



HAL
open science

Étude de la surpression des fluides et de la fracturation : apport à l'étude des réservoirs et à la compréhension de la déformation tectonique dans les bassins à intérêt pétrolier en Tunisie

Nabil Abaab

► **To cite this version:**

Nabil Abaab. Étude de la surpression des fluides et de la fracturation : apport à l'étude des réservoirs et à la compréhension de la déformation tectonique dans les bassins à intérêt pétrolier en Tunisie. Géologie appliquée. Le Mans Université; Université de Gabès (Tunisie), 2022. Français. NNT : 2022LEMA1018 . tel-03992069

HAL Id: tel-03992069

<https://theses.hal.science/tel-03992069>

Submitted on 16 Feb 2023

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

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

THESE DE DOCTORAT EN COTUTELLE DELIVREE CONJOINTEMENT PAR

L'UNIVERSITE DE GABES

ECOLE DOCTORALE – ED08ENIG01

Ecole doctorale Sciences, Ingénierie et Société

Spécialité : Sciences de l'Eau et de la Terre

LE MANS UNIVERSITE

ECOLE DOCTORALE N° 600

Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation

Spécialité : Sciences de la Terre

Par

Nabil ABAAB

Étude de la surpression des fluides et de la fracturation : Apport à l'étude des réservoirs et à la compréhension de la déformation tectonique dans les bassins à intérêt pétrolier en Tunisie.

Thèse présentée et soutenue à L'I. S. S. T. E. Gabès le 12 juillet 2022

Laboratoire de recherche : Laboratoire de Recherche LR3G, Gabès & LPG le Mans

Devant le jury composé de :

Mohamed Faouzi ZAGRARNI	Professeur – L'I. S. S. T. E. Gabès	Président
Jamel OUALI	Professeur – L'Ecole Nationale des Ingénieurs de Sfax	Rapporteur
Julia GALE	Senior Research Scientist – Bureau of Economic Geology	Rapporteur
François ROURE	Professeur – Instituts Français de Pétrole	Examineur
Riadh AHMADI	Maître de Conférences, E.N.I.Sfax	Examineur
Alain ZANELLA	Maître de Conférences, HDR – Le Mans Université	Directeur
Mabrouk MONTACER	Professeur – Faculté des Sciences de Gabès	Directeur

Année Universitaire : 2021-2022

Table des matières

Liste des Figures	V
Liste des Tableaux	XII
Liste des abréviations	XIII
Liste des équations	XIV
Avant-Propos	XV
Abstract	XX
Résumé	XXI
خلاصة	XXII
Introduction	2
I. Introduction	2
I. Intérêt de cette étude	6
II. Plan de la thèse	8

Chapitre 1 : Pression de fluides dans les bassins sédimentaires : Concepts mécanique

I. Différents Types des profils de pression	14
II. Notions théoriques et concepts mécaniques de la surpression de fluides	15
1. Définition de pression dans un bassin sédimentaire	15
2. Notion de contraintes effectives	15
III. Notions de fracturation hydraulique et impacts sur l'intégrité des couvertures	19
IV. Paramètres influençant la fracturation hydraulique naturelle	22
1. Effet de la contrainte différentielle sur le mode de fracturation hydraulique	22
1. Anisotropie de la roche	24
2. Contrôles géologiques de l'espacement des fractures	25
3. Différences entre la fracturation hydraulique naturelle et induite	26
4. Influence des fractures lors de la stimulation de fracturation hydraulique	28
5. Importance de la porosité et de la perméabilité dans les fractures naturelles ouvertes	28
6. Influences des fractures naturelles parallèles à la stratification sur la fracturation induite	29

Chapitre 2 : La surpression de fluide dans les bassins sédimentaires : mécanismes et origine

I. Introduction	32
II. Les mécanismes à l'origine des surpressions de fluides	35
1. Les contraintes mécaniques	37

1.1.	Le déséquilibre de compaction ou compaction verticale	38
1.2.	Compression Horizontale	40
2.	Variation du volume de fluides	42
2.1.	Les expansions thermiques du fluide	42
2.2.	Déshydratation et transformation minéralogique	43
3.	Génération d'hydrocarbures	45
3.1.	Génération d'hydrocarbures et craquage des huiles en gaz	45
4.	Autres mécanismes	48
4.1.	Le chargement hydraulique	48
4.2.	Les phénomènes osmotiques	49
4.3.	Flottabilité des hydrocarbures	50

Chapitre 3 : Distribution des BPV dans les bassins sédimentaires

I.	Introduction	54
II.	Les BPV de gypse	58
III.	Les BPV de calcite	63
IV.	Les BPV de quartz	66
V.	Les BPV comme marqueurs de la déformation	69
1.	BPV syn-tectonique	79
2.	BPV et déformations postérieures	82
VI.	Conclusion	90

Chapitre 4 : Contexte géologique

I.	Introduction	87
II.	Contexte lithostratigraphique	88
1.	Le Crétacé	89
1.1.	Le Crétacé inférieur	89
1.1.1.	Formation Bouhedma	89
1.1.2.	Formation Sidi Aïch	92
1.1.3.	Formation Orbata	92
1.2.	Le Crétacé supérieur	92
1.2.1.	Formation Zebbag	93
1.2.2.	Formation Aleg	93
1.2.3.	Formation Abiod	93
2.	Le Cénozoïque	94
2.1.	Le Paléogène	94

2.1.1.	Formation El Haria	94
2.1.2.	Formation Thelja.....	94
2.1.3.	Formation Bouloufa	94
1.1.	Le Néogène	95
1.1.1.	Formation Béglia.....	95
1.2.1.	Formation Ségui.....	96
2.	Les dépôts récents et actuels	96
III.	Contexte structurale de la zone d'étude	96
VII.	Zonation structurale de la Tunisie	97
1.	La zone de l'Atlas	98
1.2.	L'Atlas septentrional	98
1.4.	L'Atlas méridional	99
1.5.	La chaîne des Chotts.....	99
1.6.	La chaîne de Gafsa	99
1.7.	La plateforme saharienne.....	101
V.	Principaux épisodes tectoniques en Tunisie	101
1-	Tectonique des périodes ante-Tertiaire	102
1.1.	Tectonique ante-triasique	102
1-1-	Tectonique du Trias.....	102
1-2-	Tectonique Jurassique	102
1-3-	Tectonique du Crétacé	103
2-	Tectonique Tertiaire	106
3-	Tectonique du Paléocène-Éocène.....	106
4-	Tectonique du Miocène	106
4-1-	Tectonique du Langhien - Serravalien	106
4-2-	Tectonique compressive du Tortonien	106
4-3-	Tectonique du Messénien	107
4-4-	Tectonique du Pliocène	107
5-	Tectonique du Quaternaire	108
VI.	Synthèse.....	109

Chapitre 5 : Distribution, morphologie des bedding-parallel veins dans l'anticlinal de Zemlet El Beidha

I.	Introduction.....	113
II.	Aperçu sur les séries du Crétacé inférieur dans la zone d'étude	114

III. Traitement et analyse des failles majeures	115
III. Etudes de BPV au niveau du flanc sud du jebel Zemlet El Beidha	120
1. Coupe d'Oued Khanguet Aicha – flanc sud de ZBAS.....	121
1.1. Distribution de BPV	121
1.2. Morphologie de BPV	125
2. Coupe d'Oued Khanguet Amor – flanc sud de ZBAS.....	137
2.1. Analyses des failles majeures au niveau de Khanguet Amor.....	137
2.2. Distribution des BPV.....	140
2.3. Morphologie de BPV	142
3. Coupe d'Oued Khanguet Telmam – flanc sud	148
3.1. Distributions de BPV.....	149
1.1. Morphologies de BPV	151
VII. Modèle photogrammétrique pour l'extension 3D des BPV	163
1. Méthodologie.....	164
2. Modèles 3D obtenu pour le canyon d'oued Khanguet AMOR	165

Chapitre 6 : Pétrographie, composition de BPV

I. Introduction.....	168
II. Description des BPV de gypse	170
1- Zone médiane.....	170
2- Zone fibreuse	173
III. Inclusions solides	176
IV. Analyse par microscopie électronique à balayage.....	176
V. Synthèse.....	178

Conclusions générales& Perspectives

Références bibliographiques	182
Annexe I.....	221
Annexe II.....	221

Liste des Figures

- FIGURE 1:** EVOLUTION DE LA PRESSION DE FLUIDES DES FORMATIONS EN FONCTION DE LA PROFONDEUR. **A :** GRADIENTS DE PRESSION EN EQUIVALENT DENSITE. **B :** PRESSION ABSOLUE EN (KPA2/BAR). POUR LES ROCHES AYANT UNE VALEUR DE PRESSION QUI VARIE ENTRE LE GRADIENT HYDROSTATIQUE ET LITHOSTATIQUE, VOIRE AU-DELA DU GRADIENT LITHOSTATIQUE, SONT CONSIDEREES EN ETAT DE "SURPRESSION" TANDIS QUE LES ROCHES AYANT UNE VALEUR DE PRESSION INFÉRIEURE AU GRADIENT HYDROSTATIQUE SONT EN CONDITION OU BIEN EN ETAT DE "SOUS-PRESSION" (MODIFIÉ D'APRES SWARBRICK AND OSBORNE., 1998 ; MOURGUES, 2004 ; ZHANG, 2011 ; TINGAY ET AL., 2013)..... 12
- FIGURE 2:** PROFILS THEORIQUES DE SURPRESSION DES FLUIDES (COBBOLD ET RODRIGUES, 2000). **A :** LE PROFIL DE PRESSION LINEAIRE INDIQUE QUE LA PERMEABILITE EST CONSTANTE AVEC LA PROFONDEUR. **B :** RAMPE DE PRESSION LOCALE, A TRAVERS UNE COUCHE D'ETANCHEITE. **C :** BOSSE PARABOLIQUE INDIQUANT QUE LE FLUIDE EST GENERE DANS UNE COUCHE SOURCE. 14
- FIGURE 3:** REPRESENTATION DES ETATS DE CONTRAINTES TOTALES ET EFFECTIVES DANS UN DIAGRAMME DE MOHR. LES DEUX CERCLES SONT DECALES D'UNE VALEUR P 16
- FIGURE 4:** INFLUENCE DE LA TAILLE DES CONTACTS ENTRE GRAINS SUR LA DEFINITION DE LA CONTRAINTE EFFECTIVE. DANS LE CAS DE CONTACTS PONCTUELS, LA CONTRAINTE EFFECTIVE CORRESPOND A LA CONTRAINTE INTER GRANULAIRE. DANS LE CAS CONTRAIRE, LA CONTRAINTE EFFECTIVE NE CORRESPOND PLUS A LA FORCE MISE EN JEU LORS D'UN CISAILLEMENT. SON INTERPRETATION ET SA JUSTIFICATION SOUS SA FORME CLASSIQUE SONT ALORS PLUS DELICATES (MODIFIÉ D'APRES MOURGUES, 2003)..... 17
- FIGURE 5:** RESUME DE L'ACTION DU FLUIDE SUR LE MILIEU GRANULAIRE EN TERME DES FORCES DE VOLUME. DEUX FORCES DE VOLUMES AGISSANT SUR LA ROCHE ; LA GRAVITE ET LA PRESSION FLUIDE. **A :** MILIEU A L'ETAT HYDROSTATIQUE AVEC DES ISOBARES HORIZONTAUX. **B :** MILIEU A L'ETAT NON HYDROSTATIQUE AVEC DES ISOBARES NON HORIZONTAUX INTRODUISANT UNE AUTRE FORCE QUI FERA VARIER LA DIRECTION DE LA RESULTANTE DU TOTAL DES FORCES. AVEC LA GRAVITE (F_w), LE GRADIENT DE PRESSION FLUIDE TOTALE (ΔP_f), LA PRESSION HYDROSTATIQUE (F_a), LES FORCES D'INFILTRATION (F_s) ET LES FORCES RESULTANTES (R) (MODIFIÉ D'APRES MOURGUES, 2003). 18
- FIGURE 6 :** BLOC 3D D'UNE FRACTURE HYDRAULIQUE NATURELLE, PERPENDICULAIRE A σ_3 T SE DEVELOPPANT DANS LA DIRECTION DE $\sigma_1 = P_f$ (MODIFIÉ D'APRES SECOR, 1965)..... 20
- FIGURE 7:** REGIME DE FRACTURATION HYDRAULIQUE EN FONCTION DE L'AUGMENTATION DE LA PRESSION DES FLUIDES ET DU COUPLAGE AVEC LES CONTRAINTES TECTONIQUES. **A :** AUGMENTATION DE LA PRESSION EN ABSENCE DES CONTRAINTES TECTONIQUES. **B :** REDUCTION DE LA PRESSION. **C :** AUGMENTATION DE LA PRESSION FLUIDE EN CONTEXTE TECTONIQUE. (MODIFIÉ D'APRES MOURGUES ET AL., 2011 ; LAURANT, 2015)..... 21
- FIGURE 8:** RESULTATS DES PREDICTIONS NUMERIQUES ET ANALYTIQUES SUR LE COUPLAGE ENTRE LA PRESSION DES FLUIDES ET LES CONTRAINTES EFFECTIVES POUR UNE DISTRIBUTION INHOMOGENE DE LA PRESSION DES FLUIDES DANS UN BASSIN. LES PREDICTIONS SONT FAITES EN SUPPOSANT UNE RHEOLOGIE ELASTIQUE ET AUCUNE DEFORMATION SUR LES LIMITES LATERALES DU MODELE. **A :** MODELE NUMERIQUE DE LA DISTRIBUTION DE LA SURPRESSION DES FLUIDES POUR UN MODELE UNIAXIAL. **B :** EVOLUTION DES CONTRAINTES EFFECTIVES DU CERCLE DE MOHR PENDANT L'AUGMENTATION DE LA PRESSION DES FLUIDES. **C :** MODELE NUMERIQUE DE LA DISTRIBUTION DE LA SURPRESSION DES FLUIDES EN UN POINT DONNE. **D :** EVOLUTION DES CONTRAINTES EFFECTIVES DU CERCLE DE MOHR PENDANT L'AUGMENTATION DE LA PRESSION DES FLUIDES (MODIFIÉ D'APRES MOURGUES ET AL., 2011)..... 23
- FIGURE 9:** LIMITATIONS DE LA PROPAGATION DES FRACTURES EN FONCTION DES DIFFERENTES RHEOLOGIQUES DES BANCS DANS LES SHALES ARGILEUX D'ALBANIE. CERTAINES FRACTURES SONT LIMITEES PAR LE SOMMET ET LA BASE DES BANCS TANDIS QUE D'AUTRES TRAVERSENT DE MULTIPLES BANCS. LB= LIMITE DE BANC ET F CORRESPOND A UNE FRACTURE TRAVERSANT PLUSIEURS BANCS (MODIFIÉE D'APRES HOOKER ET AL., 2013 ; GALE ET AL., 2014). 25
- FIGURE 10:** A. INJECTITE DE SABLE DANS LES MACRA SHALES, CALIFORNIE, USA (SCOTT ET AL., 2013). B. GEYSERS DANS PARC DE YELLOWSTONE, USA (BRYAN, 2008). C. VOLCAN DE BOUE, BASSIN CASPIEN DU SUD, AZERBAIDJAN (BLOUIN, 2019). C : BPV DE CALCITE DANS LA FORMATION BLUE LIAS, ENTRE LYME REGIS ET CHARMOUTH, DOREST (ZANELLA ET AL., 2019). D : BPV DE CALCITE DE 8CM DANS LA FORMATION VACA MUERTA, NEUQUEN BASIN, ARGENTINA (GALE ET AL., 2019). 35
- FIGURE 11 :** CARTE MONTRANT LA DISTRIBUTION GLOBALE DE ZONES EN SURPRESSIONS DE FLUIDES ET L'OCCURRENCE DE BPV DANS LE MONDE. 35
- FIGURE 12:** RAPPORT ENTRE LES DIFFERENTS MECANISMES DE LA SURPRESSION DE FLUIDES ET LA PROFONDEUR (MODIFIÉ D'APRES BROWERS, 2001,2002)..... 38
- FIGURE 13:** **A :** PROFILS DES SURPRESSIONS GENEREES PAR UN MECANISME DE COMPACTION VERTICALE ET INFLUENCE DU TAUX DE SEDIMENTATION SUR LE PROFIL DE RETENTION DES FLUIDES (SWARBRICK ET AL., 2003). **B :** EXEMPLE DU CALCUL DE LA

