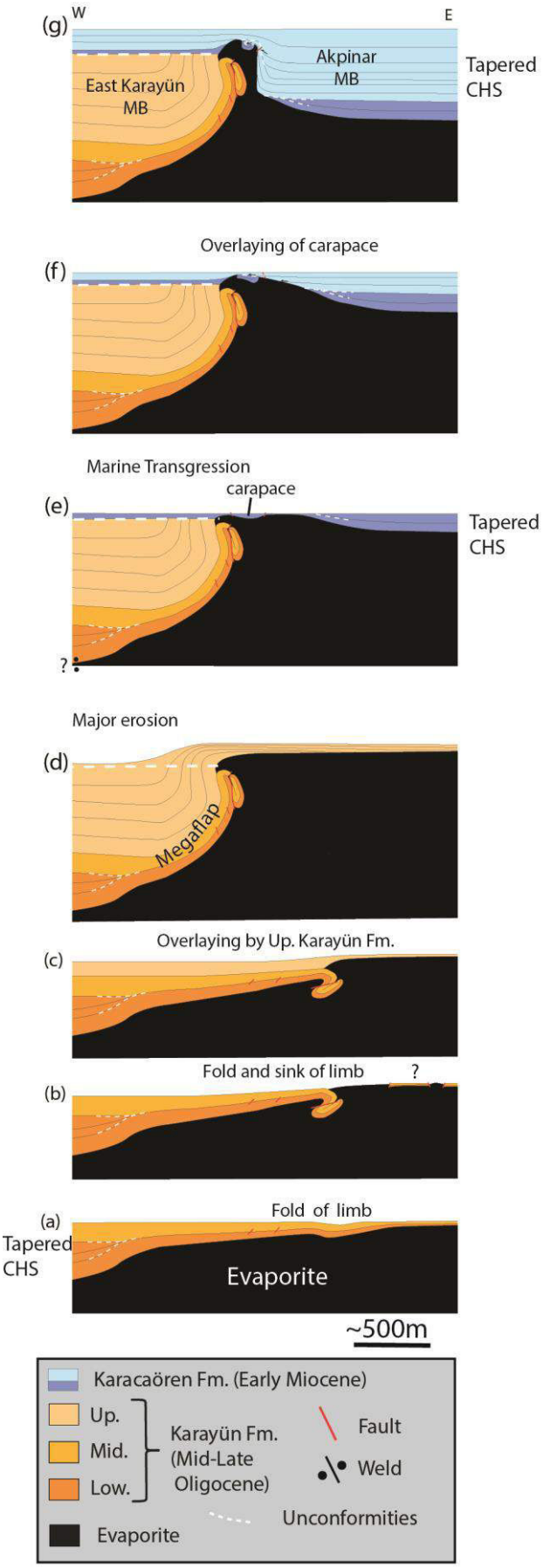


Figure 16: Schematic cartoon evolution of the East Karayün MB showing the formation of the Karayün mega-flap and the West Akpınar MB showing the formation of a marine raft and Tapered CHS in the Karacaören strata.

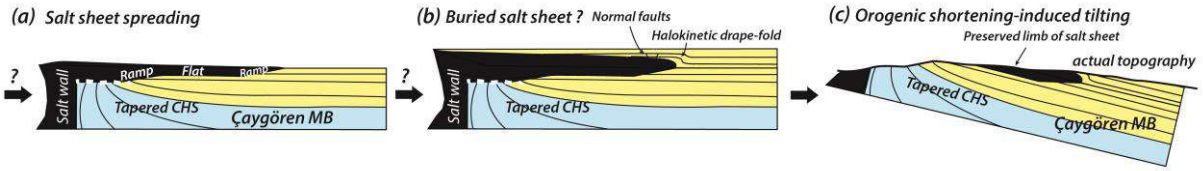


Figure 17: Schematic cartoon evolution of the Çaygören salt sheet *(based on Hearon et al., 2015a; Hudec and Jackson, 2006; Kernen et al., 2012)* showing (a) the allochthonous salt has flown above the tapered CHS of the Karacaören and base of Benlikaya formations forming a succession of flap and ramps that probably feed by the Çaygören salt wall. (b) The salt sheet is covered (partially or completely) and strata at the toe of the salt sheet are progressively folded forming halokinetic drap-fold cut by extensional faults. (c) The MB is tilted probably due to regional orogenic shortening, *similar as the tilt of Emirhan*

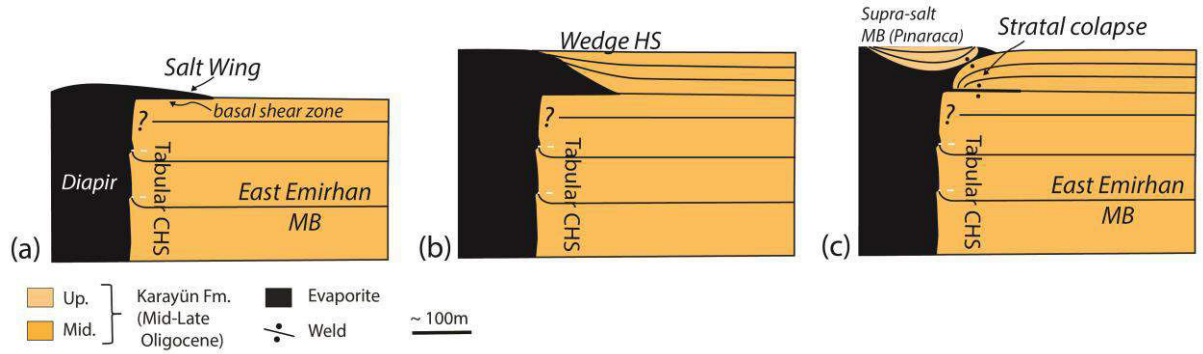


Figure 18: Schematic cartoon evolution of the NW Emirhan margin caractérized by wedge HS terminated against a salt weld: (a) small salt wing spread about 100 m away from the diapir above the middle Karayün Fm. containing tabular CHS alongside; (b) Middle Karayün strata progressively covered the salt wing, onlapping its roof and wedging away forming a wedge HS; (c) the wedge HS collapses into the salt wing toward the diapir that could be explained by salt wing deflation due to dissolution and a supra-salt MB may developed above the diapir.

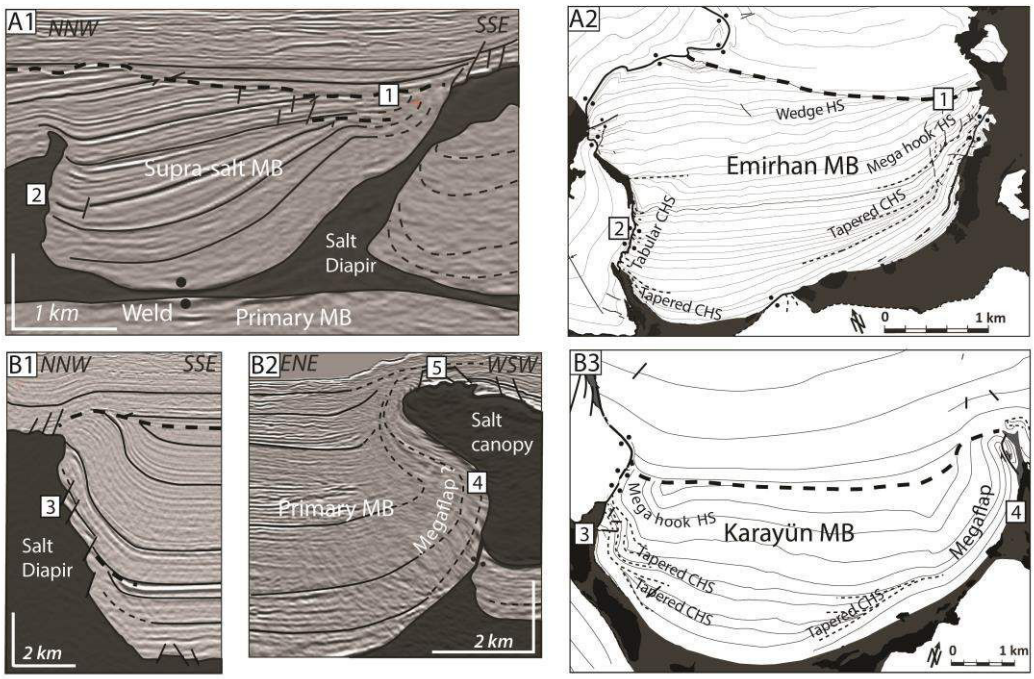


Figure 19: A1) Interpreted 3D PSDM seismic line from the deepwater Gulf of Mexico near Sigsbee escarpment showing asymmetric MB. A2) Simplified map of the asymmetric Emirhan MB with unconformities, bedding traces (black lines) and salt walls and welds and HS. B1) Interpreted 3D PSDM seismic line from the Gulf of Mexico near Sigsbee escarpment showing margin of MBs which deep cut by normal faults along diapir and unconformity cut large halokinetic fold. B2) Interpreted 3D PSDM seismic line from the Gulf of Mexico near Sigsbee escarpment showing mega flap and carapace strata cut by normal faults. B3) Simplified map of the symmetric Karayün MB with unconformities, bedding traces (black lines) and salt walls and welds and HS and megaflap.

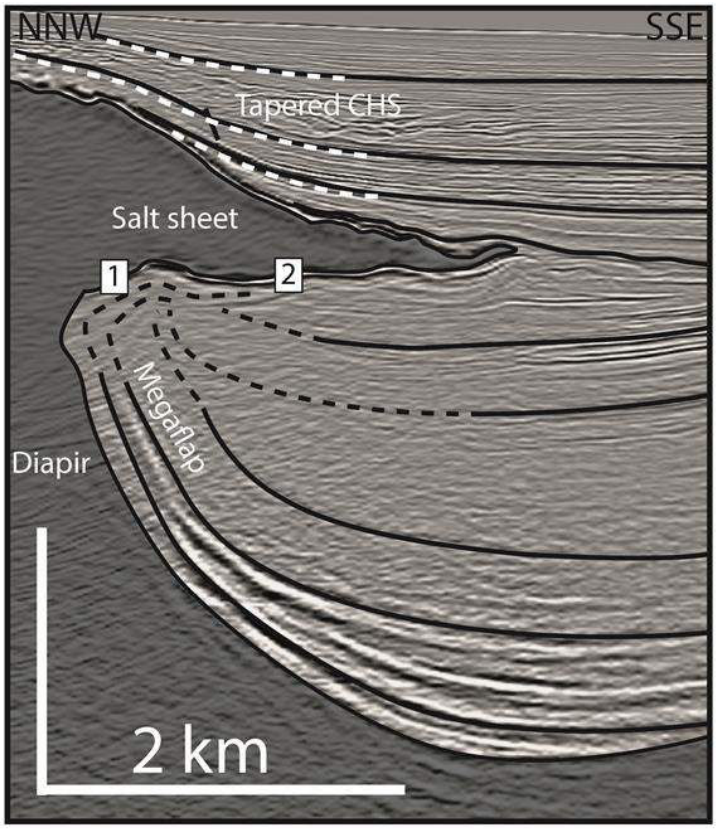


Figure 20: Interpreted 3D PSDM seismic line from the Gulf of Mexico showing a salt sheet above a megaflap and wedge HS and overlay by Tapered CHS.

Annexe 2

II. Article soumis à la revue Tectonics

Minibasins and salt canopies in foreland fold-and-thrust belts: the central Sivas Basin, Turkey

CHARLIE KERGARAVAT*†, CHARLOTTE RIBES*†, ETIENNE LEGEAY*†, JEAN-PAUL CALLOT*
KAAN SEVKI KAVAK‡ and JEAN-CLAUDE RINGENBACH†

*LFC-R, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 64012 Pau cedex, France (E-mail: charlotte.ribes@univ-pau.fr)
†TOTAL SA, CSTJF, avenue Larribau, 64018 Pau, France
‡Department of Geological Engineering, Cumhuriyet University, 58140 Sivas, Turkey

A. Abstract

The Sivas Basin in the Central Anatolian Plateau (Turkey) was formed in the context of a foreland fold-and-thrust belt (FTB), with a core exhibiting a typical wall and basin structure (WABS). Extensive field work including regional and detail mapping of minibasins (MBs) contacts, along with structural analysis and interpretation of a 2D regional seismic line, provide evidence for the development of a canopy separating two generations of MBs. The Late Eocene-early Oligocene evaporite level is remobilized by the northward migrating sedimentary load and the tilting of the southern basin margin during propagation of the foreland FTB. Evaporites are observed at the base of several MBs, which are overlain by formations younger than that filling the initial generation of MBs, suggesting a second generation of MBs over an extensive allochthonous evaporite level. Laterally away from the WABS domain, the increase in the tectonic structures wavelength suggests a deepening of the decollement level. The polygonal pattern of the WABS strongly influences the growing FTB system during the late stage of secondary MBs development. The WABS domain acts as a transfer zone between a forelandward thrust sheet propagating to the west and a triangular zone with hinterlandward thrusts to the east. The shortening is accommodated within the WABS by squeezed walls and diapirs, localizing the thrusts and welds, and by the translation/rotation of MBs, recorded by strike-slip fault zones. The Sivas FTB basin is the result of the interaction between FTB propagation, evaporite remobilization and interaction between evaporite flow and sediments making up the MBs.

B. Introduction

Salt-bearing basins are prone to salt tectonics (e.g. Hudec and Jackson, 2007), and about 120 salt tectonic provinces around the world are characterized by the development of salt diapirs and walls associated with halokinetic sequences (e.g. Giles and Lawton, 2002 ; Jackson and Talbot, 1991 ; Rowan et al., 2003). In the case of a relative thick salt layer, minibasins (MBs) surrounded by salt walls can develop in various geological settings (e.g. Axel Heiberg, Gulf of Mexico, Pricaspian, Santos basin, Angola, Flinders RangesBarde et al., 2002 ; Brun and Fort, 2004; Diegel et al., 1995 ; Guerra and Underhill, 2012 ; Harrison and Jackson, 2014). The salt tectonic history is recorded by halokinetic sequences at the small scale, and lateral stratigraphic thickness variations within the MBs at a larger scale (e.g Rowan et al., 2003). The size, shape and location of the MBs can be influenced by the presence of pre-salt basement structures (e.g. Barde et al., 2002 ; Trudgill, 2011) and coeval regional deformation such as compression (e.g. Hudec et al., 2009).

Shortening of such structures is mainly accommodated by the salt itself, because it is mechanically weaker than the sediments (e.g. Vendeville and Nilsen, 1995). The preferential squeezing of salt structures exerts a powerful control on the deformation and structural style of the fold-and-thrust belt (FTB) (e.g. Callot et al., 2012; Rowan and Vendeville, 2006). In simple cases, such as in the southern Zagros, local cylindrical diapirs influence the fold geometries and thrust localization (e.g. Callot et al., 2007 ; Callot et al., 2012; Jahani et al., 2009). In more complex cases, such as in the Flinders Ranges where preexisting MBs are located within a polygonal network of salt ridges, early shortening is accommodated through salt wall shrinkage leading to the formation of welds (e.g. Rowan and Vendeville, 2006). This generates extensional and strike-slip structures, while MBs are simply translated with a weak component of rotation about vertical and horizontal axes, thus preserving the polygonal network The late-stage shortening produces narrow folds above the salt ridges, which bend toward the salt diapir with wavelengths varying both regionally and locally as a function of the overburden thickness (e.g. Rowan and Vendeville, 2006).

Under or without shortening-induced squeezed of diapir, salt can flow at the surface as salt sheet that may coalesce to form a salt canopy (i.e. allochthonous salt level, (e.g. Hudec and Jackson, 2006). Later on, the canopy can be remobilized into a second generation of MBs framed in a polygonal network of salt walls, known as a wall and basin structure (WABS) (e.g. Jackson and Harrison, 2006). These features have been largely described on the distal parts of passive margins, driven by the gravitational spreading and gliding favoured by the slope and inputs due to progradation of the post-rift delta (Brun and Fort, 2004 ; Guerra and Underhill, 2012; Rowan, 2002). Margins subject to gravity-driven tectonics have been extensively studied using subsurface industrial data because of their economic importance such as in the GoM and in offshore Brazil (e.g. Mohriak et al., 2012; Sullivan et al., 2004). Thus, better understanding of MBs above and beneath salt canopy has become more and more important since the last two decades. Because of limited seismic resolution along diapir flank and in sub-salt strata, there is a need for field analogue studies, in order to provide high resolution analogues and constrain tecto-sedimentary evolutionary models. Exposures of large canopies are rarely observed in the field, and are known in inverted rifted basin settings, including the Great Kavir, the Axel Heiberg Island Artic Canada and the Lansarine-Balouala salt structures in Tunisia (Jackson et al., 1990 ; Jackson and Harrison, 2006; Masrouhi et al., 2013). Among these three examples, Axel Heiberg is the only field analogue which exposes a second generation of MBs developed during the inversion of a rifting basin (Harrison and Jackson, 2014).

Among the few known cases of such canopies and associated minibasin province, the central Sivas basin is described as a foreland basin later on affected by the propagation of the FTB (e.g. Görür et al., 1998 ; Guezou et al., 1996; Poisson et al., 1996). The Sivas basin provides very good exposures of many evaporite-related geometries and MBs due to their tilting that allow the study of salt tectonic processes in great detail (Callot et al., 2014 ; Kergaravat et al., Submitted; Ribes et al., 2015 ; Ringenbach et al., 2013). Previous studies have focused on the sedimentary and geometrical record of salt tectonics along MBs flanks and revealed a possible influence of regional shortening responsible for tilt of some MBs which can locally become vertical (Callot et al., 2014 ; Kergaravat et al., Submitted; Ribes et al., 2015).

This paper presents an example of outcropping salt canopy and secondary MBs from the core of the Sivas Basin. The aim of the present study is to place the evolution of the Sivas basin for the first time in the framework of the north Taurus Foreland fold and thrust belt evolution, and the development of salt tectonics, from the deposition of the mother evaporite to the present day, in an overall convergent setting. Based on field analysis and some seismic lines, the key questions addressed here are as follows:

(1) What are the evidences for any salt canopies associated with a second generation of MBs in the core of the Sivas basin?

(2) How does regional shortening interfere with salt structures and the associated MBs?

(3) What is the influence of the anisotropy of salt structures on the regional pattern of the FTB?

(4) What is the effect of the propagation of the FTB on salt tectonic activity at the basin scale?

C. Data Sources

This study is based on (1) new regional and detailed geological mapping of MBs, covering an area of roughly 60 km2 at a scale of 1/100,000, associated with (2) a finer-scale mapping (at about 1/10,000) of the MBs contacts, representing 25 km2 (about 5 months of fieldwork), (3) structural characterization (faults planes, folds and salt structure geometries) of the MBs contacts, and (4) interpretation of a set of 2D seismic lines acquired in 2010-2011 (kindly provided by Transatlantic Petroleum Ltd). The seismic data were recorded to a depth of 4000 ms TWT and the time-seismic line presented in this study is 35 km long. Seismic data are not depth-converted. Only one vertical exploration well, Celallı-1, is available (Onal et al., 2008). The well was drilled close to Celallı village by MTA in 1974, penetrated the Celallı anticline to a total depth of 3643 m and yielding a lithology interpretation based on cuttings. All measurements, such as stratigraphic package thickness and structural dips, are expressed in metres based on velocity data assuming an average velocity of 4310 m s-1 (Onal et al., 2008).

D. Geological Setting

D.1. Regional setting

Located in a corner between the North Anatolian and East Anatolian active strike-slip faults, the 50-km wide and 200-km long east-west Sivas basin represents a strongly shortened Cenozoic depocenter (Figs. 1 and 2). The basement is composed of accreted continental blocks of Gondwanian affinities, the Kırşehir metamorphic massif to the west and the Taurides-Anatolides continental blocks to the south, which collided against the Pontides magmatic arc to the north, forming the boundary with Eurasia (Cater et al., 1991 ; Yılmaz and Yılmaz, 2006). The northern margin of the Sivas Basin is defined by the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone (IAESZ) between the Taurides-Anatolides and the Kırşehir massif to the south, and the Pontides to the north (Rolland et al., 2009; Rolland et al., 2010; Yılmaz and Yılmaz, 2006). The southern margin is defined by the Inner-Tauride suture zone (ITSZ) separating the Taurides-Anatolides to the south and southeast from the Kırşehir massif to the north and northwest (Görür et al., 1998; Guezou et al., 1996). These suture zones are made up of ophiolitic mélanges to the north in the case of the IAESZ (Yaliniz and Göncüoglu, 1998) and a peridotite nappe thrust onto the Tauride margin toward the south (Artan and Sestini, 1971 ; Robertson et al., 2013).

The IAESZ is the trace of the Late Cretaceous subduction of the northern branch of Neotethys below the Pontides. Farther east, where the Kırşehir block disappears, the IAESZ marks the obduction of a nappe dominantly composed of peridotites thrust southward over a distance of 100 km onto the Taurus (Hässig et al., 2013; Okay et al., 2006 ; Rolland et al., 2010). The ITSZ is commonly considered as bearing witness to the existence of a small Mesozoic oceanic basin, the Inner Tauride Ocean (Görür et al., 1998 ; Robertson et al., 2013). Southward, the Bitlis-Zagros suture zone (BZSZ) is the trace of the southern branch of Neotethys which closed during the Late Eocene Arabian collision (e.g. Rolland et al., 2012). The Sivas basin is developed above the ophiolite mélange and nappe in the central part and also to the east as well as on the Kırşehir metamorphic massif to the west (e.g. Karaoğlan et al., 2013; Poisson et al., 1996)

Following obduction during the Maastrichtian to Paleocene, carbonate platforms (namely the *Tecer and Gürlevik Fms*) developed on topographic highs of the ophiolitic basement on the southern margin of the Sivas Basin (Cater et al., 1991; Kurtman, 1973) Fig. 2, 3).

D.2. Eocene foreland deposits

The Eocene Sivas basin has been interpreted as an east-west foreland basin in the peripheral setting of the dying stages of Tethyan subduction (Cater et al., 1991 ; Görür et al., 1998; Guezou et al., 1996 ; Kurtman, 1973 ; Poisson et al., 1996). Because most of the regional thrusts verge north on the southern margin of the basin, we do not favour this hypothesis and we interpret these structures as rather representing a retro-arc developed above the northern margin of the Taurus. On both sides of the basin, the base of the Eocene is composed of very coarse conglomerates with clasts of ophiolite and limestone derived from the Teçer and Gürlevik platforms, along with rare marble and radiolarite, making up the fan delta of the Bahçecik Fm (Cater et al., 1991; Kurtman, 1973 ; Poisson et al., 1996). The Bahçecik Fm is dated as Early Eocene, and is thought to record the onset of compression on the southern margin of the Sivas Basin (Kurtman, 1973).

In the south, the Bahçecik Fm is overlain by volcanoclastic turbidites with local olistostromes of Teçer Fm and ophiolite forming the Bözbel Fm (Artan and Sestini, 1971; Cater et al., 1991; Kurtman, 1973 ; Özçelik and Altunsoy, 1996) Fig. 2, 3). The source of these detrital deposits was probably located to the south of the Sivas basin, coming from the Taurus retro arc (e.g. Cater et al., 1991). In the north, the Kösedag Fm is characterized by alternations and intercalations of thin bedded marl and sandstone with nummulitic horizons, as well as andesite and agglomerates of Lutetian age (Kurtman, 1973). The Kösedag Fm has been correlated with the Bözbel Fm (Kurtman, 1973 ; Poisson et al., 2010).

D.3. Sivas salt basin

The development of the Sivas salt basin from Late Eocene to Miocene begin with deposition of the Tuzhisar evaporitic formation that allow for development of MBs at the front of the FTB involving sub-salt strata to the south (Figs. 4 and 5). MBs are mainly observed in the central part of the Sivas basin filling by the Selimiye, Karayün, Karacaören, and Benlikaya formations (Fig. 4 and 5).

a. Mother salt deposition (Late Eocene-Lower Oligocene)

The end of the Eocene is characterized by the deposition of calcareous claystone-bituminous shale alternations passing up into the evaporites of the mother level, namely the *Tuzhysar Fm*, which is dated as Late Eocene to Early Oligocene (Gündogan et al., 2005; Kurtman, 1973 ; Özçelik and Altunsoy, 1996; Poisson et al., 2010) Fig. 3). The *Tuzhysar Fm* accumulated in an environment evolving progressively from shallow marine to sebkha and is composed mainly of secondary gypsum and minor anhydrite (Gündogan et al., 2005). The mother salt has been drastically remobilized by salt tectonics since its deposition. Nevertheless, some traces of the original deposits are observed locally on the Eocene sediments or on the ophiolite. The mother salt level conformably overlies the Bözbel Fm close to Inköy village in the core of the Eocene synclines (e.g. NE of Ulaş village, Fig. 2). Southward, around Teçer Mountain, the evaporite lies unconformably on the peridotites. Close to Yeniköy (Fig. 2), the mother salt overlies the *Ortaköy Fm*, which is an equivalent of *the Bözbel Fm* (Gündogan et al., 2005). This major evaporitic event is also recorded during roughly the same period in other Anatolian Cenozoic salt basins, such as the Tuz Gölü or Çankiri basins, west of the Sivas Basin (Görür et al., 1998 ; Kaymakçı et al., 2010).

b. Oligocene-Miocene deposits

The Selimiye Fm, to the south of the basin, is exposed as a 15 km-long, 40°W-dipping monocline locally cut by syn-sedimentary normal faults (Fig. 4). The extensive outcrops of the Selimiye Fm are composed by red-purple dominantly fine-grained sandstones and shales. It is attributed to the Oligocene (Kurtman, 1973 ; Poisson et al., 1996), Figs. 3 and 4). Where observed in contact with the Tuzhysar Fm, the base of the Selimiye Fm is made up of red mudstones-gypsarenites, which coarsen upward into an alternation of sandstones and matrix-supported conglomerates (Gündogan et al., 2005).

To the east of the MBs area, the Cellalı well has penetrated 2100 m of the *Selimiye Fm* in the core of the Celallı anticline, Figs. 2 and 4 (Onal et al., 2008). This well encountered a 1200-m-thick lower section composed of shale interbedded with anhydrite and an upper section of shale interbedded with sandstone. The lower and upper sections are separated by a layer of 90 m of halite at 2100 m depth (Onal et al., 2008), Fig. 3). A 2D seismic line across the anticline (courtesy of Transatlantic Petroleum Ltd) suggests that disharmony fish-tail structure is responsible for the a tectonic thickening in the core of the anticline of the Selimiye sequence. Hence, the lithology indicated by the well data may not represent the original stratigraphic pile of the *Selimiye Fm.* The infilling of the MBs (Fig. 4) is composed locally of a thin purple fine-grained clastic unit at the base that could represent the uppermost member of the *Selimiye Fm* (Ribes et al., In press).

The Karayün fluvial formation makes up the lower unit of most MBs (Arpayazı, Bingöl, Emirhan, Eğribucak, Eskiboğazkezen, Gölcük, Ilkindi, Karayün, Mecitli, Şahbey, Yavu and Yeniköy, Fig. 4). The *Karayün Fm* is characterized from base to top by three depositional environments associated with a distributive fluvial system: (i) Playa-lake and distal terminal splay, (lower member); (ii) Fluvial braided deposits (middle member); (iii) Saline lacustrine deposits dated as late Oligocene (upper member) (Fig. 3, (Ribes et al., 2015). Because of their high degree of tilting, up to vertical in the case of the Emirhan MBs, some of these MBs expose more complete stratigraphic successions with up to 4 km of sediments (2400 m for the *Karayün Fm alone* (Ribes et al., 2015). Various halokinetic structures are recorded within the *Karayün Fm* along the lateral evaporite walls (Kergaravat et al., Submitted; Ribes et al., 2015).

After this fluvial episode, a transgression invaded the basin from the east during the Early Miocene, leading to the deposition of the *Karacaören Fm* (Cater et al., 1991 ; Poisson et al., 1996; Sirel et al., 2013). It is composed of shallow marine marls and sandstones that are interbedded locally with algal limestones dated as Aquitanian-Burdigalian based on benthic Foraminifera (Fig. 3, (Kurtman, 1973 ; Poisson et al., 2010 ; Sirel et al., 2013). This shallow marine formation is locally unconformable on *the Karayün Fm* along salt ridges such as in the Karayün and the Emirhan MBs or conformable such as in the Bingöl MBs (Kergaravat et al., Submitted; Ribes et al., 2015). The *Karacaören Fm* is also unconformable on the *Selimiye Fm* in the large monocline to the south of the MBs area and in the core of the Celallı anticline, with a highly angular unconformity, up to 90° where the *Karayün Fm* is absent (Kurtman, 1973) (Fig. 4). The marine formation is also observed directly above the evaporite level filling the elongated Ağılkaya MB to the south, as well as above the Tuzhisar and Çaygören MBs to the north of the MBs area and also above the salt nappe to the NE and SE of Hafik (Temiz, 1996) (Fig. 4).

The top of the marine sequence is marked by a return to fluvio-lacustrine facies, which transitionally overlie the *Karacaören Fm* (Poisson et al., 1996) Fig. 4). *The Benlikaya Fm* is characterized by alluvial deposits composed of sandstones and conglomerates, grading upward to floodplain mudstones and subordinate intercalations of evaporite beds and carbonates (Fig. 3; (Poisson et al., 1996 ; Poisson et al., 2010). The *Benlikaya Fm* is exposed mainly around the core of the MBs area and particularly to the north. Like the *Karacaören Fm*, *the Benlikaya Fm* is locally deposited directly on the *Selimiye Fm* or on the evaporite.

Several evaporite levels are mapped in the MBs core area (50 x 30 km², Fig. 4), showing different relationships to the other formations. Evaporite levels are observed (Fig. 3): (i) at the base of the *Selimiye Fm* related to the autochthonous evaporite; (ii) At the base of lower and upper members of the *Karayün Fm*; (iii) At the base of the *Karacaören Fm*; (iv) At the base and the upper part of the *Benlikaya Fm* outcropping to the north of the MBs area.

The evaporitic formation directly below the *Karacaören* and the *Benlikaya* formations is named the *Hafik Fm* (Figs. 2 and 3) (Kurtman, 1973). This latter is composed by prominent gypsum layers alternating with green and red-coloured thin marls and claystone.

At outcrop, the evaporite layers forming evaporite walls between MBs are composed of massive gypsum and anhydrite blocks locally intermingled with highly sheared red clastics and shales. In the MBs area, the presence of halite is indicated by salt springs near Bingöl Lake and at the Tuzhisar salt works, as well as around the Tuzhisar MB (Fig. 4). A few large ultramafic blocks are observed within the evaporites walls (e.g. to the west of the Ağılkaya MB, to the north of the Gölcük MB and to the south of the Akpınar MB).

c. Late Miocene-Quaternary Deposits:

The Incesu and the Merakom formations are the youngest pre-Quaternary formations in the Sivas basin. They crop out principally to the north and west of the Sivas basin (Fig. 2). The *Incesu Fm* is composed of sandstones and conglomerates, with intercalations of white marls and lacustrine limestones. The base of the sequence is dated as Late Miocene (Poisson et al., 1996). The *Merakom Fm*, discordantly overlying the *Incesu Fm*, is composed of green marls and lacustrine limestone dated as Early Pliocene (Poisson et al., 1996). This formation forms flat erosional terraces, the uppermost being located 200 m above the present Kizilmark river suggesting a major uplift of the Anatolides since the early Pliocene associated with the development of the North Anatolian Fault (NAF) (e.g. Cater et al., 1991). The *Quaternary* deposits are characterized by terraces and travertines, observed in the Kizilirmark valley near the town of Sivas (e.g. Poisson et al., 1996).

E. Structure

The southern margin of the Sivas basin displays regionally extensive sub-parallel folds and thrusts, with axes trending N70° to N90° which involve Upper Cretaceous to Eocene sediments forming a folds and thrusts belt to the south of the Late Eocene-Miocene salt basin (Fig. 5) (Kurtman, 1973). Major folds with large wavelength and major thrust faults verging north striking N70° to N90° along the southern margin of the Late Eocene-Miocene salt basin, resulted in the emplacement of Upper Cretaceous to Paleocene layers associated with ophiolite bodies over the Eocene Bözbel Fm (Kurtman, 1973)(Fig. 5). The Eocene layers show regular folding with some minor disharmony, the fold width ranging from 1 to 10 km and fold length from 10 to 30 km.

In the Late Eocene-Miocene salt basin, east and west of the study area, the regional structural pattern involves large E-W to NE-SW-trending elongated folds associated with N70° thrusts related to the Taurus compression (Fig. 5). This regional trend is modified in the core of the salt-bearing Oligocene-Miocene basin that corresponds to the area of the MBs (Fig. 6A). In this section, we present the main evidence for an interaction between the development of MBs and the regional evolution of the basin. This is based on the interpretation of mapping and seismic data, as illustrated by a seismic line across the study area.

E.1. Late Eocene-Miocene salt basin boundaries

At the whole basin scale, the elongated E-W salt basin appears to be bounded by tectonic contacts, mainly thrusts underlying the salt, with fore thrusts to the north and passive-roof back-thrusts to the south (Fig. 5). The northern margin is a north-verging reverse fault locally offset by NW-SE left-lateral tear faults, which separates the salt basin to the south from the Ankara-Erzincan ophiolitic mélanges and Eocene sediments to the NE, and from the upper Miocene-Pliocene deposits (*Incesu and Merakom Fms*) to the NW (Poisson et al., 1996). The southern margin of the basin is a more complex zone: the regional contact between the *Bözbel* and *Selimiye* formations trends roughly E-W and locally contains sheared evaporites and ophiolite blocks. It is clearly identified as a folded passive-roof thrust from seismic data, and the domain to the south corresponds to the related triangular zone (Legeay et al., 2015). To the south of the Oligocene-Miocene basin (Fig. 5), the passive roof back-thrust is locally terminates and cut by younger north-verging thrusts (i.e. north to Tecer).

E.2. Oligocene-Miocene salt domains

The salt basin is divided into three informal domains (Fig. 5): the FTB domain to the western (location 1a) and eastern part of the salt basin (locations 1b) where some MBs are also observed, a widespread evaporitic domain to the north (location 2) and the wall and basin structure (WABS) domain corresponds to the central part of the MBs area (Fig. 5A, location 1 Fig. 5B).