SURPRESSION EN 1D POUR UN DESEQUILIBRE DE COMPACTION DANS LE DELTA DU NILE (MODIFIE D'APRES MANN ET MACKENZIE, 1990 ; OSBORNE ET SWARBRICK, 1997).....	40
FIGURE 14: L'EFFET DE LA COMPRESSION LATERALE SUR LA GESESE DE LA SURPRESSION DE FLUIDE (MODIFIE D'APRES VAN BALEN ET CLOETINGH, 1995; SIBSON, 2017), LA COMPRESSION HORIZONTALE PROVOQUANT LE PLISSEMENT DES COUCHES QUI ENTRAINE UNE SURPRESSION DE FLUIDES.....	41
FIGURE 15: PROFONDEURS DES TRANSFORMATIONS DU KEROGENE ET PRODUITS FORMES. LE METHANE EST CREE AU-DELA DE 4 KM (MODIFIE D'APRES BIJU-DUVAL, 1999).....	46
FIGURE 16: A : DIAGRAMME MONTRANT LES SURPRESSIONS DE FLUIDES GENEREES PAR LA PRODUCTION DE GAZ DANS UN RESERVOIR FERME. LES DEUX CALCULS SONT EFFECTUES POUR UNE ROCHE MERE CONTENANT INITIALEMENT 25 ET 50% DE PETROLE BRUT. (MODIFIE D'APRES BARKER, 1990).....	47
FIGURE 17: MISE SOUS PRESSION D'UN AQUIFERE CAPTIF PAR RECHARGE LATERALE, ILLUSTRATION DE LA SURPRESSION INDUITES PAR LES CHUTES POTENTIOMETRIQUES VENANT DE L'AMONT ET D'ACCUMULANT DANS LA PARTIE LA PLUS FRONTALE DU RESERVOIR QUI CORRESPOND A LA ZONE DE TRANSITION (MODIFIE D'APRES SWARBRICK ET OSBORNE , 1998).....	48
FIGURE 18: SCHEMA DE L'EFFET DE FLOTTABILITE DES HYDROCARBURES AMENANT A LA FRACTURATION HYDRAULIQUE DE LA ROCHE ENCAISSANTE (MODIFIE D'APRES OSBORNE ET SWARBRICK, 1997).	50
FIGURE 19: CHARTE DES PRINCIPAUX MECANISMES DE GENERATION D'UNE SURPRESSION AU SEIN D'UN BASSIN SEDIMENTAIRE. EN ROUGE SONT SOULIGNES LES MECANISMES REGISSANT LE DEVELOPPEMENT D'UNE SURPRESSION DANS UNE ROCHE-MERE (MODIFIE D'APRES GRAULS, 1998 ; LARMIER, 2021).....	51
FIGURE 20: CARTE MONDIALE DES BPV ET DES ZONES DE SURPRESSION DE FLUIDE (MODIFIE D'APRES YASSIR ET ADISS, 2002 ; COBBOLD ET AL.,2013). IL S'AGIT D'UNE COMPILATION DES DONNEES DES TRAVAUX DECRIVANT LES BPV DEPUIS 2013 JUSQU'A 2022.	55
FIGURE 21:SCHEMA DE BASE RELIANT LES DIFFERENTS TYPES DES VEINES (VEINE ANTITAXIALE, SYNTAXIALE OU ATAXIALE) ET LA MORPHOLOGIE INTERNE DU CRISTAL, LA LOCALISATION DU PLAN DE CROISSANCE (MODIFIE D'APRES BONS ET AL., 2012).	56
FIGURE 22 : NOMENCLATURE DES VEINES (ANTITAXIALES, SYNTAXIALES OU ATAXIALES) EN FONCTION DE LA MORPHOLOGIE DES CRISTAUX ET DU PROCESSUS DE CROISSANCE CRISTALLINE. LES FLECHES ROUGES REPRESENTENT LE SENS D'OUVERTURE. LE CENTRE DES VEINES SYNTAXIALES ET ANTITAXIALES PRESENTENT UNE ZONE MEDIANE. LES MICROSTRUCTURES DES VEINES BLOCKY PEUVENT GRANDIR SOIT AU NIVEAU DES EPONTES, SOIT AU CENTRE DE LA VEINE (MODIFIE D'APRES HILGERS ET AL., 2002). LES FIBRES DES VEINES ANTITAXIALES SUIVENT GENERALEMENT LA TRAJECTOIRE D'OUVERTURE COMPLETE AINSI QUE LA DEFORMATION (MODIFIE D'APRES BONS ET AL., 2012).....	71
FIGURE 23:A -PHOTO TYPIQUE DE BPV DANS LE TRIAS SUPERIEUR DE LA FORMATION MERCIA, BASSIN DE CHANNEL BRISTOL – SW DE L'ANGLETERRE (PHILIPP, 2008). B-LES STRATES DE VACA MUERTA SONT DEFORMEES EN UNE SERIE DE PLIS ET SONT COUPEES PAR DES FAILLES DE CHEVAUCHEMENT (UKAR ET AL., 2017). C – BPV DE CALCITE (8 CM) DANS LA VACA MUERTA FORMATION, NEUQUEN BASIN, ARGENTINA (LAUBACH ET AL., 2014). D-BPV DE GYPSE DANS LE MUDSTONES DE LA Fm MERCIA - SW DE L'ANGLETERRE, AVEC UNE ZONE MEDIANE AU CENTRE DE LA VEINE (LARMIER ET AL., 2021). E - BPV DE CALCITE AVEC UNE ZONE MEDIANE AU CENTRE ET ZONE FIBREUSE DE PART ET D'AUTRE (ZANELLA ET AL., 2021). F-BPV DE GYPSE DANS LE MUDSTONES DE LA Fm MERCIA – SW ANGLETERRE (MENG ET AL., 2019).....	57
FIGURE 24: CARTE DE REPARATION DES ZONES EN SURPRESSION ET DES BPV DE GYPSE DANS LE MONDE. IL S'AGIT D'UNE COMPILATION DES DONNEES DES TRAVAUX DECRIVANT LES BPV DEPUIS 2013 (COBBOLD ET AL., 2013) JUSQU'A 2022 (MODIFIE D'APRES YASSIR ET ADISS, 2002 ; COBBOLD ET AL., 2013).....	59
FIGURE 25: HISTOGRAMME MONTRANT LA DISTRIBUTION DES BPV DE GYPSE EN FONCTION DES TYPES DES ROCHES ENCAISSANTES. .	60
FIGURE 26: HISTOGRAMME MONTRANT LA DISTRIBUTION DES BPV DE GYPSE EN FONCTION DES TYPES DES ROCHES ENCAISSANTES. .	60
FIGURE 27: HISTOGRAMME MONTRANT LA DISTRIBUTION DE VEINES EN FONCTION DES TYPES DES ROCHES ENCAISSANTES.	61
FIGURE 28 : A. BPV DE GYPSE DANS LES MUDSTONES DE LA Fm. MERCI, SOMERSET, SW ENGLAND (PHILIPP, 2008). B : BPV DE GYPSE DANS BASIN DE PISCO, PEROU (RUSTICHELLI ET AL., 2016). C : PHOTOS TYPIQUES DE BPV DANS LE LIAS, ZMILET HABER, SUD DE LA TUNISIE (AKROUT, 2012). E, F, G&H : PHOTOS TYPIQUE DE BPV DE GYPSE DANS L'ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA, SE DE LA TUNISIE (ABAAB ET AL., 2021 ; ZANELLA, 2021).....	62
FIGURE 29: CARTE DE REPARATION DES ZONES EN SURPRESSION ET DES VEINES DE CALCITE REFERENCES DANS LE MONDE. IL S'AGIT D'UNE COMPILATION DES DONNEES DES TRAVAUX DECRIVANT LES BPV DEPUIS 2013 (COBBOLD ET AL., 2013) JUSQU'A 2021 (MODIFIE D'APRES YASSIR ET ADISS, 2002 ; COBBOLD ET AL., 2013).	63
FIGURE 30: HISTOGRAMME MONTRANT LA DISTRIBUTION DES BPV DE CALCITE EN FONCTION DES TYPES DES ROCHES ENCAISSANTES.	64
FIGURE 31: HISTOGRAMME MONTRANT LA DISTRIBUTION DES BPV DE CALCITE EN FONCTION DES TYPES DE L'AGE DES ROCHES ENCAISSANTES.....	64

FIGURE 32: A : BPV DE CALCITE D DANS LES MUDSTONES DE LA FM. MERCI, SOMERSET, SW ENGLAND (PHILIPP, 2008). B : BPV DE CALCITE (ZANELLA ET., 2015A) C : PHOTOS TYPQUES DE LA DIRECTION DE CROISSANCE DE BPV DE CALCITE (LARMIER, 2021). D : CRISTAUX FIBREUX (BONS AND MONTENARI, 2005). E : BPV DE CALCITE, (VACA MUERTA, BASSINS DE NEUQUEN, ARGENTINE) TROIS GENERATION PEUT ETRE IDENTIFIEE (LARMIER ET AL., 2021). F : BPV DE CALCITE DANS LA FORMATION VACA MUERTA, BASSINS DE NEUQUEN, ARGENTINE (RODRIGUES ET AL., 2009B) PHOTOS TYPQUE DE BPV DE GYPSE DANS L'ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA, SE DE LA TUNISIE (ABAAB ET AL., 2021 ; ZANELLA, 2021). G : BPV DE CALCITE (UKAR ET AL., 2017).....	65
FIGURE 33: CARTE DE REPARATION DES ZONES EN SURPRESSION ET DES BPV DE CALCITE REFERENCES DANS LE MONDE. IL S'AGIT D'UNE COMPILATION DES DONNEES DES TRAVAUX DECRIVANT LES BPV DEPUIS 2013 (COBBOLD ET AL., 2013) JUSQU'A 2021 (MODIFIE D'APRES YASSIR ET ADISS, 2002 ; COBBOLD ET AL., 2013).....	66
FIGURE 34: A : BPV DE CALCITE, SABLES D'OLONNE EN VENDEE (BOUAT ET AL., 2022). B. BPV DE QUARTZ EN ALLEMAGNE (NOTEN ET AL., 2011). B : BPV DE CALCITE (ZANELLA ET., 2015A) C : BPV DE QUARTZ (SEYBLOD ET AL., 2019). D : BPV DE CALCITE, SABLES D'OLONNE EN VENDEE (BOUAT ET AL., 2022). E : BPV DE QUARTZ ET DE PYRITE DANS LA MINE DES SARDS, FRANCE (BOUAT ET AL., 2022).....	67
FIGURE 35: HISTOGRAMME MONTRANT LA DISTRIBUTION DES VEINS DE QUARTZ EN FONCTION DES TYPES DE L'AGE DES ROCHES ENCAISSANTES.....	68
FIGURE 36: HISTOGRAMME MONTRANT LA DISTRIBUTION DES BPV DE QUARTZ EN FONCTION DES TYPES DE L'AGE DES ROCHES ENCAISSANTES.....	68
FIGURE 37: A. B : COUPE VERTICALE DE LA STRUCTURE DOMALE, LES FLECHES ROUGES INDIQUENT LES FAILLES INVERSES MARQUEES PAR DES INCLUSIONS DE SHALES DANS QUI DELIMITENT LES STRUCTURES DOMALES. C & D : STRUCTURE DOMALE PRESENTANT UN LEGER ALLONGEMENT NORD-SUD (UKAR ET AL., 2017).....	79
FIGURE 38: STRUCTURES DOMALES OBSERVEES A LA SURFACE DES DE L'AFFLEUREMENT DE L'ARROYO MULINCHINCO, FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (UKAR ET AL., 2017B). C. MODELE SIMPLIFIE DE LA FORMATION DE CES STRUCTURES DOMALES ENGENDRANT AU STADE TERMINAL UN DEPLACEMENT DE LA ZONE MEDIANE. CETTE ZONE MEDIANE EST RECOUPEE PAR DES FAILLES INVERSES POSTERIEURES A LA CROISSANCE DES FIBRES AVEC UNE NOUVELLE ZONE MEDIANE SE DEVELOPPANT A L'INTERIEUR DE LA STRUCTURE.	80
FIGURE 39: DIAGRAMME MONTRANT LES QUATRE STADES DE DEVELOPPEMENT D'UN BPV. A : LA VEINE S'OUVRE VERTICALEMENT, DE SORTE QUE LES FIBRES SOIENT DROITES LORS DE LEUR CROISSANCE. B : LA VEINE CONTINUE DE S'OUVRIRE. LA CONTRAINTE TECTONIQUE COMPRESSIVE HORIZONTALE DIFFERENTIELLE ENTRE EN JEU DANS LA ROCHE ENCAISSANTE, CE QUI ENTRAINE DES CONTRAINTES DE CISAILLEMENT AUX EPONTES DU BPV ET DEFORME LES FIBRES DE LA GENERATION 2 ; LES ANGLES OBLIQUES DES FIBRES SUIVENT LES DEPLACEMENTS RELATIFS. C : DU AU REGIME COMPRESSIF, UNE FAILLE INVERSE SE FORME AU CENTRE DE LA VEINE, COMPENSANT LES ZONES INTERNES. LES FIBRES OBLIQUES CONTINUENT AU NIVEAU DE LA GENERATION 2. D : LA FAILLE INVERSE COMPENSE LES FIBRES DANS LA GENERATION 2 EN LES DEFORMANT. (MODIFIE D'APRES RODRIGUES ET AL., 2009)...	81
FIGURE 40: A : FAILLE INVERSE RECOUPANT UN BPV DE LA FORMATION VACA MUERTA, ARGENTINE (UKAR ET AL., 2017A). B : BPV EN ECHELON DANS LA FORMATION BOUHEDMA CHAINE NORD DU CHOTTS (ABAAB ET AL., 2021) C : FAILLE INVERSE RECOUPANT UN BPV DE LA FORMATION DE PORTLAND, GROUPE DE CHALK, BASSIN DU WESSEX (ZANELLA ET AL., 2015A). D ET E : FAILLE INVERSE RECOUPANT UN BPV DE LA FORMATION BOUHEDMA, CHAINE NORD DU CHOTTS (ABAAB ET AL., 2021) F : SETS DE MACRO FRACTURES VERTICALES RECOUPANT LES BPV DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (UKAR ET AL., 2017B).....	83
FIGURE 41: A. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DE LA TUNISIE NORD-ORIENTALE. B : LOCALISATION DE ZONE D'ETUDE, LA ZONE D'ETUDE EST SITUEE A LA LIMITE ORIENTALE DE LA CHAINE NORD DES CHOTTS, SE DE LA TUNISIE.....	88
FIGURE 42: CHARTE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES SERIES ALLANT DU CRETACE JUSQU'AU MIO-PLIO-QUATERNAIRE EN TUNISIE. LA CHARTE LITHOSTRATIGRAPHIQUE MONTRE QUE LA FORMATION DE BOUHEDMA EST INTERCALEE ENTRE DEUX PRINCIPAUX DEPOTS DETRITIQUES DU CRETACE INFERIEUR (MODIFIE D'APRES CHKHMA ET., 1990 ; DAMOTTE ET AL., 1990 ; BODINET AL., 2010 ; LI ET AL., 2017 ; MELITI ET AL., 2019).....	89
FIGURE 43: CARTE PALEO GEOGRAPHIQUE DE LA PERIODE HAUTERIVIEN-BARREMIEN EN TUNISIE (PERVINQUIERE, 1903, 1912; BUSSON, 1967, 1972; BUSNARDO AND MEMMI, 1972; MAAMOURI AND SALAJ, 1974; MEMMI ET AL., 1979 ; M'RABET, 1981 ; BUROLLET ET AL., 1983 ; ROUVIER, 1985 ; SAADI, 1990 ; EL OUARTI AND TURKI, 1995 ; BOUAZIZ ET AL., 2002 ; OUAJA ET AL., 2002 ; OULED BAGGA ET AL., 2006 ; MEJRI ET AL., 2006 ; ANDERSSON ET AL., 2008 ; BEN HAJ ALI, 2008 ; BODIN ET AL., 2010 ; WOOD, 2012 ; ELKHAZRI ET AL., 2015 ; LI ET AL. 2017 ; MELITI ET AL., 2019 ; AMAMI ET AL., 2021).....	91

FIGURE 44: COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE DES SERIES MESOZOÏQUE ET CENOZOÏQUE DE LA ZONE D'ETUDE (EN SUB-SURFACE ET EN AFFLEUREMENT, MODIFIE D'APRES GHARBI ET AL., 2013 ET HAJI ET AL., 2020).....	95
FIGURE 45: UNITES STRUCTURALES MAJEURES DE L'ATLAS NORD-AFRICAIN (MASROUHI ET AL., 2019).....	97
FIGURE 46 : ZONATION STRUCTURALE DE LA TUNISIE ; CARTE STRUCTURALE SIMPLIFIEE DU DOMAINE ATLASIQUE TUNISIEN (MODIFIE D'APRES CASTANY, 1951; BUROLLET, 1956; JAUZEIN, 1962-1967; BIELY ET AL., 1974; ZARGOUNI, 1985; TURKI, 1985; BEN AYED, 1986; BEN FERJANI ET AL., 1990; BOUKADI, 1994; BOUAZIZ, 1995; CHIHI, 1995; DLALA, 1995; ZAÏER ET AL., 1998; BOUAZIZ ET AL., 2002; OUALI, 2007).	100
FIGURE 47: COUPE STRUCTURALE SCHEMATIQUE MONTRANT LA CONFIGURATION DE LA MARGE NORD-AFRICAINE ET LES FACIES SEDIMENTAIRES ASSOCIES AU COURS DU JURASSIQUE-CRETACE INFERIEUR (SOUSSI, 2002).....	104
FIGURE 48 : CARTE DE LA TECTONIQUE ACTIVE ET ZONATION SISMOTECTONIQUE DE LA TUNISIE (BEN AYED, 1990).....	108
FIGURE 49 : DIRECTIONS DES RACCOURCISSEMENTS RECONSTRUITES A PARTIR DES DONNEES TECTONIQUES ILLUSTRANT LES PHASES DE SERRAGES TERTIAIRES EN TUNISIE ET ALGERIE ORIENTALE. LES ROSACES REPRESENTENT LE NOMBRE D'OBSERVATIONS PAR RAPPORT A LA DIRECTION (MODIFIEE D'APRES AHMADI, 2006 ; KHALFI ET AL., 2019).....	111
FIGURE 50: LES AFFLEUREMENTS GEOLOGIQUES DANS LA STRUCTURE ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA, CHAÏNE NORD DES CHOTTS, SUD-EST DE LA TUNISIE (MODIFIEE D'APRES BOUKHALFA ET AL., 2015).....	115
FIGURE 51: (A) PROJECTION STEREOGRAPHIQUE DE SURFACE S ₀ POUR DETERMINER L'ORIENTATION DE L'AXE DE PLIS, ET LES FAILLES AFFECTANT LA STRUCTURE ANTICLINALE DE ZEMLET EL-BEIDA. (B) LA SUPERPOSITION DES DEUX ROSACES (FAILLES ET AXE DE PLIS) PERMET DE DEFINIR UNE ET/OU PLUSIEURS PHASES DE COMPRESSION AFFECTANT LA ZONE D'ETUDE. L'AXE DE RACCOURCISSEMENT VARIE DANS LE CADRANT NW-SE.	116
FIGURE 52 : PHOTOGRAPHIE, REPRESENTATIONS STEREOGRAPHIQUES ET INTERPRETATIONS DES FRACTURES MESUREES AU NIVEAU DE CŒUR DE LA STRUCTURE ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA. (A) PHOTO DE PLAN DE FRACTURE ET JOINTS AVEC UN SYSTEME DE FAILLES INVERSES QUI AFFECTE LES SERIES ARGILO-GYPSEUX DE LA FORMATION BOUHEDMA. (B) REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE DES FRACTURES ET DE LA SURFACE S ₀ . (C) PETIT GRABEN AVEC UN REJET DE L'ORDRE DE 20 CM. (D) UN SYSTEME DE FAILLES INVERSES AFFECTANT LES SERIES ARGILO-GYPSEUX DE LA FORMATION BOUHEDMA.....	117
FIGURE 53 : PHOTOGRAPHIE, REPRESENTATIONS STEREOGRAPHIQUES ET INTERPRETATIONS DES FRACTURES MESUREES AU NIVEAU D'OUED KHANGUET AICHA. (A) PHOTO DE PLAN DE FRACTURE ET JOINTS. (B) REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE DES FRACTURES ET DE LA SURFACE S ₀	118
FIGURE 54: PHOTOGRAPHIE, REPRESENTATIONS STEREOGRAPHIQUES ET INTERPRETATIONS DES FRACTURES MESUREES. (A) PHOTO DE PLAN DE FRACTURE ET JOINTS. (B) REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE DES FRACTURES ET DE LA SURFACE S ₀	119
FIGURE 55: PROJECTIONS STEREOGRAPHIQUES DE FAILLES ET JOINTS AU NIVEAU D'OUED KHANGUET AICHA.....	119
FIGURE 56: PHOTOS TYPIQUES DES BPV DANS LA FORMATION BOUHEDMA (HAUTERVIEN-BARREMIEN). (A) BPV DE GYPSE DE 10 CM. (B) 6 CM DE BPV AVEC DES FIBRES INCLINEES ET DES RAMIFICATIONS MILLIMETRIQUES A CENTIMETRIQUE DE PART ET D'AUTRE. (C) FENTES « EN ECHELON » DANS LE BPV DE GYPSE, L'OUVERTURE DE CES STRUCTURES NOUS RENSEIGNE SUR LA DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT. (D) PLUSIEURS NIVEAUX DES BPV AVEC UNE ZONE MEDIANE DANS LA PARTIE CENTRALE DE BPV DE GYPSE.	120
FIGURE 57: (A) CARTE DE LOCALISATION DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUES D'OUED KHANGUET AICHA, LE POINT JAUNE PRESENTE LES NIVEAUX DE BPV ECHANTILLONNES. (B) VUE PANORAMIQUE MONTRANT LA LOCALISATION DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE KHANGUET AICHA.	121
FIGURE 58: (A) DISTRIBUTION DES BPV DANS LA FORMATION BOUHEDMA. (B) & (C) BPV DE GYPSE AVEC UNE ZONE MEDIANE ET ZONE FIBREUSE DEFORMES. (D) BPV DE GYPSES DANS UNE EPAISSE COUCHE DE GYPSE (2.5M), L'EPAISSEUR DE BPV MENTIONNE AU NIVEAU DE LA COUCHE DE GYPSE CORRESPOND A L'EPAISSEUR CUMULATIVE DE TOUS LES NIVEAUX DE BPV CAR C'EST DIFFICILE DE MESUREE SEPAREMENT.	123
FIGURE 59: COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUES D'OUED KHANGUET AICHA, LES EPAISSEUR DE BPV SONT REPRESENTE PAR LES HISTOGRAMME.	124
FIGURE 60: PHOTOS TYPIQUES DES BPV DE GYPSES. A : BPV DE 11 CM AVEC UNE ZONE MEDIANE ET UNE ZONE FIBREUSES DE PART ET D'AUTRE. LA ZONE MEDIANE CONTIENT DE FRAGMENTS DE MUDSTONES DE LA ROCHE ENCAISSANTE AVEC DE FIBRE OBLIQUE. B : UN NIVEAU DE BPV DE 5 CM, DANS CE NIVEAU ON PEUT REMARQUER QUE LA ZONE MEDIANE EST SITUE DANS LA PARTIE BASALE DE LA VEINS, AINSI QUE LES FIBRES SONT OBLIQUES PAR RAPPORT AU PAROIS DE LA VEINS, LES FIBRES SONT INCLINE D'UN ANGLE DE 54° PAR RAPPORT AU PAROIS DE LA VEINS, ON OBSERVE AUSSI QUE CE NIVEAU DES BPV EST AFFECTE PAR UNE FAILLE INVERSE ET COMPORTE AUSSI DE STRUCTURE EN ECHELON. C : PLUSIEURS NIVEAUX DE BPV DISCONTINUE ET ENTRECROISE, L'EPAISSEUR EST VARIABLE (1MM A 20CM). D : UN NIVEAU DE BPV DE 7 CM AVEC DE STRUCTURE EN ECHELON, L'OUVERTURE DE STRUCTURE EN ECHELON DONNE UNE INDICATION SUR LA DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT MAJEURS AU NIVEAU LA ZONE D'ETUDE. ...	125

FIGURE 61: PHOTSTYPIQUES DE BPV DE GYPSES. A : BPV DE 11 CM AVEC UNE ZONE MEDIANE ET UNE ZONE FIBREUSES DE PART ET D'AUTRE. LA ZONE MEDIANE CONTIENT DE FRAGMENTS DE MUDSTONES DE LA ROCHE ENCAISSANTE. B : BPV DE 9 CM, DANS CE NIVEAU ON PEUT REMARQUER QUE LA ZONE MEDIANE EST SITUE DANS LA PARTIE INFERIEUR DE LA VEINS, AINSI QUE LES FIBRES SONT OBLIQUES PAR RAPPORT AU PAROIS DE LA VEINS. C : BPV ASYMETRIQUE DE 6 CM, LES FIBRES SONT LEGEREMENT OBLIQUES PAR RAPPORT AU PAROIS DE LA VEINS ET LA ZONE MEDIANE VERS LA PARTIE INFERIEURE DE LA VEINS. D : PLUSIEURS NIVEAUX DES BPV DISCONTINUE ET ENTRECROISE, L'EPAISSEUR EST VARIABLE (1MM A 20CM). E : BPV DE 10 CM AVEC UNE ZONE MEDIANE VER LA PARTIE SUPERIEURE DE LA VEINS, LE NIVEAU DES BPV CONTIENT DE STRUCTURE EN ECHELON. F : BPV DE 6 CM SANS PRESENCE D'UNE ZONE MEDIANE ET AVEC DE FIBRES SUR TOUTE LA LARGEUR DE LA VEINS.	126
FIGURE 62: A : NIVEAU DE BPV DE 13 CM, AVEC UNE ZONE MEDIANE ET UNE ZONE FIBREUSES DE PART ET D'AUTRE. LA ZONE MEDIANE CONTIENT DE FRAGMENTS DE MUDSTONES DE LA ROCHE ENCAISSANTE ET L'ORIENTATION DE FIBRE DE BPV REFLET LA DIRECTION D'OUVERTURE DE LA VEINE. B : VEINS OBLIQUE D'UNE EPAISSEUR MILLIMETRIQUE A CENTIMETRIQUE ENTRE DEUX NIVEAUX DE BPV ADJACENTE. C & D : LE STRUCTURE EN ECHELON SONT SOUVENT OBSERVE DANS LA STRUCTURE ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA, L'OUVERTURE DE CES FENTES DONNE UNE INDICATION SUR LA DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT MAXIMALE AFFECTANT L'AFFLEUREMENT ETUDIEE. E : FAILLE INVERSE AFFECTANT LE BPV. F : DANS L'UNITE II DE LA FORMATION BOUHEDMA OU LA LITHOLOGIE DEVIENT DE PLUS EN PLUS SABLO-ARGILEUX DES VEINS OBLIQUE DE DIRECTION N100 A N110 SONT OBSERVE.	128
FIGURE 63 : A : PHOTOGRAPHIE DE LA CHARNIERE DE L'ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA AVEC UN SYSTEMES DES FAILLES NORMALE, CARACTERISTIQUES TECTONIQUES TYPIQUE DE L'INTRADOS D'UN STRUCTURE ANTICLINALE. ON OBSERVE AUSSI DANS LA FIGURE 53A L'EFFET DE LA CIRCULATION DE FLUIDES EN SURPRESSION DANS LES ARGILES DE LA FORMATION BOUHEDMA ET UNE FAILLE NORMALE D'UN REJET DE 2 M. B : MICRO-GRABEN AVEC UN REJET DE 20 CM MONTRANT DES STRIES APITCH FORT.	129
FIGURE 64: (A) PHOTOGRAPHIE D'AFFLEUREMENT AU SEIN DE LA FORMATION BOUHEDMA ILLUSTRE BIEN LES FRACTURES HYDRAULIQUES. (B) & (C) (S0) : PLAN DE STRATIFICATION, (F1) & (F2) : SYSTEME CONJUGUE DE DEUX FAMILLES DE JOINTS A CISAILLEMENT SIMPLE, LA PROJECTION STEREOGRAPHIQUE DE 20 MESURES EFFECTUEE INDIQUANT UNE DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT NE-SW.	130
FIGURE 65: FIGURE MONTRE LA DISTRIBUTION DE BPV DE GYPSE EN FONCTION DE LEUR EMPLACEMENT DANS LE SEDIMENTS DE LA FORMATION BOUHEDMA. (i) BPV DANS LES MUDSTONES, (ii) BPV DANS LES GYPSES ET LES BPV A L'INTERFACE MUDSTONES / GYPSE.	132
FIGURE 66: (A) PROJECTION STEREOGRAPHIQUE DE L'ORIENTATION DES FIBRES DES BPV. (B) PROJECTION STEREOGRAPHIQUE DE FAILLES ET JOINTS. (C) & (D) IMAGE SATELLITAIRE MONTRANT LA LOCALISATION DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUES EL LES STATIONS DE MESURE. (D) CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA REGION ETUDIEE.	135
FIGURE 67: IMAGE SATELLITAIRE MONTRANT LA LOCALISATION DE LA COUPE D'OUED KHANGUET AICHA, 5 NIVEAU DES BPV ONT ETE CARTOGRAPHIES.	136
FIGURE 68: (A) CARTE DE LOCALISATION DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE KHANGUET AMOR, LE POINT JAUNE PRESENTE LES NIVEAUX DES BPV ECHANTILLONNES. (B) VUE PANORAMIQUE MONTRANT LA LOCALISATION DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE KHANGUET AMOR.	137
FIGURE 69: (A) PHOTOGRAPHIE, REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE ET INTERPRETATION DES FRACTURES MESUREES SUR L'AFFLEUREMENT CARBONATE DE LA FORMATION BOUHEDMA. (B) REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE DES FRACTURES ET DE LA SURFACE STRUCTURALE S0 ET INTERPRETATION DE LA DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT.	138
FIGURE 70: PHOTOGRAPHIE, REPRESENTATIONS STEREOGRAPHIQUES ET INTERPRETATIONS DES FRACTURES MESUREES AU NIVEAU DE KHANGUET AMOR. (A) PHOTO DE PLAN D'UNE FRACTURE ET DES JOINTS. (B) REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE DES FRACTURES ET DE SURFACE S0.	139
FIGURE 71: PROJECTIONS STEREOGRAPHIQUES DE FAILLES ET JOINTS AU NIVEAU D'OUED KHANGUET AICHA.	139
FIGURE 72: (A) PHOTO DE FENTE DE TENSION ET DES MICROFAILLES INVERSE AU NIVEAU DU CALCAIRE DE LA FORMATION BOUHEDMA, FLANC SUD DE L'ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA. (B) CROQUIS DE FENTES DE TENSION ET DE MICROFAILLE MONTRANT UNE DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT NW-SE.	140
FIGURE 73: DISTRIBUTION DE BPV DANS LA FORMATION BOUHEDMA, COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUES D'OUED KHANGUET AMOR. (A) UN NIVEAU DE BPV QUI OCCUPE LA PARTIE CENTRALE DE COUCHE D'ARGILE (2.5CM) ET SUR UNE LONGUEUR QUI DEPASSE LE 10 METRE. (B) UN NIVEAU DE BPV SANS UNE ZONE MEDIANE AVEC DE FIBRE FORTEMENT DEFORME DANS LA PARTIE SUPERIEURE DE LA VEINS ET DE VEINS LEGEREMENT DEFORME DANS LA PARTIE INFERIEURE. (C) UN NIVEAU DE BPV A L'INTERFACE ARGILE/GYPSE AVEC UNE DONT L'EPAISSEUR EGALE A 8 CM ET AVEC UNE LONGUEUR QUI DEPASSE LE 10 METRE. (D) PLUSIEURS NIVEAU DE BPV DISCONTINUE ET AVEC UNE EPAISSEUR MILLIMETRIQUE A CENTIMETRIQUES.	142