- To the west of the MBs area, 20 to 30 km long and subparallel folds display a regular wavelength of 10 km. Wide synclines are separated by narrow anticlines bounded by thrusts verging north cutting through the evaporites (Poisson et al., 1996, Fig. 5A, location 1a). In this domain, the linear distribution of evaporites, i.e. perpendicular to the regional shortening, could be associated with evaporite walls or thrusts. These structures correspond to elongated E-W folds, probably detached on the *Tuzhisar* evaporites and bounded by salt walls.
- To the east of the WABS domain, long and wide folds with axes parallel to the regional folds also display a wavelength of 10 km (Fig. 5, location 1b (Kurtman, 1973). Along the east of the WABS domain, corresponding to the edge of the eastern evaporitic basin, folds axes have a ENE trend sub-parallel to regional folding and are bounded by elongated salt walls (Fig. 5). The eastern area present also MB attributed to primary MBs characterized by large wedge structure along salt walls (Fig. 6B and C). They are being study in the frame of other PhD.
- To the north of the MBs area, the widespread evaporitic domain is roughly flat and has a rugged karstified surface showing mostly gypsum and clay dolines and sinkholes, and NNW-SSE corrugations (Fig. 5, location 2 (e.g. Günay, 2002)). Evaporites represent both allochthonous salt surrounded MBs (i.e. NE to Hafik) and depositional level observed at the end of the Benlikaya formation.
- In contrast to this regional pattern, the MBs area shows a completely different structural style marked by a polygonal network of salt walls and welds surrounding the MBs forming the WABS domain (Figs. 5 and 6A, location 3).

The evaporites covering more than 30% of the surface is characterized by high relief, up to 100 m higher than river levels, of the evaporite diapirs, which are located at the intersections of the salt walls that surround the MBs (Fig. 6A). About 18 small MBs, most of them a few km wide and containing Oligocene to Miocene deposits, have a circular to elliptical shape. The MBs are distributed with a wavelength of 1 to 5 km, showing a globally consistent bimodal distribution of their long axis, ENE and WNW (Fig. 5). The pattern of the Sivas WABS domain is closely similar to the WABS province on Axel Heiberg Island, where diapirs rose from a shallow canopy in which MBs were developed and surrounded by long, subparallel folds trains domain (Harrison and Jackson, 2014).

E.3. Structural seismic transect of the Sivas basin center

The cross-section based on field observations and seismic interpretations argue for the existence of a canopy above the *Selimiye Fm*, within which the secondary generation of MBs now exposed at outcrop were developed (Fig. 7). The shallow structures are well constrained by excellent outcrop conditions, while, as regards the deep structure, interpretations of the seismic data allow us to illustrate the salt basin structural style.

The seismic line illustrated here crosses from south to north (Fig. 7, see Fig. 4 and 5 for location): (1) the sub-salt tectonic wedge of Paleocene-Eocene sediments between the ophiolite and the salt, (2) the large monocline belonging to the first generation of MBs in the *Selimiye Fm* (i.e. Fig. 8A), (3) the second generation of MBs now exposed at the surface (4) the flat northern evaporitic domain.

From south to north, the seismic data images several main structural elements, including a major 15-km-long back-thrust verging south and rooted in the autochthonous evaporite. This fault emerges at the surface (see map view Fig. 5) above a stack of four imbricated Eocene sheets verging north, extending for more than 15 km E-W. Above the backthrust and mother evaporite, the *Selimiye Fm* deposits belong to the first generation of MBs now slightly deformed. In the central part (i.e. the WABS domain) a thick sedimentary pile is seen on the seismic profile between the poorly imaged upper MBs and the basement. It is interpreted as a system of primary Selimiye MBs bounded by evaporite walls between the autochthonous and allochthonous evaporite levels. This system is exposed east of the WABS domain (Fig. 5 and 6B) and west of the large monocline of Selimiye (Fig. 5 and 8).

This first generation of MBs appears to be bounded by diapirs and walls, forming MB filled mostly by the *Selimiye Fm* with mainly large wedge halokinetic sequence along diapir flank (Fig. 6C). The second generation of MBs mostly exposes small basins (1 to 5 km wide) with a complex internal structure (halokinetic sequences), as well as large wedges of sediments and vertical to overturned beds along diapir flanks rising from the allochthonous salt layer (Fig. 7). Secondary MBs can be tilted and capsized, such as the Emirhan MB which seems to occur above a small stack of imbricated thrust sheets verging south, below the allochthonous salt layer (Fig. 7). The antiformal stack seems associated with the pinch out of the autochthonous evaporite, a pattern that could explain its absence at outcrop farther to the north.

The thrust sheets of this imbricated stack seem to be connected to a flat decollement, dipping regularly 20-30° S, suggesting a progressive rise of the basement northward. Above this stack, the evaporite basin is marked by sub-horizontal MBs, such as the Kızılkavraz MB (see Fig. 4), deposited above allochthonous evaporites and capped by an allochthonous evaporitic layer corresponding to the widespread evaporitic domain (see Fig. 5).

This cross-section thus reveals a deformation style decoupled along three major decollement levels: the serpentinized peridotite forming the Sivas basin basement (e.g. Artan and Sestini, 1971 ; Guezou et al., 1996; Poisson et al., 1996), the autochthonous evaporite of the *Tuzhisar Fm* (uppermost Eocene) and the allochthonous evaporite of the canopy between the two generation of MBs.

E.4. A first generation of MB in the Selimiye Fm

The first sediments overlying the mother salt belong to the Oligocene *Selimiye Fm* (Fig. 3, (e.g. Kurtman, 1973)). To the south of the WABS domain, the *Selimiye Fm* crops out as a large monocline with systematic 40°W dips along a 15-km-long outcrop belt, locally cut by normal faults (Fig. 4 and 8A). The monocline terminates to the west against large outcrops of evaporite associated with reworked ophiolitic material and primary MBs such as Budlakı (Fig. 4 and 8A and 8B). The western boundary of the Budlakı MB (Fig. 8B), filled by *Selimiye Fm* and located to the south of the secondary Şahbey MB*,* is characterized by huge wedge halokinetic sequence, thickening toward the MB and with bedding attitude passing over 500 m from horizontal to overturned, varying from 50° W along the N-S evaporite wall to beds dipping gently 30° SE. In such a setting, the large monocline and primary MBs (Fig. 8A) appears similar to the Cabo Frio monocline, fault and MBs (e.g. Mohriak et al., 1995, Guerra, 2012 #890). To the north of this large monocline, the *Selimiye Fm* fills a first generation of MBs partly imaged on seismic profiles (Fig. 7). To the west of the WABS domain (Fig. 5), primary MBs are filled by the *Selimiye Fm* and surrounded by evaporite walls, displaying large wedge halokinetic sequences on both side thickening toward the MB and with bedding attitude passing over 300 m from sub-horizontal to overturned (Fig. 6B and 6C). Primary MBs have various sizes (2 to 20km wide) and shapes and they are characterized by large wedge halokinetic sequences along diapir flank. On contrary, Secondary MBs mainly exposed in the center of the basin (Fig. 5) are filled both or either by Karayün, Karacaören and Benlikaya Fms and are characterized by various type and size of halokinetic sequences along diapir flanks (e.g. Kergaravat et al., Submitted).

E.5. Evidence for a canopy

The proposed interpretation of the seismic line, constrained by surface field data, involves a large primary generation of MBs below a secondary generation of MBs. Several lines of evidence from the analysis of field data, which are similar to the WABS of Axel Heiberg (Harrison and Jackson, 2014), also support this interpretation:

- Contrary to symmetrical and elongated linear synclines such as those developed in the western domain (Fig. 5, location 1a), the polygonal network of isolated sub-circular MBs (WABS domain) is typical of the evolution above thick salt canopies such as those in the deep waters of the northern Gulf of Mexico (e.g. Hudec et al., 2009) (Figs. 4 and 6A, location 3).

The small size of the MBs suggests a rather thin overburden, which can be associated with a shallow buried canopy.

- The WABS domain has not defined folds wavelength and shows irregular axis trends compared with the peripheral domain, indicating a much shallower salt detachment, which is compatible with a shallow allochthonous level (Fig. 5). The Axel Heiberg Island analogue shows the same contrast in fold wavelength and shape between the WABS associated with shallow detachment within the canopy and the adjoining area that is detaching on a deeper decollement. These features are also observed in other salt basins such as the Espirito Santo Basin and the Zagros FTB (Jackson and Harrison, 2006 ; Jahani et al., 2009; Rowan and Vendeville, 2006).
- The presence of a laterally continuous thick salt layer between the *Selimiye* Fm and the *Karayün, Karacaören and the Benlikaya Fms* at the surface (evaporites observed at the base of MBs such as Emirhan, Akpınar and Küpecik) argues in favour of the mechanical development of an extensive secondary evaporite level related to a salt canopy fed from the diapirs and walls bounding the primary MBs;
- The ring-like sedimentary distribution, from the older *Karayün Fm* in the central part to the younger *Benlikaya Fm* around the rim (Fig. 4), suggests a centrifugal allochthonous emplacement of reworked salt during the Oligocene to Miocene related to a large salt canopy.
- Passive roof emergence farther to the south of the WABS domain, rather than in either the eastern or western domains (Fig. 5), indicates a shift of the major structure accommodating the regional shortening. This feature and the presence of many secondary MBs which contain several types of halokinetic sequences (hook, wedges and megaflap) would be compatible with an initially higher volume of evaporites in the present WABS domain, thus enhancing the feeding of salt to the canopy.
- The primary generation of MBs, filled by the *Selimiye Fm*, led to the exposure of wedges halokinetic sequences along salt walls rooted in the mother evaporite layer, which could have fed a salt canopy (Fig 6B). Secondary MBs display the classic diversity of halokinetic sequences (e.g. Kergaravat et al., Submitted) limited by salt walls and diapirs (Fig. 4) rising from a shallower salt level related to allochthonous salt canopies.

We thus interpret most of the exposed MBs in the WABS of Sivas as a second generation of MBs surrounded by salt walls rising from an allochthonous salt layer, which is considered as a salt canopy (Fig. 5).

E.6. Cross-sections in WABS domain

The three N-S tentative cross-sections passing through the WABS domain (Fig. 9, see Fig. 4 for location) presented here, show the same structural style as the seismic interpretation illustrated in Fig. 6. These sections illustrate mainly the geometry of secondary MBs, which are well constrained at the surface but poorly constrained at depth due to the presence of both allochthonous and autochthonous salt levels, as well as complex structures along the vertical contacts of the MBs. Thus, several geometries, thicknesses and basement configurations are possible.

Most of the MBs are above the canopy (see Fig. 7). Secondary MBs are small, and thicknesses variations in their infill are associated with halokinetic sequences (e.g. Kergaravat et al., Submitted).

Many secondary MBs, located to the north of the Ilkindi and Karayün MBs, are tilted up to vertical toward the north (e.g. Emirhan, Eğribucak, Çaygören, Tuzhizar and Karayün MBs).

The continental *Karayün Fm* and the marine *Karacaören Fm* are characterized by large wedge halokinetic sequences, which thin generally toward the south in the case of the Karacaören strata, such as in the Tuzhisar MB, and by the tightening of synclinal MBs above the canopy, such as in the Ağılkaya MB (Fig. 9c). The lower Karayün strata present more thickness variation within and between MBs compare to the middle and upper Karayün strata. Diapirs rising from the canopy have varying geometries related to various halokinetic sequences along their flanks. Although some diapirs are still preserved, many others with outcropping salt walls have been squeezed, forming vertical welds or thrust diapirs, sometimes evolving to thrusted welds where MBs are juxtaposed. Teepee-like geometries are observed when strata dip away from the welds in opposite directions (e.g. Rowan and Vendeville, 2006). The salt geometries changes radically laterally, as seen between Ilkindi in the south and Emirhan and Arpayazi in the north, passing from a teepee-like geometry to a thrusted salt wall (e.g. Kergaravat et al., Submitted). These salt structures can also display a strike-slip component of movement generated by the translation and rotation of the MBs about a vertical axis, as show in the following section. Remnants of allochthonous salt are also observed, such as in the Çaygören MB (e.g. Kergaravat et al., Submitted). The canopy which can be used during salt decollement, leading to the decoupling of deformation between the primary and secondary generation of MBs, is locally squeezed, forming tertiary welds below secondary MBs.

E.7. Map geometry of WABS domain

The present-day structural style of the WABS domain is analyzed and summarized on a structural map showing traces of evaporite walls and welds, with folds and thrusts as well as normal and strike-slip faults (Fig. 9). Welds in the WABS domain are considered as tertiary weld that which joins strata originally separated by allochthonous salt of the salt canopy level. The regional structure of the WABS domain has been divided into two tectonic sub-domain delimited by the regional NW-SE-trending Karayün Transfer Zone (KTZ), interpreted locally as a wrench weld with right-lateral motion: (4.7.1) to the east, a “Thrusted MBs” sub-domain, (4.7.2) to the west, an “Interacting MBs” sub-domain.

a. Thrusted MBs sub-domain

The Thrusted MBs sub-domain is characterized by major sub-parallel N70 thrust faults which delimit elongated MBs and which pass via the evaporite walls with a regular spacing of 4 to 6 km (Fig. 10). All these thrusts are south verging and parallel to the regional fold trend, and are associated with blocks of serpentinized peridotites. The presence of ultramafic megaclasts underlying evaporites has already been described at several localities in the Sivas basin by Cater (1991). These ultramafic blocs are olistoliths initially emplaced before and during the Tuzhisar Fm. (Fig. 3) and then transported upward by evaporite during diapirism and MBs developement. Thrusts are connected the KTZ to the west (Fig. 10). The thrusted MBs sub-domain is located to the north of the zone of emergence of south-verging regional passive-roof thrust (Fig. 5) observed farther south on seismic line A (Fig. 7). Some of these thrusts have already been described and named by Temiz et al. (1996).

From south to north, these tectonic structures are referred to as the Celallı (CT), Gölcük (GT), and Tuzhisar (TT) and Küpecik (KT) thrusts.

To the south of the Celallı anticline, the southern termination of the KTZ is rooted in the N70 Celallı thrust (CT), which is composed by two branches (Fig. 10). One branch of the CT corresponds to the southern border of the Yeniköy MB, which is surrounded by evaporite walls end welds. The other branch of the CT is a transpressive right-lateral strike-slip fault located between the Celallı anticline and the Kabalı diapir and evaporite sheet, expressed by strike-slip faults affecting the footwall. The CT vergence flips to the east, where it is delimited by a left-lateral strike slip fault, terminating in a zone affected mainly by left-lateral strike-slip faults. To the north, the core of the Celallı anticline is marked by oblique folds verging south, being truncated and overlain by the Karacaören Fm with a pronounced angular unconformity (Fig. 10). This anticline has an average N45-trending axis, and has been drilled mainly into the Selimiye Fm (Fig. 3). This *Selimiye Fm* in the Celallı well is affected by repeated decollements of shale and evaporite (Fig. 4), suggesting a disharmony fish-tail structure.

The Gölcük thrust (GT) is considered as one of the major thrusts within the MB area, delimiting the MBs of Karayün and Akpınar to the NW from the Celallı anticline to the SE (Fig 11A, see Fig. 10 for location). The GT contains blocks of serpentinized peridotite, some of which are 100 m in size. The GT footwall is characterized a growth syncline, involving the *Karacaören* and the *Benlikaya Fms*, affected by south-verging satellite thrust faults.

The Tuzhisar thrust (TT) delimits the Eğribucak and Tuzhisar MBs to the north from the Karayün, Akpınar and Gölcük MBs to the south, and connects up with the GT to the east (Fig. 10). To the west, it is bounded by a relay zone between the Eğribucak and Tuzhisar MBs and a weld interpreted as a thrust weld between the Karayün and Eğribucak MBs. The TT is associated with the thrust between the Çaygören and the Eğribucak MBs, which is connected to the KTZ farther west. In the north-east corner of the Eğribucak MB, the relay zone associated with right-lateral motion between the Eğribucak and the Tuzhisar MBs is recorded by right-lateral strike-slip faults cutting a couple of gentle folds with fold axes trending about N45 (Fig. 12A, location 1). These faults, trending N130 along a 1 km long outcrop, connects with the E-W Çaygören wall to the north and with the N160-trending evaporite wall and weld delimiting the Eğribucak and Tuzhisar MBs (Fig. 12B). The fault is subdivided into smaller en echelon segments showing dextral motion. Other strike-slip faults affect the MBs, such as the left-lateral strike-slip faults (N10 trending along roughly 300 m of fault trace) connecting the Çaygören wall to the salt sheet in the north and cutting the northern part of the Eğribucak syncline in the south (Fig. 12A). Along the TT, MBs appear thinning southward when located in a hanging wall position (such as Tuzhisar MB) and thickening nordward when in footwall position (such as Akpınar and Gölcük, Fig. 11B). In addition to blocks of serpentinized peridotite, the south-verging TT carries several blocks of Eocene nummulitic limestone, gneiss pebbles (e.g. Kırşehir metamorphic massif) and fragments of the *Selimiye Fm* (Fig. 11C).

The northernmost thrust is the Küpecik thrust (KP), which separates the Küpecik MB and the widespread evaporitic domain to the north from the Tuzhisar MB to the south. The eastward prolongation of this thrust is marked at outcrop by blocks of serpentinized peridotite several tens of metres in size.

b. Interacting MBs sub-domain

The interacting MBs sub-domain displays irregularly folded elliptical MBs surrounded by a polygonal network of evaporite walls and welds, with varied tectonic structures delimiting the basins (Fig. 10). The presence of halokinetic sequences along these welds (e.g. to the west of the Karayün MB) demonstrates that evaporite walls existed here before their evolution into welds (e.g. Kergaravat et al., Submitted; Rowan et al., 2012). Depending on their orientation compare to the regional shortening, various types of tertiary weld responses are summarized below: vertical welds and thrust welds trending roughly E-W are perpendicular to the N-S shortening, while wrench welds with NW-SE to N-S trends accommodate the strike-slip motion. The translation and rotation of MBs about vertical and horizontal axes during shortening is recorded in thrusts and complex tectonic contacts that occur along evaporite bounding walls and welds. Several examples of these welds and faults affecting MBs are presented in the following section, using detailed geological maps of MB edges as well as the selected fault plane measurements reported on the diagrams (see Fig. 10 for location).

Thrusted walls and welds

Thrust faults along evaporite walls and welds are mostly E-W trending (Fig. 10). Welds may be reactivated in function of their dip and trend as thrusted welds that allow for further shortening accommodation, with significant throw. North of the Ilkindi MB, a north-verging thrust affecting a salt cored anticline between the Ilkindi and the Arpayazı MBs is described (Fig. 10) (e.g. Kergaravat et al., Submitted). To the south, the southern edges of the Ağylkaya, Yavu and Ilkindi MBs are thrusted to the south (Fig. 10). An example is given by the E-W trending Ağılkaya thrust fault (AT), which extends along-strike within the Ağılkaya evaporite wall south of the elongated Ağılkaya MB (Fig. 10 and Figs. 13A,B). Despite the thrust, the evaporite wall still shows a well exposed internal structure in cross-sectional view, with bedded evaporites dipping vertically in the core to 20° on both flanks and displaying a the inverted drop structure of a squeezed diapir (Fig. 13A). The northern overhang is in conformable contact with the Karacaören Fm of the Ağılkaya MB, whereas the southern flank cuts the Benlikaya Fm to the south (Fig. 13A). The footwall comprises the northern part of the extensive *Selemyie Fm* depocentre, with strata dipping regularly 40°NW are capped by a thin level of the Benlikaya Fm dipping 40°N above an angular unconformity (Fig. 13B). Within the hanging wall, the Ağılkaya MB is characterized by two synclines with vertical to overturned flanks, bounded by an anticline passing laterally to a salt wall to the west (Figs. 10 and 13C). These synclines expose asymmetrical wedges on both flanks, thickening toward the fold axes (Fig. 13C). The northern flanks also show wedges of sediments that thin out over a shorter distance than along the southern flank (Fig. 13C).

Normal faults

Normal faults are mainly syn-sedimentary faults dipping toward the center of the MB, related to the emplacement and burial of MBs (black line), such as in the western part of the Eğribucak and Karayün MBs (Fig. 14A, (e.g. Kergaravat et al., Submitted). Along some edges of MBs, and especially wrenched welds, pre-existing normal faults appear to have been specifically re-activated during the MB interaction, depending on their orientation at the time of reactivation.

The examples described below are located in the strike-slip faults zone along wrenched weld sections. Only a single south-dipping major normal fault is observed here, which cuts the Selimiye, Karacaören and the Benlikaya Fm to the east of the Ağılkaya MB (Figs. 10 and 9C).

Strike slip fault zone

The capacity of evaporite walls to be preferentially squeezed in order to accommodate the shortening explains why fault zones are mainly observed along MBs edges and welds. Kinematic indicators can be identified in various ways along MB edges: measurements of slickensides along fault planes showing horizontal offsets of lithological marker beds; measurements of slickensides along fault planes within Riedel structures; kinematics of domino-like mechanism; pre-existing syn-sedimentary normal faults reactivated in the direction of strike-slip displacement as synthetic strike-slip faults, showing a statistically higher offset. These indicators of displacement are used to determine the component of displacement between MBs.

Strike-slip fault zone along MB boundaries

Several examples of a strike-slip faults zone are observed along the KTZ (Figs. 14A and 15A, see Fig. 10 for location). The first series of strike-slip faults zones is located between the Emirhan, Eğribucak and Karayün MBs (Fig. 14A). Along the weld between the Eğribucak and Karayün MBs, beds are cut by right-lateral strike-slip faults trending N130 with a few metres of offset (Figs. 14A, location 2). Fault planes are distributed *en-echelon*, showing left-stepping faults with a length of about 100 m, defining the weld as a wrench weld between the Eğribucak and Karayün MBs (Fig. 14B). Farther west in the Karayün MB (Figs. 14A, location 3) , the upper Karacaören Fm is cut by synthetic strike-slip faults *en-echelon* with a dextral offset of several tens of metres as well as left-stepping faults (Fig 14C). Fault plane traces trending N 130 are connected to the evaporite wall and extend over a length of 1 km (Figs. 14A, location 3). Farther west, the Eğribucak MB displays numerous syn-sedimentary normal faults (Figs. 14A, location 4a), sometimes conjugated with N30 and N130 trends, showing offsets of a few cm to several metres and fault traces of a few metres to hundreds of metres (Fig. 13D1). One of these N130-trending conjugated faults is characterized by a very long fault trace of 1.4 km (Figs. 13A, location 4b). It shows a marked offset of about 10 m and trends parallel to the strike-slip faults cutting the Karayün and Eğribucak MBs to the east (Fig 13D2). *These faults with long offsets and roughly the same orientation as pre-existing normal faults suggest a reactivation of some of the pre-existing normal faults along MBs.* Two other faults, with 500-m-long fault traces and trending N30-N60, cut both the base of the Eğribucak and the top of the Emirhan MBs (Figs. 14A, location 5), while passing along-strike within the E-W evaporite wall and showing a sinistral offset (Fig. 13E1). The fault contact along the evaporite wall is characterized by a brecciated fault zone 20 cm wide reworking sandstone and carbonate from the cap rock, associated with a cataclastic layer with synthetic fractures indicating a considerable displacement (Fig. 13E2). *The two faults delimit an evaporite wall segment, which shows an apparent clockwise rotation around vertical axes (Fig. 13A).*

To the east, a right-lateral strike-slip fault with the same N40-N60 trend (Figs. 14A, location 6) cuts pre-existing normal faults with fault traces a few hundred metres long, connected to the evaporite wall. These first series of strike-slip fault zones suggest a dextral strike-slip motion via salt wall and weld between the Emirhan, Eğribucak and Karayün MBs.

The second series of strike-slip fault zone along the KTZ is located between the Arpayazı and Karayün MBs (Fig. 15A). To the north of the Arpayazı MB, at the wrenched weld contact, the Karayun Fm is cut by strike-slip faults with dextral offsets demonstrating the dextral displacement of the KW between the two MBs (Fig. 15A). To the northeast of the Arpayazı MB, numerous N150-trending faults with traces extending over a few hundred metres cut the MB edges where the evaporite wall grades into a wrench weld with dextral motion (Fig. 15A, location 7). These faults, connected to the evaporite wall or weld, are filled by a zone of highly sheared fibrous gypsum a few cm thick showing dextral motion (Fig. 15B). The present-day position of these faults at the base of the Arpayazı MB suggests that these structures could represent initially normal faults reactivated as synthetic strike-slip faults with a dextral offset, assisted by the presence of gypsum. However, most of the syn-sedimentary normal faults observed in other MBs associated with halokinetic sequences development (i.e. west Karayün MB) are verging toward the centre of the MBs, which is not the case for the faults situated at the base of a large wedge halokinetic sequence truncated to the north-east of the Arpayazi MB (Fig. 15A, location 7).

A final example of a strike-slip fault zone is given by a wrench weld bounding the Emirhan MB to the north and the Ilkindi MB to the south, named Emirhan weld (Kergaravat et al., submitted) (Figs. 16 A,B). Synthetic strike-slip faults trending N80 and N120, with a dextral offset and a fault trace of a few hundred metres, are connected to the wrench weld and are seen cutting beds of the Karayün Fm (Fig. 16A, location 10). The fault zone is characterized by a 10-cm wide brecciated core showing reworked shale and sandstone clasts rimmed by a calcite band a few cm thick (Fig. 15C). Antithetic strike-slip faults with sinistral offsets are also observed with a N170 trend (Fig. 16A, location 10). These fault structures record a dextral component of displacement for the wrench weld between the Emirhan and Ilkindi MBs.

Strike-slip fault zones along evaporite walls

Fault zones affecting MB edges can also be observed along thick evaporite walls in map view (Figs. 17A). The southwestern part of the Ilkindi MB along the NS evaporite wall, which separates the Ilkindi MB from the Eskibogazkezen MB to the west (Fig. 17A), shows a left-lateral strike-slip fault cutting beds of the lower and middle Karayün Fm of the Ilkindi MB. The fault is NW-SE trending and 1.5 km long. This fault is linked to the NS evaporite wall to the north and to the secondary weld delimiting the Yavu MB to the south, with a long offset probably greater than 500 m. In this example, the fault zone along the 2 km-wide evaporite wall is probably due to a blind wrench weld at depth between the Ilkindi and the Eskibogazkezen MBs.

Strike-slip fault zones are also observed affecting the cores of MBs. Along the western edge of the Arpayazi MB (Fig. 15A, location 8), numerous strike-slip faults form *en-echelon* cutting through the entire MB, including the Karayün and Karacaören Fms, with right-stepping faults and a sinistral offset of a few metres. This cluster of strike-slip faults is probably the conjugate of the Karayün Wrench (KTZ) that shows a dextral offset to the east (Fig. 15A).

Another cluster of sinistral strike-slip faults is located in the Ilkindi MB, to the south of the Arpayazi MB cluster (see Figs. 10 and 15A, location 9). Here, strike-slip faults with similar orientation and sinistral motion cut the entire Ilkindi MB and connects with the evaporite wall on both edges, to the north and to the south (Fig. 10, location 9). The fault zones in these examples appear less well expressed than along the MB edges

F. Discussion: Evolution of the Sivas WABS in a FTB context

In this section, we propose a model for the evolution of the WABS domain of the Sivas basin that takes account of the structural and sedimentological observations at the scale of the overall Sivas basin and the MBs of the WABS domain. It is illustrated by a series of five sequential cross-sections and a synthetic structural map of the Sivas basin. These reconstructions provide a basis for addressing the question raised at the end of the introduction. Despite the very good field control of our observations and seismic data, the structures involving compression and salt tectonics are so complex that the proposed evolutionary scenario remains interpretative.

F.1. WABS evolution in cross-section

Figure 18 presents a model of tectonic evolution from the Late Eocene (Tuzhisar Fm) evaporites to the middle Miocene (Benlikaya Fm), along the cross-section illustrated in Fig. 7. The initial thickness of the salt layer is poorly constrained and the rate of shortening is probably under-estimated due to the presence of evaporites (i.e. Lower Congo, Zagros FTB Callot et al., 2007; Marton et al., 2000).

a. Foreland basin and mother salt deposition

The Eocene Sivas basin is interpreted as an east-west flexural basin associated with a northward-propagating FTB. To the south, the style is thick-skinned with an involvement the ITSZ ophiolite nappe. The basin is developed above the ophiolite nappe of the ITSZ (Fig. 3) and the Kırşehir block north of the Taurus. The northern part of the section shows the Eocene deposits on the IASZ along the edge of the Pontides.

Following the deposition of the Eocene beds, the mother salt was deposited on top of the ophiolite to the south on emerging thrust sheets, and in continuity with Eocene turbidites in the piggy-back inboard and the foredeep outboard. Although the original field relations are not observed to the north, the mother salt is speculated to thin toward the forebulge (Fig. 17A). This regional evaporitic event is related to a shallowing upward cycle and regression associated with a major decrease in clastic input (e.g. Warren, 2006). The present-day distribution of the evaporite that is preferentially thick in the center of the basin suggests that it was already mechanically remobilized in the southern central part of the basin by the growth of the northernmost thrust sheet.

In addition, it is impossible to estimate the thickness of the mother evaporite layer. The development of MBs such as Emirhan MB reaching 4 km of sediments thickness suggests that there was necessarily a thick mother evaporite level. However, the initial evaporite thickness can be moderated due to:

(1) The shortening effect, which increases not only the salt flow rate capacity but also the vertical thickness of the ductile evaporite level locally (Vendeville and Nilsen, 1995);

(2) Migration of the depocentre due to salt flow, such as prograding roll-overs, which allows for the development of stratigraphically concordant, abnormally thick, sequence, much thicker than the original accommodation potential of the mother layer (Ge et al., 1997).

b. Primary MBs and evaporite canopy

The first sediments overlying the mother salt belong to the Oligocene *Selimiye Fm* (Fig. 18B, (e.g. Kurtman, 1973)). To the south, the *Selimiye Fm* fills a large MB thickening northward associated to northwestward progradation of the *Selimiye Fm* during sedimentary load (Fig. 8A). This large MB terminates to the north by the *Selimiye Fm* filling a first generation of MBs partly imaged on seismic profiles (Figs. 7) and to the west against large outcrops of evaporite associated with reworked ophiolitic material and primary MBs (Fig. 5 and 8A). These primary generation of *Selimiye MBs* form large wedge halokinetic sequences along diapir flank, as observed in the Buldaki MB (Fig. 8B) and in the Düzceli MB (Fig. 6A). The primary MBs are made up of very fine grained sediments, suggesting it developed during a quiet tectonic period in the central part of the basin, in contrast to what is observed in the case of the younger *Karayün Fm*. During this period, it is thought that salt tectonics may have been dominated by sedimentary loading.

Two mechanisms, progradation of sediment loading and tilting of the southern basin margin, probably worked together to favour northward evaporite mobilization, forming the initial depocentre, where thick evaporites led to the formation of primary MBs (similarly to what is observed in the Paradox and Santos Basins, e.g. Guerra and Underhill, 2012; Kluth and DuChene, 2009 ; Trudgill, 2011). The large MB to the south and individual MBs with wedge halokinetic sequences in the central part of the basin (i.e. Fig. 8A) appears similar to the Cabo Frio monocline and fault (e.g. Mohriak et al., 1995, Guerra, 2012 #890). As a result of the load of the clastic wedge during the northward and westward progradation of the *Selimiye Fm*, evaporites were expelled toward the NE-NW, forming a large evaporite depocentre to the north-west and filling diapir surrounded primary MBs. The possible second mechanism responsible for evaporite mobility is gravity gliding related to the tilting of the evaporite basement toward the foredeep, which occurred during the development of successive stacks of sheets affecting the Eocene deposits, forming a passive roof (Fig. 18B). The stack of Eocene sheets could have also induced a migration of basin flexure toward the north allowing for evaporite remobilization in the north.

At the end of deposition of the *Selimiye Fm*, an extensive canopy developed above primary MBs in the core of the Sivas basin corresponding to the future WABS (Fig 5). This salt canopy is evidenced by seismic data interpretation (Fig. 7) and salt-sediment contact at surface (Fig. 3 and 4) where salt layer is observed between the *Selimiye* Fm and the *Karayün, Karacaören and Benlikaya Fms* filling the secondary MBs.

The development of salt canopy above primary MBs in the central part of the Sivas basin is probably allow by the load of primary MBs, a decrease of sedimentary supply at the end of the *Selimiye Fm* (base of secondary MBs) and propagation of the FTB inducing squeezed of preexisting diapir between primary MBs.

c. Second generation of MBs: (1) in continental setting

The second generation of MBs filled by *the Karayün Fm* above the canopy is characterized by their smaller size, forming isolated subcircular to elliptical basins surrounded by evaporite wall and diapir associated with halokinetic sequences, which as a whole, make up a polygonal network (Fig. 4 and 6A). Generally, the development of a polygonal network of MBs above a canopy reduces the influence of regional boundary conditions, such as shortening, or weakens the control of sub-salt structures during the initiation of the secondary MBs, which are driven mostly by downbuilding (similarly to MBs in the Gulf of Mexico, or the Sverdrup basin, (e.g. Diegel et al., 1995 ; Harrison and Jackson, 2014)). The Sivas canopy seem to decouples deformation between the first and second generation of MBs, resulting in probably poor influence of orogenic shortening and primary MBs geometries on the initiation and early evolution of the secondary MBs.

Later on, the advance of the orogenic wedge is marked by an abrupt lithological change during the deposition of the *Karayün Fm.* Sedimentation evolves from a playa-lake dominated setting to a highly stacked fluvial braided system overlying pre-existing secondary MBs and evaporites walls and diapirs (Ribes et al., In press). The abrupt arrival of coarser sediments, with a dominantly northward fluvial transport direction, is attributed to regional uplift of the southern margin of the Sivas foreland basin and a renewed tectonic sourcing of clastic supply to this formation (e.g. Ribes et al., In press). The advance of the orogenic wedge is probably expressed within the second generation of MBs by a shortening-induced squeezing of diapir, which produced large halokinetic folds of Karayün strata deposited above diapirs during deposition of the upper member of the *Karayün Fm* (Kergaravat et al., Submitted; Ribes et al., In press). The upper *Karayün Fm,* characterized by saline lacustrine deposits, is probably fed by salt wall and diapir crest close to the surface forming high relief during large halokinetic fold development. Furthermore we can suggest that to the north of the secondary MBs, remobilized evaporites from the renewed diapirs may allow the northward stepping of the allochthonous evaporite northward.

d. Second generation of MBs: (2) in shallow marine setting

During the early Miocene, the shallow marine *Karacaören Fm* was deposited either on the preexisting secondary continental MBs, with discordant contacts along diapir flanks, or directly on the renewed large canopy that extended northward (e.g. Tuzhizar MB and syncline close to Hafik village) and locally southward of the WABS domain (e.g. Ağılkaya MB) (Figs. 4 and 5). The present-day front of the southern canopy could correspond to the Ağılkaya wall, affected by the Ağılkaya thrust (Fig. 4 and 13). The structure observed here is geometrically similar to the allochthonous salt sheets in the northern Gulf of Mexico, where thrusts delimit the basal sheets at the toe of the Sigsbee canopy, into which the secondary MBs subsided (i.e. Ağılkaya MB) (e.g. Jackson et al., 2010).