FIGURE 74 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUES D'OUED KHANGUET AMOR, LES EPAISSEUR DE BPV SONT REPRESENTE PAR LES HISTOGRAMME.	146
FIGURE 75: (A) PROJECTION STEREOGRAPHIQUES DE L'ORIENTATION DE FIBRE DE BPV. (B) PROJECTION STEREOGRAPHIQUE DE FAILLES ET JOINTS. (C) & (D) IMAGE SATELLITAIRE MONTRANT LA LOCALISATION DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUES EL LES STATIONS DE MESURE.	147
FIGURE 76: (A) CARTE DE LOCALISATION DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE LE LONG D'OUED KHANGUET AICHA, LES POINTS JAUNES SONT LE NIVEAU DE BPV ECHANTILLONNEE. (B) VUE PANORAMIQUE DU FLANC SUD DE L'ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA.	148
FIGURE 77: (A) & (B) PHOTOGRAPHIE ET REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUES DES FRACTURES MEASUREES SUR L'AFFLEUREMENT CARBONATE DE LA FORMATION BOUHEDMA.	149
FIGURE 78: (A) PHOTO TYPIQUE DE BPV DANS L'ALTERNANCE ARGILE-GYPSEUX DE LA FORMATION BOUHEDMA. (B) PLUSIEURS NIVEAUX DE BPV DISCONTINUE DANS LE COUCHE DE GYPSE. (C) DEUX NIVEAU DE BPV A L'INTERFACE ARGILE/GYPSE.	150
FIGURE 79: COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE D'OUED KHANGUET TELMAM, LES EPAISSEURS DE BPV SONT REPRESENTEES PAR LES HISTOGRAMMES.	157
FIGURE 80: PHOTOS TYPIQUE DE VEINS DE GYPSE OBSERVE UN NIVEAU DE OUED TELMAM. (A) DE VEINS OBLIQUE DONNANT UNE FORME SIGMOÏDALE QUI REFLET LA DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT AFFECTANT LA ROCHE ENCAISSANT QUI EST A L'ORIGINE DE DEFORMATION DE VEINS DE GYPSE. (B) ALTERNANCE D'ARGILE ET GYPSE DE LA FORMATION BOUHEDMA, ON OBSERVE QUE LE NIVEAU CONTINUE SONT AU NIVEAU DE ARGILES ET LES NIVEAU DISCONTINUE SONT AU NIVEAU DE GYPSE. (C) DE FORME EN ECHELON AU NIVEAU DE BPV AVEC DE FRAGMENT DE LA ROCHE ENCAISSANTE. (D) DEUX VEINS SUBHORIZONTALE QUI SONT LIE PAR UNE VEINS OBLIQUE.	159
FIGURE 81 : (A) STRUCTURE DE L'ANTICLINAL MONTRANT LA RELATION ENTRE L'OUVERTURE DE LA BPV, LA DEFORMATION ET LA FORMATION DE LA STRUCTURE SIGMOÏDE ET EN ECHELON. (B ET C) LE BPV CONTIENT DES FAILLES DE CHEVAUCHEMENT DANS LE FLANC SUD DE LA STRUCTURE ANTICLINALE. (D) BPV AVEC UNE FORME SIGMOÏDALE DANS LE FLANC NORD DE LA STRUCTURE ANTICLINALE INDIQUANT LA DIRECTION DU RACCOURCISSEMENT (E) LE BPV A TENDANCE A ETRE LEGEREMENT EN ECHELON, AVEC DES POINTES SIGMOÏDALES FOURNISSANT DES PREUVES DE LIAISON.	161
FIGURE 82: METHODOLOGIE DE TRAVAIL POUR LA RECONSTRUCTION D'UN MODELE 3D D'UN AFFLEUREMENT GEOLOGIQUE.	164
FIGURE 83: A : ALIGNEMENT DES PHOTOS QUI PERMET DE CALIBRER LE MODELE A L'ETAT INITIAL ET DE DETERMINER LA CORRELATION ENTRE L'IMAGE ET LE LOT DES PHOTOS. B & C : NUAGE DE POINTS DENSE, CETTE L'ETAPE SUIVANTE PERMET DE CONSTRUIRE LE NUAGE DES POINTS DENSES, LE NUAGE FINAL SUR LEQUEL LE TRAVAIL DOIT SE COMPLETER AFIN D'OBTENIR UN MAILLAGE ET UNE TEXTURE. D, E & F : GENERATION DU MAILLAGE ET TEXTURE QUI PERMET DE GENERER UN MAILLAGE TRIANGULAIRE QUI VA RELIER LES POINTS ENTRE EUX AFIN DE FOURNIR UN MODELE PLEIN.	166
FIGURE 84: L'AFFLEUREMENT DU SITE A MODELISER DANS LE CANYON DE OUED KHANGUET AMOR, CHAINE NORD DES CHOTTS, SUD-EST DE LA TUNISIE.	167
FIGURE 85: PHOTOGRAPHIES DE LA DISTRIBUTION DES BPV DANS LA FORMATION DE BOUHEDMA (A) VEINES CONTINUES PARALLELES AU LITAGE DANS LA FORMATION DE BOUHEDMA. (B) VEINES DISCONTINUES DANS LES COUCHES DE GYPSE. (C) RESEAU TRES DENSE DU VBP DANS LES COUCHES DE GYPSE. (D) EXEMPLE DE VBP CONTINUE DEVELOPPEE AU SEIN DE MUDSTONES. G1 : PREMIERE GENERATION & G2 : DEUXIEME GENERATION. LES LIGNES ROUGES MARQUENT LES LIMITES ENTRE LES DEUX GENERATIONS. (E) BPV CONTINU DANS UNE COUCHE DE GYPSE. (F) RESEAU DENSE DE VEINES DE FIBRES DE GYPSE.	170
FIGURE 86 : LES EVIDENCE DE RACCOURCISSEMENT DANS LE BPV. (A) FAILLE INVERSE AFFECTANT LE NIVEAU DE BPV AU NIVEAU DU FLANC SUD DE LA STRUCTURE ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA. (B) FAILLE INVERSE AFFECTANT NIVEAU DE BPV AU NIVEAU DU FLANC NORD DE LA STRUCTURE ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA. (C) STRUCTURE EN ECHELON ENREGISTREE AU NIVEAU DU FLANC NORD DE LA STRUCTURE ANTICLINALE INDIQUANT UNE DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT NW-SE. (D) STRUCTURE EN ECHELON ENREGISTREE AU NIVEAU DU FLANC SUD DE LA STRUCTURE ANTICLINALE INDIQUANT UNE DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT NW-SE. (E) & (F) NIVEAUX DE BPV PLISSES ; EXEMPLES TYPES DE L'EFFET DE LA CONTRAINTE COMPRESSIVE LATERALE.	173
FIGURE 87 : SYNTHESE DES RESULTATS DES PROJECTIONS STEREOGRAPHIQUES DES FAILLES ET JOINTS RENCONTRES LE LONG DE COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE EFFECTUEE DANS LA STRUCTURE ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA.	174
FIGURE 88 : SYNTHESE DES RESULTATS DES PROJECTIONS STEREOGRAPHIQUES DE L'ORIENTATION DES FIBRES GYPSEUSES RENCONTREES LE LONG DE COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE EFFECTUEE DANS LA STRUCTURE ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA.	175
FIGURE 89: MODELE SYNTHETIQUE DE LA GENERATION DE BPV DANS LA ZONE D'ETUDE. 1. STADE INITIAL DU DEPOT DE FM. BOUHEDMA. 2. L'ENFOUISSEMENT AVANT LA PHASE COMPRESSIVE MIOCENE : GENERATION DE BPV CONTINUS ET DISCONTINUE, AVEC DES FIBRES DROITES ET NON DEFORMEES A L'INTERIEUR DU MUDSTONES OU A L'INTERFACE GYPSE	

/MUDSTONES 3. RACCOURCISSEMENT PENDANT LA PHASE COMPRESSIVE MIOCENE : GENERATION DE VBP AVEC DES FIBRES « EN ECHELON » FRACTURES REMPLIES, PLIS ET FAILLES. 4. RACCOURCISSEMENT PENDANT LA PHASE POST-VILLAFRANCHIEN : GENERATION DE VBP AVEC DES FIBRES SIGMOÏDALES ET DES FRACTURES OBLIQUES REMPLIES QUI RECOUPENT LE PREMIER STADE. 178

- FIGURE 90: CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES DES VEINES DU GYPSE FIBREUX. (A) BPV DE GYPSE PARALLELES A LA STRATE DE COUCHE. LES FIBRES DU BPV DE GYPSE SONT RECTILIGNES ET INCLINEES PAR RAPPORT AUX PAROIS DE LA VEINE. (B) ZONES MEDIANES DES BPV DU GYPSE FIBREUX. (C) UN NIVEAU DE BPV DE 18 CM QUI COMPORTENT DEUX GENERATIONS DE CRISTALLISATION SEPEEES PAR LA LIGNE BLACHE. (D) BPV DU GYPSE AVEC DES FIBRES VERTICALES FORTEMENT INCLINE DE 23° PAR RAPPORT A LA PAROI DE LA VEINE, AVEC L'ABSENCE DE LA ZONE MEDIANE ET DES FIBRES SUR TOUTE LA BPV DU GYPSE. . 168
- FIGURE 91 : (A) BPV DE GYPSE SYMETRIQUE AVEC UNE ZONE MEDIANE ET DES FIBRES QUI PRESENTENT UNE FORME SIGMOÏDALE. (B) BPV DE GYPSE AVEC DES FIBRES PERPENDICULAIRES AUX PAROIS DE LA VEINE, EN ABSENCE DE LA ZONE MEDIANE. (C) ZONE MEDIANE DES VEINES FIBREUSES, CONSTITUEE DE CRISTAUX EN BLOCS ET DE MULTIPLES FRAGMENTS DE ROCHE HOTE. LES FIBRES DE GYPSE PRESENTENT DES LIMITES DROITES ET LISSES EN LUMIERE POLARISEE. (D) BPV MONTRANT UNE ZONE MEDIANE ET UNE ZONE FIBREUSE, AVEC DES FRAGMENTS DE LA ROCHE ENCAISSANTE AU NIVEAU DE LA ZONE MEDIANE ET ENTRE LES FIBRES. ... 169
- FIGURE 92: CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES DES BPV. (A) BPV DE GYPSE, LES FIBRES DE GYPSE SONT FORTEMENT INCLINEES PAR RAPPORT AUX PAROIS DE LA VEINE. NOTEZ QUE LA ZONE MEDIANE SE TROUVE AU CENTRE DE LA VEINE. (B) BPV DE GYPSE FIBREUSES DANS UN BAQUET DE GYPSE (1M). (C) ZONE MEDIANE D'UNE VEINE FIBREUSE DE GYPSE D'UNE CERTAINE LARGEUR. LES FIBRES PRESENTENT UNE FORME INCURVEE AVEC UNE PLONGEE ACCRUE VERS LA PAROI DE LA VEINE. (D) VEINES DE GYPSE FIBREUSES MONTRANT LA ZONE MEDIANE ET LA ZONE FIBREUSE. LES CRISTAUX DANS LA ZONE MEDIANE MONTRENT UNE DISTRIBUTION ORIENTEE ET LES FIBRES DE GYPSE SONT COURBEES, NOTEZ QUE LA BANDE D'INCLUSION DE LA ROCHE HOTE EST PARALLELE A L'INTERFACE ENTRE LA ZONE MEDIANE ET LA ZONE FIBREUSE. (E) ZONE MEDIANE DES VEINES FIBREUSES DE GYPSE, CONSTITUEE DE CRISTAUX EN BLOCS ET DE MULTIPLES FRAGMENTS DE ROCHE ENCAISSANTE (F) CHEVAUCHEMENT DE LA ZONE MEDIANE DANS UNE BPV DE GYPSE FIBREUSE INDIVIDUELLE. 171
- FIGURE 93: CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUE DE BPV DE GYPSE. (A) & (B) BPV DANS UN BANC DE GYPSE. (C) & (D) OBSERVATION PETROGRAPHIQUE EN LPA AND LPNA DE BPV DE GYPSE, NOTONS QUE LE BPV EST SANS UNE ZONE MEDIANE. (E) & (F) LE BPV EST COMPOSEE ESSENTIELLEMENT DE GYPSE ET UN FAIBLE POURCENTAGE D'ANHYDRITE. (G) & (H) VEINS OBLIQUE RELIANT LE BPV LA ROCHE ENCAISSANTE. 172
- FIGURE 94 : CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUE BPV DE GYPSE EN LUMIERE NATURELLE ET EN LUMIERE POLARISEE ANALYSE, LES ECHANTILLONS SELECTION AU NIVEAU DU FLANC SUD DE L'ANTICLINAL DE ZEMLET EL BEIDHA. (A) & (B) BPV DE GYPSE AVEC DES FIBRES SIGMOÏDES ET DES INCLUIONS DE FRAGMENTS DE LA ROCHE ENCAISSANTE AU NIVEAU DE LA ZONE MEDIANE ET LA ZONE FIBREUSE. (C) & (D) PHOTO DE BPV DE GYPSE ASYMETRIQUE AVEC LA ZONE MEDIANE VERS LA PARTIE BASALE DE LA VEINE, LES FIBRES SONT LEGEREMENT OBLIQUES PAR RAPPORT A LA PAROI DE LA VEINS. (E) & (F) PHOTO TYPIQUE DE BPV DE GYPSE SANS ZONE MEDIANE AVEC DE FIBRES DE GYPSE SUR TOUTES LA VEINS. (G) & (H) PHOTO DE BPV DE GYPSE ASYMETRIQUE AVEC LA ZONE MEDIANE VERS LA PARTIE SOMMITALE DE LA VEINE, LES FIBRES SONT LEGEREMENT OBLIQUES PAR RAPPORT A LA PAROI DE LA VEINS AVEC L'INCLUSION DE FRAGMENT DE MUDSTONES DANS LA ZONE MEDIANE. 174
- FIGURE 95: CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUE BPV DE GYPSE EN LUMIERE NATURELLE (LN) ET EN LUMIERE POLARISEE ANALYSEE (LPA), LES ECHANTILLONS SELECTION AU NIVEAU DU FLANC NORD DE L'ANTICLINAL DE ZEMLET EL BEIDHA. (A) & (B) PHOTO TYPIQUE DE BPV SYMETRIQUES AVEC UNE ZONE MEDIANE AU CENTRE DE LA VEINE ET ZONE FIBREUSE DE PART ET D'AUTRE DE LA ZONE MEDIANE. (C) & (D) PHOTO DE BPV DE GYPSE ASYMETRIQUE, LES FIBRES SONT LEGEREMENT OBLIQUES PAR RAPPORT A LA PAROI DE LA VEINE, MONTRANT DEUX ZONES DE DEFORMATION (ZONE 1 ET ZONE 2). (E) & (F) PHOTO DE BPV DE GYPSE ASYMETRIQUE, LES FIBRES SONT LEGEREMENT OBLIQUES PAR RAPPORT A LA PAROI DE LA VEINE, MONTRANT 4 ZONE DE DEFORMATION (ZONE 1 A ZONE 2). (G) & (H) PHOTO DE BPV DE GYPSE ASYMETRIQUE AVEC LA ZONE MEDIANE VERS LA PARTIE SOMMITALE DE LA VEINS, LES FIBRES SONT LEGEREMENT OBLIQUES PAR RAPPORT A LA PAROI DE LA VEINS AVEC L'INCLUSION DE FRAGMENT DE MUDSTONES DANS LA ZONE MEDIANE. 175
- FIGURE 96: ANALYSES MICROSCOPIQUES DE LA COMPOSITION DES BPV DE LA FORMATION BOUHEDMA, AU NIVEAU DE LA ZONE FIBREUSE, QUI MONTRENT QUE LES VEINES SONT COMPOSEES ESSENTIELLEMENT DU GYPSE 100%. **ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.**
- FIGURE 97: ANALYSES MICROSCOPIQUES DE LA COMPOSITION DES BPV DE LA FORMATION BOUHEDMA. LES TROIS SPECTRES REPRESENTENT LA COMPOSITION DE BPV DE GYPSE AU NIVEAU DE LA ZONE MEDIANE. ON OBSERVE QUE LES VEINES ANALYSEES SOUS MEB SONT FORMEES 177

Liste des Tableaux

TABLEAU 1: EXPANSION METRIQUE DES NIVEAUS DES BPV AU NIVEAU DE OUED KHANGUET AICHA.	131
TABLEAU 2: TABLEAU SYNTHETIQUES DES ECHANTILLONS DE BPV AU NIVEAU DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUES D'OUED KHANGUET AICHA.	134
TABLEAU 3: LES MESURES DU TERRAIN EFFECTUEES POUR CARACTERISER LA FRACTURATION HYDRAULIQUE NATURELLE AU NIVEAU DE L'AFFLEUREMENT A MODELISER (CANYON DE OUED KHANGUET AMOR, ANTICLINALE DE ZEMLET EL BEIDHA, CHAINE NORD DES CHOTTS, SE DE LA TUNISIE).....	165
TABLEAU 4 : LOCALISATION DE VEINS DE GYPSE DANS LE MONDE ENTIER. IL S'AGIT D'UNE SYNTHESE DE TRAVAUX ANTERIEURS ENTRE 2013 ET 2021.....	206
TABLEAU 5: LOCALISATION DE BPV DE CALCITE DANS LE MONDE ENTIER. IL S'AGIT D'UNE COMPILATION DE TRAVAUX ANTERIEURS ENTRE 2013 ET 2021.....	209
TABLEAU 6: LOCALISATION DE BPV DE QUARTZ DANS LE MONDE ENTIER. IL S'AGIT D'UNE COMPILATION DE TRAVAUX ANTERIEURS ENTRE 2013 ET 2021.....	217

Liste des abréviations

P	Pression de fluides
ρ	Masse volumique de l'eau ou des roches
g	Accélération gravitaire
Z	profondeur
S_v	contrainte tectonique verticale
S_h	contrainte tectonique horizontale
S_H	contrainte horizontale majeure
P_n	pression normale du fluide
P_f	pression de fluide
P_h	pression hydrostatique
σ'	Tenseur des contraintes effectives
σ	Tenseur des contraintes totales
I_d	Matrice identitaire
τ	contraintes cisailantes totales
τ'	contraintes cisailantes effectives
S₁	Contrainte maximale
S₂	Contrainte intermédiaire
S₃	Contrainte minimale
ϕ	Angle de frottement
C	Cohésion de la roche
μ	<i>Coefficient de frottement</i>
S_n	<i>Contraint normale au plan</i>
T	<i>résistance à la traction</i>
<i>t_f</i>	<i>force de cisaillement limite</i>
BPV	bedding-parallel veins

Liste des équations

Equation 1.....	14
Equation 2.....	15
Equation 3.....	15
Equation 4.....	16
Equation 5	17
Equation 6	17
Equation 7	18
Equation 8.....	18
Equation 9	19
Equation 10	24
Equation 11	47

Avant-Propos

Le sujet de thèse intitulé « *Étude de la surpression des fluides et de la fracturation : Apport à l'étude des réservoirs et à la compréhension de la déformation tectonique dans les bassins à intérêt pétrolier en Tunisie* » est entrepris en cotutelle entre Laboratoire de Géosciences - LPG (Université Le Mans) et Laboratoire de Recherche LR3G « Géosystèmes, Géoressources et Géoenvironnements » (Université de Gabès) (LR21ES05). Cette thèse en cotutelle n'est rendue possible que grâce à une bourse attribuée par le Gouvernement Français « bourse partenarial », Cinq mois de bourse d'alternance de l'école doctorale de l'Université de Gabès. Les différentes missions de terrain, effectuées au cours de cette thèse, ont été financées par un complément de bourse du laboratoire de géosciences le Mans université. La rédaction et la conception de ce mémoire que je présente aujourd'hui marquent une étape située à mi-chemin de l'itinéraire scientifique que je suis venu parcourir au Laboratoire de Géosciences à le Mans Université – France.

Ce travail n'aurait pas pu être réalisé sans le soutien et l'aide de nombreuses personnes auxquelles je tiens à exprimer toute ma gratitude et mes remerciements les plus chaleureux.

Toute ma reconnaissance va à Monsieur **Mabrouk MONTACER**, Professeur à la Faculté de Sciences de Gabès, pour avoir accepté de diriger ma Thèse, en dépit de ses lourdes charges. Son encouragement et sa vision critique constructive et surtout sa patience m'ont été très précieux pour la structuration de ce travail et pour l'amélioration de la qualité des différents chapitres de ce rapport. Les résultats présentés dans ce travail de recherche sont le témoignage de sa confiance et de l'intérêt qu'il a toujours su porter à la solidité de ma formation et aux perspectives professionnelles que cela devrait ouvrir.

Mes sincères remerciements s'adressent à mon directeur de thèse Monsieur **Alain ZANELLA**, Maître de Conférences –HDR et directeur de Laboratoire de Géosciences à l'Université de Mans. Il n'a pas cessé de me conseiller et de m'orienter. Il était là à chaque fois que j'avais des difficultés, en dépit de ses lourdes charges et ses engagements professionnels et familiaux. Je veux lui une particulière reconnaissance pour l'intérêt bienveillant qu'il a accordé à mon travail, pour la rigueur du travail de réflexion qu'il m'a inculquée et pour la confiance qu'il m'a témoignée. Je lui suis très reconnaissant pour son aide inestimable et ça

m'a fait l'honneur de profiter de son expérience. Je vous remercie, Monsieur Alain, pour le partage de vos connaissances sur le terrain, votre sens critique et vos réflexions scientifiques pertinentes. L'étendue de ses connaissances sur le sujet et son sens de la discussion scientifique m'ont été d'un apport capital pour la rédaction et la réalisation de ce travail. Je vous remercie encore énormément pour son attitude bienveillante à mon égard, pour sa confiance, son soutien moral, pour sa disponibilité et ses qualités d'écoute. Qu'il trouve dans ces lignes mes sentiments de respect et de gratitude... « Merci Cher Alain ».

Je voudrais, également, remercier très chaleureusement Monsieur **Régis MOURGUES**, Professeur à l'Université de Mans, pour avoir accepté l'encadrement scientifique de ma thèse. Je le remercie aussi pour l'excellent accueil que j'ai reçu lors de mon séjour au sein de son laboratoire ainsi que pour la qualité de l'encadrement que j'ai eu sur place durant ce parcours.

Au terme de ce travail, je tiens également à remercier Monsieur **Dhaou AKROUT**, Maître-assistant à l'Institut Supérieurs Polytechnique de Nouakchott mon co-directeur. Je tiens à le remercier de la liberté d'action qu'il m'a donnée à chaque étape de cette thèse tout en y gardant un œil critique et avisé. Sa manière à la remise en question et sa rigueur au travail m'ont été d'une aide précieuse. Il a toujours su écouter, comprendre et tolérer. Il a toujours montré de l'intérêt pour mon effort et a répondu à mes sollicitations lorsque le besoin s'en faisait sentir. Qu'il reçoit ici l'expression de mes remerciements les plus chaleureux.

Je remercie Monsieur **Mohamed Faouzi ZAGRARNI**, Professeur à l'Instituts Supérieur de Sciences et Techniques des Eaux de Gabès, pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de présider le jury de cette thèse, malgré ses multiples occupations.

Je remercie Monsieur **Jamel Abdennaceur OUALI**, Professeur à l'Université de Sfax et Madame **Julia Fiona Wells Gale**, Senior Research Scientist, au Bureau of Economic Geology, qui m'ont fait l'honneur d'accepter la lourde tâche de rapporter mon travail. Mes remerciements vont aussi à Monsieur **François ROURE**, Professeur à l'Institut Française du Pétrole, qui a accepté d'être l'examineur de ma thèse. Chers professeurs, j'ai eu l'honneur toujours de discuter avec vous et voilà une nouvelle opportunité au bout duquel je serais fier que vous allez évaluer mes compétences par cette thèse de doctorat.

Ce travail de recherche, je l'ai effectué entre le Laboratoire de recherche **LR3G** et le laboratoire de Géosciences à le Mans Université - **LPG**. J'y ai toujours trouvé une atmosphère familiale et une aide de la part des personnes qui y travaillent :

Christelle, en plus de la préparation des lames minces qu'elle a effectuée, elle a toujours conservé sa bonne humeur et elle a supporté tous les caprices que je lui faisais subir avec les autres thésards ;

David, qui m'a aidé lors de mes premiers pas à la caractérisation des matériaux analogues et dans la partie de la photogrammétrie au cours de mon séjour de recherche au Mans. Il m'a bien écouté et il n'a cessé de me donner des conseils lors de la discussion des résultats, Merci DAVID !!

Je ne veux surtout pas oublier **Paul, Edouard, Valeri** qui m'ont offert leurs plus beaux sourires pendant toutes ces années dans les couloirs du laboratoire. Un grand merci à **Paul** qui, toujours avec enthousiasme, m'a fait partager son savoir et a contribué très activement au bon déroulement de cette thèse pendant ces trois années.

Je tiens à adresser mes remerciements à tous les chercheurs du laboratoire de « Géosciences » à savoir, **Edouard, Caroline, Loïc, Mustafa, Jean, Céline, Salomé**, ... pour la qualité de leur accueil et des conditions idéales pour réaliser le travail de ma thèse.

Je remercie vivement à Monsieur **Riadh AHMADI**, maître-assistant à l'E. N. I. Sfax, pour la consistance de ses apports scientifiques et l'efficacité de son appui moral. C'est à cette occasion, que je tiens à leur adresser mes remerciements les plus respectueux.