Some preexisting asymmetric secondary MB such as the Emirhan MB expose a wedge halokinetic sequence thickening toward the west whereas the Karacaören strata expose wedge halokinetic sequence thickening toward the east which overlay the major unconformities with onlaps to the east (Fig. 4). This asymmetry MB is geometrically similar to the 'Heel-toe' geometry described in the Paradox Basin MB which origin is associated with the presence of basal weld allowing to MB tilt (e.g. Kluth and DuChene, 2009). Thus, Emirhan MB has probably tilted during the Karacaören deposit recorded by wedge halokinetic sequence due to a basal weld related to drying out of the canopy level. In symmetric MB such as Karayün MB, schematic reconstruction of the megaflap and the Akpınar MB (Kergaravat et al., submitted) suggest the presence of weld beneath the Karayün MB during the emplacement of the Akpinar MB. Contrary to asymmetric MB, the symmetric Karayün MB has no evidence of tilt of the MB during the Karacaören deposition.

Shallow water MBs deposited directly above the salt canopy are characterized by more linear shapes, with N70 trending (Fig. 4). This feature is probably induced by squeezed of pre-existing evaporite walls and diapirs separating linear primary MB, which is probably associated with pre-existing basement structure with N70 trending.

e. Expressed shortening phase in the WABS with rotation of MBs:

The propagation of the foreland deformation front and associated basins is expressed by migration of the depocentre toward the north during deposition of the Benlikaya Fm, while the pre-existing secondary MBs are tilted. Evaporite walls and diapirs are squeezed forming evaporite welds and seem to allow for the emergence of allochthonous salt during the Benlikaya deposition (i.e. Çaygören salt sheet, Kergaravat et al., submitted).

The renewed diapirs allow the mechanical and chemical remobilization of evaporites northward through the enhancement of salt tectonics forming the north widespread evaporite domain. Secondary MBs record strike-slip fault zones related to their translation and rotation about vertical axes (Fig. 10). Some MBs are also strongly rotated about horizontal axes farther north, a feature probably related to the push of sub-salt thrust sheets in the south and transfer of the shortening into squeezed diapirs with the salt canopy acting as a secondary decollement level. The development of south verging back-thrusts may result from the advancing orogenic shortening reached the original evaporite pinch-out (e.g. Krzywiec and Vergés, 2007).

The advance of the allochthonous evaporite nappe is recorded to the south of the Ağilkaya MB (Fig. 13A), and towards the northern margin of the basin within the Benlikaya and Incesu formations, respectively, exposing growth strata in front of these allochthonous bodies as observed by Poisson et al, 1996 to the northeast of Sivas salt basin margin.

Similarly to the Central Polish Carpathians and SE front of the Pyrenees, the presence of syn-tectonic foredeep\foreland evaporitic levels, deposited and developed during propagation of the foreland FTB, seems to exert a strong control on its kinematic and structural style (e.g. Krzywiec and Vergés, 2007). In the Sivas basin, the initial evaporite level is remobilized during the propagation of the FTB, forming two generations of MBs bounded by a salt canopy which extends northward. The distribution of evaporites appears initially strongly controlled both by the sedimentary paleogeography and the advance of thrust-sheet stacks that influence the mechanical remobilization of the evaporite, resulting in the development of abnormally thick evaporite depocentres in the core of the Sivas basin.

In turn, these depocentres become the location of the strongest expression of salt tectonics, leading to the formation of a prograding sedimentary monocline on top of a passive roof to the south, and a fully developed primary MBs in the core of the area. Subsequently, the evaporites are remobilized through the enhancement of salt tectonics by the propagation of compression and sedimentation load towards the north, increasing diapir extrusion, the development of allochthonous evaporites and the welding of former diapirs and walls. This eventually leads to the formation of canopies, which influence the development of the syntectonic foreland basin FTB and related growth sequence. The salt canopy can be used not only as a secondary decollement level but also as an accommodation system for development of secondary MBs.

F.2. FTB kinematics and global evolution of the WABS domain in map view

At the basin scale, the structural trend of folds and thrusts outside the WABS domain appears mostly ENE-WSW elongated (Fig. 18A). In the WABS domain, the pattern is more complex (i.e. Axel Heiberg Harrison and Jackson, 2014). The general ENE-WSW trend is overprinted by ridges and interactions with MBs as described above: EWE-WNW to N-S folds associated with NW-SE strike-slip faults dominate the structural pattern (Fig. 18A). The strike-slip faults around the MBs are mainly dextral, such as the KTZ, but can also locally display a sinistral motion, as between Ilkindi and Eskiboğazkezen (Fig. 10). This WABS domain strikingly disrupts the classical ENE-WSW-trending FTB structure of the East and West Sivas Basin (Fig. 17A). These structures are apparently a result of the initial orientation of evaporite walls, i.e. MB shape, but on the whole have allowed a globally dextral accommodation of the NW-SE shortening along the NE-SW edges of the MBs (Fig. 17B). This domain has also likely recorded the thickest deposits of salt allowing for the development of a thick canopy with secondary MBs. This structural trend may have been present since the deposition of the evaporite during the foreland basinal phase before the migration of the folds and thrusts into it. Like in any FTB, basement inheritance is expected to play a role, as in the case of the Axel Heiberg area (Jackson and Harrison, 2014). This inheritance may be related to the geometries of the ophiolite nappe, Taurus south margin and Kırşehir blocks.

The final structural pattern consists of a wide transfer zone between the eastern and western parts of the FTB (Fig. 17B). This transfer zone probably originated on a inherited structure since the early FTB development and was associated with the remobilization of an early evaporite layer on top of the Eocene formations. This thick salt accumulation facilitated the development of a canopy and the formation of a secondary generation of MBs. Meanwhile, the FTB propagated as a sequence of forethrusts west of the WABS domain, while a triangular zone and backthrusts developed in the east of the WABS domain.

G. Conclusion

The WABS domain of the Sivas basin is among the most impressive and rich outcropping geological provinces affected by salt tectonics and the development of MBs. It is recorded by stratigraphic thickness variations from the Late Eocene through to the Pliocene.

The WABS domain shows evidence for the development of a major evaporite canopy associated with two generations of MBs related to salt related geometries that are normally only imaged by seismic data such as in the northern GoM or on the Angola Margin. The Late Eocene mother evaporite level is remobilized by the northward migration of the load of sedimentary deposits and the tilting of the southern basin margin during propagation of the foreland FTB. Several lines of evidence suggest that, at the end of deposition of the *Selimiye Fm,* an extensive canopy had developed in the core of the Sivas basin overlying a primary generation of MBs. Evaporite levels are observed at the base of secondary MBs such as Eğribucak, Çaygören and Küpecik, overlain by formations that are younger than the *Selimiye Fm*, suggesting an increase of the subsidence over a more extensive allochthonous salt level, which developed as a ring away from the initial central evaporite depocentre. The WABS domain has not defined folds wavelength and shows irregular axis trends compared with the peripheral domain, suggesting the decollement level is shallower in the WABS domain, being rooted in the canopy. The shape of the second generation of MBs passing to polygonal to linear shape seems to be progressively influenced by the shortening-induced diapir squeezed of primary MBs associated with the advance of orogenic wedges. The Sivas salt canopy is used as a secondary decollement level and represents a new accommodation regime for the development of secondary MBs.

The polygonal distribution of evaporites in the WABS domain strongly influences the FTB system during the late stage of MBs development. The presence of the evaporite canopy decouples the deformation, multiple directions of folds within the WABS domain compared to the adjacent domain. The orogenic shortening is expressed by a complex polygonal network of small- and intermediate-scale tectonic objects: squeezed evaporite walls and diapirs, sometimes thrusted, leading to oblique or vertical welds, allochthonous evaporites, translation and rotation of MBs recorded by thrusts and strike-slip faults along the bounding walls and welds of evaporites. At local scale, the orientation and width of preexisting complex 3D structure of evaporite walls and MBs compared to the regional shortening direction seems to controlled the rotation and translation of MBs. At regional scale, a relay zone between the eastern and western domain seems to influence the rotation of the MBs within the WABS.

The present-day geometry of the Sivas basin FTB is thus the result of the interaction between (1) FTB kinematics corresponding to the propagation of thrust sheets towards the foreland or a triangle zone with thrusting towards the hinterland; (2) mechanical and chemical remobilization of evaporites by sedimentary loading and shortening as a canopy; and (3) local evaporite flow/sediment interaction forming MBs and halokinetic sequences. Salt tectonics in the Sivas basin appears as a multiscale process, acting regionally by interference with the development of an FTB, and locally through the classic control of halokinesis on sedimentation forming MBs.

H. Acknowledgements

We thank Total SA for their financial contribution and Transatlantic Petroleum Ltd for permission to use the seismic data. We would like to thank the Cümhuriyet University in the names of Professors Haluk Temiz for their help and support during the fieldwork. Special thanks are due to J. Letouzey, M. Jackson, M. Hudec, A. Poisson, B. Vrielynck and J.F. Salel for fruitful discussions in the field. Finally, we are grateful to P. Crumeyrolle, G. Hoareau, C. Bonnel and A. Pichat for their contributions to understanding of the MBs area. M.S.N. Carpenter post-edited the English style and grammar.

Bibliographic References

Artan, U., and G. Sestini, 1971, Geology of the Beypinari-Karababa area (Sivas province): Bulletin Mineral Research and Exploration (Ankara, Turkey), v. 76, p. 72-89.

Barde, J.-P., P. Gralla, J. Harwijanto, and J. Marsky, 2002, Exploration at the eastern edge of the Precaspian basin: Impact of data integration on Upper Permian and Triassic prospectivity: AAPG bulletin, v. 86, p. 399-416.

Baykal, F., and C. Erentöz, 1966, 1/500 000 ölçekli Sivas paftası açıklaması.M.T.A., 116s.

Brun, J.-P., and X. Fort, 2004, Compressional salt tectonics (Angolan margin): Tectonophysics, v. 382, p. 129-150.

Callot, J.-P., C. Ribes, C. Kergaravat, C. Bonnel, H. Temiz, A. Poisson, B. Vrielynck, J.-F. Salel, and J.-C. Ringenbach, 2014, Salt tectonics in the Sivas basin (Turkey): crossing salt walls and minibasins: Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 185, p. 33-42.

Callot, J. P., S. Jahani, and J. Letouzey, 2007, The role of pre-existing diapirs in fold and thrust belt development, Thrust Belts and Foreland Basins, Springer, p. 309-325.

Callot, J. P., V. Trocme, J. Letouzey, E. Albouy, S. Jahani, and S. Sherkati, 2012, Pre-existing salt structures and the folding of the Zagros Mountains: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 545-561.

Cater, J. M. L., S. S. Hanna, A. C. Ries, and P. Turner, 1991, Tertiary evolution of the Sivas Basin, central Turkey: Tectonophysics, v. 195, p. 29-46.

Çiner, A., E. Kosun, and M. Deynoux, 2002, Fluvial, evaporitic and shallow-marine facies architecture, depositional evolution and cyclicity in the Sivas Basin (Lower to Middle Miocene), Central Turkey: Journal of Asian Earth Sciences, v. 21, p. 147-165.

Diegel, F. A., J. Karlo, D. Schuster, R. Shoup, and P. Tauvers, 1995, Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework of the northern Gulf Coast continental margin.

Ge, H., M. P. Jackson, and B. C. Vendeville, 1997, Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation: AAPG Bulletin, v. 81, p. 398-423.

Giles, K. A., and T. F. Lawton, 2002, Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico: AAPG bulletin, v. 86, p. 823-840.

Görür, N., O. Tüysüz, and A. Celal Şengör, 1998, Tectonic evolution of the central Anatolian basins: International Geology Review, v. 40, p. 831-850.

Guerra, M. C., and J. R. Underhill, 2012, Role of halokinesis in controlling structural styles and sediment dispersal in the Santos Basin, offshore Brazil: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 175-206.

Guezou, J. C., H. Temiz, A. Poisson, and H. Gürsoy, 1996, Tectonics of the Sivas Basin: The Neogene Record of the Anatolian Accretion Along the Inner Tauric Suture: International Geology Review, v. 38, p. 901-925.

Günay, G., 2002, Gypsum karst, Sivas, Turkey: Environmental Geology, v. 42, p. 387-398.

Gündogan, I., M. Önal, and T. Depçi, 2005, Sedimentology, petrography and diagenesis of Eocene–Oligocene evaporites: the Tuzhisar Formation, SW Sivas Basin, Turkey: Journal of Asian Earth Sciences, v. 25, p. 791-803.

Harrison, J. C., and M. P. A. Jackson, 2014, Exposed evaporite diapirs and minibasins above a canopy in central Sverdrup Basin, Axel Heiberg Island, Arctic Canada: Basin Research, v. 26, p. 567-596.

Hässig, M., Y. Rolland, M. Sosson, G. Galoyan, C. Müller, A. Avagyan, and L. Sahakyan, 2013, New structural and petrological data on the Amasia ophiolites (NW Sevan–Akera suture zone, Lesser Caucasus): Insights for a large-scale obduction in Armenia and NE Turkey: Tectonophysics, v. 588, p. 135-153.

Hudec, M. R., and M. P. A. Jackson, 2006, Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens: AAPG Bulletin, v. 90, p. 1535-1564.

Hudec, M. R., and M. P. A. Jackson, 2007, Terra infirma: Understanding salt tectonics: Earth-Science Reviews, v. 82, p. 1-28.

Hudec, M. R., M. P. A. Jackson, and D. D. Schultz-Ela, 2009, The paradox of minibasin subsidence into salt: Clues to the evolution of crustal basins: Geological Society of America Bulletin, v. preprint.

Jackson, M., M. Hudec, and T. Dooley, 2010, Some emerging concepts in salt tectonics in the deepwater Gulf of Mexico: intrusive plumes, canopy-margin thrusts, minibasin triggers and allochthonous fragments: Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series, p. 899-912.

Jackson, M., and C. J. Talbot, 1991, A glossary of salt tectonics, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.

Jackson, M. P., R. Cornelius, C. Craig, A. Gansser, J. Stöcklin, and C. Talbot, 1990, Salt diapirs of the Great Kavir, central Iran: Geological Society of America Memoirs, v. 177, p. 1-150.
Jackson, M. P. A., and J. C. Harrison, 2006, An allochthonous salt canopy on Axel Heiberg Island, Sverdrup Basin, Arctic Canada: Geology, v. 34, p. 1045-1048.
Jahani, S., J. P. Callot, J. Letouzey, and D. Frizon de Lamotte, 2009, The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting: Tectonics, v. 28.
Karaoğlan, F., O. Parlak, U. Klötzli, F. Koller, and T. Rızaoğlu, 2013, Age and duration of intra-oceanic arc volcanism built on a suprasubduction zone type oceanic crust in Southern Neotethys, SE Anatolia: Geoscience Frontiers, v. 4, p. 399-408.
Kaymakçı, N., Ş. Özmutlu, P. M. Van Dijk, and Y. Özçelik, 2010, Surface and subsurface characteristics of the Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey): integration of remote sensing, seismic interpretation and gravity: Turkish Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 79-100.
Kergaravat, C., J.-P. Callot, C. Ribes, and J.-C. Ringenbach, Submitted, Exposed evaporite wall and welds, minibasins, and halokinetic sequences in the central Sivas Basin, Turkey: AAPG Bulletin (Submitted)
Kluth, C. F., and H. R. DuChene, 2009, Late Pennsylvanian and Early Permian structural geology and tectonic history of the Paradox Basin and Uncompahgre Uplift, Colorado and Utah.
Krzywiec, P., and J. Vergés, 2007, Role of the foredeep evaporites in wedge tectonics and formation of triangle zones: comparison of the Carpathian and Pyrenean thrust fronts, Thrust Belts and Foreland Basins, Springer, p. 385-396.
Kurtman, F., 1973, Geologic and tectonic structure of the Sivas-Hafik-Zara and Imranli region: Bulletin Mineral Research and Exploration (Ankara, Turkey), v. 80, p. 1-32.
Legeay, E., C. Kergaravat, J.-C. Ringenbach, C. Ribes, A. Pichat, and J.-P. Callot, 2015, Salt tectonics on propagating passive roof detachments: The case of the Sivas Basin (Turkey).
Marton, L. G., G. C. Tari, and C. T. Lehmann, 2000, Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles: GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, v. 115, p. 129-150.
Masrouhi, A., O. Bellier, H. Koyi, J. VILA, and M. Ghanmi, 2013, The evolution of the Lansarine–Baouala salt canopy in the North African Cretaceous passive margin in Tunisia: Geological Magazine, v. 150, p. 835-861.
Mohriak, W., J. Macedo, R. Castellani, H. Rangel, A. Barros, M. Latgé, A. Mizusaki, P. Szatmari, L. Demercian, and J. Rizzo, 1995, Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil.
Mohriak, W. U., P. Szatmari, and S. Anjos, 2012, Salt: geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 131-158.
Okay, A., O. Tüysüz, M. Satır, S. Özkan-Altiner, D. Altiner, S. Sherlock, and R. Eren, 2006, Cretaceous and Triassic subduction-accretion, high-pressure–low-temperature metamorphism, and continental growth in the Central Pontides, Turkey: Geological Society of America Bulletin, v. 118, p. 1247-1269.
Onal, K. M., A. Buyuksarac, A. Aydemir, and A. Ates, 2008, Investigation of the deep structure of the Sivas Basin (innereast Anatolia, Turkey) with geophysical methods: Tectonophysics, v. 460, p. 186-197.
Özçelik, O., and M. Altunsoy, 1996, Clastic petrofacies, provenance and organic facies of the Bozbel Formation (Lutetian) in the Eastern Sivas Basin (Turkey): Marine and Petroleum Geology, v. 13, p. 493-501.
Poisson, A., J. Guezou, A. Ozturk, S. Inan, H. Temiz, H. Gürsöy, K. Kavak, and S. Özden, 1996, Tectonic setting and evolution of the sivas basin, Central anatolia, Turkey: International Geology Review, v. 38, p. 838-853.
Poisson, A., F. Orszag-Sperber, H. Temiz, and B. Vrielynck, 2010, Stratigraphic and polyphased tectonic evolution of the Sivas basin (central anatolia, Turkey): Darius annual report, consultable à Univ. PM Curie, paris, 48pp.
Ribes, C., C. Kergaravat, C. Bonnel, P. Crumeyrolle, J.-P. Callot, A. Poisson, H. Temiz, and J.-C. Ringenbach, 2015, Fluvial sedimentation in a salt-controlled mini-basin: stratal patterns and facies assemblages, Sivas Basin, Turkey: Sedimentology
Ribes, C., C. Kergaravat, P. Crumeyrolle, C. Bonnel, M. Lopez, A. Poisson, K. Kavak, J.-P. Callot, and J.-C. Ringenbach, In press, Factors controlling stratal pattern and facies distribution of fluvio-lacustrine sedimentation in the Sivas mini-basins, Oligocene (Turkey). : Basin Research.
Ringenbach, J. C., J. F. Salel, C. Kergaravat, C. Ribes, C. Bonnel, and J. P. Callot, 2013, Salt tectonics in the Sivas Basin, Turkey: outstanding seismic analogues from outcrops: First Break, v. 31.

Robertson, A. H. F., O. Parlak, and T. Ustaomer, 2013, Late Palaeozoic-Early Cenozoic tectonic development of Southern Turkey and the easternmost Mediterranean region: evidence from the inter-relations of continental and oceanic units: Geological Society, London, Special Publications, v. 372, p. 9-48.

Rolland, Y., G. Galoyan, D. Bosch, M. Sosson, M. Corsini, M. Fornari, and C. Verati, 2009, Jurassic back-arc and Cretaceous hot-spot series In the Armenian ophiolites — Implications for the obduction process: Lithos, v. 112, p. 163-187.

Rolland, Y., G. Galoyan, M. Sosson, R. Melkonyan, and A. Avagyan, 2010, The Armenian Ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block: Geological Society, London, Special Publications, v. 340, p. 353-382.

Rolland, Y., D. Perincek, N. Kaymakci, M. Sosson, E. Barrier, and A. Avagyan, 2012, Evidence for ~80–75Ma subduction jump during Anatolide–Tauride–Armenian block accretion and ~48Ma Arabia–Eurasia collision in Lesser Caucasus–East Anatolia: Journal of Geodynamics, v. 56-57, p. 76-85.

Rowan, M. G., 2002, Salt-related accommodation in the Gulf of Mexico deepwater: Withdrawal or inflation, autochthonous or allochthonous?

Rowan, M. G., T. F. Lawton, and K. A. Giles, 2012, Anatomy of an exposed vertical salt weld and flanking strata, La Popa Basin, Mexico: Geological Society, London, Special Publications, v. 363, p. 33-57.

Rowan, M. G., T. F. Lawton, K. A. Giles, and R. A. Ratliff, 2003, Near-salt deformation in La Popa basin, Mexico, and the northern Gulf of Mexico: A general model for passive diapirism: AAPG bulletin, v. 87, p. 733-756.

Rowan, M. G., and B. C. Vendeville, 2006, Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia: Marine and Petroleum Geology, v. 23, p. 871-891.

Sirel, E., N. Özgen-Erdem, and Ö. Kangal, 2013, Systematics and biostratigraphy of Oligocene (Rupelian-Early Chattian) foraminifera from lagoonal-very shallow water limestone in the eastern Sivas Basin (central Turkey): Geol. Croatia, v. 66, p. 83-110.

Stampfli, G. M., 2000, Tethyan oceans: Geological Society, London, Special Publications, v. 173, p. 1-23.

Sullivan, M. D., J. L. Foreman, D. C. Jennette, D. Stern, G. N. Jensen, and F. J. Goulding, 2004, An integrated approach to characterization and modeling of deep-water reservoirs, Diana field, western Gulf of Mexico.

Temiz, H., 1996, Tectonostratigraphy and Thrust Tectonics of the Central and Eastern Parts of the Sivas Tertiary Basin, Turkey: International Geology Review, v. 38, p. 957-971.

Trudgill, B. D., 2011, Evolution of salt structures in the northern Paradox Basin: controls on evaporite deposition, salt wall growth and supra-salt stratigraphic architecture: Basin Research, v. 23, p. 208-238.

Vendeville, B., and K. Nilsen, 1995, Episodic growth of salt diapirs driven by horizontal shortening: Salt, sediment, and hydrocarbons: Gulf Coast Section-SEPM Foundation 16th Annual Research Conference, p. 285-295.

Warren, J. K., 2006, Evaporites : Sediments , Resources and Hydrocarbons.

Yaliniz, K., and M. C. Göncüoglu, 1998, General geological characteristics and distribution of the Central Anatolian Ophiolites: Yerbilimleri, v. 20, p. 19-30.

Yılmaz, A., and H. Yılmaz, 2006, Characteristic features and structural evolution of a post collisional basin: The Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey: Journal of Asian Earth Sciences, v. 27, p. 164-176.

Figures

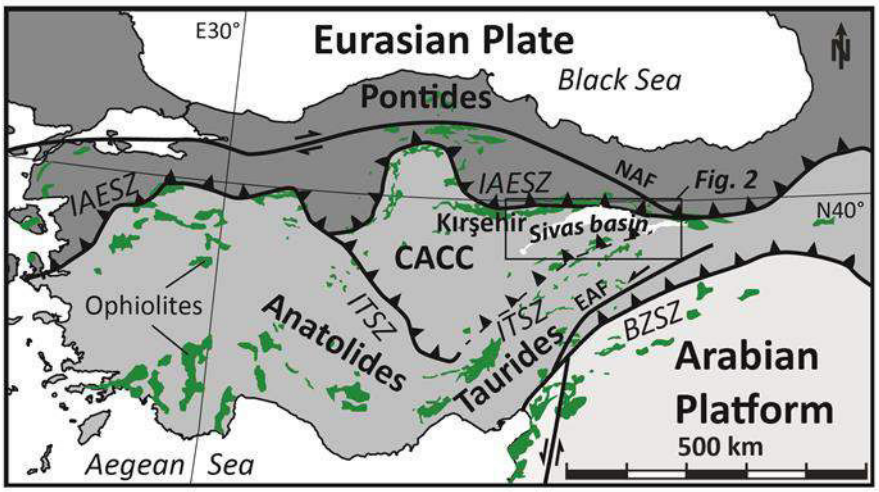


Figure 1: Tectonic setting of Turkey, showing main continental blocks, outcrops of ophiolites and ophiolitic mélanges belonging to the Tethyan realm and major suture zones including the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone (IAESZ), the Inner-Tauride suture zone (ITSZ), the Bitlis-Zagros suture zone (BZSZ), and Oligocene-Miocene deposits of the Sivas basin (after Okay et al., 2006 ; Stampfli, 2000).

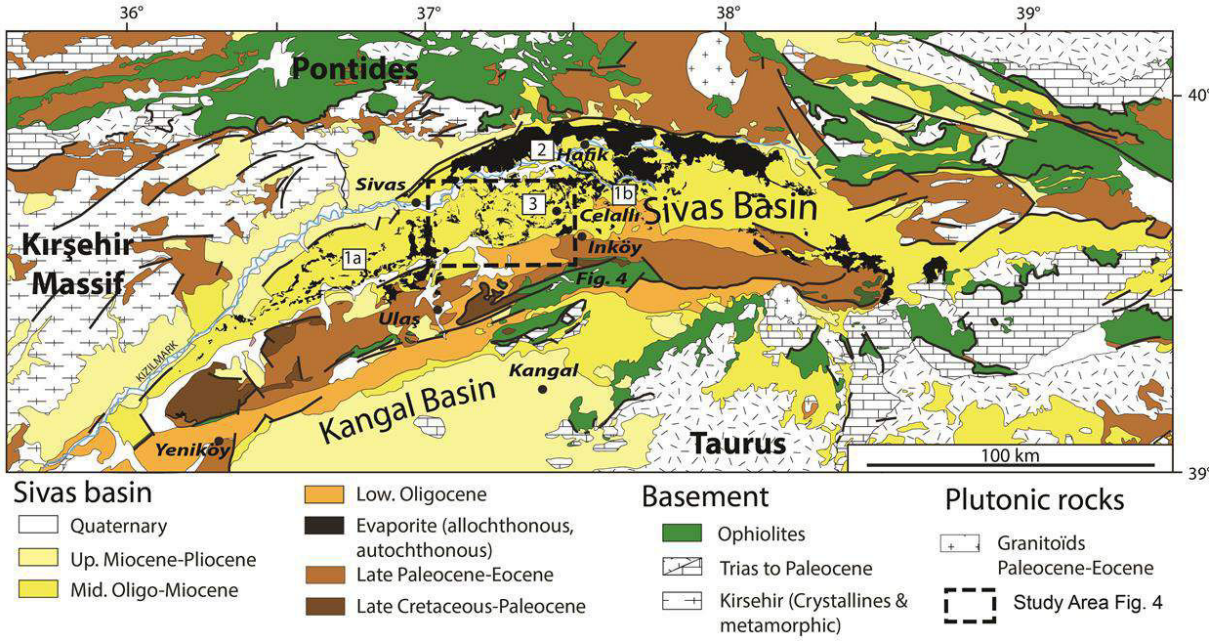


Figure 2: A) Geological map of the Sivas basin, with the three major crustal blocks and the northern margin of the Kangal Basin (modified after Baykal and Erentöz, 1966 ; Kurtman, 1973). Distribution of evaporite outcrops (in black) in the Sivas basin with the location of the salt domains and location of study area corresponding to the wall-and-basin structure (WABS) domain, see Fig 4.

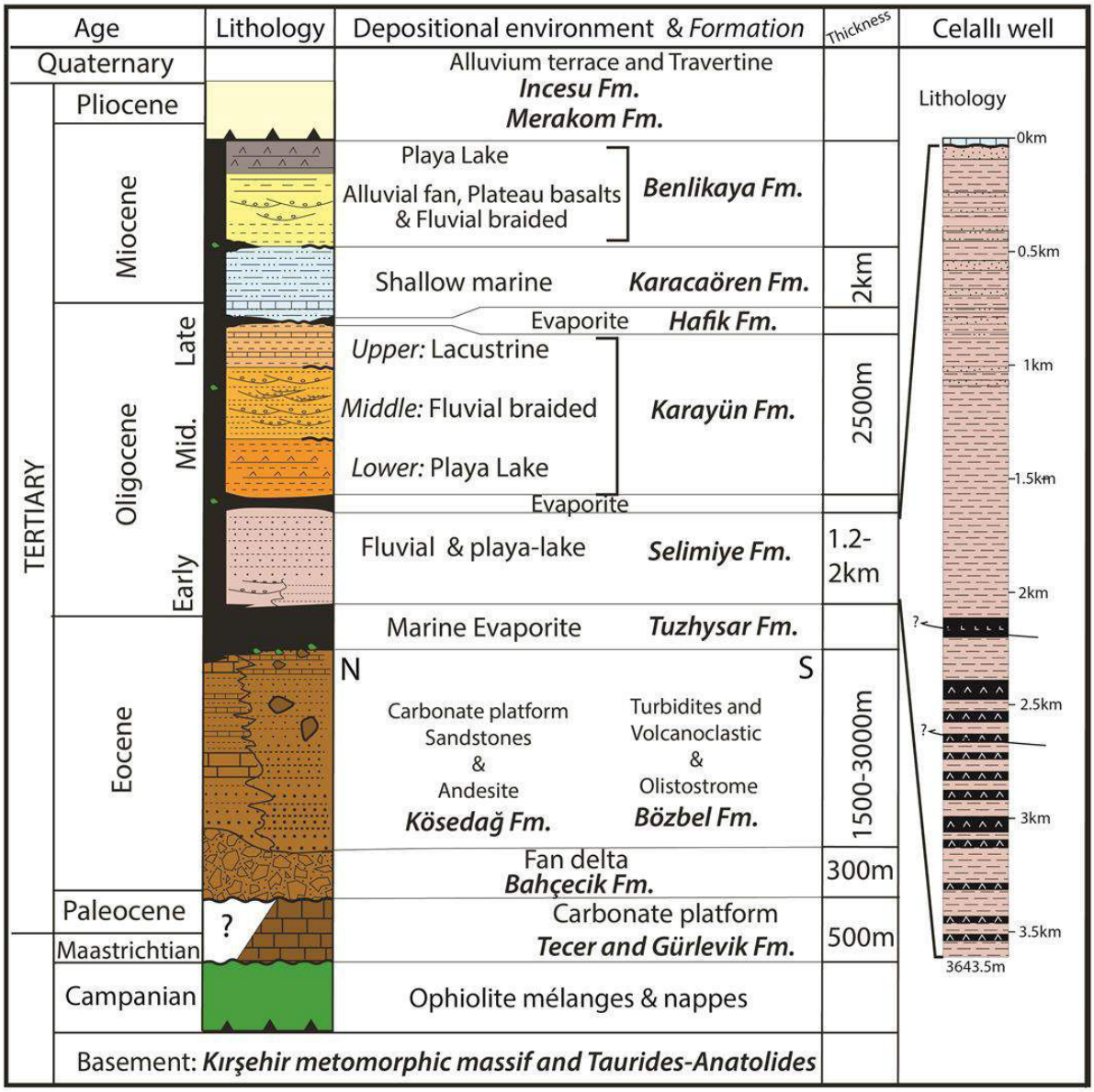


Figure 3: Composite regional lithostratigraphic column showing depositional environments, formations and average thicknesses of the various stratigraphic units in the central Sivas Basin (modified after Çiner et al., 2002 ; Kurtman, 1973; Ribes et al., 2015) and lithology interpretation based on cuttings from the Celallı-1 well penetrating mainly *the Selimiye Fm* close to Celallı village (see Fig. 2 for location) (d'après Onal et al., 2008).