Mes vifs remerciements s'adressent à Monsieur **Noureddine HAMD**. Je tiens à lui adresser un remerciement spécial pour tous ces aides, son soutien et ses encouragements continus, J'ai particulièrement apprécié son écoute lors des innombrables réunions de discussion qui ont été très utiles à la maturation de mes idées. Ses conseils, ses encouragements et sa complicité m'ont rendue les tâches plus faciles.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude et mes remerciements à **Mlle Houda BESSER**, Enseignante à l'Institut Supérieur de Sciences et Techniques de Eaux de Gabès, pour son soutien infailible et ses remarques constructives. Qu'elle trouve ici l'expression de ma

reconnaissance pour l'amitié qu'elle m'a constamment prodiguée. Vos paroles m'ont souvent redonné le moral. Je le remercie pour ses conseils systématiques, ses grands efforts, son soutien et ses encouragements à chaque fois que j'en avais besoin. Ton amitié est irremplaçable.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude et mes remerciements à mes chers enseignants du Département de Géologie de la FSG et L'ISSTEG, à mes collègues géologues, qui m'ont accompagné, soutenu ou aidé avec leurs discussions fructueuses. Je remercie en particulière Mr. **Abdelhakim BOUJILA**, Mr. **Salah MAHMOUDI**, Mr. **Mohammed Sadok BEN SALEM**, Mr. **Kamel BOUKHALFA**, Mr **Amara MASROUHI**, Mr **Mohammed OUAJ**, Mme **Besma MARDASSI**, Mr **Kahlil LAZAAR**, Mme **Soulef AMAMRIA**, Mme **Amna KHILA**, Mr. **Mahmoud KHELIFI**, Mr. **Chaouki KHALFI**, Mr. **Yahiya MOUMNI**, Mr. **Nabil Khorchani**, Mr. **Haytham MSADDAK**, Mr **Mourad BOUZAYENI**, Mlle **Houda OUEIEMI**, Mlle **Kawther BEN MOUSSA**, qui m'ont toujours apporté leur conseils, leur aides, leur soutiens moral et pour nos discussions constructives durant ce travail de recherche.

Je tiens à remercier avec honneur mes amis et collègues qui m'ont aidé au cours des investigations de terrain : **Abdelbacet TOUNEKTI**, **Bilel ABDELKARIM** et **Mabrouk KRIMI**, qui m'ont aidé et accompagné dans l'échantillonnage et l'analyse de la fracturation. Sans oublier aussi **Mounir**, **Youssef**, **Yacine**, **Yassine**, **Josef**, **Slim**, **Saguir**, **Ridha**, **Ramzi**, **Ali Kachira**, **Ali Bouzid**, **Dalila**, **Ghalia**, **Warda**, **Tahani**, **Imen**, **Chadlia**, **Nejia**, **Marwa**, je leur adresse mes vifs remerciements pour leurs aides et encouragements inoubliables.

Mes vifs remerciements vont également à Monsieur **Sadok HAMD**I, Gérant de la société HAMD I FRERE, pour son accueil chaleureux à chaque fois que j'ai sollicité ses conseils ainsi que pour son soutien paternel et sa disponibilité malgré ses innombrables obligations. A travers la personne de Monsieur Sadok, je tiens à adresser mes remerciements à tous les amis et le personnel du la Société HAMD I FRERE à savoir **Ali**, **Zakaria**, **Hassan**, **Walid**, **Houssine** et **Abdelamjid JEMAA**... pour la qualité de leur accueil et leurs soutient le long de ma thèse.

J'ai apprécié particulièrement la disponibilité et les encouragements de ma Famille, parmi eux, je veux remercier mes cousins, à Drancy : **Beya**, **Khaled**, **Sofien**, **Lamjed**, **Lazhar**,

Imen, Chawki, Zied, Kamel, pour leur soutien, leur hospitalité et leur encouragement. Ensuite je m'adresse à remercier la Famille **JRAD**, pour son soutien et ses encouragements durant tous mes séjours au Mans, Merci beaucoup !

Et finalement je tiens à remercier la famille **JARRAY**, ma Mère, mon Père, et mes Frères, **Jamila, Habib, Mohamed, Hamza, Ridha, Rayen et le chef Ayoub**, qui ont tous montré une attention plus grande que la mienne au bon déroulement de ce travail. Ce travail n'aurait pas vu le jour sans leurs sacrifices continus. C'est à ma mère, mon père et mes frères, pour avoir cimenté ma vie dans un douillet cocon familial fait d'amour, de bravoure et de zèle au travail.

Nabil ABAAB

Abstract

The study of fluid overpressure and natural hydraulic fracturing in different sedimentary basins can provide information on the mechanisms that cause fluid overpressure as well as understanding the overpressured system. In recent years, interest in these phenomena has increased significantly, particularly under the influence of oil companies exploiting unconventional resources at the heart of current energy problems. One of the objectives of the work proposed in this paper will also be to characterize the microscopic and macroscopic deformation related to folding in order to determine a realistic kinematic and mechanical scenario to explain the evolution of the structure of folds, as well as the evolution of deformation within them. Three main approaches were used to carry out this task (i) qualitative and quantitative study of natural hydraulic fracturing (ii) a microstructural study through the analysis of natural hydraulic fractures (iii) petrographic analysis of BPV. Thus, we show that these phenomena are widespread within sedimentary basins and that their manifestations are expressed in particular by the generation of fibrous veins parallel to the stratification of the rock "BPV" or "BPV", but also by the formation of solid hydrocarbon veins "bitumen" in oil source rocks. We also demonstrate that fluid overpressures can profoundly change the deformation style of a sedimentary basin through the generation of localized detachment levels within the source rocks themselves. Finally, through a detailed study of natural hydraulic fracturing, we were able to identify the mechanisms behind fluid overpressures and hydraulic fracturing. Indeed, field observations coupled with stereographic projection of fractures and petrographic analysis of BPV allow us to detect a close relationship between the orientation of BPV fibers and the major tectonic stress in the study area. The tectonic compressional stress affecting the Zemlet El Beidha anticlinal structure is probably at the origin of the fluid overpressure and the development of natural hydraulic fractures within the Bouhedma formation.

Keywords: fluid overpressures, hydraulic fracturing, BPV, bedding-parallel veins "BPV", Tunisia.

Résumé

L'étude des surpressions de fluide et de la fracturation hydraulique naturelle dans les différents bassins sédimentaires peut nous renseigner sur les mécanismes qui sont à l'origine de la surpression de fluides ainsi que de comprendre les systèmes en surpression. Ces dernières années, l'intérêt pour ces phénomènes s'est largement accru, notamment sous l'influence des sociétés pétrolières qui exploitent les ressources non-conventionnelles au cœur des problèmes énergétiques actuels. Un des objectifs du travail proposé dans ce travail sera aussi de caractériser la déformation microscopique et macroscopique liée au plissement dans le but de pouvoir déterminer un scénario cinématique et mécanique réaliste visant à expliquer l'évolution de la structure des plis, ainsi que l'évolution de la déformation en leur sein. Trois principales approches ont été utilisées pour mener à bien cette tâche (i) étude qualitative et quantitative de la fracturation hydraulique naturelle (ii) Une étude microstructurale par l'analyse de fractures hydraulique naturelle (iii) analyse pétrographiques de BPV. Ainsi, nous montrons que ces phénomènes sont très répandus au sein des bassins sédimentaires et que leurs manifestations s'expriment notamment par la génération de veines fibreuses parallèles à la stratification de la roche « BPV » ou « BPV », mais également par la formation de veines d'hydrocarbures solides « bitume » dans les roches mères de pétrole. Nous démontrons également que les surpressions de fluides peuvent profondément changer le style de déformation d'un bassin sédimentaire par la génération de niveaux de décollement localisés au sein même des roches mères. Enfin, à l'aide d'une étude détaillée de la fracturation hydraulique naturelle, nous avons pu identifier les mécanismes à l'origine des surpressions de fluide et de la fracturation hydraulique. En effet, les observations de terrain couplé à la projection stéréographique des fractures et l'analyse pétrographique de BPV nous permet de déceler une relation étroite entre l'orientation des fibres de BPV et la contrainte tectonique majeure dans la zone d'étude. La contrainte de compression tectonique affectant la structure anticlinale de Zemlet El Beidha est probablement à l'origine de la surpression de fluide et la développement de fracture hydraulique naturelle au sein de la formation Bouhedma.

Mots Clés : surpression de fluides, fracturation hydraulique, BPV, fractures hydraulique naturelle "BPV", Tunisie.

خلاصة

دراسة الضغط الزائد للسائل والتكسير الهيدروليكي في أحواض رسوبية مختلفة توفر معلومات عن الآليات التي تسبب الضغط الزائد للسائل وكذلك فهم النظام المفرط الضغط. في السنوات الأخيرة، ازداد الاهتمام بهذه الظواهر اهتماما كبيرا، لا سيما تحت تأثير شركات النفط التي تستغل الموارد غير التقليدية في صميم مشاكل الطاقة الحالية. كما سيكون من بين أهداف هذا العمل المقترح في هذه الأطروحة توصيف التشوه المجهرى والكي المرتبط بالطبي من أجل تحديد سيناريو حركي وميكانيكي واقعي لشرح تطور هيكل الطيات، فضلا عن تطور التشوه داخلها. وللإجابة عن ذلك تم استخدام ثلاثة طرق رئيسية لتنفيذ هذه المهمة وهي: أولا - دراسة نوعية وكمية للتكسير الهيدروليكي الطبيعي، ثانيا - دراسة هيكلية دقيقة من خلال تحليل الكسور الهيدروليكية الطبيعية، ثالثا - التحليل البتر وجرافي للعروق. وهكذا، فإننا نظهر أن هذه الظواهر منتشرة على نطاق واسع داخل الأحواض الرسوبية وترجم على وجه الخصوص بظهور الأوردة او العروق الليفية الموازية لصفحات الطبقات الرسوبية. كما تترجم بتكوين اوردة هيدروليكية "" خلال الصخور النفطية. كما نثبت أن الضغط الزائد للسائل يمكن أن يغير بعمق نمط تشوه الحوض الرسوبي من خلال خلق مستويات انفصال محلية داخل الصخور النفطية نفسها. وأخيرا، من خلال دراسة مفصلة للتكسير الهيدروليكي الطبيعي، تمكنا من تحديد الآليات الكامنة وراء الضغط الزائد للسائل والتكسير الهيدروليكي. كما نتوقع من خلال الدراسة أن إجهادات الضغط المكونة لطية "زملة البيضاء" كانت سببا في تزايد الضغط السائل وبالتالي في تطور الكسور الهيدروليكية الطبيعية في طبقات مجمع بوهدمة.

الكلمات الرئيسية:

الضغط الزائد على السوائل، التكسير الهيدروليكي، العروق ، الكسور الهيدروليكية الطبيعية "BPV"، تونس

I. Introduction

L'étude des bassins sédimentaires consiste à la caractérisation, pétrographique, minéralogique et géométrique de la partie solide constituant les roches par des outils divers et des méthodes différentes dont l'objectif est de comprendre, et donc de mieux exploiter, les ressources naturelles qui y sont piégées. Les roches sédimentaires sont également constituées par un volume non négligeable de pores occupés par différents types des fluides interstitiels ayant des degrés de pression variables et imprévisibles. Cette diversité des propriétés se traduit par des anomalies de pression qui influent sur l'état de contraintes de la matrice et pourraient dans certains cas modifier le comportement hydromécanique et physique des sédiments. Les anomalies de pression des fluides interstitiels définies par des valeurs supérieures (surpression) ou inférieures (sous-pression) à l'état hydrostatique, ont attiré l'attention de la communauté scientifique et des organismes pétroliers.

En fait, pour une exploitation industrielle, les enjeux liés à ce thème sont nombreux et d'une importance cruciale. D'où, la compréhension et le suivi de l'évolution de la pression des fluides au sein des systèmes pétroliers sont primordiaux et spécialement pour les réservoirs non conventionnels auxquels les compagnies pétrolières s'intéressent énormément. Cette évaluation de l'état de la pression est également nécessaire lors de l'exécution des forages, notamment ceux qui utilisent la fracturation hydraulique dont le succès de l'opération dépend essentiellement de l'état de fracturation naturelle. Et par conséquent, une bonne connaissance est déterminante pour l'exploitation optimale d'un gisement et pour éviter, également, certains problèmes techniques à savoir les coincements de tiges, les éruptions et l'instabilité des parois de puits ainsi que pour prévoir le potentiel de productivité d'un gisement.

La pression des fluides, au sein des bassins sédimentaires, peut subir des changements importants sous l'effet de divers mécanismes qui, à leur tour, dépendent de plusieurs paramètres tels que, le taux de compaction, les caractéristiques pétrophysiques des roches et l'histoire géodynamique de la zone d'étude (Fertl, 1976 ; Lee and Bethke, 1994 ; Bigelow, 1994 ; Bjorlykke, 1994 ; Swarbrick et Osborne, 1998 ; Zoback, 2007). Une étude minutieuse, permettant une meilleure caractérisation de ces phénomènes, s'avère, donc, primordiale.

Pour comprendre les systèmes en surpression dans les bassins sédimentaires, il faut, tout d'abord, dégager les indices qui se rapportent à leurs origines, à leur mode de formation, pour analyser, ensuite, les voies potentielles de la migration des fluides vers les sédiments où ils se trouvent piégés afin d'évaluer, finalement, leur aptitude à induire une fracturation hydraulique naturelle du massif rocheux.

La surpression de fluides et la fracturation hydraulique sont des phénomènes géologiques très répandus dans la quasi-totalité des séries sédimentaires mais avec des intensités variables qui se traduisent par des expressions de différentes formes, à différentes échelles (Zanella, 2013). Elles peuvent être observées facilement à l'œil nu comme les geysers (Brayen, 2008), les injectites (Scott et al., 2013), et les volcans de boue (Blouin, 2019), comme elles peuvent rester plus discrètes et souvent méconnues en dépit de leur intérêt économique considérable. Ce dernier type est souvent associé aux bassins pétroliers de différents contextes géodynamiques tels que : la Mer de Nord, Golfe de Mexique, Amazone, Niger et Nil, Prisme d'accrétion des Barbades, Nakaï, Costa Rica... A cette diversité des caractéristiques se rapportent de nombreux travaux de recherches qui ont, précisément, porté sur l'analyse des risques souvent associés à l'exécution des forages en présence de ces anomalies. Ces études prouvent que la caractérisation la plus détaillée de différentes conditions de la mise en place de ces anomalies ainsi que la connaissance des mécanismes responsables de leur évolution spatio-temporelle est un facteur clé pour une exploitation saine et optimale (Fertl et al., 1976 ; Aadnoy, 1991 ; Yassir et Addis, 2002 ; Akrouf et al., 2011 ; Gale et al., 2014 ; Zanella, 2013 ; Zanella et al., 2015 ; Akrouf et al., 2016 ; Gale et al., 2018 ; Miranda et al., 2018).

Ces travaux ont confirmé également que les surpressions des fluides sont tellement importantes qu'elles sont capables de générer des fractures hydrauliques dans les roches encaissantes. Au cours de la dernière décennie, nombreux sont les travaux qui ont été succédés amenant à une meilleure compréhension de la fracturation hydraulique issue des surpressions des fluides (Cobbold et Castro, 1999 ; Mourgues et Cobbold, 2003 ; Cobbold et Rodrigues, 2007 ; Zanella et al., 2010 , 2013, 2015a, 2015b 2020 ; Cobbold et al., 2013 ; Gale et al., 2014 ; Zhang et al., 2015 ; Kershaw et al., 2015 ; Akrouf et al., 2016 ; Ravier et al., 2017 ; Ukar et al., 2017 ; Adouani et al., 2019 ; Larmier et al., 2021).

Ces anomalies de pression, quoique répandues et largement étudiées, ne pourraient pas être attribuées à un consensus quant à leur origine. Différents mécanismes analysés par les études précédentes pourraient être à l'origine de leur mise en place entre autres la compaction mécanique (Terzaghi, 1923 ; Fertl, 1976 ; Hunt, 1990 ; Bigelow, 1994 ; Bjorlykke, 1994, 1997 ; Lee et Bethke, 1994), les variations de volume des fluides ou les transformations minéralogiques (Osborne et Swarbrick, 1997), l'évolution tectonique de la région, ou encore la génération des hydrocarbures (Swarbrick et al., 2002). Le suivi de l'évolution de la pression dans les formations poreuses en fonction de la profondeur est une tâche primordiale lors de l'exécution des forages profonds pour détailler le profil du puits, pour se prémunir, par conséquent, contre quelques problèmes techniques (ex. éruption des fluides de formation, perte de la boue, coincement de la garniture...) et pour évaluer le taux d'artésianisme et l'intérêt du réservoir (Akrouf, 2011). Cependant, et compte tenu de la diversité des paramètres qui pourraient influencer directement ou indirectement la distribution de cette pression, ce suivi s'avère difficile associé souvent par une marge importante d'incertitude.

En fait, Mourgues et Cobbold (2003), ont montré que lorsqu'une surpression de fluide est présente au sein des pores d'une roche, une force appelée, celle du « courant », s'applique directement aux roches indépendamment de la vitesse d'écoulement, et peut changer l'orientation des contraintes principales effectives appliquées au système. La fracturation hydraulique est alors caractérisée par la formation d'une fracture sous l'effet d'une forte pression de fluides même en absence totale de contraintes tectoniques. Les travaux de Cobbold et Rodrigues (2007) ont indiqué, également, que les fractures hydrauliques horizontales dérivent d'un gradient de pression de fluide élevé et des forces de courant. Ces fractures parallèles à la stratification sont généralement interprétées comme étant des paléo-fractures hydrauliques naturelles induite par des surpressions de fluides (Swarbrick et Osborne, 1998 ; Cobbold et al., 2003 ; Rodrigues et al., 2009 ; Cobbold et al., 2013 ; Zhang et al., 2015). Ces résultats ont été souvent partiellement analysés vu que le lien entre les objets géologiques et les surpressions des fluides n'a été établi que très récemment par Rodrigues et al. (2009) qui ont prouvé que le « BPV » était formé par des veines antitaxiales ; la conséquence des surpressions des fluides et de la fracturation hydraulique des roches. Dans la littérature, il est possible de trouver différents noms qui réfèrent à ces structures

géologiques. Tout dépend des localisations géographiques de ces « BPV », dans les différents bassins sédimentaires à travers le monde. Divers terminologie ont été utilisé dans la littérature pour caractériser ces structures, entre autre, « satin spare », « nagelkalk », « tutenmergel », et « BPV », tous ces termes se réfèrent aux même objet géologique dont la compositions minéralogique de la structure étudiée peut varier en relation avec le contexte géodynamique de la zone d'étude (calcite, gypse, quartz...) (Buckland & De La Bèche, 1835 ; Sobry, 1860 ; Hausman, 1812 ; Link, 1931 ; Zanella, 2013 ; Gale et al., 2014 ; Ukar et al., 2017 ; Zanella et al., 2021 ; Abaab et al., 2021). Un intérêt particulier, par le monde pétrolier, dans les quinze dernières années a été attribué à l'étude de ces structures pour la compréhension de système en surpression. Devant l'intérêt que représentent les BPV en termes de compréhension des systèmes fracturées dans les roches réservoirs comme les shales, de nombreux scientifiques et organisme pétrolières s'y ont intéressées, notamment en Golfe de Mexique, Bassin de Neuquén en Argentine..., c'est ainsi que récemment, le terme BPV a pris de l'essor est devenu le terme géologique le plus utilisé dans l'étude et la caractérisation de ces structures géologiques.

En Tunisie, les principales études géologiques de la fracturation prennent en considération l'aspect géométrique plus que l'aspect mécanique souvent analysé essentiellement pour les fractures tectoniques. Les fractures hydrauliques naturelles, quant à elles, demeurent peu étudiées et le concept de la surpression des fluides est légèrement adopté en dépit de son rôle décisif pour les organismes pétroliers et en dépit de son apport considérable pour la reconstitution de l'évolution des bassins sédimentaires. Des études récentes (Ahmadi, 2006 ; Akrouf, 2012 ; Abaab et al., 2021) ont introduit, pour la première fois, l'aspect de la surpression des fluides dans la compréhension des systèmes pétroliers et la déformation tectonique par le biais d'une modélisation analogique en Tunisie. Akrouf et al., (2011) ont dégagé un profil de surpression unique et monotone sur toute la zone d'étude avec une amplitude très importante dans le bassin de Ghadamès, à l'extrême Sud de la Tunisie. Cette surpression pourrait avoir un lien étroit avec l'accumulation des gisements pétroliers dans le bassin de Ghadamès expliquée par les conditions de dépôt et par l'évolution diagénétique et tectonique dans toute cette région. Récemment Adouani et al., (2019) ont signalé l'existence d'une anomalie de pression dans les bassins sédimentaires de la plateforme

pélagienne suite à une analyse des données de forages relatifs à la pression de fluide. De ce fait, la présente étude vise, en faisant le relais avec les travaux précédents, à analyser les différents aspects associés à la surpression des fluides dans une région du sud Tunisien caractérisée par des conditions sédimentaires et tectoniques variables.

Cette étude porte principalement sur l'analyse des structures fibreuses le long de l'anticlinal de Zemlet El Beidha (SE Tunisien), pour évaluer, ensuite l'origine et le mode de formation de ces structures des BPV de sypses associée à des roches évaporitiques en absence de la matière organique ; une condition indispensable dans la formation des BPV dans divers bassins sédimentaires. Les observations du terrain, couplées aux analyses des données microtectoniques, projections stéréographiques des mesures de faille, joint, et orientation de fibres des BPV, ont été utilisées pour créer un modèle 3D par photogrammétrie et pour proposer un modèle conceptuel qui synthétisant les différents mécanismes discutés ainsi que les phases successives d'évolution des structures veineuses. Ce type de représentation facilite la compréhension de scénario de formations des BPV de gypse dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha et associé plus précisément à la formation Bouhedma d'âge Hauterivien-Barrémien.

I. Intérêt de cette étude

La fracturation hydraulique naturelle et de la surpression de fluides a attiré l'attention de la communauté scientifique au cours des dernières décennies et elles ont fait l'objet de nombreuses études académiques. Cet intérêt trouve son explication en grande partie dans l'importance des fractures hydrauliques naturelles dans l'étude et la compréhension des systèmes en surpression ainsi que l'interaction fluide-roche dans les différents bassins sédimentaires. Souvent considérées comme les résultats d'une contrainte tectonique verticale, la surpression des fluides et les fractures horizontales dans les différents bassins sédimentaires en Tunisie n'ont été analysées que par un nombre limité des études qui ont partiellement abordé les mécanismes responsables de leur mise en place. Il est donc nécessaire d'aborder par une étude minutieuse les conditions et les facteurs liés à ces anomalies et de différentes expressions qui en dérivent dans des contextes tectoniques et

géologiques différents pour déceler les principaux mécanismes générateurs responsables de ces phénomènes.

L'analyse des macro et micro-fractures et leur lien avec les anomalies de pression jouit d'une importance cruciale, également, pour caractériser les réservoirs fracturés. Cette étude est indispensable pour le développement économique et industriel vu qu'une grande partie des réserves mondiales encore disponibles se trouve au sein des réservoirs de type non conventionnels, la solution actuellement valorisée pour faire face à la hausse annuelle de 2% (Tissot 2001) de la demande mondiale en huile. De ce fait, un bon nombre des recherches a évalué les relations entre la surpression de fluides et les fractures hydrauliques naturelles développées dans les roches sédimentaires ainsi que les mécanismes de formation associés souvent pour les sédiments à faible perméabilité de types mudstones ou shale.

Dans un contexte pareil, ce travail vise donc à améliorer la compréhension de la surpression de fluides et de la fracturation hydraulique par une étude minutieuse des structures des BPV. Il cherche à vérifier si le BPV porteur de critères structuraux pourrait retracer l'évolution de ces structures depuis la création jusqu'à la fin de la croissance des fibres minérales qui les composent. Il s'intéresse également à l'examen des fluides liés au BPV par le biais des analyses de la géochimie isotopique et d'autres portants sur les inclusions des fluides. Ce travail porte, de surcroît, sur l'étude de la déformation microscopique et macroscopique liée au plissement dans le but de pouvoir déterminer un scénario cinématique et mécanique réaliste visant à expliquer l'évolution de la structure des plis, ainsi que l'évolution de la déformation qui leur sont associée. Ce projet de recherche s'attarde, donc, sur trois approches principales pour mener à bien cette tâche :

- Des études de terrain effectuées dans le cadre des différentes campagnes d'échantillonnage et de mesure de la fracturation au niveau de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha (Chaîne Nord des Chotts) ;
- Des études microstructurales basée sur l'analyse des fractures hydrauliques naturelles « BPV » en relation avec les accidents majeurs dans la zone d'étude ;
- Des observations microscopiques effectuées sur les échantillons de BPV pour déterminer la relation tectonique/fracturation. La description des lames minces en

lumière naturelle, polarisée/analysée et en lumière naturelle, polarisée/non analysée permet de dresser un inventaire des différents micro-mécanismes de déformation affectant les échantillons.

II. Plan de la thèse

Cette étude s'articule autour de trois axes majeurs : il s'agit dans un premier temps de s'attarder sur les différentes données disponibles permettant de caractériser des différents niveaux de BPV rencontrés le long des coupes géologiques réalisées (épaisseur, formes, orientation de fibres, continuité et roche encaissante...). La deuxième partie, quant à elle, décrit les campagnes d'échantillonnage des BPV ayant un rôle incontournable dans la collecte des données complémentaires portant sur la dualité plissement-fracturation. Pour la troisième, une étude pétrographique de BPV de gypse pour comprendre les différentes phases de leur évolution chimique et morphologique ainsi que les scénarios potentiels de la formation de ces veines.

Le mémoire débute par une introduction générale dans laquelle sont exposés la problématique du travail, et les intérêts scientifique et économique de ce travail de recherche. Pour une bonne présentation des résultats et une analyse fructueuse des données, le présent manuscrit est décomposé en six chapitres qui traitent les aspects suivants :

- Le premier chapitre est un bilan des connaissances liées à la thématique de la pression des fluides dans les bassins sédimentaires. Il présente un travail de synthèse sur la concepte mécaniques de la fracturation hydraulique naturelles, les surpressions de fluides et les interactions entre les différents fluides.
- Dans le deuxième chapitre, une des différentes formes de veines parallèles à la stratification de la roche à l'échelle mondiale. Il évoque également tous les mécanismes capables de générer ces structures géologiques « BPV » ;
- Dans le troisième chapitre, une étude bibliographique détaillée des travaux antérieurs portant sur la distribution de la fracturation hydraulique naturelle et les zones en surpression dans le monde ainsi que les différentes morphologies des fractures hydrauliques et les caractéristiques micro-tectonique des BPV dans l'interprétation de paléocontaintes et la comprhension de l'histoir géogynamiques des bassins ;

-
- Ensuite le quatrième chapitre, une représentation des caractéristiques de la zone d'étude et les régions avoisinantes (aspects sédimentologique et structural). Le chapitre trois comprend après une brève synthèse des connaissances actuelles sur le contexte géodynamique et tectonique de la l'atlas centro-méridionale en Tunisie et plus précisément de la Chaîne Nord des Chotts.
 - Le cinquième chapitre, quant à lui, présente une analyse et une caractérisation de la fracturation hydraulique naturelle BPV dans la zone d'étude, avec une description détaillée des méthodes utilisées (mettre au point la cartographie et les levées géologiques de hautes résolutions tout au long de la zone d'étude). Ensuite, des interprétations possibles des résultats trouvés pour une discussion mature et multi-axiale des données récoltés, mesurées et analysées.
 - Le sixième chapitre, consiste à la caractérisation pétrographiques et minéralogiques des BPV dans la zone d'étude ;

Cette étude culmine par une conclusion méthodologique et d'autres régionales ainsi que quelques perspectives aboutissant à de nouveaux volets de recherche pour la compréhension des interactions surpression / déformation et pour l'application de la modélisation analogique.

En annexe un article qui est publié dans la revue internationale **Journal of Structural Geology** sous le titre de « ***Timing and distribution of bedding-parallel veins, in evaporitic rocks, Bouhedma Formation, Northern Chotts, Tunisia*** » (Annexe II).

Chapitre 1

**Pression de fluides dans les bassins sédimentaires : Concepts
mécanique**

I. Introduction

Dans les bassins sédimentaires, la pression de fluides peut subir des variations sous l'effet de divers mécanismes qui peuvent engendrer des anomalies de la pression définie par des valeurs supérieures ou inférieures à la pression hydrostatique, appelées respectivement surpression et sous-pression (Sanford et al., 2006). Ces deux états transitoires sont extrêmement analysés par les pétroliers dont le but de prévoir le potentiel de productivité d'un gisement et d'éviter certains problèmes lors de l'exécution du forage (Aadnoy, 1991 ; Fertl et al., 1994 ; Ulmishek et al., 1998 ; Mitchell and Grauls 1998).

La pression hydrostatique est définie comme étant la force exercée par le poids d'une colonne verticale du fluide par unité de surface. Stevin (1586) a montré que la pression hydrostatique en tout point d'un fond horizontal et plat dans un récipient contenant un fluide ne dépend que de la profondeur du libre du fluide. En dehors des conditions normales, on parle d'une anomalie de pression pour : (1) une pression supérieure au gradient hydrostatique on parle donc d'une anomalie de surpression ou (2) une pression inférieure au gradient hydrostatique ; c'est l'anomalie de sous-pression (Fig.1).

La pression hydrostatique augmente progressivement et de manière linéaire en fonction de la profondeur (Fig.1B). La pression lithostatique augmente progressivement mais décrit une loi non linéaire à cause de la compaction qui entraîne un changement de densité des roches en profondeur (Swarbrick and Osborne., 1998 ; Mourgues, 2004). Les gradients de pression décrivent l'état de pression indépendamment de la profondeur ; ce gradient est une droite de densité unitaire pour la pression hydrostatique (densité de l'eau), équivalente à la densité de la roche à la pression lithostatique. Le diagramme de pression en équivalent densité permet, donc, de distinguer clairement les zones d'anomalie de pression (Fig.1A). Il permet, également, de comparer, directement, la pression de deux niveaux à des profondeurs différentes. Cela ne peut pas être appliqué pour une pression absolue car cette dernière augmente toujours en fonction de la profondeur et des calculs sont, par conséquent, obligatoires pour comparer l'état de charge de deux couches à des profondeurs différentes.