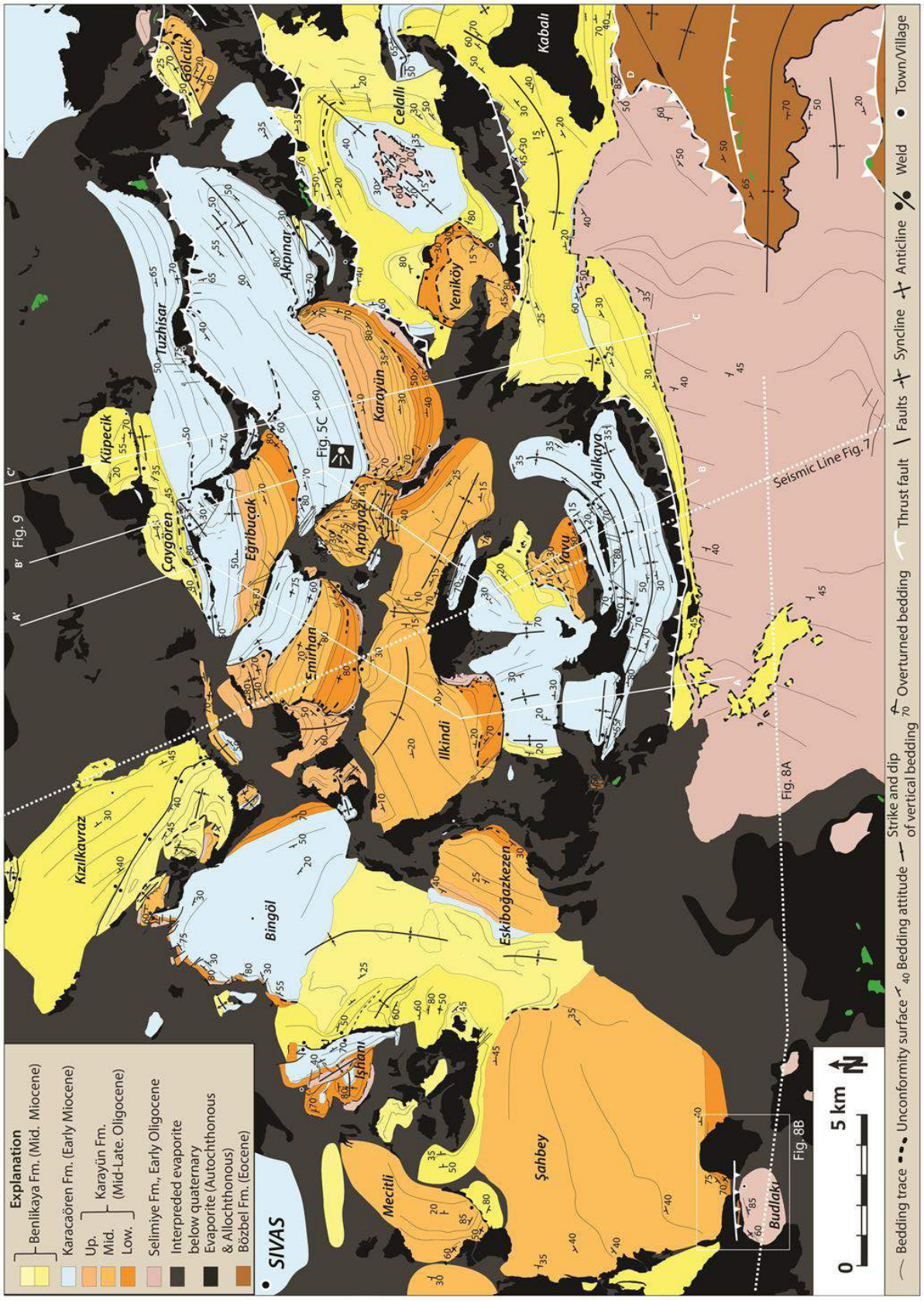


Figure 4: Geological map of the central Sivas basin corresponding to the WABS domain (see Fig. 2 for location) with position of 2D seismic line (Fig. 6) and cross sections (Fig. 8) (modified after Poisson et al., 1996).

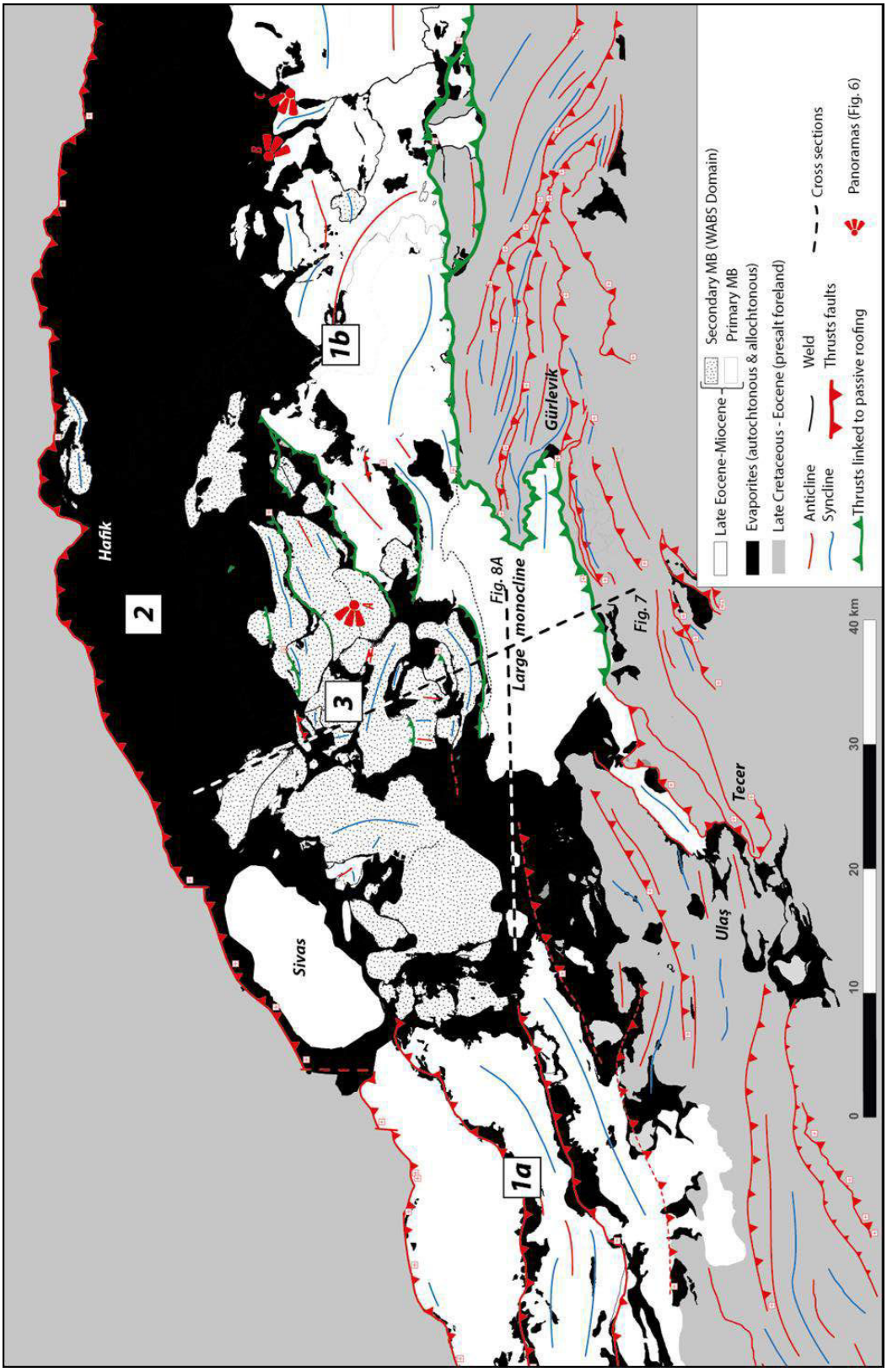


Figure 5: Map of the distribution of evaporite outcrops at the Sivas basin scale and Oligocene-Miocene deposits with main thrusts and back-thrust faults and folds axes, divided into the FTB domain in the western (location 1a) and eastern part (location 1b) where some MBs are also observed, the widespread evaporitic domain to the north (location 2), and the wall-and-basin structure (WABS) domain (location 3) in the south central part (modified after Kurtman, 1973; Poisson et al., 1996).

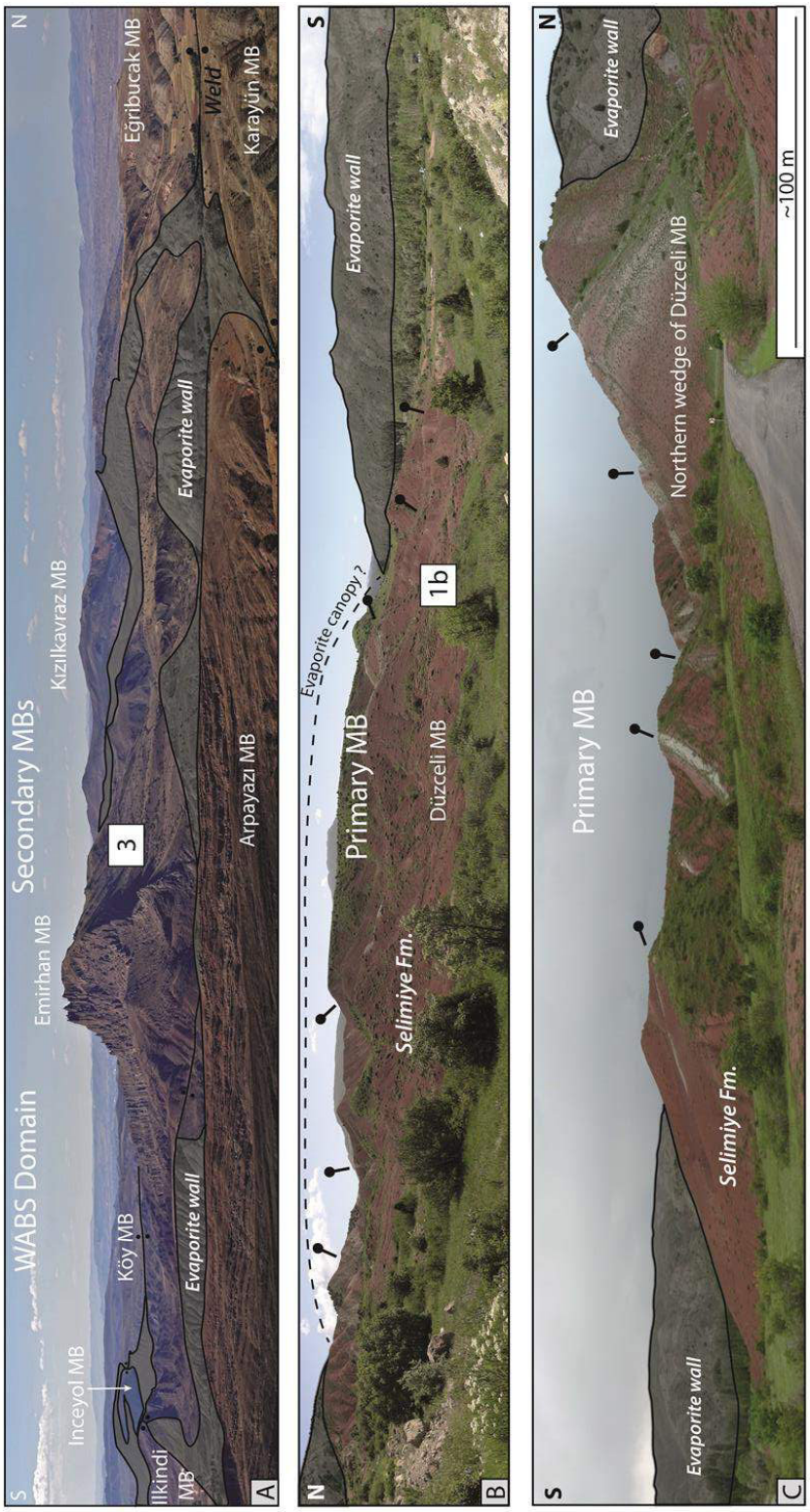


Figure 6: A) Interpretative view of the WABS domain toward the west showing several MBs such as the tilted Emirhan MB surrounded by salt walls and welds (black) (see Figs. 4 and 5 for location). B) Interpretative view of the primary Düzceli MB toward the east showing large wedges of Selimiye strata on both edge of MB (see Figs. 5 for location). C) Interpretative view of the Northern primary Düzceli MB toward the west showing a large halokinetic wedge of Selimiye strata with overturned beds along evaporite wall flank (see Figs. 5 for location).

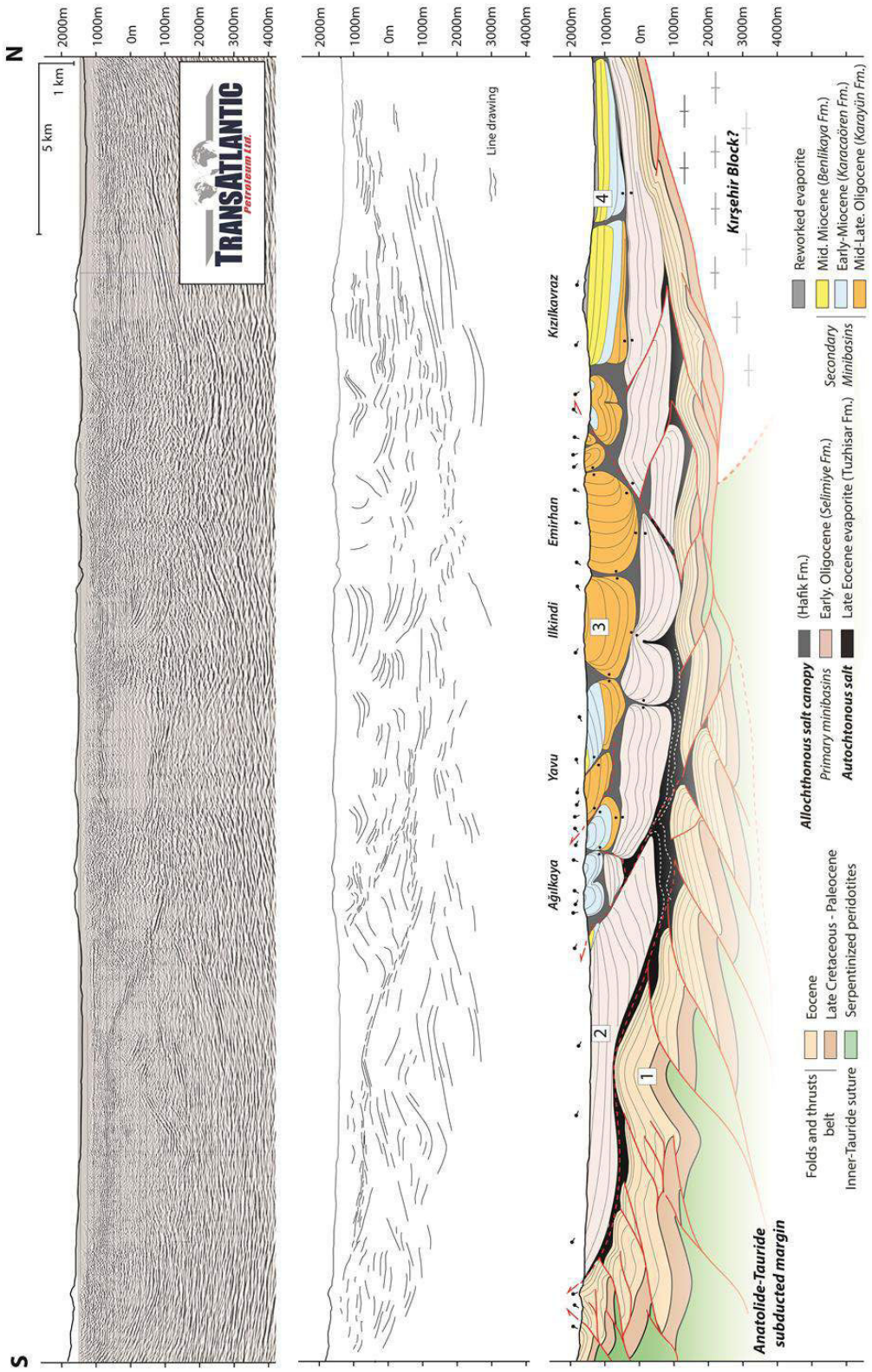


Figure 7: Non-interpreted and interpreted seismic line passing through the centre of the Sivas Basin (see Figs. 4 and 5 for location) showing, from south to north, the sub-salt tectonic wedge of Paleocene-Eocene sediments between the ophiolite and the salt, a large monocline belonging to the first generation of MBs, the second generation of MBs exposed in the WABS domain, which is separated by a salt canopy from the first generation of MBs, and the flat northern evaporitic domain (seismic data courtesy of Transatlantic Petroleum Ltd).

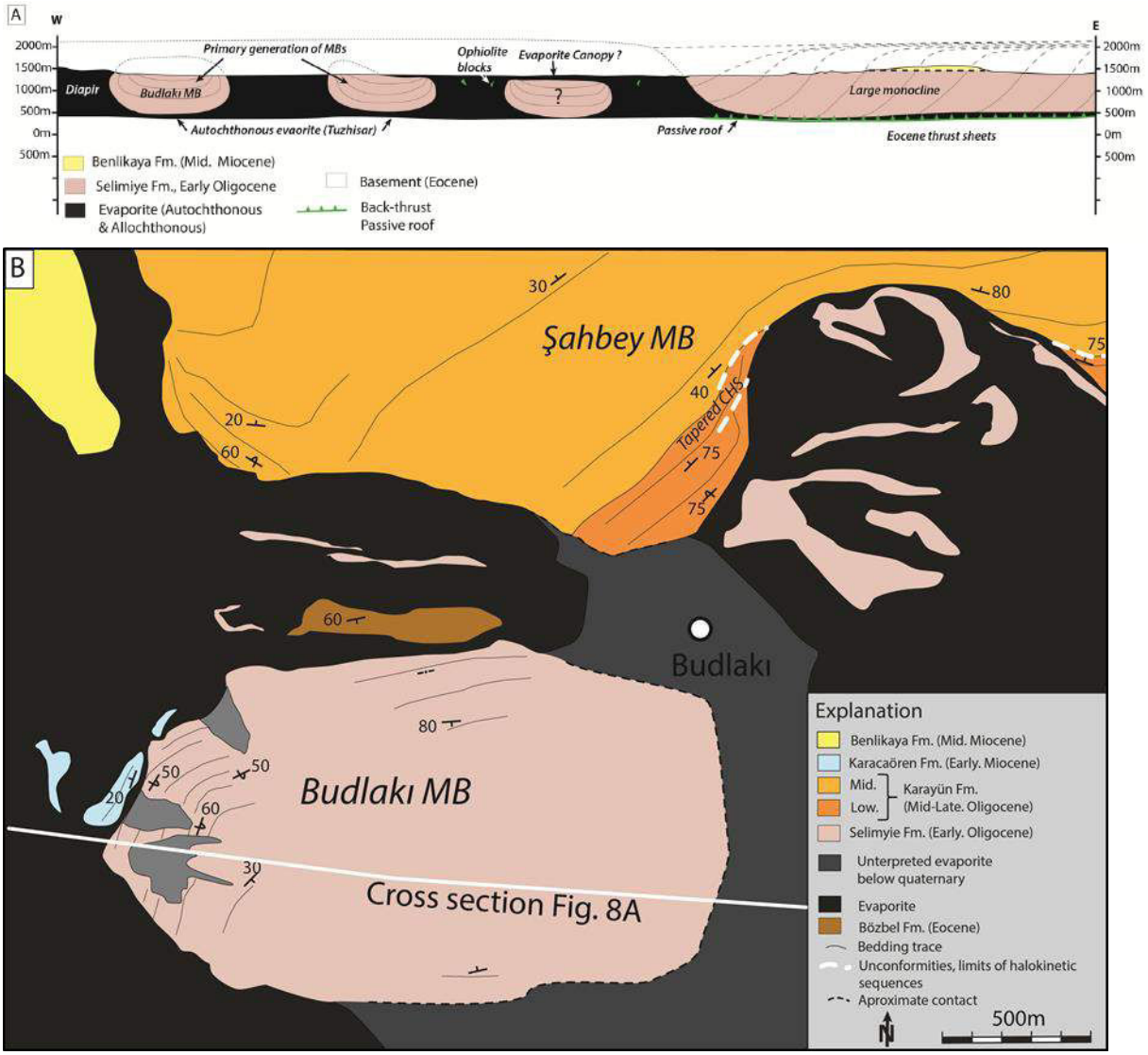


Figure 8: A) Schematic cross-section passing through the large monocline and the Budlakı MB characterized by considerable wedge thickening toward the MB (which had been probably capped by allochthonous salt). B) Detailed geological map of a primary generation of MBs, the Budlakı MB and the southern margin of a secondary generation of MBs, the Şahbey MB bounded by an E-W salt wall and a diapir composed of gypsum and anhydrite interbedded with thin folded layers of *Selimiye Fm* (see Fig. 4 for location).

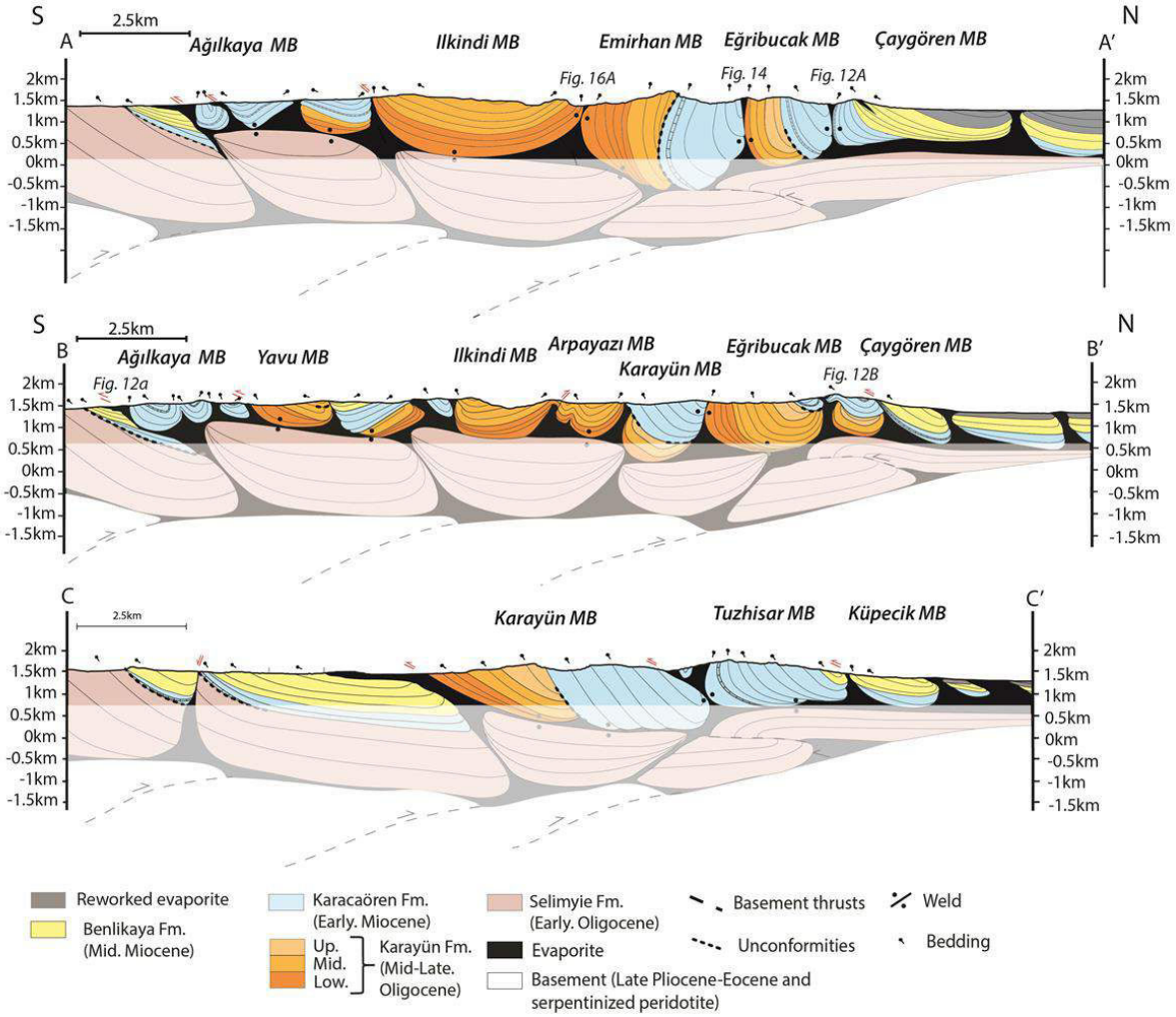


Figure 9: N-S cross sections across the WABS domain of the Sivas Basin based on the seismic interpretation shown in Fig. 6 and surface data (see locations on Fig. 4). The sections illustrate mainly the geometry of secondary MBs, which are well constrained at the surface but poorly constrained at depth due to the presence of both allochthonous and autochthonous salt levels. Thus, several geometries, thicknesses and basement configurations are possible. Bedding attitudes are indicated by short black dashes and welds by pairs of dots.

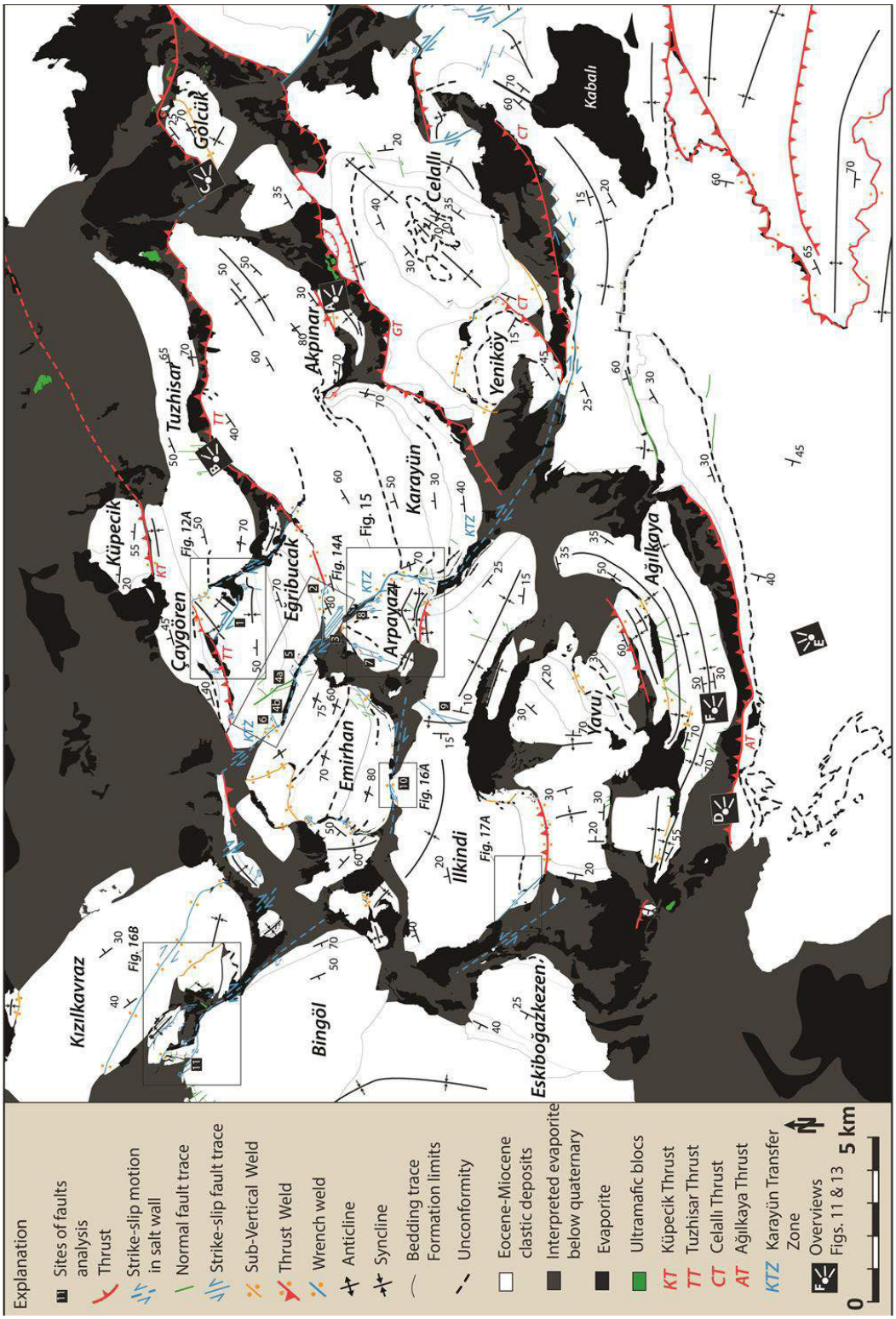


Figure 10: Structural elements of the WABS domain (See Fig. 2 for location) showing traces of salt walls, ultramafic blocks, tertiary welds with sub-vertical, wrench and thrust welds, folds and thrusts, as well as extensional and strike-slip faults within and along the MBs. These structures are defined using field observations, satellite images and geological mapping. The WABS domain is divided into two tectonic sub-domains delimited by the regional NW-SE-oriented Karayün strike-slip fault, interpreted as a wrench with right-lateral motion (KW): (i) to the east, a "Thrusted MBs" sub-domain, (ii) to the west, an "Interacting MBs" sub-domain.

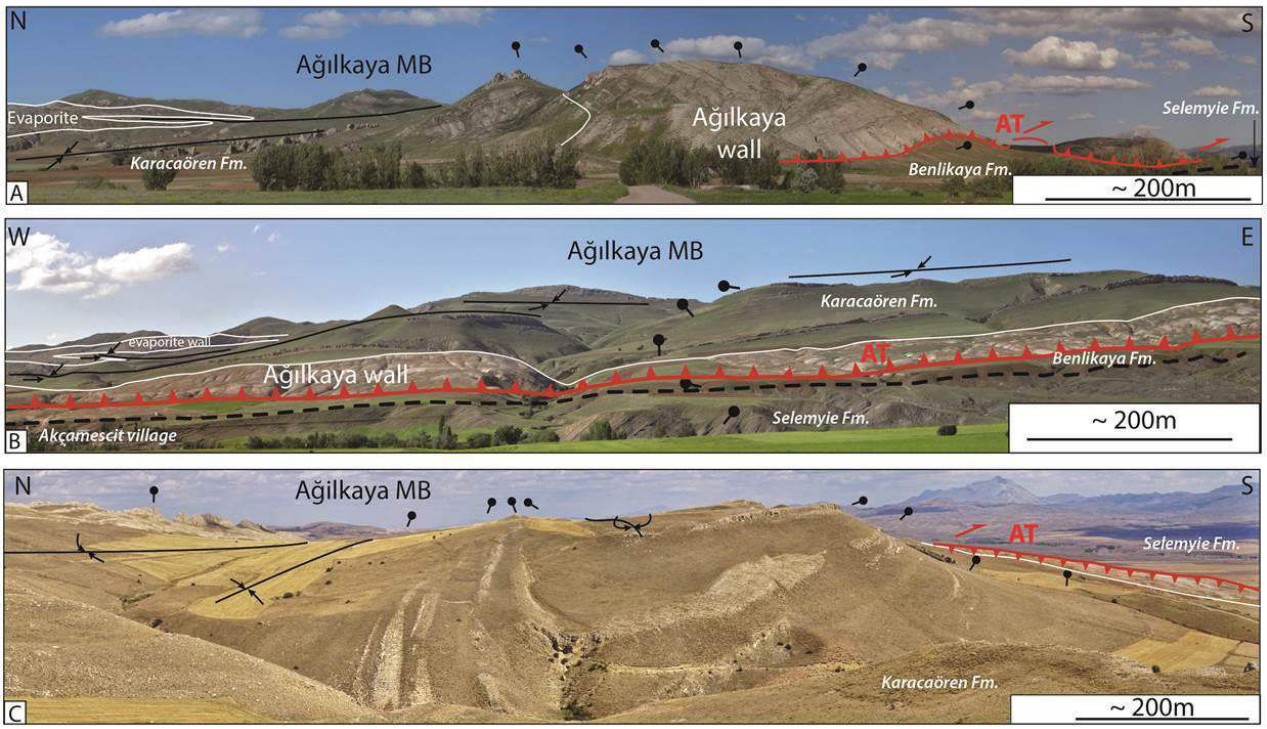


Figure 11: Views toward the east of major thrust passing through salt walls in the Thrusted MBs sub-domain (location shown on Fig. 9). A) The Gölcük Thrust (GT) separating the Karayün and Akpınar MBs to the NW from the Celallı anticline to the SE, associated with megaclasts of serpentinized peridotite. B and C) The Tuzhisar Thrust (TT) separating the Eğribucak and Tuzhisar MBs to the north from the Karayün, Akpınar and Gölcük MBs to the south, associated with megaclasts of serpentinized peridotite, several blocks of Eocene nummulitic limestone, gneiss pebbles (e.g. from Kırşehir metamorphic massif) and fragments of *Selimiye Fm.*

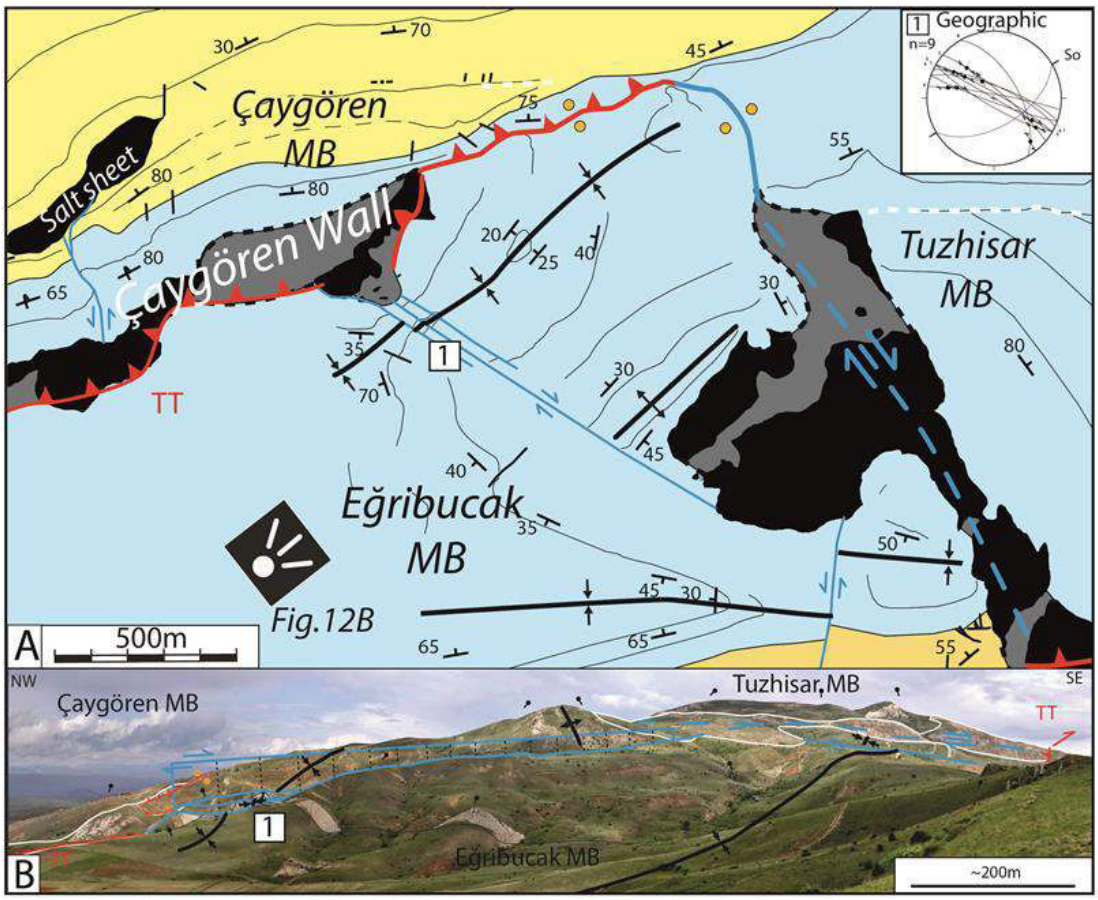


Figure 12: A) Detailed geological map of the salt contact along three MB margins (Tuzhisar to the east, Eğribucak to the southwest and Çaygören to the north) showing a relay zone associated with right- lateral strike-slip faults (stereo plot number 1 showing fault kinematics) and wrench welds (see Fig. 9 for location). B) View of right-lateral strike-slip faults connected to the E-W Çaygören salt wall in the north and the N160-trending salt wall and wrench weld delimiting the Eğribucak and Tuzhisar MBs (location shown Fig. 11A).

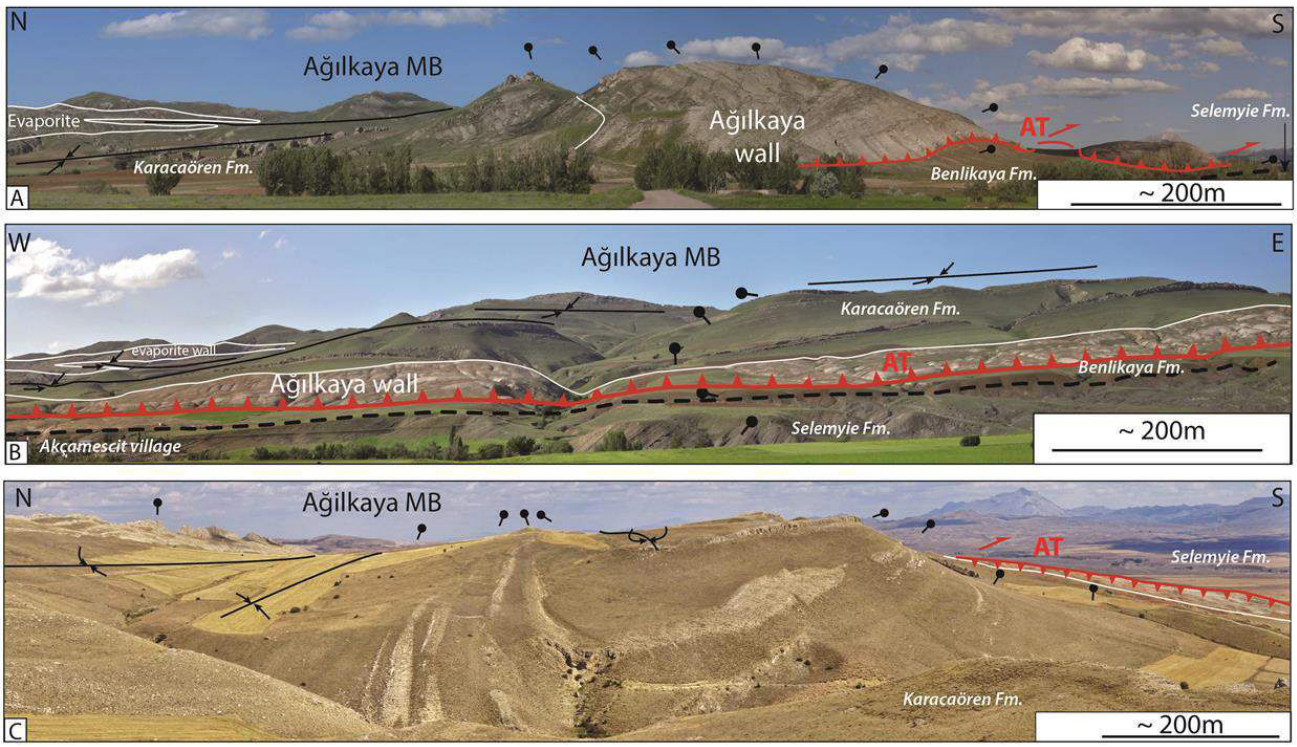


Figure 13: Overviews of the Ağılkaya thrust fault AT passing along the Ağılkaya wall to the south of the elongated Ağılkaya MB (location shown Fig. 9). A) View toward the east showing thrusted Ağılkaya wall with still well exposed internal structure forming a flower-like configuration. B) View toward the north showing the AT footwall formed at the northern margin of the monocline of *Selemyie Fm* beds, which are capped along an angular unconformity by the *Benlikaya Fm.* C) View toward the east showing the AT hangingwall formed by the Ağılkaya MB characterized by two synclines exposing dissymmetric wedges on both flanks, with vertical to overturned strata thinning over a shorter distance on the northern flanks.

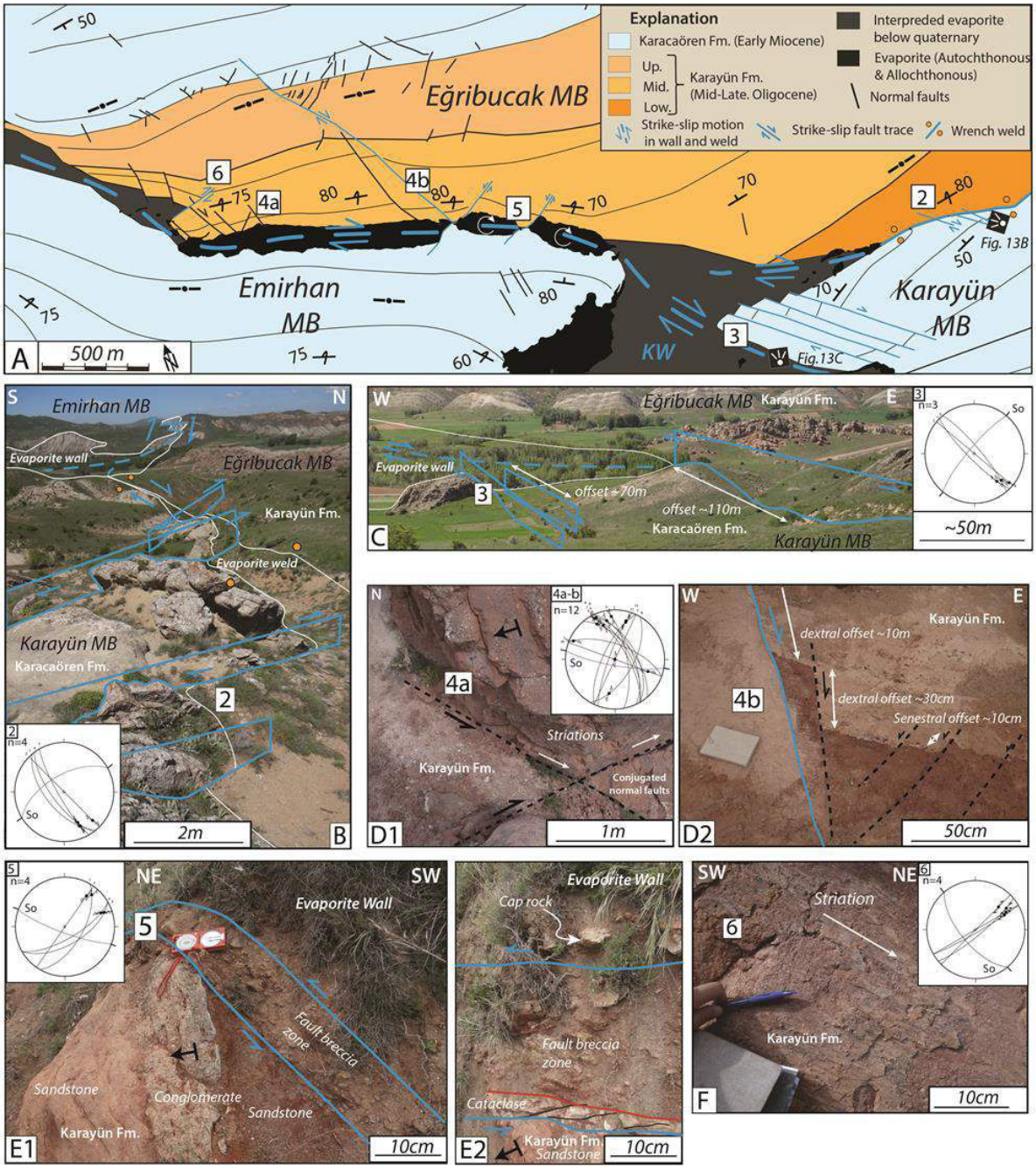


Figure 14: A) Detailed geological map of the salt contact along three MB margins, Eğribucak to the north and Emirhan and Karayün to the south, showing strike-slip fault zones related to dextral strike-slip deformation within salt walls and welds (see Fig. 9 for location). B) Wrench weld contact between the Eğribucak and Karayün MBs showing synthetic right-lateral strike-slip faults distributed in an *en-echelon* array and stereo-plot number 2 showing the fault kinematics (see Fig. 13A for location). C) Synthetic strike-slip faults forming an *en-echelon* array with dextral offset of several tens of metres and left-stepping faults affecting the margin of the Karayün MBs and stereo-plot number 3 showing fault kinematics (see Fig. 13A for location). D1) Conjugated syn-sedimentary normal faults with N30 and N130 trends connected to the evaporite wall in the Eğribucak MB, with stereo-plot number 4 showing fault kinematics (see Fig. 13A for location). D2) Conjugated fault with N130 trend characterized by its longest offset (10 m) (see Fig. 13A for location). E1) Strike slip faults with sinistral offset cutting both the base of the Eğribucak and the top of the Emirhan MBs passing along the E-W

evaporite wall, with stereo-plot number 5 showing fault kinematics (see Fig. 13A for location). E2) Fault contact along the evaporite wall characterized by a 20-cm-wide brecciated fault zone reworking sandstone and carbonates from the cap rock and a cataclastic layer with synthetic fractures indicating considerable displacement. F) Right-lateral strike-slip fault plane surface, connected to the evaporite, affecting the east margin of the Eğribucak MB, with stereo plot number 6 showing fault kinematics.

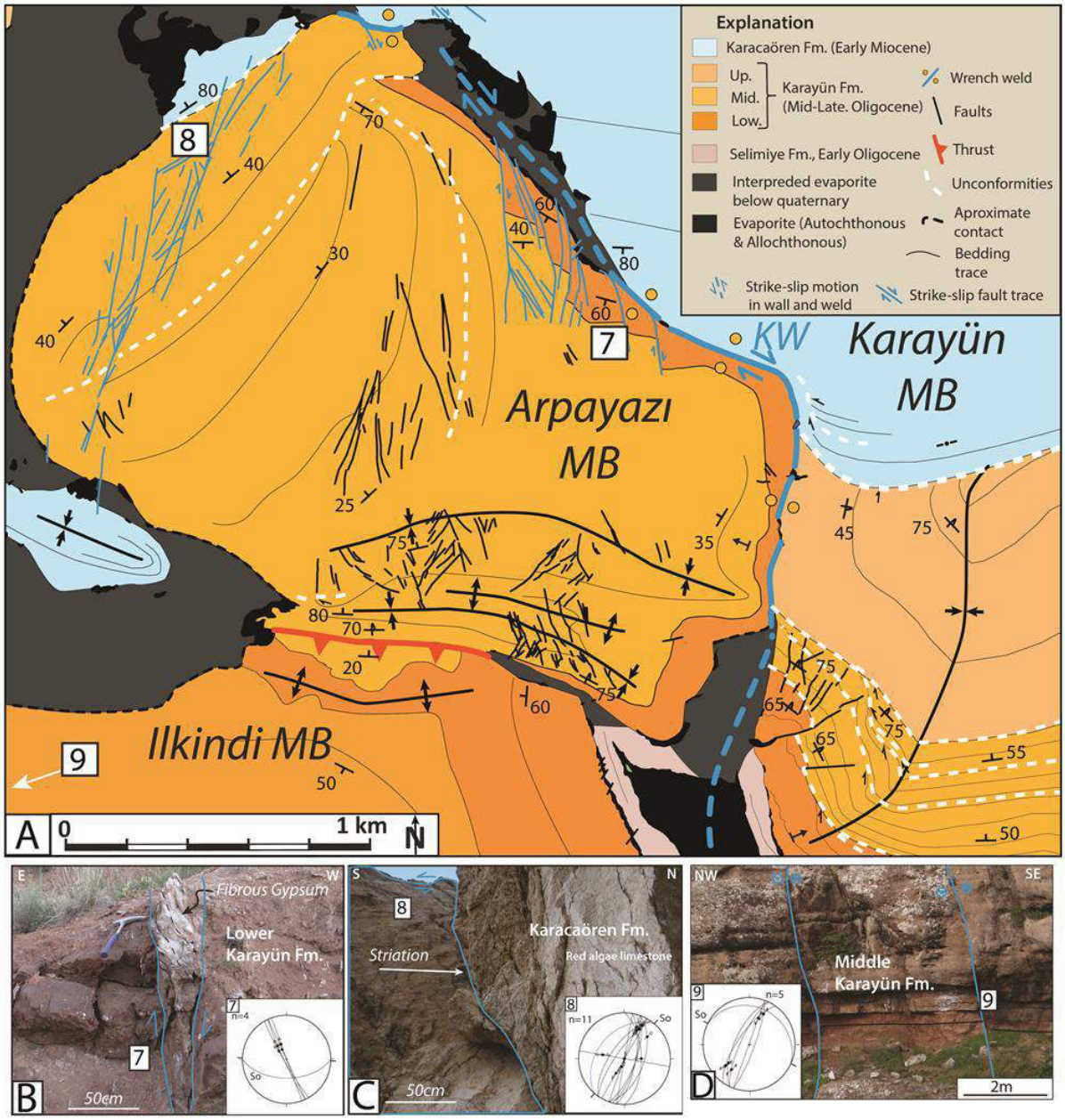
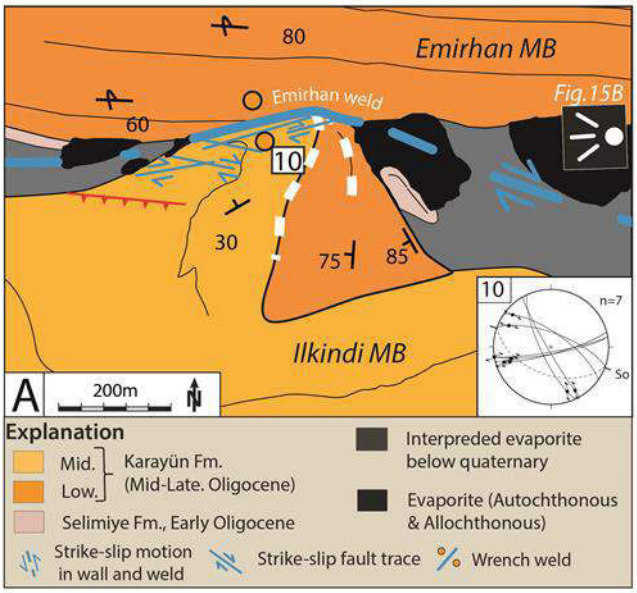
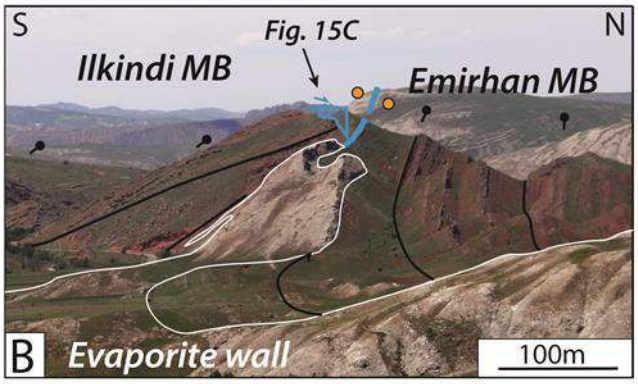


Figure 15: A) Detailed geological map of the Arpayazı MB showing salt wall and weld contact with the margins of the Karayün MB to the east and the Ilkindi MB to the south with strike-slip fault zones (see Fig. 9 for location). B) Example of strike-slip fault filled by a zone of highly sheared fibrous gypsum a few cm wide with dextral motion and stereo-plot number 7 showing the fault kinematics (see Fig. 14A for location). C) Example of left-lateral strike-slip fault plane surface cutting the *Karacaören Fm* and affecting the entire Arpayazi MB, with associated stereo plot number 8 (see Fig. 14A for location). D) Example of left-lateral strike-slip faults affecting the entire Ilkindi MB and stereo-plot number 9 showing fault kinematics (see Fig. 14A and 9 for location).





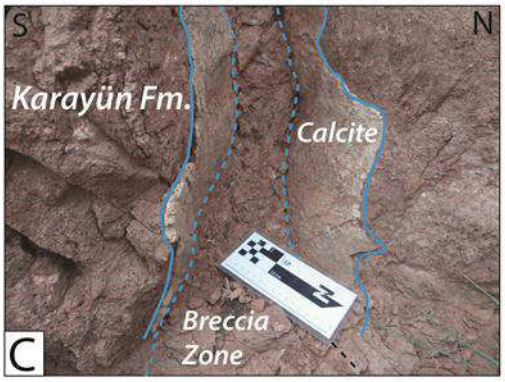


Figure 16: A) Structural elements of the salt wall and weld contacts around the Emirhan MB (See Fig. 9 for location). B) Detailed geological map of the salt wall passing laterally into the Emirhan weld attributed to a wrench weld contact between the Emirhan and Ilkindi MBs, with fault zone on the edge of the Ilkindi MB and stereo-plot number 10 showing fault kinematics (see Fig. 15A for location). C) View toward the west of the Emirhan weld contact between the strongly tilted Emirhan MB to the north and the flat Ilkindi MB to the south. D) Example of strike-slip faults with dextral offset close to the Emirhan weld characterized by a 10-cm-wide brecciated core showing reworked shale and sandstone clasts rimmed by calcite a few cm thick within the Ilkindi MB.

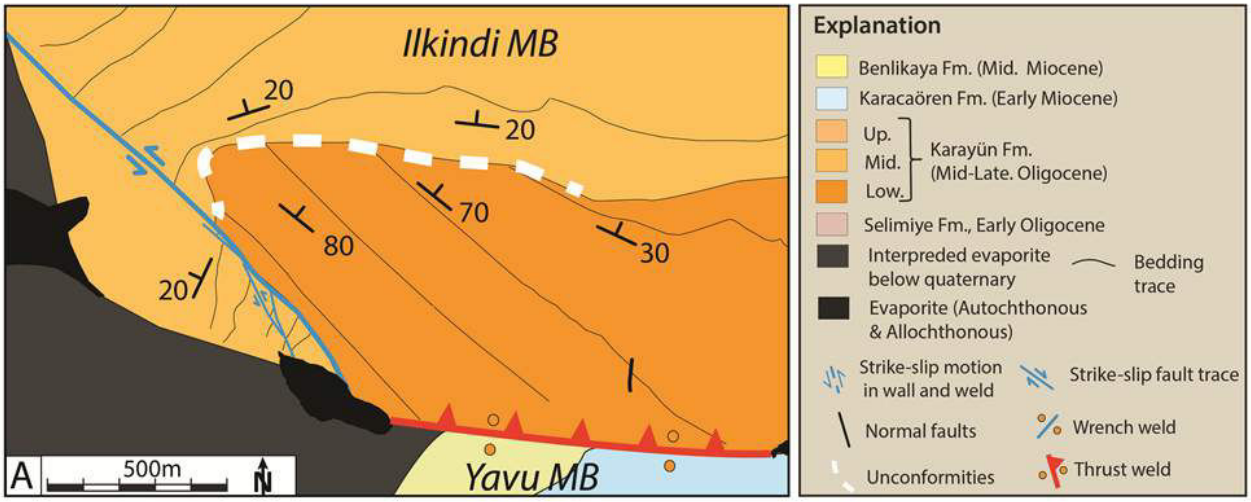


Figure 17: A) Detailed geological map of the south-west Ilkindi margin along salt wall showing left-lateral strike-slip faults connected to the evaporite.

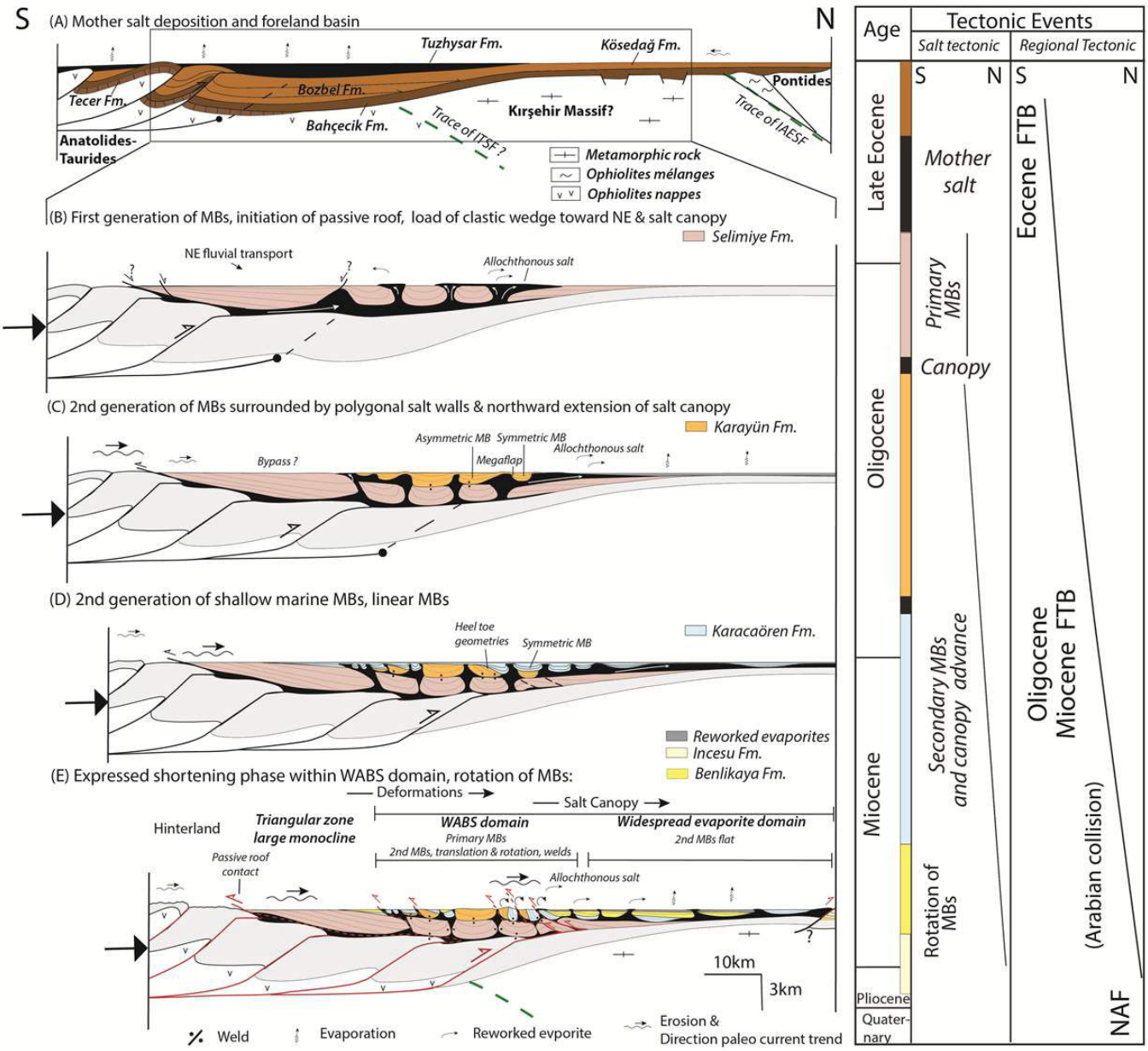


Figure 18: Schematic tectonic evolution of the central Sivas basin since deposition of the *Tuzhisar Fm* evaporites up to the *Benlikaya Fm* along cross-section illustrated on figure 6, with main salt tectonic and associated regional tectonic events. See discussion for explanation of each stage.

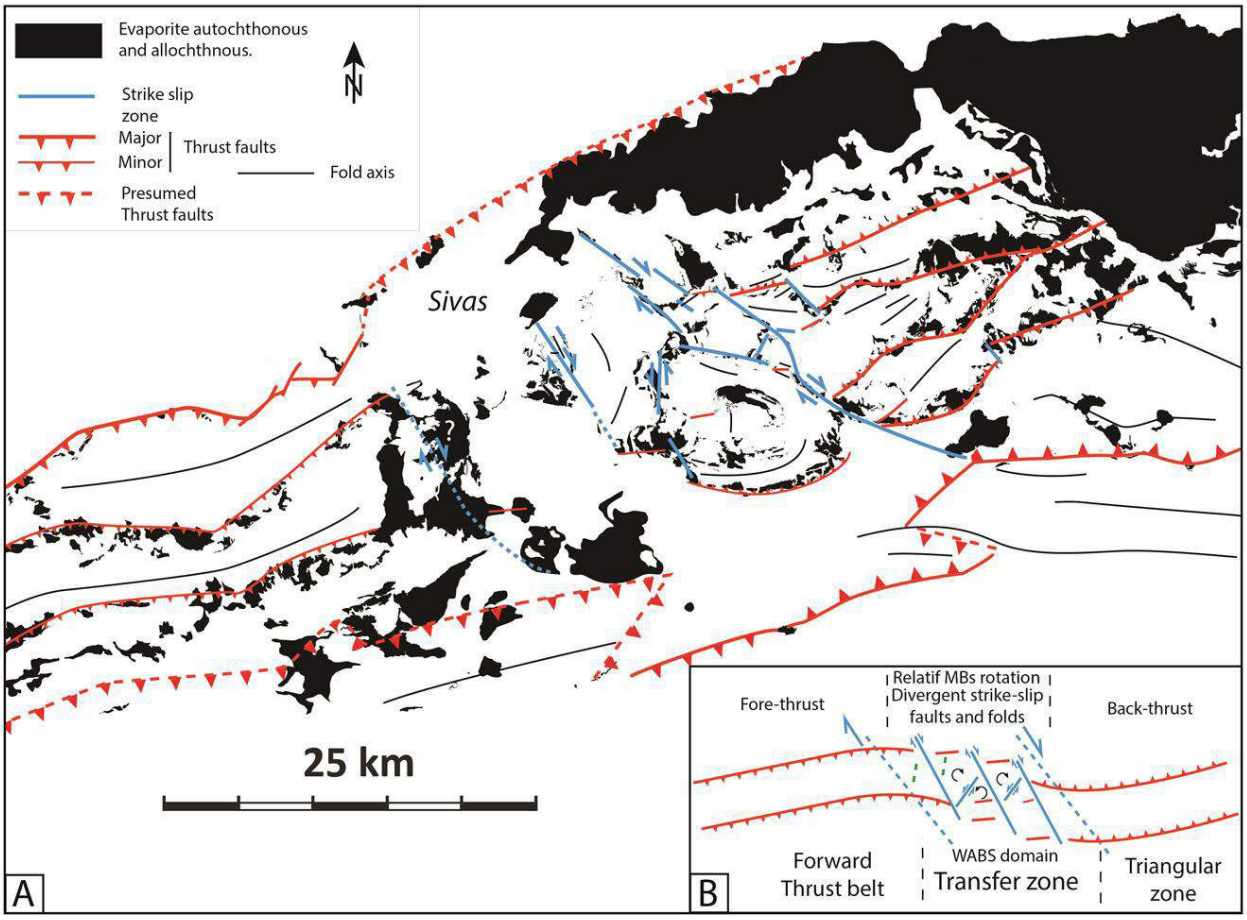


Figure 19: A) Structural elements of the eastern, western, WABS and widespread evaporitic domains in the Sivas basin, showing traces of salt walls, diapirs, folds and thrusts, as well as extensional and strike-slip zones passing along salt walls as inferred from structural analysis of MBs. B) Speculative model of Sivas basin structure based on Figures 9 and 19A, showing a dextral relay zone between the eastern and western domains, which could influence the rotation and translation of MBs, as well as the control of pre-existing polygonal salt wall anisotropy in the WABS domain.

Annexe 3

Salt tectonics in the Sivas Basin, Turkey: outstanding seismic analogues from outcrops

Jean-Claude Ringenbach,[1*] Jean-François Salel,[1,2] Charlie Kergaravat,[1,3] Charlotte Ribes,[1,3] Cédric Bonnel[3] and Jean-Paul Callot[3]

Abstract

The Sivas Basin in Central Anatolia is possibly the world's finest open-air museum of salt tectonics structures. It is an elongated Oligo-Miocene sag basin that developed in an orogenic context above the Neotethys suture zone. A mid-Oligocene quiet period during convergence of the Arabian and Eurasian plates allowed the deposition of a thick sequence of evaporites. Erosion of the Taurus Mountains shed clastic sediments northwards over the evaporitic basin. Sediments and deformation propagated from the south, forming mini-basins and associated evaporite diapirs and walls. Following this quiet period, compression resumed in the early Miocene, enhancing the formation of gypsum overhangs and allochtonous sheets. The Sivas outcrops expose classic salt tectonics geometries associated with the development of diapirs: halokinetic sedimentary sequences along diapir walls, welds and evaporite sheets or canopies, minibasins, and overturned minibasin wings (overturned edges of minibasins). These exposures are some of the finest field analogues for classical petroleum provinces controlled by salt tectonics such as the Gulf of Mexico and offshore Angola. We illustrate seismic-scale structures and, in the vicinity of the evaporite bodies, interesting analogues for drilled structures where seismic data do not provide an image.

Introduction

Salt tectonics structures are classic targets for hydrocarbon exploration. Recent progress in seismic acquisition and imaging, such as wide-azimuth towed streamers, and new processing algorithms, such as beam migration, reverse-time migration and full-waveform inversion, allow illumination of near-salt and sub-salt structures with high dips. Nevertheless, salt tectonics studies in the academic world are not common because of the need for high-quality seismic data, usually confidential, and the scarcity and poor quality of field exposures. Publications on field examples deal with radial diapirs exposed in compressive settings and associated with halokinetic sequences, such as in Iran, the Alps, the Pyrenees forelands, and La Popa in Mexico (e.g., Giles and Lawton, 2002). Welds (La Popa, Flinders Range in Australia, Paradox Basin in Utah, Axel Heiberg Island in Canada), canopies (Axel Heiberg), and minibasins (Flinders Range, Axel Heiberg) are less common (Jackson and Harrison, 2006; Rowan and Vendeville, 2006). Some fine analogues, with variable outcrop conditions and accessibility, have been studied extensively by consortia: the Paradox Basin and Axel Heiberg by the Bureau of Economic Geology, Austin, Texas, and La Popa and the Flinders Range by the Institute for Tectonic Studies, New Mexico State University. Those examples have been the subject of numerous oil company training courses.

The Sivas Basin in Central Anatolia has been studied by academics over the last 70 years and interpreted in the thrust tectonics framework of the surrounding Taurides and Pontides ranges. The abundance of evaporites and their apparent complexity were demonstrated to us in June 2011 by the academic group working in the DARIUS consortium for paleogeography (http://istep.dgs.jussieu.fr/darius/). The study of the basin as a salt tectonics analogue started in mid-2012. Satellite images and outcrops are so outstanding that they can already be proposed as analogues for seismic images at this early state of the work.

Geological setting

The Sivas Basin (Figure 1) developed above the Ankara-Erzincan ophiolitic suture zone, which is covered by highly deformed Palaeocene to Eocene marine sediments. The basin covers three major crustal domains, namely the Pontides, Kirşehir and Taurides blocks, and developed in the context of continuing convergence and collision north of the Taurus Mountains. It may be seen as a sag basin that is partly flexural, related to northward thrusting of the Taurus block over the ophiolitic suture zone. The thick mid-Oligocene evaporites, dominantly comprising gypsum and anhydrite, were deposited during a quiet period and are coeval with the Qom and Asmari formations in the Zagros region. This period,

[1] *Total, Structural Geology Group, Av. Larribau, 64018 Pau cedex, France.*
[2] *Cobalt Energy, 920 Memorial City Way, Suite 100, Houston, TX 77024, USA.*
[3] *LFC-R, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Avenue de l'Université, BP 576, 64012 Pau cedex, France.*
[*] *Corresponding author: jean-claude.ringenbach@total.com*

© 2013 EAGE www.firstbreak.org

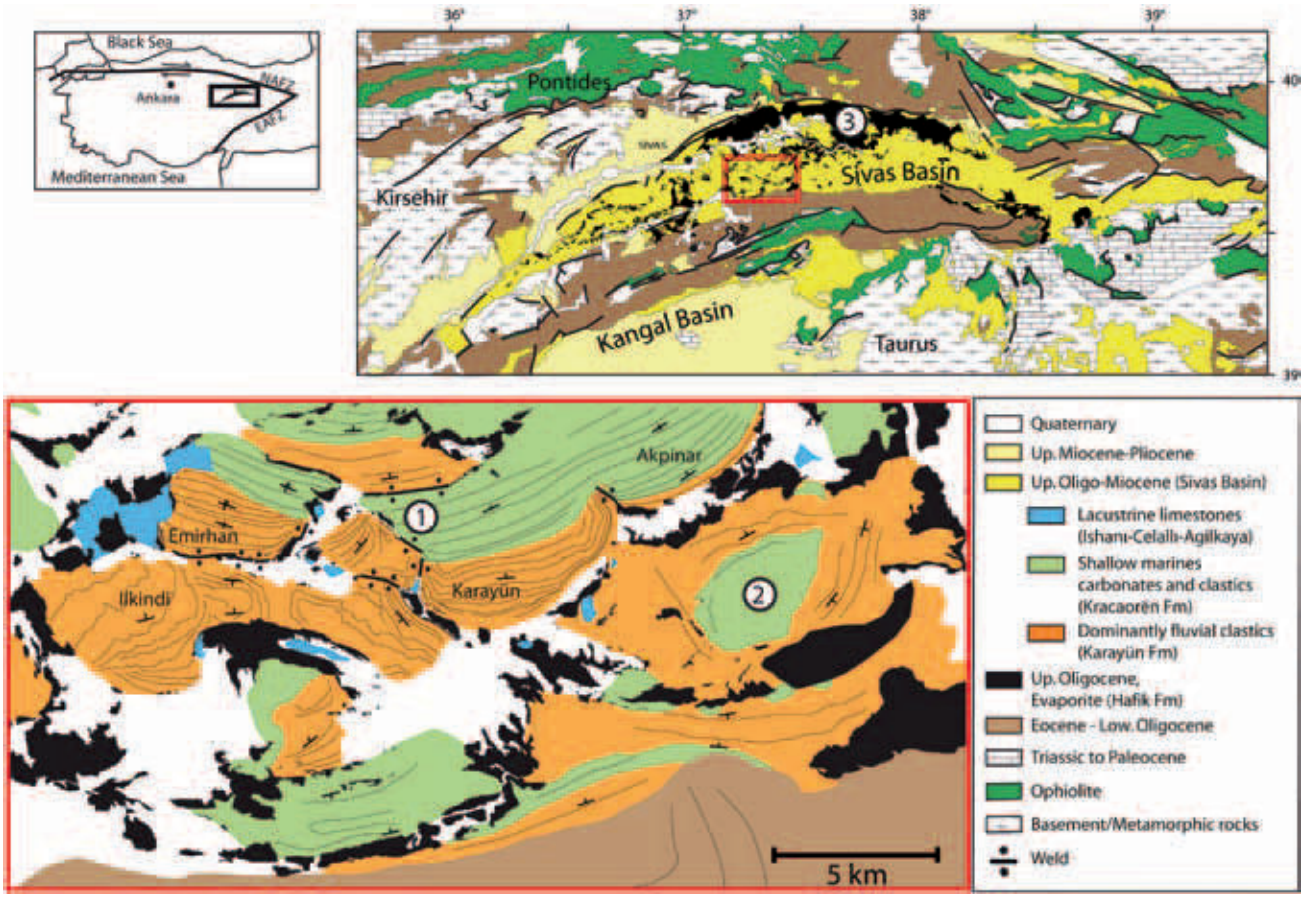


Figure 1 *The Sivas Basin in its complex central Anatolia orogenic setting. The lower (inset) map shows the area with the best developed minibasins and key exposures. NAFZ – North Anatolian Fault Zone; EAFZ – East Anatolian Fault Zone; 1 – southern folded domain; 2 – central wall-and-basins domain; 3 – northern extensive evaporite sheets domain.*

expressed regionally along the Tethyan suture, most likely constitutes a break in the closure history of the Neotethys Ocean. Compression resumed in the early Miocene, driven by collision of the Arabian Plate with Eurasia, as a continuation of the Zagros collision belt.

This 250 km × 50 km basin is subdivided into a central zone, showing structures related to salt tectonics, and a western zone mostly controlled by thrust tectonics. The central area is subdivided into three domains, each showing a homogeneous pattern of deformation, located on the map in Figure 1:

- A southern domain marked by east-west elongated folds in the mid-Oligocene-Miocene sediments, which thin to the south and lie unconformably on lower Oligocene marine sediments.
- A central domain forming a wall-and-basin area with about 15 minibasins that are filled by an Oligocene fluvial sequence, truncated by a strong unconformity, and overlain by lower Miocene shallow marine marls. During the mid-Miocene, lacustrine beds were deposited over canopies and overhangs, forming the last sequence of minibasins.
- A northern domain characterized by widespread thick evaporites is interpreted as an effect of prograding sedimentation shed from the Taurus Mountains in the south, forcing the evaporites to flow northwards.

All over the basin, large volumes of gypsum are preserved in walls, at the base and top of minibasins, or as extruded sheets. At this early stage in the study of the basin, it seems that halokinesis followed three main phases:

1) An initial phase at a time of regional tectonic quiescence, dominated by an irregular sedimentary load.
2) A phase of evaporite extrusion at the surface, with overhang and sheet formation above the main unconformity, most likely associated with evaporite withdrawal and the increased rotation of minibasins.
3) The development of a second group of lacustrine minibasins in the mid-Miocene that later underwent the final compressional phase. These lacustrine basins have been uplifted and crop out above massive gypsum bodies, showing that their early emplacement was not uniform. They formed over evaporite feeders during the deflation phase that followed the major stage of formation of allochthonous evaporite bodies and minibasin rotation. Their present attitude, perched on gypsum diapirs, indicates that a late stage of shortening probably reactivated gypsum ascent.

www.firstbreak.org © 2013 EAGE

Most minibasins in the south and north have low-angle dips (<30°). In the centre, a set of four well exposed basins have been strongly tilted, in places to the vertical. The cause for the large amount of tilting, which is larger than expected from the simple propagation of a sedimentary system, is still debated. It is probably partly syn-sedimentary, caused by the progradation of the overall sedimentary system to the north, possibly enhanced by a basement step identified by interpretation of gravity data, and partly post-depositional in relation to the activation of a Miocene basement thrust. These four minibasins contain exposures of the finest known analogues of salt tectonics structures, the two most outstanding being Emirhan and Karayün.

Analogue experiments using a scanner

In 2010, in order to better understand the formation of the minibasin wing structures drilled recently in the Gulf of Mexico, analogue sand-silicone models have been run at IFP-Energies Nouvelles (Callot et al., 2013). Models were run in an X-ray tomography medical scanner in order to image, in a completely non-destructive manner, the three-dimensional internal structure that formed during the course of the modelling. The modelling was designed to reproduce the development and subsidence of minibasins deposited above a thick evaporite layer. Basins were initiated artificially early in the process by randomly depositing thin pods of sediments. Progressive subsidence of the deposited layers created accommodation space filled by further sequential sedimentation and erosion of relief. This set of experiments, carried out before our study of the Sivas Basin, has reproduced most observed geometries that can be encountered in the basin. Some of these models are compared with field examples and seismic lines in Figures 2 and 3.

Seismic-scale geometries: direct analogues

The satellite image of the 'core area' (Figure 2b) shows geometries that will be recognizable to anyone who has seen seismic lines or cross-sections of minibasins (e.g., Figure 2a; see also Google Earth images around 39°42'25"N, 37°16'00"E). In this part of the basin, a set of four minibasins have been tilted to expose the bases of the former basins and their lateral boundaries at the surface, as in a cross-section.

Of these minibasins, the two most spectacular are Emirhan and Karayün (Figure 1). Both basins are completely surrounded by gypsum bodies or welds and exhibit

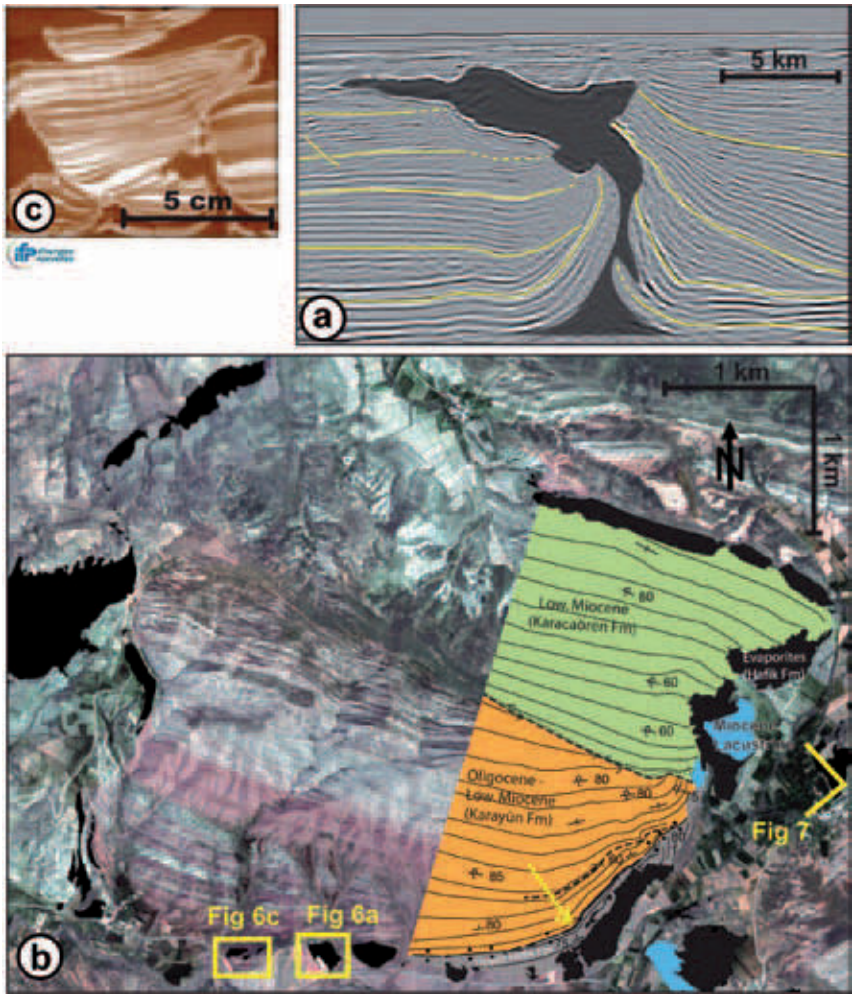


Figure 2 *(a) 3D wide-azimuth seismic section from deepwater Gulf of Mexico (courtesy of TGS). (b) Geoeye satellite colour composite image of the Emirhan minibasin. (c) Cross-section through an analogue sand-silicone model imaged by a medical scanner (courtesy of IFP).*

© 2013 EAGE www.firstbreak.org

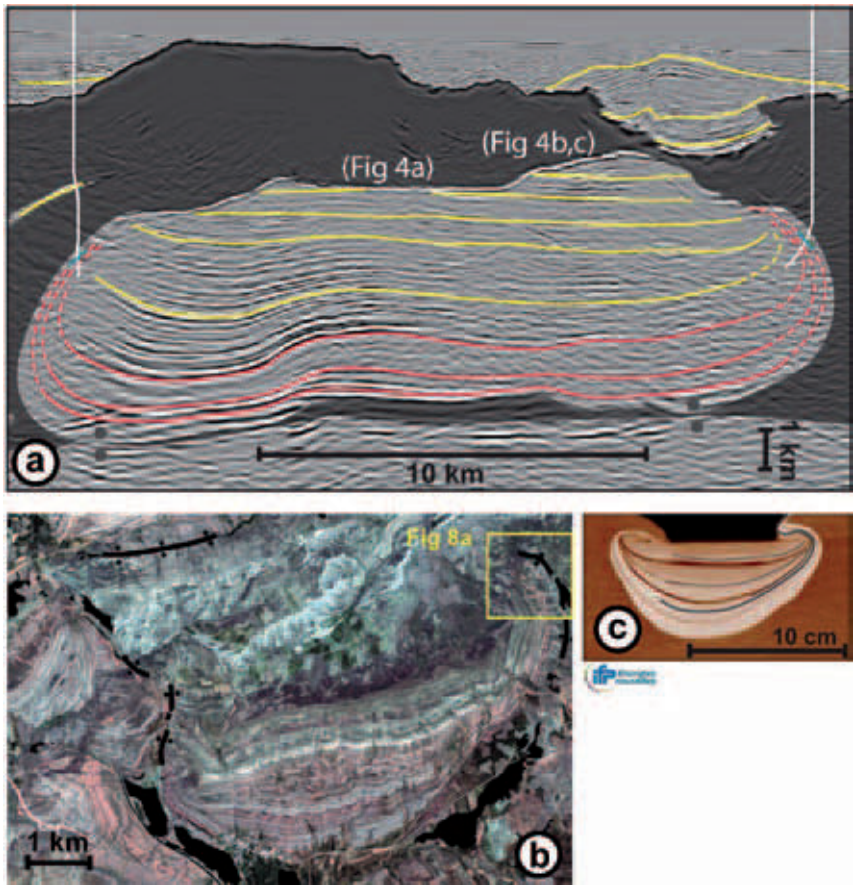


Figure 3 *(a) A 3D seismic line from deepwater Gulf of Mexico. (b) Geoeye satellite colour composite image of the Karayün minibasin. (c) Cross-section through an analogue sand-silicone model imaged by a medical scanner (courtesy of IFP).*

a cumulative thickness of 3.5 km (Emirhan) and more than 4.5 km (Karayün) at outcrop. Their widths are approximately 5 km for Emirhan and 7 km for Karayün.

The Emirhan minibasin (Figure 2) exhibits growth strata along both its western and eastern boundaries. The lower fluvial reddish sequence is thicker to the west than to the east, suggesting strong evaporite withdrawal in the eastern part of the basin. To the east, its bedding is conformable over the evaporites and exhibits important thinning and progressive unconformities along the eastern lateral wall. The western wall is diapiric with a clear cross-cutting relationship between the remnant gypsum feeders and welds and the sediments. On the western side, and after rotation of Emirhan, a later minibasin was filled by mid-Miocene lacustrine sediments deposited unconformably onto the thick evaporite stock and the vertically dipping fluvial beds. Here the fluvial strata exhibit sharp kinks and unconformities, as well as typical stacked halokinetic sequences that will be described in the next section.

In the main Emirhan minibasin, the fluvial sequence terminates with an unconformity that is more angular in the east. Above it, the upper marine series records an eastward thickening. On the eastern side, after the tilting of Emirhan, a mid-Miocene lacustrine series was deposited. It truncates the thick evaporite stock and the vertically dipping fluvial beds (Figures 1 and 2).

The marked angular unconformity and the almost vertical tilting of the sedimentary sequence in Emirhan is considered to be a consequence of renewed compression in the Sivas Basin in the early Miocene, creating out-of-sequence thrusts propagating from the Taurus Mountains into the basin. In petroleum basins, seismic data at the basin scale allow the overall structure of such basins to be imaged, but do not clearly show the position and geometry of the lateral walls and nearby halokinetic sequences in the sediment.

The seismic line in Figure 2a, from a 3D survey in the deepwater Gulf of Mexico, shows two diachronous minibasins having high dips and complex progressive unconformity patterns along the salt wall. The one to the right shows a 'rocking chair' pattern, with first a thickening towards the left, followed by a thickening towards the right that resembles the Emirhan basin fill. The vertical scanner section from an analogue experiment, which reproduces the sagging of sand in a very thick silicone layer, has produced a strikingly similar minibasin imaged along a vertical cross-section in Figure 2c.

The nearby Karayün minibasin is more symmetrical than Emirhan (Figure 3b). Bedding dips evolve from 40° at the base to 80° at the top over an outcrop of 4.5 km length perpendicular to bedding. The lower part of the fluvial sequence shows symmetrical sag, wedging towards the former evaporite pillows on both sides. The upper fluvial sequence wedges gently eastwards, whereas it is cut sharply in the west along

www.firstbreak.org © 2013 EAGE

the weld that was formerly a diapiric wall. The unconformity at the base of the lower Miocene marine sediments is more pronounced in the west, where large halokinetic sequences are visible, than in the east. Bedding in the marine sections is generally parallel, recording a drowning of the fluvial minibasin at a much larger scale. The eastern wall was transgressed and both the Karayün and Akpinar minibasins sagged together in the early Miocene (Figure 1).

The interpretation of the seismic section from the deepwater 3D wide-azimuth towed streamer survey in the central Gulf of Mexico (Figure 3a) has been used as an analogue. Seismic quality along the edges of minibasins is poor, but after several wells had been drilled near the salt walls, overturned wing geometries were clearly identified and dated. Several other recent exploration wells in the deepwater Gulf of Mexico have drilled overturned minibasin wings. Such hard data have allowed interpreters to pick geometries comparable to the Karayün minibasin. Such a minibasin has also been reproduced by analogue modelling (Figure 3c).

Many interesting exposures of overhangs, salt sheets, gypsum sheets and possibly local canopies have been catalogued in the Sivas Basin and will soon be studied. We show some of the best examples in the rest of this paper.

In most salt basins at outcrop, we are generally seeing the end of the tectonic sequence, with compression and incorporation into a mountain belt that may have rejuvenated salt extrusions or exhumed their deepest parts. Soluble salts have usually been dissolved, and ridges and diapirs consist of welds showing evaporite scars with remnants of gypsum or anhydrite and various sediments that were originally interlayered in the evaporite sequence. Sivas is an exception, with large stocks of clean gypsum all over the basin in the form of blocky outcrops with arrow-head twin crystals or saccharoid gypsum preserved as large stocks.

Figure 3a also shows well imaged canopy base with flat-and-ramp geometries analogous to the exposures of Figure 4. The overhang geometry formed when upward salt that had been matched by sedimentation (middle part of Figure 4b and Figure 4c) became dominant, so that salt overlies sediments conformably where the evaporites were extruded onto the seabed (Figure 4a and upper part of Figure 4b). This latter situation is comparable to the flat-topped hill east of Kizilkavraz in the north of Sivas Basin (Figure 4a). All the extensive gypsum outcrops in the basin are karstified and exhibit a regular pattern of dolines or solution holes (e.g., Google Earth at 39°45'45"N, 37°11'45"E). The side view from Kizilkavraz shows a section of the gypsum sheet above underlying fine-grained sandstones interbedded with autochthonous gypsum beds. In detail, the irregular surface of a thicker gypsum bed in the upper part of the cliff has formed by flow of the gypsum sheet over it, and exhibits a geometry similar to that of a mountain-top ice sheet.

The second outcrop (Figure 4b) lies in Mescitli along the Kayseri highway south of the town of Sivas. It shows diapiric cross-cutting relationships, a small interbedded gypsum tongue, and a gypsum sheet that is flat-lying above the sediments. Fluvial channels terminate about 10 m away from the vertical diapir wall, where the rates of sedimentation and halokinesis were in balance. Further north, the same contact has a dip of 45° and sharply truncates the fluvial sediments (Figure 4c).

In Figure 5, small compressive salt sheets in the most recent mid-Miocene lacustrine minibasin west of Emirhan (see Google Earth at 39°42'25"N, 37°16'00"E) are compared to a high-resolution seismic image showing analogue geometries at the tip of a shallow salt sheet in the Gulf of Mexico (Roberts et al., 2011). In this case, the folded lacustrine strata demonstrate both the propagation of an extrusive to thrusted evaporite sheet, and also the progressive downbuilding of the lacustrine beds into the thick sheet.

Sub-seismic geometries where field observations help interpret poorly imaged structures

Minibasin growth is recorded by angular unconformities and bed rotation along the basin boundaries with the salt feeders.

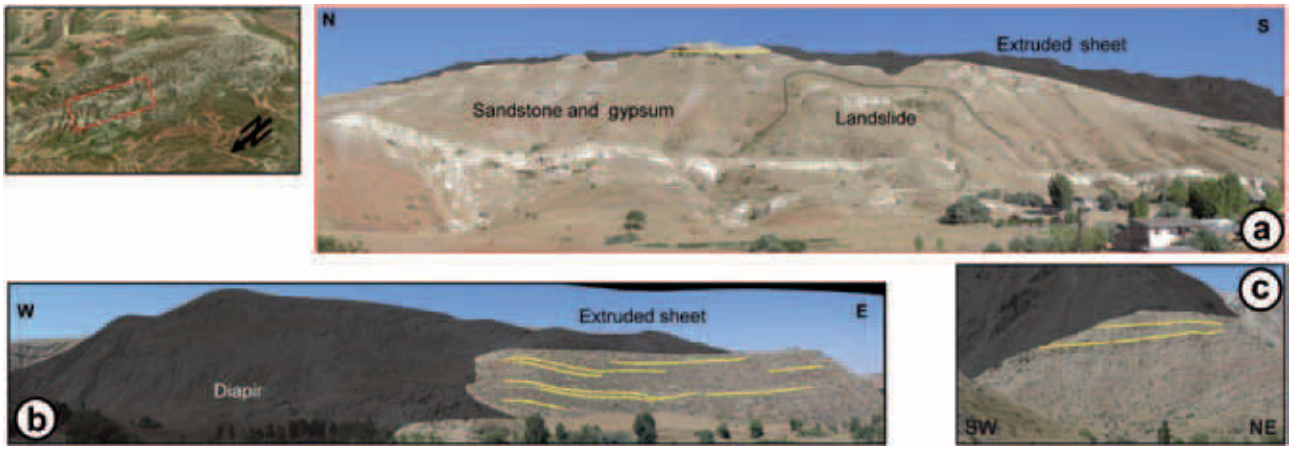


Figure 4 *(a) The Kizilkavraz gypsum sheet at 34°46'N, 37°11'E. The view is to the east of the ridge above Kizilkavraz village, and the location is marked by the red rectangle on the oblique satellite view which shows the overall flat morphology of the hill covered by gypsum with numerous dolines on its surface. (b) and (c) Evaporite wall and glacier near Mescitli at 39°37'20"N, 37°00'15"E. See Figure 3 for seismic analogues.*

© 2013 EAGE www.firstbreak.org

Figure 5 *Salt tongues and associated deformation in the mid-Miocene lacustrine minibasin west of Emirhan: (a) Google Earth oblique view; and (b) panorama from Emirhan westwards at 39°42'N, 37°11'E. (c) Seismic line in the Gulf of Mexico, final 2010 TTI RTM (Roberts et al., 2011).*

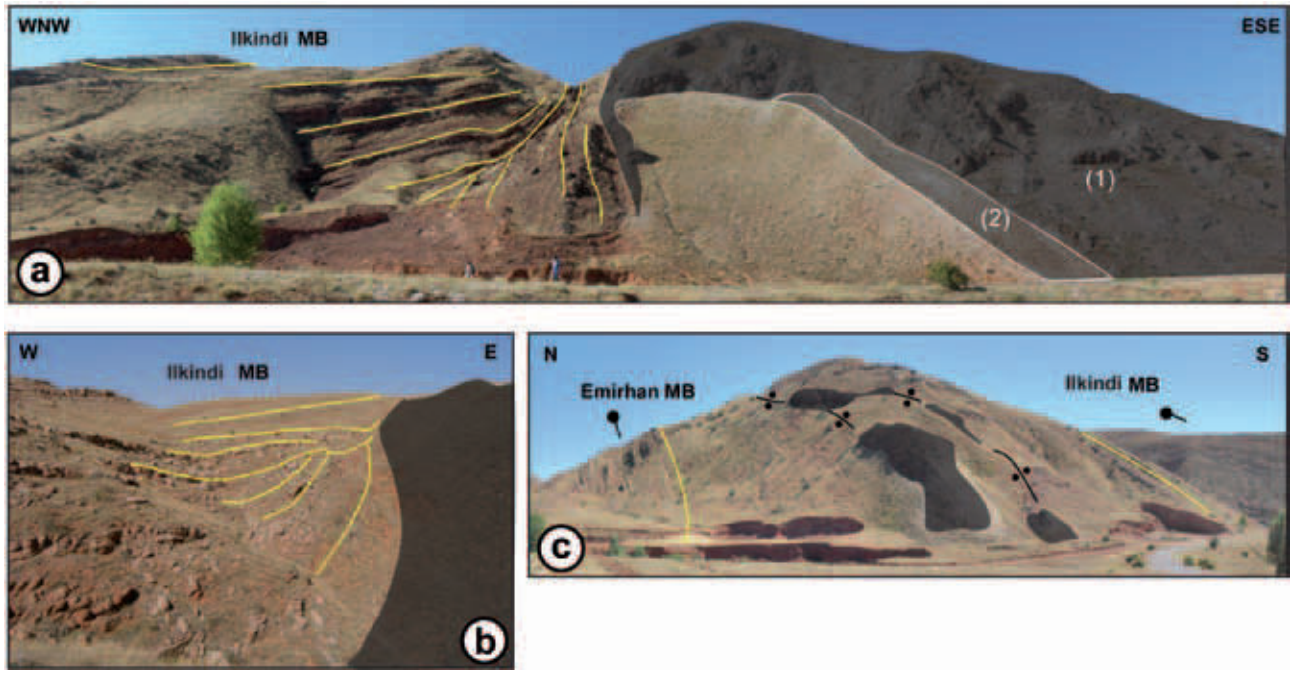


Figure 6 *(a) Feeder and halokinetic sequence at the boundary between the south Emirhan and Ilkindi minibasins at 39°42'00"N, 37°13'30"E: (1) massive blocky gypsum; and (2) saccharoid gypsum. (b) Growth strata and unconformities in the Ilkindi minibasin, to the south of Emirhan village, at 39°40'41"N, 37°13'07"E. (c) Basal weld of the Emirhan minibasin in Emirhan village at 39°42'00"N, 37°13'06"E. Locations are indicated on Figure 2.*

These structures are rather well imaged on seismic data at the minibasin scale. However, local unconformities, hook or 'J' structures in the vicinity of diapir boundaries and welds, often located beneath salt overhangs or canopies, and also the welds themselves cannot be imaged properly even with the most recent seismic acquisition and processing techniques (e.g., seismic lines in Figures 2 and 3). Detailed interpretation is assisted by biostratigraphy and dipmeter data.

Many examples of both growth sequences and halokinetic sequences with unconformities can be seen at different scales in some of the Sivas minibasins (Figure 1). Again, the best outcrops are located along the lateral edges of the Karayün and Emirhan minibasins in the fluvial sequence. The wedges and unconformities are the record of competition between local sedimentation and halokinesis. Where uplift due to evaporite mobilization dominates, deformation and erosion of previously deposited sequences occur, forming unconformities that are sometimes covered by spreading salt tongues. Two examples of halokinetic growth sequences are shown in Figure 6. Figure 6a is an along-strike view of the southern boundary of the Emirhan minibasin with the Ilkindi minibasin. Here growth strata show an apparent 90° rotation within the basal fluvial series, related to the deflation of the adjacent feeder.

A rather similar geometry is exposed in the minibasin further south in Ilkindi, alongside a large diapir (Figure 6b). Both examples show a sedimentary sequence that prograded onto the gypsum body while the sedimentary deposition rate was higher than the diapir growth rate. As soon as the deposition rate decreased relative to the diapir growth rate, folding of the sequence occurred. This stage ended with the truncation of the folded layers, which were in turn covered by a new prograding sequence during the next step of increased deposition rate.

The angular unconformities define bounding surfaces that separate genetically related packages of halokinetic growth strata, termed halokinetic sequences. Halokinetic

sequences were defined by Giles and Lawton (2002) as 'relatively conformable successions of growth strata genetically influenced by near-surface or extrusive salt movements,' and are locally bounded at the top and the base by angular unconformities that become disconformable to conformable with increasing distance from the diapir.

Around the basin, the former evaporite walls at the base, edge and top of the minibasin are a succession of welds and pillows (Figures 2 and 6c). The southern boundary, which is the base of the minibasin, is fringed by a 20-m-thick evaporite sheet developed over reddish to greenish silty–sandy sediment about 100 m above the main evaporite (yellow arrow on Figure 2). Its origin is still being discussed because it may be either a depositional level, and thus included in the main evaporite, or the remnant of an early sheet extruded at the surface. The dip view of the suture at Emirhan village (Figure 6c) shows the overturned base of the Emirhan minibasin, the normal lower dip of the Ilkindi minibasin to the south, and the suture in between, which is a succession of welds and evaporite pillows. The bulk of the pillow is composed of blocky, crystalline, translucent arrow-head gypsum, labelled (1) on Figure 6a, commonly rimmed by a layer of saccharoid gypsum, labelled (2) on Figure 6a.

The two most spectacular structures in the Sivas Basin are almost fully exposed, and one of them allows a comparison with a drilled analogue where seismic data alone are insufficient for a robust interpretation. They are the eastern wall of the Emirhan minibasin (Figures 2 and 7) and the minibasin folded wing structures forming the eastern part of the Karayün minibasin and the western part of the Akpinar minibasin (Figure 8).

The general structure of the eastern part of the Emirhan minibasin has been described above (Figure 2). The basin is composed of a mid-upper Oligocene fluvial formation below the angular unconformity and a lower Miocene marine formation above. The fluvial series thickens westwards, away from the evaporite wall, and exhibits several internal unconformities. Bedding is conformable to the diapiric wall and has been dragged to form a 90° unconformity close to the evaporite. It wedges westwards to an angle of less than 10° to the unconformity at a distance of 200 m away. The unconformity is onlapped by marine sediments, a sequence beginning with a marine conglomerate deposited in the vicinity of the evaporite wall. To the south, the gypsum wall is discontinuous, with alternating thick pillows and welds. Where the beds are dragged and markedly unconformable, the wall is welded. To the northeast, above the unconformity, a large salt stock subsided in the mid-late Miocene to allow the deposition of a patch of lacustrine sediments, now tilted and folded (compare map in Figure 2 and panorama in Figure 7).

The setting is tentatively compared to a section in the contractional part of the Angola gravity tectonic system. The 3D seismic data have been migrated with reverse time migration (Figure 7b). The well was targeting a turbiditic

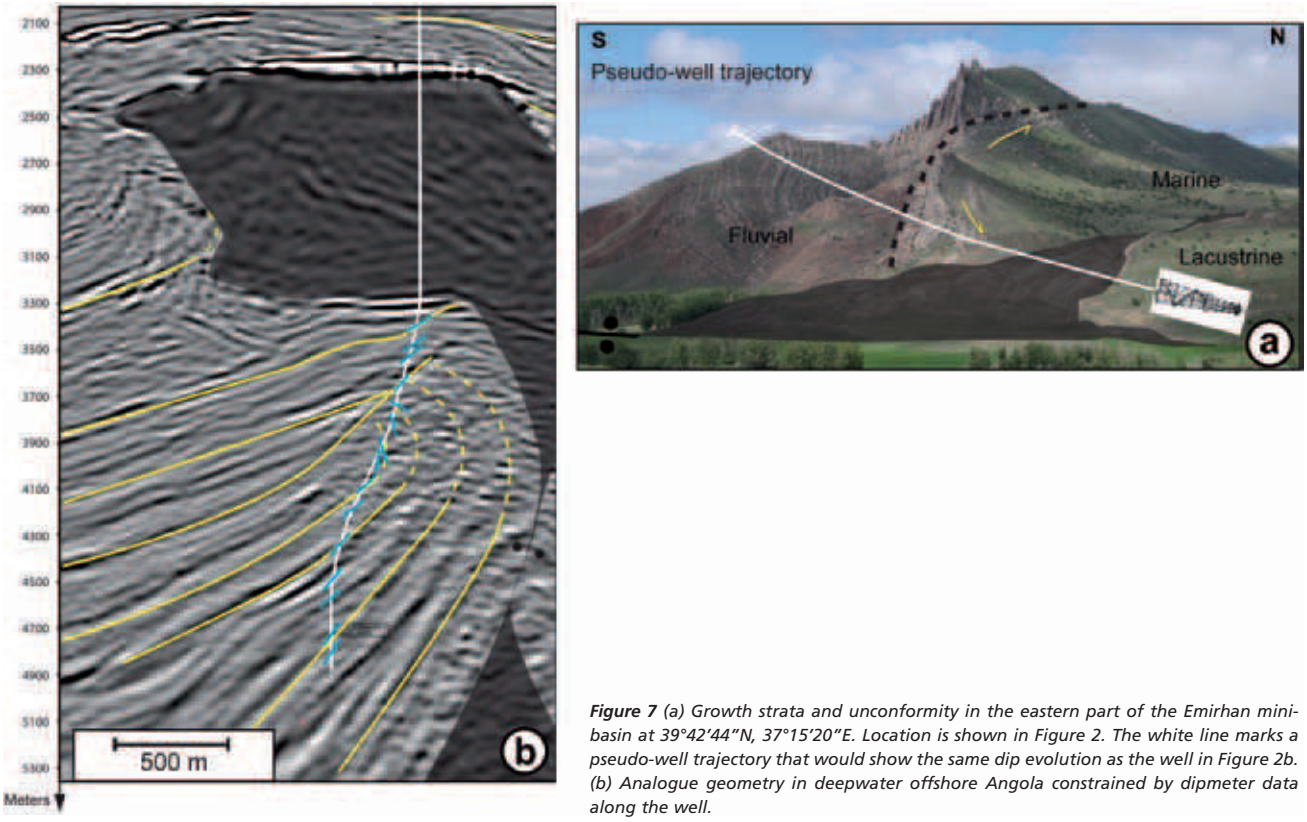


Figure 7 *(a) Growth strata and unconformity in the eastern part of the Emirhan minibasin at 39°42'44"N, 37°15'20"E. Location is shown in Figure 2. The white line marks a pseudo-well trajectory that would show the same dip evolution as the well in Figure 2b. (b) Analogue geometry in deepwater offshore Angola constrained by dipmeter data along the well.*

© 2013 EAGE www.firstbreak.org

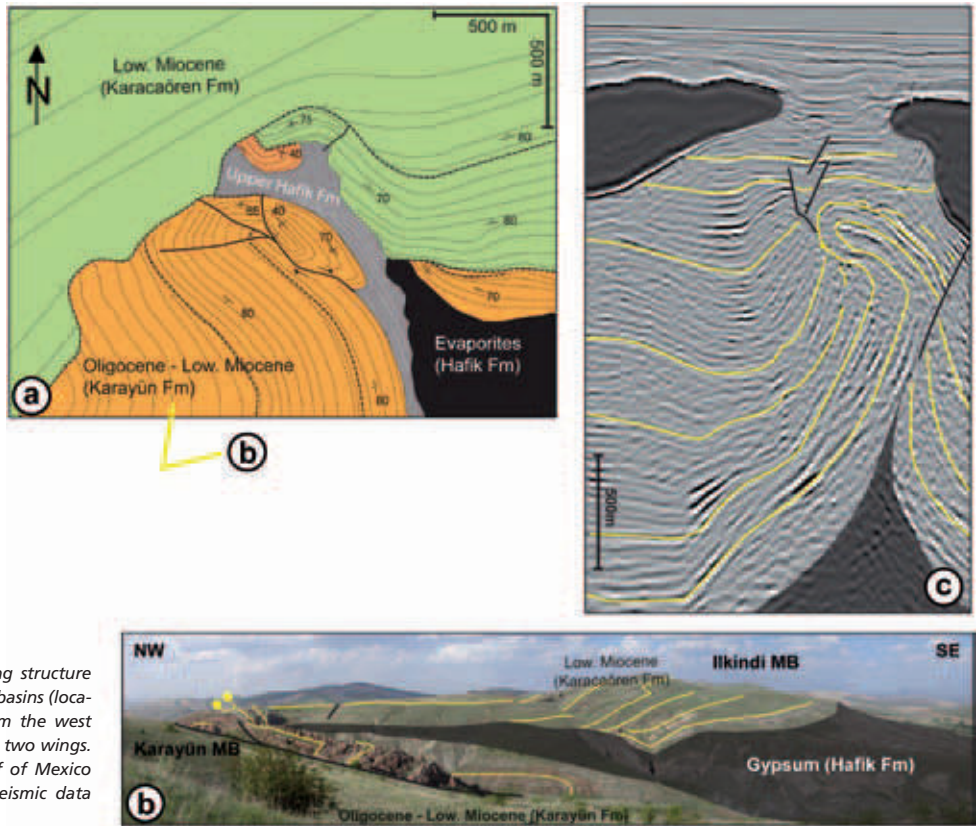


Figure 8 *(a) Map of the minibasin wing structure between the Karayün and Akpinar minibasins (location shown in Figure 3). (b) View from the west showing the Akpinar minibasin and the two wings. (c) Overturned wing imaged by a Gulf of Mexico deepwater 3D wide-azimuth survey (seismic data courtesy of TGS).*

channel below the salt canopy. Although seismic data quality is poor in the vicinity of the weld and below the salt stock, the dip data along the well suggest an interpretation which is comparable to the eastern structure of the Emirhan minibasin. Below a 1000-m-thick salt canopy, the well encountered four dip domains as interpreted from images acquired by the oil-based mud imaging tool. The two lower dip domains define the overturned limb of the mini-basin, and the third is just below the salt in an unconformable sequence. These domains are also consistently constrained by biostratigraphy with Oligocene strata below the unconformity and Miocene strata above, a setting which closely mimics the geometries and ages observed in Emirhan. The pseudo-well trajectory drawn at the eastern side of the Emirhan minibasin (Figure 7a) crosses a similar geometry, and would record a similar evolution of the bedding.

The second most outstanding structure is at the contact between the Karayün and Akpinar minibasins (Figure 8; see Google Earth around 39°43'08"N, 37°21'04"E). Once again, the map appears to show a cross-section. The Akpinar minibasin is younger than the Karayün minibasin and mostly filled of marine sediments, apart from its basal succession. The upper part of the marine series transgresses the locally vertical fluvial beds in the east of the Karayün minibasin, a geometry similar to the previous example. Both minibasins are welded base to base. The late deflation of the evaporite level below the Akpinar minibasin was probably enhanced by resuming compression in the early Miocene to form a weld. Two small folds, one made of fluvial sandstones and conglomerates of the lower formation in the Karayün minibasin, and the other correlating with the basal marine conglomerate of the Akpinar minibasin, are the final structures of both minibasins on each side of the weld, juxtaposed during shortening and collapse of the beds in the gypsum.

These sedimentary packages are currently interpreted as exotic sections or raft sections coming from remote structures, but when these sedimentary units show reverse polarity, an overturned wing model must be considered. The seismic example from the eastern part of the Gulf of Mexico (Figure 8c) shows a complex termination of a subsalt basin calibrated by more than four exploration wells, showing geometries comparable to the eastern termination of the Karayün minibasin.

Ongoing research

The Sivas Basin should become a location for geotourism as it exhibits more evaporite-related structure types and analogues than any other known basin. The area is easily accessible: the field area is less than 50 km from a large city, with good access and excellent outcrop conditions.

Research on this recently discovered field analogue begun in mid-2012, and there is much more to do. Detailed mapping and logging of the series will be conducted with high-resolution satellite images and fieldwork to investigate the geology of the minibasins, focusing on the growth and

www.firstbreak.org © 2013 EAGE

halokinetic sequences, and their bounding unconformities. This work is likely to enrich the tectonosedimentary concepts developed in other salt basins such as La Popa and the Flinders Range (e.g., Giles et al., 2004).

One of the most difficult issues to address in this world-class analogue will be chronology. Detailed sequence logging has started, but so far it has only been possible to date, rather imprecisely, the lower Miocene marine sediments and the mid-Miocene lacustrine beds. No fossils have yet been found in the lower fluvial formations, so we hope magnetostratigraphy will help to date and correlate these levels. A fine chronostratigraphy would help quantify evaporite movements.

A second important issue is related to the evaporite rheology. In most known land analogues or offshore basins, mobile salts such as halite or sylvite are an important component of the evaporite sequence and are considered responsible for the overall mobility. In the Sivas Basin, only limited evidence of halite has been seen in the form of a few crystals and a salt spring that is exploited through evaporation in salt marshes. No large dissolution or collapsed structures have been observed, but large amounts of gypsum have been preserved everywhere and seem to fully occupy the space created by evaporite movements. The basin seems to have been dominated by gypsum that was mobile enough to produce structures similar to a halite-rich system.

Another important exploration topic is the evolution of facies towards salt walls and the hydrocarbon trapping issues in the vicinity of salt walls. This topic will be addressed through detailed analysis of transects across diapirs and adjacent sediments, and will include the analysis of the fabrics in the ductile material, the evolution of the facies near the evaporite, and a diagenetic study of the sediments to see how they are influenced by the salts.

The ultimate task will be to model the structural and sedimentary evolution and to transpose the mechanisms revealed by a continental basin to the deep offshore turbiditic setting, which is that of most explored salt basins.

Acknowledgements

We thank Jean Letouzey who discovered the salt tectonics nature of the Sivas Basin during discussions with Bruno Vriejlynck of the DARIUS project. Bruno, André Poisson and Haluk Temiz guided us on our first field mission. We also thank Denis Haller for the Angolan analogue, Paul Wood for a constructive review, IFP-EN and Cobalt Energy Ltd for permission to reproduce the analogue experiment images, and Total for sponsoring JP Callot's post at the University of Pau and the research project.

References

Callot, J.-P., Salel, J.-F., Letouzey, J., Daniel J.-M. and Ringenbach, J.-C. [2013] *Modeling encapsulated mini-basins in salt-based gravity driven basins: comparison with the Gulf of Mexico*.

Giles, K.A. and Lawton, T.F. [2002] Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico. *AAPG Bulletin*, **86**, 823–840.

Giles, K.A., Lawton, T.F. and Rowan, M.G. [2004] Summary of halokinetic sequence characteristics from outcrop studies of La Popa salt basin, northeastern Mexico. In: Post, P.J., Olson, D.L., Lyons, K.T., Palmes, S.L., Harrison, P.F. and Rosen, N.C. (Eds.) *Salt-Sediment Interactions and Hydrocarbon Prospectivity: Concepts, Applications, and Case Studies for the 21st Century*. 24th Annual Gulf Coast Section, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Bob F. Perkins Research Conference Program and Abstracts, 16 p.

Jackson, M.P.A. and Harrison, J.C. [2006] An allochthonous salt canopy on Axel Heiberg Island, Sverdrup Basin, Arctic Canada. *Geology*, **34**, 1045–1048.

Roberts, M., Dy, T., Ji, S., Reasnor, M. and Shepherd, D. [2011] Improving Atlantis TTI model building: OBN+NATS, prism waves & 3D RTM angle gathers. *81st SEG Annual Meeting*, Expanded Abstracts, 3238–3242.

Rowan, M.G. and Vendeville B.C. [2006] Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 871–891.

Received 22 February 2013; accepted 6 April 2013.
doi: 10.3997/1365-2397.2013016

RMS INSTRUMENTS
CC02537-MA???

Annexe 4

Bull. Soc. géol. France, 2014, t. 185, n° 1, pp. 33-42

Salt tectonics in the Sivas basin (Turkey): crossing salt walls and minibasins

JEAN-PAUL CALLOT[1], CHARLOTTE RIBES[1,2], CHARLIE KERGARAVAT[1,2], CÉDRIC BONNEL[1], HALUK TEMIZ[3], ANDRÉ POISSON[4], BRUNO VRIELYNCK[5], JEAN-FRANÇOIS SALEL[6] and JEAN-CLAUDE RINGENBACH[2]

Keywords. – Evaporite, Salt tectonics, Minibasin, Diapirs, Sivas

Abstract. – The Sivas basin (Turkey) shows pronounced salt tectonics activity involving the Oligocene evaporites. Despite the complete exposure of the structures, the tectonic evolution of the basin has been so far misunderstood because it has only been envisioned in a context of thrust tectonics. The core of the basin, a 35x25 km area, displays rounded minibasins separated by evaporitic walls, and partially covered by remobilized gypsum (either sedimentary or flowage). The minibasins are filled by Mid-Oligocene to Early Miocene clastics (fluvial silts and sandstones), marls, and lacustrine to marine limestones, the thickness of which may reach 4 kilometres. The stratal architecture along evaporite walls records the progressive subsidence of the minibasins, with strong rotation of beds, unconformities and local reworking of evaporites. Within the basin, the sediments show lateral thickness variations and spectacular angular unconformities. The observed geometries show striking similarities with the seismic data from petroleum basins suffering strong salt tectonism (gulf of Mexico, Precaspian basin, Angolan margin).

Tectonique salifère dans le bassin de Sivas (Turquie) : en traversant murs de sel et minibassins

Mots clés. – Evaporite, Tectonique salifère, Mini-basin, Diapirs, Sivas

Résumé. – Le bassin de Sivas (Turquie) montre à l'affleurement un ensemble de structure résultant d'une intense tectonique salifère impliquant les séries évaporitiques Oligocène. Malgré l'extraordinaire qualité d'affleurement, l'évolution tectonique du bassin a été décrite comme une succession d'épisodes compressifs impliquant de grandes allochtonie sur semelle de gypses, en contexte de chaîne d'avant pays. Le cœur du bassin, une étendue de 35x25 km, présente une série de mini-bassins sub-circulaires séparés par des murs évaporitiques, et partiellement couvert par des nappes de gypses remobilisées soit sédimentairement soit par fluage. Les minibassins sont comblés par une épaisse série clastique étagée de l'Oligocène moyen au Miocène inférieur, des marnes et une séquence marine Miocène inférieure de carbonates. L'épaisseur cumulée peut atteindre 4 km à l'affleurement. Le long des murs d'évaporites, l'architecture sédimentaire enregistre la subsidence des minibassins, associée à d'importantes rotations, discordances et re-sédimentation, définissant des séquences halocinétiques. Au sein des minibassins, les séries sédimentaires montrent de fortes rotations et discordances enregistrant les migrations des dépôt-centres liées au fluage des évaporites. Les géométries observées montrent des analogies frappantes avec les données de sub-surfaces provenant de province pétrolières subissant une importante tectonique salifère (golfe du Mexique, bassin Précaspien, marge angolaise).

INTRODUCTION

Understanding salt tectonic structures remains a challenge for both academic institutions and oil companies, because of the complex geometries of sedimentary deposits related to salt movement [e.g. Hudec and Jackson, 2006]. The structural style of the main type of evaporitic basins has been analysed in the context of (1) dominant gravitational gliding above a salt decollement, in a context of passive margin, the margin tilt driving the gliding [Angolan or Brazilian margins, e.g. Burollet, 1975; Spathopoulos, 1996; Fort *et al.*, 2004; Fort and Brun, 2011; 2012], (2) dominant gravity spreading, when anomalously thick salt covered by a rapid and large sedimentation such as the gulf of Mexico [e.g Hudec and Jackson, 2006; 2009; Rowan *et al.*, 2012]; (3) intracratonic or rifted basins [North Sea, Precaspian and German basins, e.g. Mohr *et al.*, 2005; Barde *et al.*, 2002; Volozh *et al.*, 2003]; inverted during compression [e.g. Nalpas and Brun, 1993; Jahani *et al.*, 2009; Callot *et al.*, 2012]. Gravitational spreading, and to a certain extent gravitational gliding, is a structural context associated with salt wall, diapirs, rim synclines, overhangs and canopies recording the evolution of major depocenters due to salt withdrawal feeding the diapirs and possible canopies [Rowan *et*

1. LFC-R, Université de Pau et des Pays de l'Adour, avenue de l'Université, Pau, France. Corresponding author: *jean-paul.callot@univ-pau.fr*
2. Total SA, CSTJF, avenue Larribau, Pau, France
3. Cümhuriyet University, Sivas, Turkey
4. Université Paris Sud Orsay, France
5. ISTEP, UMR 7193 UPMC et CNRS, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France
6. Cobalt International, Houston, USA.
Manuscript deposited on August 1st, 2013; accepted on August 27, 2013

al., 2003; Mohr *et al.*, 2005]. In the case of gravitational gliding, the most representative structures are roll-over, turtle-back anticlines, and toe-fold-and-thrust belts [e.g. Fort et Brun, 2004; 2011]. In addition, the structures developed in the gulf of Mexico are characterized by isolated minibasins, salt walls and salt canopies [e.g. Rowan, 1995; Hudec and Jackson, 2006; 2009, and references therein] due to the initial high thickness of the salt layer and the high sediment influx associated to the slope of the margin toward Yucatan [Pilcher *et al.*, 2011; Fort and Brun, 2012]. Mini basins and related structures are well imaged seismically for the Late Pliocene canopy, the Present-Day Sigsbee escarpment and the Plio-Pleistocene minibasins. But despite new seismic acquisition methods such as wide azimuth towed streamers data (WATS), the thickness of sediment (up to 15 km) and structural complexity precludes precise depth imaging, where dips are high and in the vicinity of salt structures. The interpretation of geometries thus relies on well data and comparison with laboratory scaled models [Rowan and Vendeville, 2006] as well as field analogues, which are scarce.

The La Popa area, in Mexico shows a contact between two minibasins and two diapirs, with good outcropping quality, but there are nevertheless only few structures [Giles and Lawton, 2002]. The Proterozoic Flinders ranges (South Australia) have been described as a succession of squeezed salt walls and diapirs defining inverted polygonal minibasins [Rowan and Vendeville, 2006]. But the long history of deformation of the Flinders salt basin and poor outcrop conditions has hidden the early salt related tectonic features. A second field analogue recently described in the Axel Heiberg island [Jackson and Harrison, 2006; Harrison and Jackson, 2014], is exceptionally well exposed but is in a remote polar location, and outcrops are limited to the upper part of the stratigraphic succession. In that particular case, a buried canopy is proposed, based on field evidence (1) of the shallow depth of detachement, (2) anomalously young stratigraphy, (3) equant minibasins, and (4) consistent Hauterivian emplacement level of exposed allochthonous Carboniferous evaporite [Van Berkel *et al.*, 1984; Jackson and Harrison, 2006], which illustrates the development of egg-shaped minibasins separated by polygonal salt walls. We will show that the Sivas basin, despite equally good exposure, is virtually unknown to the salt-tectonics community, but presents several typical minibasins associated to salt diapirs, walls and possibly to canopy emplacement.

GEOLOGICAL SETTING

The Sivas basin is one of the central Anatolian basins (fig. 1) which developed after the closure of the North Tethys ocean in Late Cretaceous-Early Paleocene times, between the Tauride, Kirşehir and Pontide blocks, which accreted onto the southern margin of the Eurasia [Tatar, 1982; Cater *et al.*, 1991; Temiz, 1996; Ciner *et al.*, 2002; Yilmaz et Yilmaz, 2006; fig. 1]. The Sivas basin partly covers the Pontides-Taurus suture (which includes the NE corner of the Kirşehir block). It rests on the obducted ophiolites of the Ankara-Erzincan suture, which were thrusted to the south above the Kirşehir massif and northern Taurides during the northern Neo-Tethys closure. Ophiolite blocks are locally found in the gypsum [Poisson *et al.*, 1996 and references therein]. Since its inception in the Late Cretaceous the Sivas basin *sensu largo* underwent several major NS-directed shortening phases [Temiz, 1996; Gürsoy *et al.*, 1997].

The sedimentary record exhibits several phases [Cater *et al.*, 1991; Poisson *et al.*, 1996; 1997; Ciner *et al.*, 2002]. The first episode corresponds to the late stage of evolution

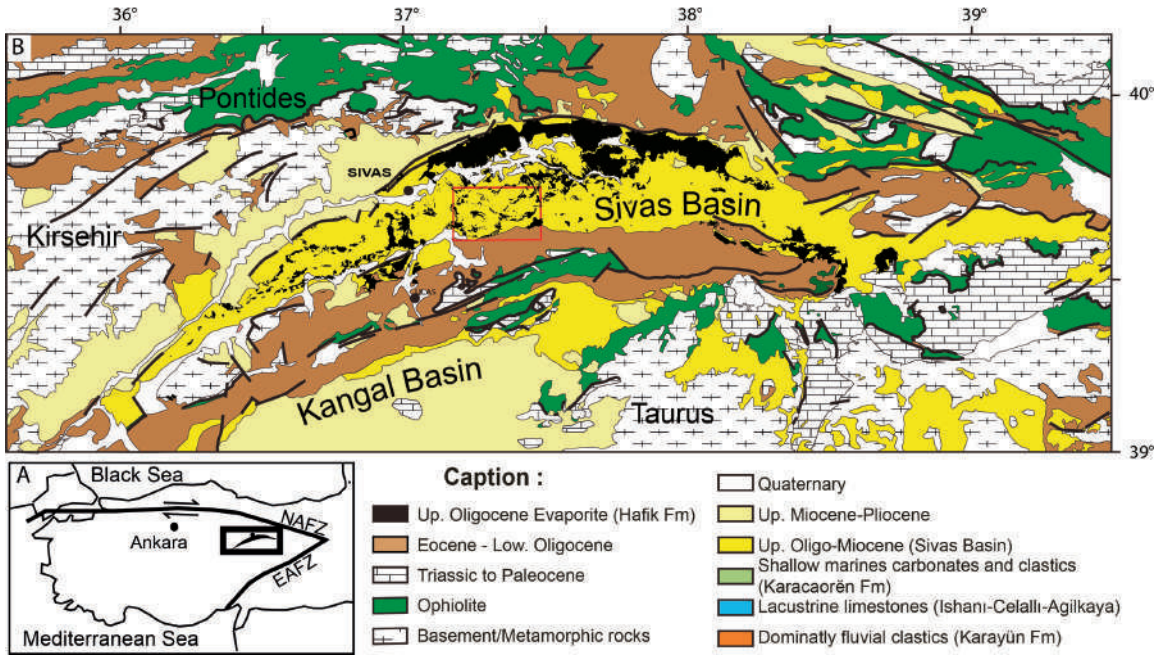


FIG. 1. – A) Geographic setting of the Sivas basin (NAFZ: North Anatolian Fault zone; SAFZ: South Anatolian Fault zone). B) Geologic map of the Sivas basin adapted from Poisson *et al.* [1996] and Ciner *et al.* [2002].

of the foreland basin related to the Taurides collision. It is composed of Eocene flysch-like deposits including locally volcano-clastics (Bözbel Fm.), deposited onto the ophiolitic nappes and melange [Yilmaz and Yilmaz, 2006].

The Sivas basin sensu stricto was deposited unconformably onto these series. The Sivas basin sequence (figs 2 and 3) begin with a Late Eocene-Lower Oligocene period of regional emergence followed by the deposition of continental purple strata (Selimiye Fm) passing laterally to evaporitic deposits (Hafik Fm). Above this layer, thick fluvio-deltaic fans invaded the central area (continental red clastics, and fluvial sands and conglomerates, locally reworking evaporite pebbles), forming the major minibasins in the southeastern Sivas area (fig. 2). The quiescence phase associated to the evaporite deposition phase matches that farther east of the Qom and Asmari limestone deposition along the Zagros incipient fold and thrust belt. These levels mark a regional Burdigalian unconformity separating the Amiran flysch and ophiolite bodies from the synfolding continental deposits from mid Miocene until recent activity [Dercourt *et al.*, 1993; Gürsoy *et al.*, 1997; Agard *et al.*, 2005; Mouthereau *et al.*, 2012]. Above a regional unconformity, the Upper Oligocene [upper Chattian, Sirel *et al.*, 2013] to Early Miocene show a general marine transgression in the central (around Sivas), and eastern parts of the basin (Karacaören Fm). The marine deposits include shallow-marine limestones, coral patches and fine clastics (marls with planktonic foraminifera), and locally coarser levels (sandstones with subordinate conglomerates). At the top of the succession the Mid to Late Miocene and the Pliocene periods present mainly lacustrine and fluvial levels (Bingöl marls, Sivas marls and calcrete, conglomerates and sandstones, Poisson *et al.* [1997; 2010]).

The abnormal contacts between evaporites and the overburden have been described mainly as thrust contacts, and the evaporites outcrops were considered to be tectonic klippes and nappes, associated to a major compressive phase during late Miocene [Temiz *et al.*, 1996; Guezou *et al.*, 1996; Yilmaz and Yilmaz, 2006]. Only the work of Cater *et al.* [1991] and Ciner *et al.* [2006] acknowledged the potential role of evaporites in the local increase in accommodation space in the central Sivas basin, localizing the continental deposits of the minibasins, but the authors favoured a story of successive phases of evaporite sedimentary deposition, followed in some places by evaporite emplacement as allochthonous tectonic nappes, rather than major phases of gravitational emplacement at surface, although the diapiric nature of some gypsum body was acknowledged.

PRESENT DAY GYPSUM DISTRIBUTION AND DEFORMATION

The central part of the 250x50 km Sivas basin shows the nicest minibasins, and is split into three domains showing homogeneous pattern of deformation (figs 2 and 4):

– a southern domain marked by E-W elongated folds detached above the evaporite and involving likely the Selimiye and Bözbel formations;

– a central domain which can be described as forming an array of polygonal minibasins filled by an Oligocene fluvial sequence, truncated by a marked unconformity and overlain by shallow marine Lower Miocene marls. Middle Miocene lacustrine beds deposited on large remaining evaporite stocks, form the last generation of minibasins;

– the northern domain presents the thickest evaporite outcrops at present-day (fig. 2), which we interpret as an effect of prograding sedimentation shed from the Taurus in the south, forcing the evaporite to move northward either by resedimentation or by mechanical flow.

The central Sivas basin is known for its outcrops of massive gypsum, interlayered with a few halite beds (Cellali-1 well), and formerly attributed to Miocene [Günay, 2002] but now recognised as old as Oligocene, and from place to place reworked either as resedimented gypsum or as allochthonous tectonic slices [Kavak, 2005]. The outcrops of these massive gypsum units, originally considered to be tectonic slices [Temiz, 1996], display evidence of diapiric structure (fig. 5). The contact between evaporites and autochthonous rocks is generally nearly concordant similar to a gravity driven ice-sheet, with no regional vergence as expected for a salt-controlled tectonic structure. At the front of these diapir-like, gypsum bodies, pile of thin

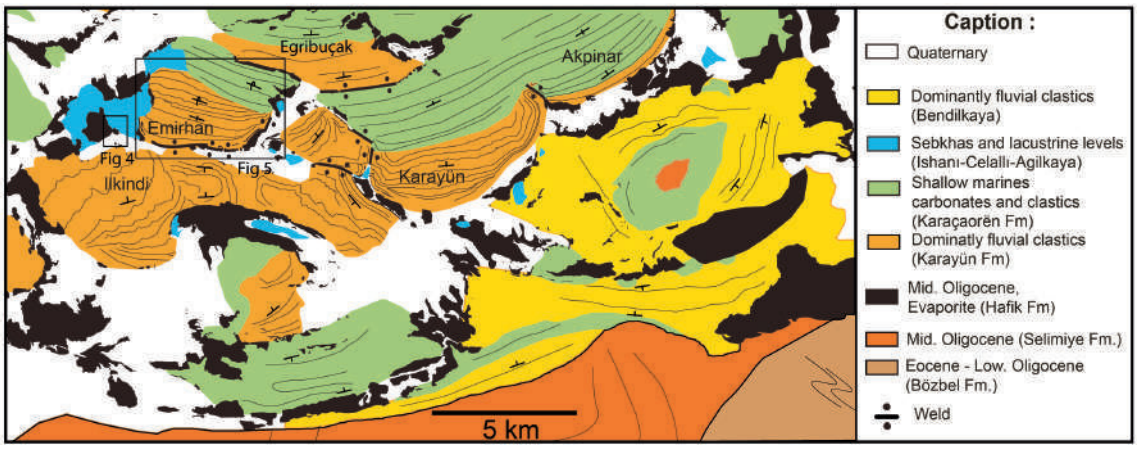


FIG. 2. – Geological map of the central Sivas basin (see figure 1 for location) showing the main gypsum outcrops, the major minibasins and bed dips within. Note the polygonal geometry of the gypsum walls, symptomatic of gravity driven sedimentary spreading ontop a thick ductile level. The southern domain of detached folds corresponds to the southeastern corner of the area.

stratified beds are strongly folded and overturned, some of them showing reworked gypsum pebbles in the vicinity of the structure, evidencing the coeval development of gypsum relief, i.e. glaciers and sheet, and sediment deposition laterally. Gypsum sheet displacement is here associated to the folding of the adjacent layer, forming here two transported synclines (fig. 5), detached above the flat decollement.

Although gypsum is thought to be less deformable than pure halite [Weijermars *et al.*, 1993], it was already recognised as a potential ductile level under particular condition such as elevated temperature, and increased tectonic stresses. Such circumstances, associated to gypsum to anhydrite dehydration, increasing the pore fluid content, and high halite content possibly explain the extensive diapirism and residual gypsum block emplacement. The original evaporite level contains halite, as evidence by the salted spring (i.e. the Fadlun Tuz area, Bingöl lake), and by the Cellali-1 well which found more than 1000 m of mixed gypsum, anhydrite, shale and halite beds [Mert Onal *et al.*, 2008]. But the present day outcrop of evaporite only show residual gypsum left after salt structure emplacement and halite withdrawal.

MINIBASINS

The center of the Sivas basin (fig. 2) displays a typical wall and basin structure or minibasins separated by vertical evaporite walls, as described by Jackson and Harrison [2006; 2013] for the Axel Heiberg salt basin, following Van Berkel *et al.* [1984]. In the central part of the basin, several minibasins (4 to 6 km in width) are filled by Upper Oligocene to Lower Miocene sediments [Poisson *et al.*, 1996; 1997, and pers. com., figures 2 and 3]. The minibasins are equant to E-W elongate, partly rotated with clearly exposed growth sequences (with dips almost vertical for the Emirhan, Karayün and Eğribuçak basins). They are separated by evaporite walls or welds (figs 2 and 6). Locally, the thinning of the sedimentary sequence between two basins evidences the location of a former evaporite wall, now featured as a weld. Along these walls, successions of angular unconformities are recorded, within a few tens to hundreds of meters away from the evaporite wall. The typical halokinetic sequences [as described in Giles and Lawton, 2002] have been tilted in early Miocene. Presently, the distribution of minibasin defines a geometrical pattern comparable to those formed by halokinesis over a thick salt layer. Such minibasins may develop on an allochthonous salt sheet, such as observed in the gulf of Mexico [Hudec and Jackson, 2009], or the Axel Heiberg island basins [Jackson and Harrison, 2006; Harrison and Jackson, 2014] or it may be the original salt layer, typically the Flinders ranges [Rowan and Vendeville, 2006], the Precaspian basin [Barde *et al.*, 2002; Volozh *et al.*, 2003], or the Sivas area (this study).

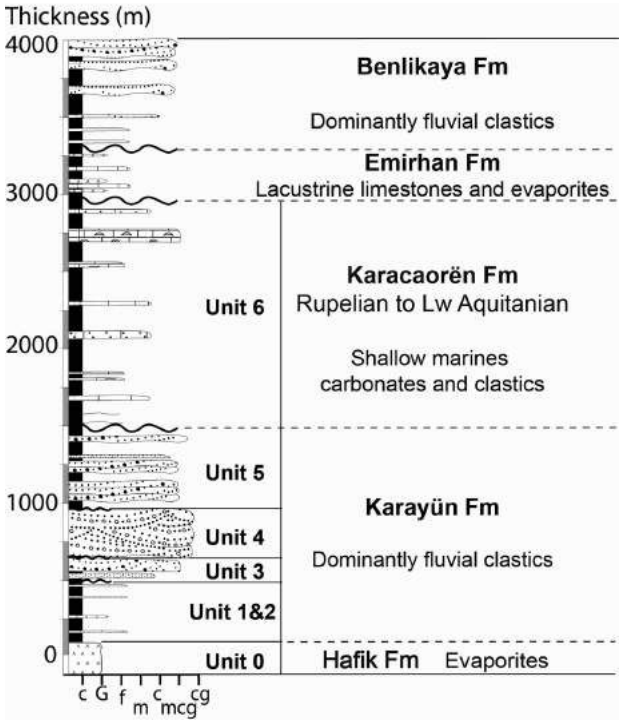


FIG. 3. – Synthetic lithostratigraphic log of the major minibasin of the Sivas basin (namely Emirhan and Karayün), with the main unit and formation name (see also fig. 6).

EMIRHAN MINIBASIN EVOLUTION

The Emirhan minibasin, located in the northwestern part of the Sivas basin core area (see figure 2 for location) records the complete stratigraphic succession associated with salt tectonic activity (figs 3 and 6), and thus may be easily compared to known oil and gas basins such as the Precaspian basin [Barde *et al.*, 2002]. Evaporitic conditions occurred throughout the Sivas basin along more than 200 km during Early to mid-Oligocene (Hafik Fm, Unit 0). The following playas and alluvial plain deposits (mostly silts) deposited onto the evaporites were subjected to a first stage of gravitational spreading leaving numerous, small-scale tectonized blocks (Unit 1). This deformation was followed by a second phase of gypsum deposition in playa environment, locally associated with gypsum reworking. This phase precedes the deposition of continental red silts and sands that reworked gypsum pebbles (Units 2-3). The subsequent phase of rise of the salt walls around the basin was recorded by thinning and unconformable contacts along the basins sides, and allowed for the accumulation of more than 4 km of sediments (probably related to progressive rotation and migration of depocenters) passing from fine-grained flood plain series to fluvial coarse deposits (Unit 4). During this stage, the evaporite flow was asymmetric, leading to the thicker deposits now found on the western side of the basin. The adjacent Karayün minibasins (located to the east of Emirhan, see figure 2) present a similar succession of major facies sequences and unconformities, although the sedimentary sequence appears slightly finer-grained on average. In Emirhan, the transition from flood plain deposits to coarser sandy channel and conglomerates is associated with the main phase of evaporite extrusion forming most probably stock like diapirs during Mid to Late Oligocene [Unit 5, Poisson *et al.*, 1997; 2010; Sirel *et al.*, 2013]. During this phase, a rapid change in minibasin vergence occurred, the depocenter shifting toward the eastern side of the basin. Along that eastern side, intensively folded strata are truncated and covered first by an unconformable massive conglomerate, then by the Karacaören Marl Fm. which is dated

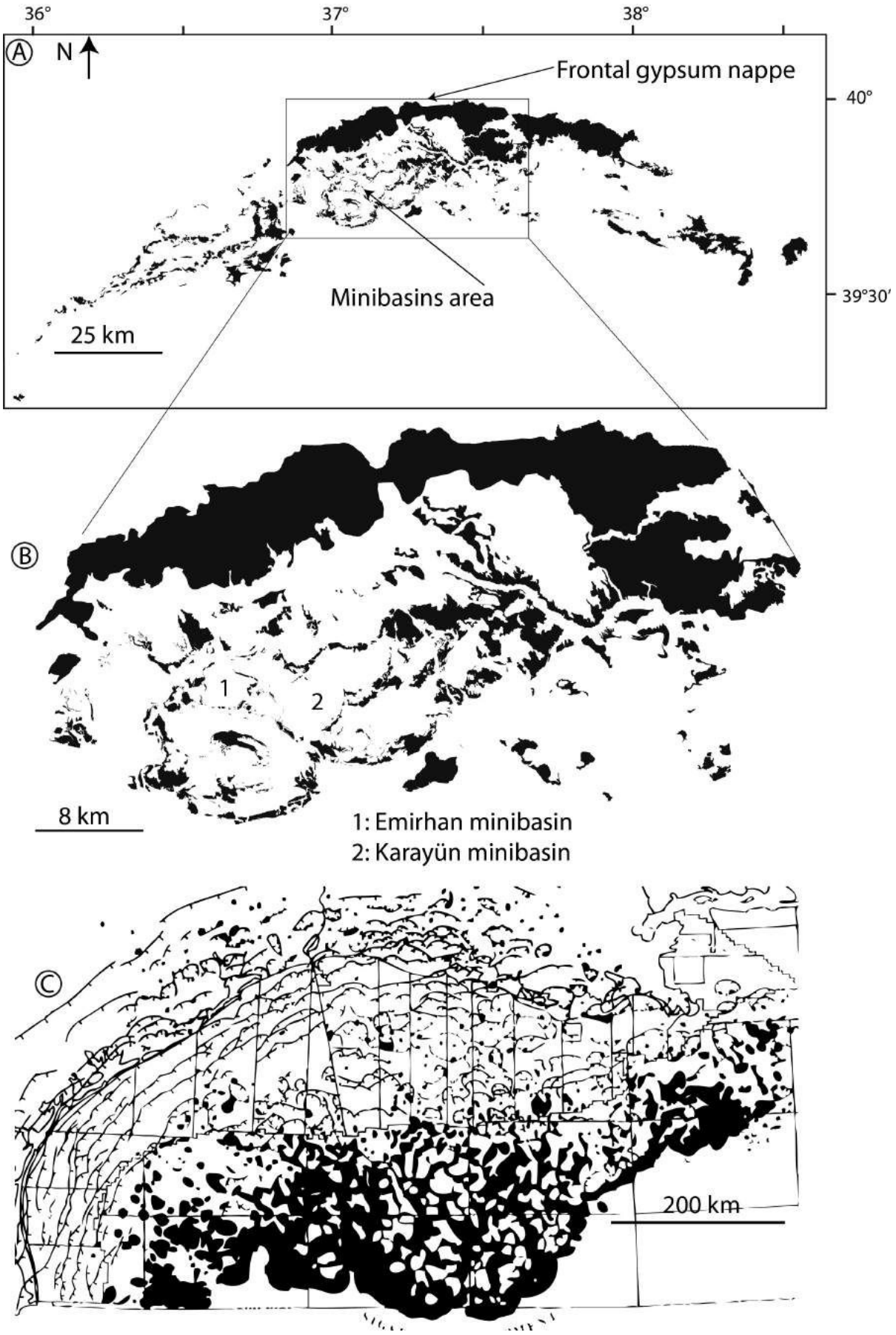


FIG. 4. – A: Distribution of gypsum outcrops at the Sivas basin scale. B: Enlargement of the gypsum distribution in the core area of the basin, which shows the most prominent minibasins and the general polygonal pattern of evaporite distribution. C: Distribution of the shallow salt bodies in the gulf of Mexico [modified from Diegel *et al.*, 1995].

Early Miocene (fig. 7). At this stage the progressive tilting of the basin slowed down, as the marls show a progressive decrease in tilt (Unit 6). Along the eastern side of the basin, the spectacular truncation of the folded beds of unit 5 is strikingly similar to the geometry of a diapir overhang offshore Angola (fig. 7). Dipmeter acquired along the well clearly evidence the strong folding of the lower sequence, truncated during its folding by the growing salt stock, and later on covered by the sedimentary sequence coeval of the salt stock expansion.

We see evidences for a final phase of evaporite extrusion, associated to transport and deformation of recent lacustrine and clastic sediments (Benilkaya Fm.). At present-day, the gypsum sheet and diapirs are still active, around the central part where the main minibasins were developed, transporting the sebkhas and lacustrine deposits at their present altitude on top of active structures. Associated to these, salted springs evidence the proximity of salt to the surface.

ANALOGIES WITH SEISMIC DATA FROM THE GULF OF MEXICO

The central part of the Sivas basin is composed of six minibasins surrounded by welds and capped by the present-day canopies. The central inner minibasins have been tilted subvertically, thus exposing their former bottom and lateral boundaries. This pattern of minibasin amalgamation has been already simulated with laboratory scaled models [Rowan and Vendeville, 2006] and imaged in the gulf of Mexico [Hudec *et al.*, 2008; Callot *et al.*, sub.].

Striking geometric similarities arise from the comparison between seismic lines from the deep gulf of Mexico and the present-day geologic map of the basin (fig. 7) [see also Ringenbach *et al.*, 2013]. Both in the vertical seismic section, and on the Sivas geologic map, one can observe steep to overturned deep strata flank basin boundaries, canopies overlying minibasins, and secondary minibasins subsiding into former

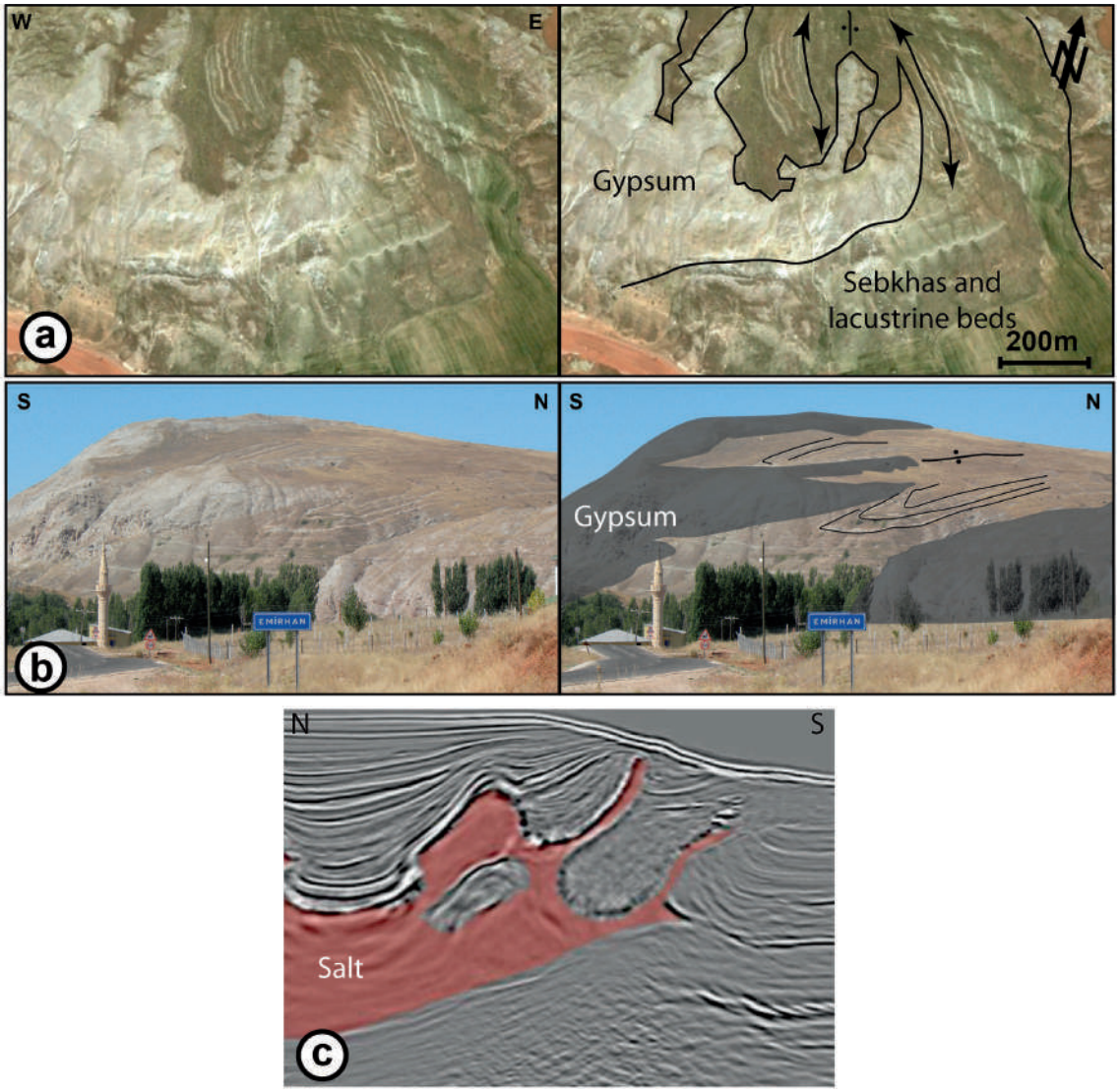


FIG. 5. - A: Aerial view (courtesy google earth) of the gypsum sheet west of the Emirhan town, with interpretation. B: Present day outcrop of allochthonous gypsum sheet, showing Middle Miocene sebkhas and lacustrine deposits, folded during evaporite sheet displacement (double arrow lines indicates syncline axis) and interpretative sketch (see fig. 2 for location). C: Seismic line showing an overturned syncline controlled by the growth of an allochthonous salt sheet (Gulf of Mexico, final tilted transverse isotropy, reverse time migration, Roberts *et al.* [2011], with permission of the SEG).

canopy feeders located between already grounded basins. On the seismic lines, the stages of minibasin growth are recorded by angular unconformities and bed rotation comparable to the field observation, along the basin boundaries with the salt feeder. Secondary minibasins of younger strata, such as Miocene minibasins, have sunk into the canopy and its feeders. The welds are developed in between minibasins by squeezing the salt feeders, or at the base of minibasins when the salt layer is completely expelled. On the Sivas geologic maps the southern boundary of the Emirhan and Karayün basins also corresponds to the bottom part of these basins, but is now cropping out due to the basin rotation. Although the Sivas basin observations are distributed along an horizontal surface, the geometric similarity is emphasized by the tilt of the minibasins, related to their emplacement and to the shortening phases.

CONCLUSIONS

The Sivas basin records the development of small scale, continental sedimentary minibasins controlled by evaporite flow during the Middle Oligocene to Lower Miocene. Within these basins sediment was deposited onto the Hafik salt and gypsum formation. The central part of the area shows a classic pattern of "wall and basin structure", related to minibasin development above a thick evaporitic layer. The gypsum layer has extruded in several places to form aerial evaporite structures, such as diapirs, and glaciers. The major phase of evaporite emplacement relates to the Miocene shortening phase associated to out-of-sequence Taurides shortening, and to the late Miocene compressional phase. Associated to mechanical flow, resedimentation of

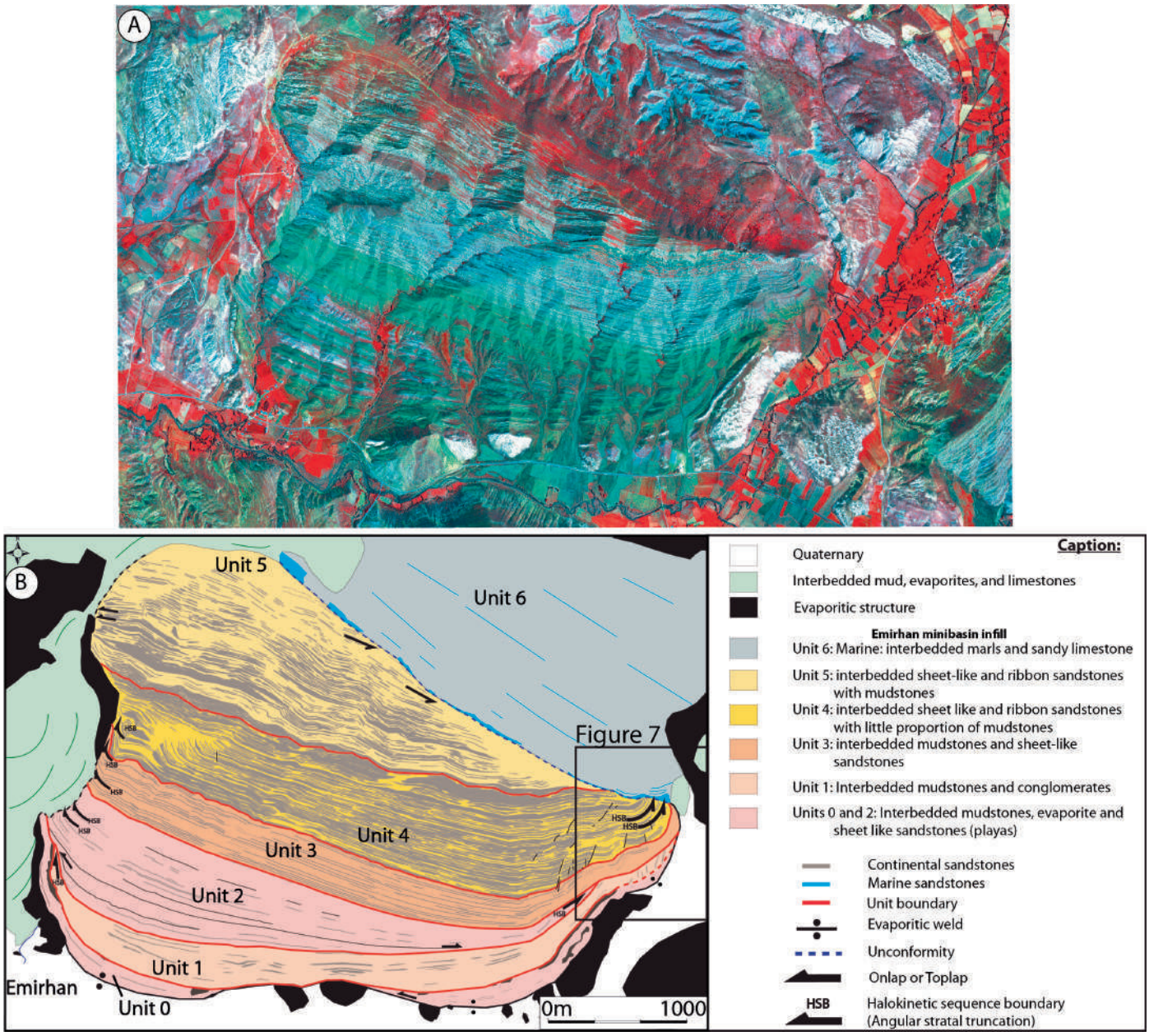


FIG. 6. – Satellite infrared view (A) and line drawing (B) of the Emirhan minibasin deposits. Unit 0 to 6: Successive sedimentary succession (see text for explanation).

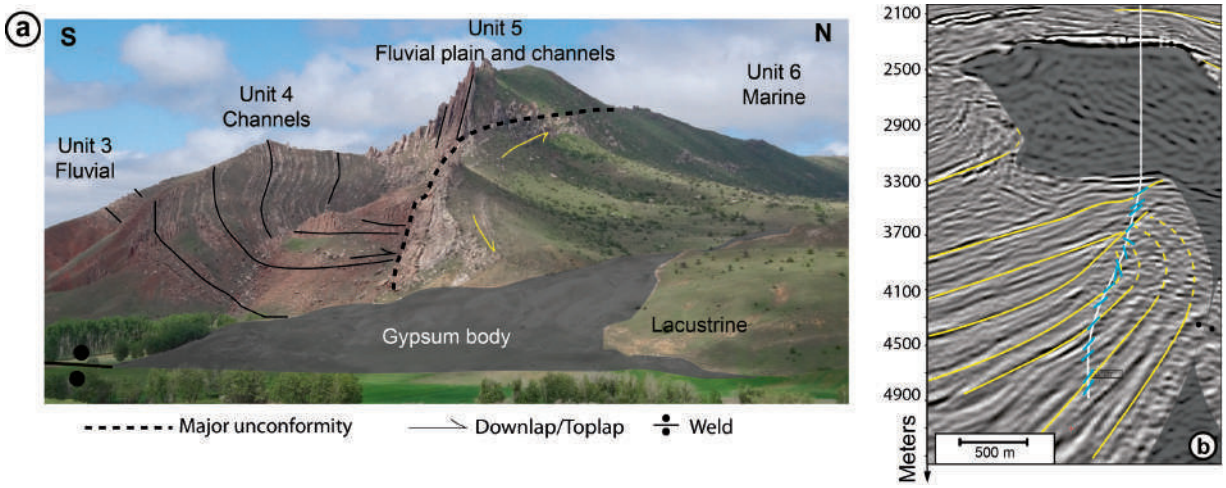


FIG. 7. – (a) growth strata and unconformity in the East of the Emirhan minibasin (see figure 6 for location) and (b) an analogue geometry in the deep offshore Angola constrained by dipmeter data along the well [modified from Ringenbach *et al.*, 2013].

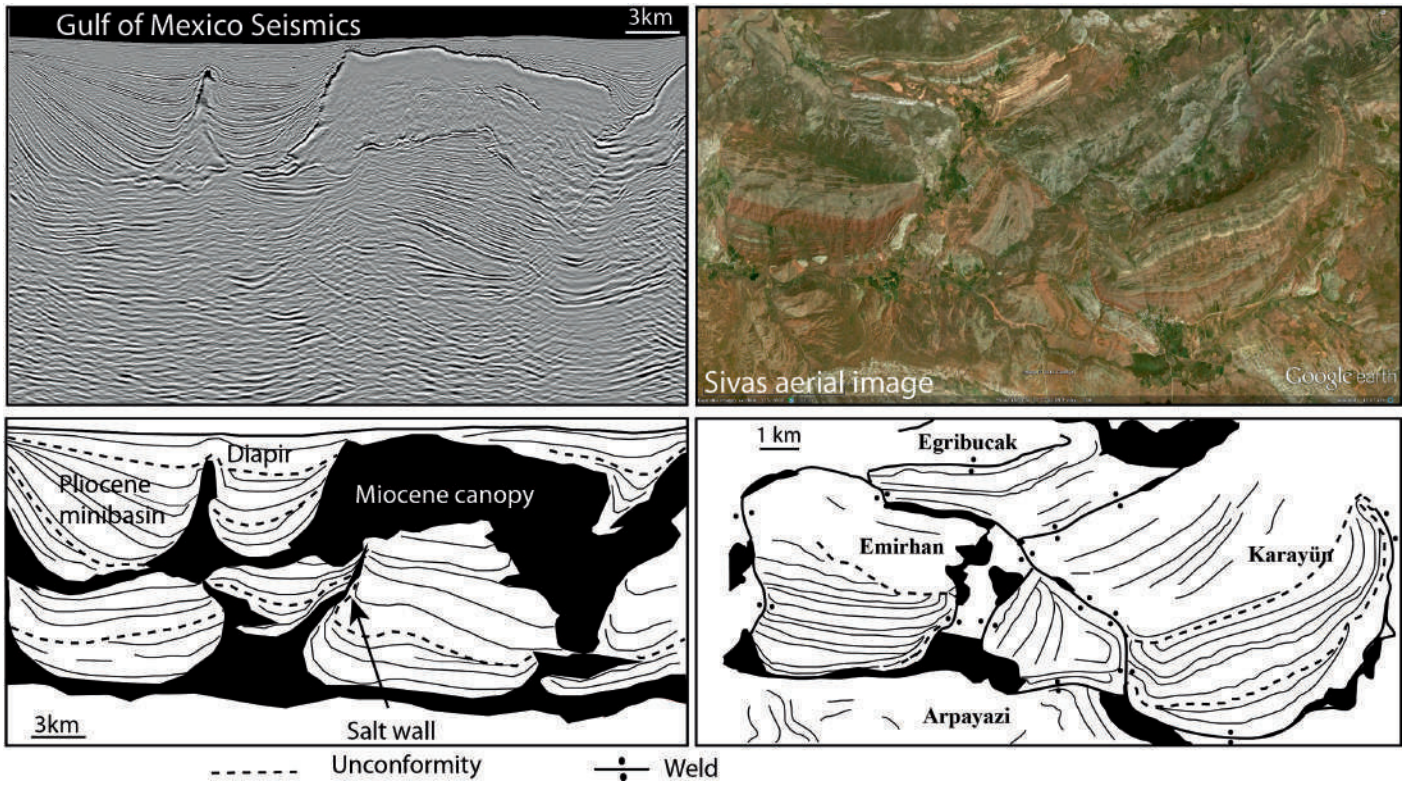


FIG. 8. – A: Gulf of Mexico depth-converted seismic section, showing Miocene to Pleistocene minibasin developing onto the Miocene canopy, above first generation of minibasins. B: Satellite image of the central part of the wall and basin structure of the inner Sivas basin, showing the main minibasins and evaporitic welds. Evaporites are depicted in black. Note that the scales are comparable.

evaporites is an important mechanism of evaporite regional deposition. Although virtually unknown to the salt tectonic community, the Sivas basin presents striking structural similarities with other salt basins, such as the gulf of Mexico. With almost complete exposure, it offers a uniquely accessible opportunity to walk on the boundaries of minibasins, evaporitic welds and halokinetic sequences.

Acknowledgments. – We thank Total SA for financial support. J.-P. Callot acknowledges a grant from Total SA "Structural geology Chair" at University of Pau and Pays de l'Adour. Cümhuriyet University is warmly thanked for their support and help during field work. J.-F. Salel and V. Martin (Cobalt Energy) helped in retrieving seismic data. M. Jackson, M. Hudec, B. Vendeville, an anonymous reviewer and editor O. Lacombe are warmly thanked for their pertinent reviews. The field party is acknowledged: C. Mallard, A. Pichat, E. Legeay, R. Graham, J. Letouzey, A. Rouchy, G. Hoareau, E. Sürmeli, M.F. Sürmeli, T. Kus, F. Birol, N. Keskin, S. Emrahoglu.

References

AGARD P., OMRANI J., JOLIVET L. & MOUTHEREAU F. (2005). – Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. – *Int. J. Earth Sci*., **94**, 401-419, doi: 10.1007/s00531-005-0481-4.

BARDE J.-P., CHAMBERLAIN P., GALAVAZU M., GRALLA P., HARWIJANTO J., MARSKY J. & VAN DEN BELT F. (2002). – Sedimentation during halokinesis: Permo-triassic reservoirs of the Saigak field, Precaspian, Kazakhstan. – *Pet. Geosci*., **8**, 177-187.

BUROLLET P.F. (1975). – Tectonique en radeaux en Angola. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, **XVII**, 503-504.

CALLOT J.-P., TROCMÉ V., LETOUZEY J., ALBOUY E., JAHANI S. & SHERKATI S. (2012). – Pre-existing salt structures and the folding of the Zagros mountain. *In*: G.I. ALSOP, S.G. ARCHER, A.J. HARTLEY, N.T. GRANT & R. HODGKINSON, Eds, Salt tectonics, sediments and prospectivity. – *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **363**, 545-561, http://dx.doi.org/10.1144/SP363.27.

CATER J.M.L., HANNA S.S., RIES A.C. & TURNER P. (1991). – Tertiary evolution of the Sivas basin, Central Turkey. – *Tectonophysics,* **195**, 29-46.

CINER A., KOSUN E. & DEYNOUX M. (2002). – Fluvial, evaporitic and shallow-marine facies architecture, depositional evolution and cyclicity in the Sivas basin (Lower to Middle Miocene), Central Turkey. – *J. Asian Geosci*., **21** 147-165

DERCOURT J., RICOU L.-E. & VRIELYNCK B. (1993). – Atlas Tethys palaeoenvironmental maps, 14 maps, 1 pl. – Gauthier-Villars, Paris.

DIEGEL F.A., KARLO J.F., SCHUSTER D.C., SHOUP R.C. & TAUVERS P.R. (1995). – Cenozoic structural evolution and tectonostratigraphic framework of the northern Gulf Coast continental margin. *In*: M.P.A. JACKSON, D.G. ROBERTS & S. SNELSON, Eds., Salt tectonics: A global perspective. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* **65**, 109-151.

FORT X. & BRUN J.-P. (2011). – Salt tectonics at passive margins: Geology versus models. – *Marine Petrol. Geol.*, **28**, 1123-1145.

FORT X. & BRUN J.-P. (2012). – Kinematics of regional salt flow in the northern gulf of Mexico. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **363**, 265-287, doi: 10.1144/ SP363.12.

FORT X., BRUN J.-P. & CHAUVEL F. (2004). – Salt tectonics on the Angolan margin, synsedimentary deformation processes. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* **88**, 1523-1544.

GILES K.A. & LAWTON T.F. (2002). – Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*., **86**, 823-840.

GRAHAM R., JACKSON M., PILCHER R. & KILSDONK W. (2012). – Allochthonous salt in the sub-Alpine fold-thrust belt of Haute Provence, France. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **363**, 595-615, doi: 10.1144/ SP363.30.

GUEZOU J.-C., TEMIZ H., POISSON A. & GURSÖY H. (1996). – Tectonics of the Sivas basin: The Neogene record of the Anatolian accretion along the inner Tauric suture. – *Intern. Geol. Rev.*, **38**, 901-925.

GÜNAY G. (2002). – Gypsum karst, Sivas, Turkey. – *Env. Geol.*, **42**, 387-398, doi 10.1007/s00254-002-0532-0.

GÜRSOY H., PIPER J.D.A., TATAR O. & TENUZ H. (1997). – A palaeomagnetic study of the Sivas basin, central Turkey: crustal deformation during lateral extension of the Anatolian block. – *Tectonophysics*, **271**, 89-105. doi: 10.1016/S0040-1951(96)00242-9.

HUDEC M.R. & JACKSON M.P.A. (2006). – Advances of allochthonous salt sheets on passive margins and orogens. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* **90**, 1535-1564

HUDEC M.R. & JACKSON M.P.A. (2007). – Terra Infirma: Understanding salt tectonics. – *Earth Sci. Rev*., **82**, 1-28.

HUDEC M.R. & JACKSON M.P.A. (2009). – Interaction between spreading salt canopies and their peripheral thrust system. – *J. Struct. Geol.*, **31**, 1114-1129.

HUDEC M.R., JACKSON M.P.A. & SCHULTZ-ELA D. (2008). – The paradox of minibasin subsidence into salt: clues to the evolution of crustal basins. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **121**, 201-221. doi: 10.1130/B26275.1.

JACKSON M.P.A. & HARRISON J.C. (2006). – An allochthonous salt canopy on Axel Heiberg island, Sverdrup basin, Arctic Canada. – *Geology*, **34**, 1045-1048, doi: 10.1130/G22798A.1.

HARRISON J.C. & JACKSON M.P.A. (2014). – Exposed evaporite diapirs and minibasins above a canopy in the central Sverdrup basin, Axel Heiberg island, Arctic Canada. – *Basin Res.* (in press).

JAHANI S., CALLOT J.-P., LETOUZEY J. & FRIZON DE LAMOTTE D. (2009). – The eastern termination of the Zagros fold-and-thrust-belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding and fauling. – *Tectonics*, **28**, TC6004, doi:10.1029/2008TC002418.

KAVAK K.S. (2005). – Recognition of gypsum geohorizons in the Sivas basin (Turkey) using Aster and Landsat ETM+ images. – *Internat. J. Remote sensing*, **26**, 4583-4596.

MERT ONAL K., BUYUKSARAC A., AYDEMIR A. & ATES A. (2008). – Investigation of the deep structure of the Sivas basin (innereast Anatolia, Turkey) with geophysical methods. – *Tectonophysics*, **460**, 186-197.

MOHR M., KUKLA P.A., URAI J.L. & BRESSER G. (2005). – Multiphase salt tectonic evolution in NW Germany: seismic interpretation and retro-deformation. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* doi 10.1007/s00531-005-0039-5.

MOUTHEREAU F., LACOMBE O. & VERGES J. (2012). – Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence – *Tectonophysics*, **532-535**, 27-60, doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.022

NALPAS T. & BRUN J.-P. (1991). – Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale; New insights into salt tectonics. – *Tectonophysics*, **228**, 349-362.

PILCHER R.S., KILSDONK B. & TRUDE J. (2011). – Primary basins and their boundaries in the deep-water northern gulf of Mexico: Origin, trap types, and petroleum system implications. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **95**, 219-240.

POISSON A., TEMIZ H. & GURSÖY H. (1992). – Pliocene thrust tectonics in the Sivas basin near Hafik (Turkey): southward fore thrusts and associate northward backthrusts. – *Bull. Fac. Engin., Cumhuriyet Univ., Serie A – Earth Sci.,* **9**, 19-25.

POISSON A., GUEZOU J.-C., ÖZTÜRK A., INAN S., TEMIZ H., GURSÖY H., KAVAK K. & ÖZDEN S. (1996). – Tectonic setting and evolution of the Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. – *Inter. Geol. Rev.* **38**, 838-853.

POISSON A., WERNLI R., LOZOUET P., POIGNANT A. & TEMIZ H. (1997). – Nouvelles données stratigraphiques concernant les formations oligo-miocènes marines du bassin de Sivas. – *C.R. Acad. Sci.,* Paris, **325**, 869-875.

POISSON A., ORSZAG-SPERBER F., TEMIZ H. & VRIELYNCK B. (2010). – Stratigraphic and polyphased tectonic evolution of the Sivas basin (central Anatolia, Turkey). – Darius annual report, consultable à Univ. P.M. Curie, paris, 48pp.

RIBES C., BONNEL C., CRUMEYROLLES P., KERGARAVAT C., CALLOT J.-P. & RINGENBACH J.-C. (2013). – Facies and fluvial architecture influenced by salt withdrawal subsidence: Emirhan minibasin (the Sivas basin, Turkey). – *Sedimentology* (in press)

RINGENBACH J.-C., SALEL J.-F., KERGARAVAT C., RIBES C., BONNEL C. & CALLOT J.-P. (2013). – Salt tectonics in the Sivas basin, Turkey. Outstanding seismic analogues from outcrops. – *First Break*., **31**, 93-101.

ROBERTS M., DY T., JI S., REASNOR M. & SHEPHERD D. (2011). – Improving Atlantis TTI model building: OBN+NATS, prism waves & 3D RTM angle gathers. – *SEG San Antonio 2011 Annual Meeting,* Expanded Abstracts, 3238-3242.

ROWAN M.G. (1995). – Structural styles and evolution of allochthonous salt, central Louisiana outer shelf and upper slope. *In*: M.P.A. JACKSON, D.G. ROBERTS and S. SNELSON, Eds., Salt tectonics: A global perspective. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **65**, 199-228.

ROWAN M.G. & VENDEVILLE B.C. (2006). – Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern gulf of Mexico and the Flinders ranges, Australia. – *Mar. Petrol. Geol*., **23**, 871-891, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2006.08.003.

ROWAN M.G., PEEL F.J., VENDEVILLE B.C. & GAULLIER V. (2012). – Salt tectonics at passive margins: Geology versus models – Discussion. – *Mar. Petrol. Geol.,* **37**, 184-194.

SIREL E., ÖZDEN-ERDEM N. & ÖZGEN N. (2013). – Systematics and biostratigraphy of Oligocene (Rupelian-Early Chattian) foraminifera from lagoonal-very shallow water limestone in the eastern Sivas basin (central Turkey). – *Geol. Croat.*, **66**, 83-109.

SPATHOPOULOS F. (1996). – An insight on salt tectonics in the Angola basin, South Atlantic. *In*: D.J. BLUNDEL, G.I. ALSOP & J. DAVISON, Eds, Salt tectonics. – *Geol. Soc. London Spec. Pub.,* **100**, 153-174.

TATAR Y. (1982). – Yildizeli (Sivas) Kuzeyinde Camlibel daglarinin tektonik yapisi. – *Bull. Earth Sci.*, Black Sea Univ. Trabzon, **2**, 1-2, 1-20.

TEMIZ H. (1996). – Tectonostratigraphy and thrust tectonics of the Central and eastern parts of the Sivas Tertiray basin (Turkey). – *Internat. Geol. Rev.*, **38**, 957-971.

TEMIZ H., GUEZOU J.C., POISSON A. & TUTKUN Z. (1993). – Tectonostratigraphy and tectonics of the eastern end of the Sivas basin (central eastern Turkey): Implications for the so-called "Anatolian block". – *Geol. Jour.*, **28**, 239-250.

TROCMÉ V., ALBOUY E., CALLOT J.-P., LETOUZEY J., ROLLAND N., GOODARZI H. & JAHANI S. (2011). – 3D Structural modelling of the southern Zagros fold and thrust belt diapiric province. *In*: O. LACOMBE, B. GRASEMANN & G. SIMPSON, Eds, Geodynamic evolution of the Zagros. – *Geol. Mag.,* **148**, 879-900.

VAN BERKEL J.T., SCHWERDTNER W.M. & TORRANCE J.G. (1984). – Wall-and-basin structure: an intriguing tectonic prototype in the central Sverdrup basin, Canadian Arctic archipelago. – *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **32**, 343-358.

VOLOZH Y.A., TALBOT C.J. & ISMAIL-ZADEH A.T. (2003). – Salt structures and hydrocarbons in the Precaspian basin. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **87**, 313-332.

YILMAZ A. & YILMAZ H. (2006). – Characteristic features and structural evolution of a post collisional basin: The Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. – *J. Asian Earth Sci.*, **27**, 164-176.

WEIJERMARS R., JACKSON M.P.A. & VENDEVILLE B.C. (1993). – Rheological and tectonic modelling of salt provinces. – *Tectonophysics,* **217**, 143-174.

RÉSUMÉ

L'objectif de cette thèse est d'analyser l'évolution d'une province à mini-bassins salifères, en s'appuyant sur l'étude des variations spatiales et temporelles de faciès, d'épaisseurs ainsi que des géométries développées lors du fluage des évaporites. L'exemple naturel investigué est le bassin de Sivas, situé sur le Plateau central Anatolien en Turquie. Ce bassin d'avant-pays enregistre à l'Oligo-Miocène la formation de nombreux mini-bassins secondaires au-dessus d'un niveau d'évaporites allochtones. A partir d'une cartographie et d'une description détaillées des séries sédimentaires accumulées dans les mini-bassins de Sivas, nous avons pu identifier trois ensembles tectono-sédimentaires cohérents :

- la formation Karayün (Oligocène moyen à supérieur), constituée de dépôts de playa-lake, fluviatile en tresse et fluvio-lacustre, interprétée comme proche d'un système fluviatile en distributaires ;
- la formation Karacaören (Oligocène supérieur, Miocène inférieur), interprétée comme une série alternante entre une rampe mixte deltaïque et carbonatée, et des dépôts de lagune et de plaine côtière ;
- la formation de Benlikaya (Miocène), constituée de dépôts de cônes alluviaux, fluviatiles en tresse et playa-lake, interprétée également comme proche d'un système fluviatile en distributaires.

Malgré de nombreuses variations de l'épaisseur et de la succession sédimentaire inter- et intra-bassins, des unités stratigraphiques équivalentes ont pu être déterminées à partir de l'identification de lignes isochrones marquant des changements de tendances. Nous avons montré alors que le système sédimentaire de chacun des mini-bassins est contrôlé au premier ordre par trois facteurs interdépendants, à savoir :

- l'accommodation par halocinèse, provoquant la surrection des diapirs et des murs périphériques lors de la subsidence du mini-bassin. Ce fluage des évaporites produit des variations intra-basinales de faciès et d'épaisseurs, associées à des déformations syn-sédimentaires en bordure de mini-bassins. À plus grande échelle, ces objets salifères produisent une compartimentation inter-bassins des environnements de dépôts.
- le taux d'accumulation sédimentaire, qui influence la faciologie et l'architecture stratigraphique des dépôts.
- l'accommodation régionale, lié à la flexure du bassin, à l'origine du dépôt de série isopaques pouvant recouvrir les diapirs et finalement masquer l'influence salifère.

À ces paramètres communs aux provinces salifères, nous ajoutons, l'influence des contraintes tectoniques compressives qui modifient les rétroactions entres ces facteurs.

MOTS CLÉS : Mini-bassin, tectonique salifère, Basin de Sivas, accommodation par halocinèse, sédimentation fluvio-lacustre et marine peu profonde.

ABSTRACT

The aim of this thesis is to investigate the development of a salt-related mini-basin province, based on spatial and temporal changes in the facies assemblages, stratigraphic architecture and thicknesses, as well as stratal structures related to salt movement. The study area is the Sivas Basin, located in the Central Anatolian Plateau of Turkey, which is a foreland basin that records the formation during the Oligo-Miocene of numerous secondary mini-basins on top of an allochthonous evaporite canopy. Through detailed mapping of the Sivas mini-basin province, we provide a new and comprehensive description of the stratigraphic vertical succession including:

- the Karayün Fm (Mid to upper Oligocene), comprising playa-lake, fluvial braided and fluvio-lacustrine deposits, and interpreted as a large distributive fluvial system;
- the Karacaören Fm (Up. Oligocene to Low. Miocene), comprising two main sub-environments: mixed deltaic and carbonate ramp, alternating with coastal plain and restricted lagoon;
- the Benlikaya Fm (Miocene), comprising alluvial fan, fluvial braided and playa-lake deposits interpreted also as a large distributive fluvial system;

Within neighbouring minibasins and despite a similar vertical stratigraphic succession, variations are observed in stratigraphic units of equivalent age within and between minibasins. At the first order, we have defined three factors that dictate the pattern of mini-basin filling:

- salt-induced accommodation producing local faciologic and stratigraphic thickness changes, and halokinetic structures along mini-basin borders. At larger scale, salt structures result in a compartmentalization of facies between basins.
- The sediment supply rate, which affects facies assemblage and stratigraphic architecture.
- Tectonically driven regional accommodation attributed to the foreland flexure, inducing the deposition of relatively isopachous series draping and finally obscuring the salt topography. In addition, this three factors are largely influenced by shortening during the evolution of the Sivas fold-and-thrust-belt.

KEYWORDS: Mini-basin, salt tectonics, Sivas Basin, salt-induced accommodation, fluvio-lacustrine and shallow marine sedimentation.