Le suivi de la pression de pores dans les bassins sédimentaires fait l'objet des études menées par les géologues pétroliers pour distinguer les zones où les fluides interstitiels sont soumis à une anomalie de pression (sous-pression / surpression). Depuis les années 1970,

plusieurs travaux ont analysé minutieusement ce phénomène de surpression dont le but est de dévoiler les mécanismes générateurs de cette anomalie de pression (Fertl, 1976 ; Magara 1978 ; Jessell et al., 1994 ; Osborne et Swarbrick 1997 ; Zoback, 2007 ; Akrouf et al., 2011 ; Zanella, 2013 ; Meng et al., 2017a,2017b,2017c ; Armando et al., 2018 ; Meng et al., 2018 ; Adouani et al., 2019 ; Zhao et al., 2020 ; Zanella et al., 2020).

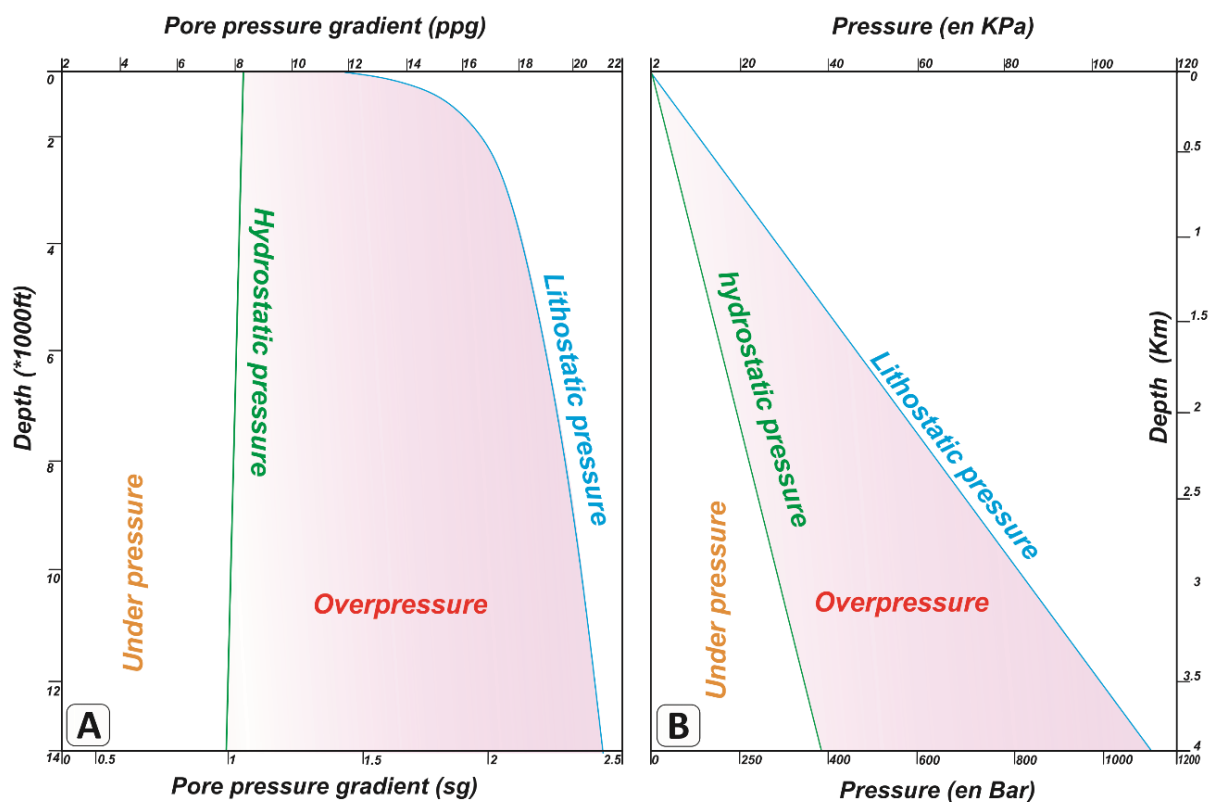


Figure 1: Evolution de la pression de fluides des formations en fonction de la profondeur. **A :** Gradients de pression en équivalent densité. **B :** Pression absolue en (KPa/Bar). Pour les roches ayant une valeur de pression qui varie entre le gradient hydrostatique et lithostatique, voire au-delà du gradient lithostatique, sont considérées en état de "surpression" tandis que les roches ayant une valeur de pression inférieure au gradient hydrostatique sont en condition ou bien en état de "sous-pression" (Modifié d'après Swarbrick and Osborne., 1998 ; Mourgues, 2004 ; Zhang, 2011 ; Tingay et al., 2013).

La surpression des fluides constitue un état transitoire, qui aura une tendance à retrouver l'état d'équilibre. Le maintien de cette anomalie dépend de deux paramètres à savoir :

- La perméabilité des formations rocheuses : à travers lesquelles on va définir la vitesse d'expulsion des fluides et de dissipation de la surpression. Le maintien de la surpression pourrait se faire par le biais des barrières de perméabilité très fines (Van Rensbergen, 1999) à savoir, des niveaux de sels (Morley et Guerin, 1996), d'anhydrite,

une roche extrêmement cimentée..., Il est important de rappeler qu'aucune roche ne peut maintenir une surpression indéfiniment ([Osborne and Swarbrick, 1997](#)).

- La vitesse de la génération des pressions : La quantification et la prévision de la surpression appelle à une meilleure connaissance de la cinétique de la génération mais également de la perméabilité globale du milieu qui dépend de la matrice du sédiment, des fractures et de leur connexion ainsi que de la succession stratigraphique. En fait, des couches sableuses fines insérées dans des sédiments très peu perméables pourraient servir de drains efficaces. Le temps de dissipation est directement lié au temps de la migration vers ces couches.

Le phénomène de la surpression de fluides affecte pratiquement toutes les séries sédimentaires avec des intensités plus ou moins variables. En effet, les fluides interstitiels peuvent se trouver à une charge anormale. Ces zones souvent associées aux bassins pétrolifères font l'objet de nombreuses études en raison des difficultés qu'elles induisent au cours du forage ([Aadnoy, 1991](#) ; [Fertl et al., 1994](#)). Elle se rencontrent aussi bien dans les bassins (Mer du Nord, Golfe du Mexique...) que dans les deltas où les taux de sédimentation sont importants (Amazone, Niger, Nil...) ou les zones à tectonique compressive (prismes d'accrétion des Barbades, Nakaï, Costa-Rica...) ([Dahlen et al., 1984](#) ; [Byrne and Fisher, 1990](#) ; [Cochrane et al., 1994](#) ; [Cobbold et al., 1999](#) ; [Cobbold et al., 2004](#) ; [Cobbold, 2005](#) ; [Cobbold et al., 2009](#) ; [Stricker and Jones, 2018](#)).

L'évolution de la pression de fluides au sein d'un bassin sédimentaire dépend divers paramètres parfois difficiles à évaluer tels que le taux de compaction, les propriétés pétrophysiques et l'histoire tectonique de la région ([Fertl, 1976](#) ; [Hunt, 1990](#) ; [Lee et Bjorlykke, 1994](#) ; [Swarbrick et Osborne, 1998](#) ; [Cobbold et al., 2003](#) ; [Zoback, 2007](#) ; [Cobbold et al., 2013](#) ; [Zanella, 2015](#) ; [Meng et al., 2017a, 2017b, 2017c](#) ; [Ukar et al., 2017](#) ; [Zanella et al., 2020](#) ; [Larmier et al., 2021](#) ; [Abaab et al., 2021](#)). L'étude de ces deux phénomènes jouit d'une importance cruciale vu qu'elles représentent une forme d'énergie accumulée gratuitement dans les réservoirs permettant ainsi de valoriser le gisement, en productivité, longévité et taux de récupération comme elles peuvent fournir des informations assez précieuses sur certains problèmes d'exécution des forages qui peuvent engendrer des catastrophes écologiques.

II. Différents types des profils de pression

La variation de la pression des fluides interstitiels dans un bassin sédimentaire, dépend de plusieurs paramètres, tels que le taux de compaction, les caractéristiques pétrophysiques (porosité et perméabilité) et le contexte géodynamique de zone d'étude. Le changement vertical de la perméabilité et l'un de mécanisme générateur qui influe largement sur la variation de la pression des fluides (Fertl, 1976 ; Hunt, 1990 ; Lee et Bethke, 1994 ; Bigelow, 1994 ; Bjorlykke, 1994, 1998 ; Swarbrick et Osborne, 1998 ; Zoback, 2007).

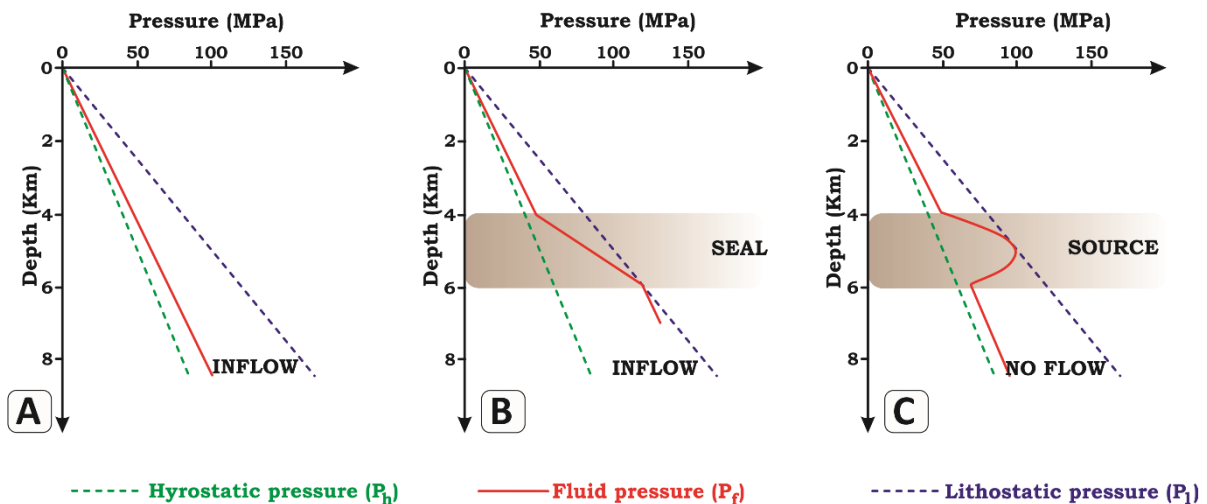


Figure 2: Profils théoriques de surpression des fluides. **A** : le profil de pression linéaire indique que la perméabilité est constante avec la profondeur. **B** : rampe de pression locale, à travers une couche d'étanchéité. **C** : bosse parabolique indiquant que le fluide est généré dans une couche source (Modifié d'après Cobbold et Rodrigues, 2000).

En se basant sur la loi de Darcy (1986), Cobbold et Rodrigues (2000) ont classé les profils de pression, qui quantifient le débit traversant un milieu poreux. Cette loi s'intéresse à des écoulements où le milieu est saturé, par une seule phase liquide. La vitesse d'écoulement dans une direction donnée est proportionnelle à la perméabilité et au gradient de pression envisagé (Fig.2). On distingue trois catégories :

- Un profil de pression linéaire (Fig.2A), indiquant la constance de la perméabilité avec la profondeur ;
- Une rampe de pression locale (Fig.2B) liée à une couche d'étanchéité caractérisée par une perméabilité très faible. La pression du fluide atteint un maximum à la base de cette couche ;

-
- Une bosse parabolique (Fig.2C), indiquant que le fluide est généré dans une couche source de faible perméabilité. La pression du fluide atteint un maximum à mi-chemin jusqu'à cette couche au lieu de sa base.

Les profils analysés sont souvent liés à des mécanismes générateurs de la surpression. En effet, le premier profil (Fig.2A) est caractéristique d'un déséquilibre de compaction dans une formation argileuse épaisse. Le gradient de pression est très souvent lithostatique à sub-lithostatique. Les deux autres profils, par contre, (Fig.2B-C) sont relatifs à des barrières de perméabilité créant de très forts contrastes de perméabilité. Au niveau de ces zones très localisées, le gradient de pression est largement supérieur au gradient hydrostatique.

III. Notions théoriques et concepts mécaniques de la surpression de fluides

1. Définition de pression dans un bassin sédimentaire

Un fluide est défini comme étant un liquide ou un gaz, formant un milieu matériel continu, déformable, n'ayant pas de forme propre et dont les molécules peuvent glisser les unes sur les autres. Le fluide peut subir des variations notables dans ses propriétés mécaniques (pression, masse volumique...) lorsque les interactions entre les molécules s'opposent à l'écoulement et déterminent la viscosité du fluide en fonction des conditions du milieu. La pression de fluide (P_f) est définie comme étant une force qui s'exerce sur une surface ($\text{MPa} = \text{N/m}^2$). On définit alors les gradients géostatiques dans la croûte en fonction de l'évolution avec la profondeur de la pression hydrostatique P_h et la pression lithostatique. Ils se définissent par l'équation suivante [1] :

$$P = \rho * g * z \quad [1]$$

Avec :

- P : la pression ;
- ρ : la masse volumique de l'eau ou des roches ;
- g : l'accélération gravitaire ;
- Z : la profondeur.

2. Notion de contraintes effectives

La notion de la contrainte effective a été introduite pour la première fois par Terzaghi (1923), dans leurs travaux concernant le développement de la théorie de la consolidation. Cette dernière est largement utilisée pour définir la résistance des sols au cisaillement. Elle

contrôle, également, les déformations élastiques, plastiques...des milieux poreux saturés, ainsi que le comportement des failles et joints remplis du fluide interstitiel. Elle est définie par [2] :

$$\sigma' = \sigma - P \cdot \text{Id} \quad [2]$$

Avec :

- σ' : tenseur des contraintes effectives ;
- σ : tenseur des contraintes totales ;
- P : pression des fluides ;
- Id : matrice identité.

La pression du fluide ne s'exerce que perpendiculairement aux surfaces et elle s'ajoute à la contrainte effective normale transmise par le solide. En revanche, elle ne modifie pas les contraintes cisillantes. On peut donc écrire l'équation précédente sous la forme [3]:

$$\sigma = \sigma' + P_f \quad \text{et} \quad \tau = \tau' \quad [3]$$

Avec

- σ : contraintes normales totales ;
- σ' : contraintes normales effectives ;
- τ : contraintes cisillantes totales ;
- τ' : contraintes cisillantes effectives.

Dans la représentation de Mohr, les états de contraintes totales et effectives apparaissent sous la forme de deux cercles décalés de la pression du fluide P_f (Fig.3). L'état de rupture sera évalué en comparant le cercle des contraintes effectives avec l'enveloppe de la rupture du matériau (Fig.3).

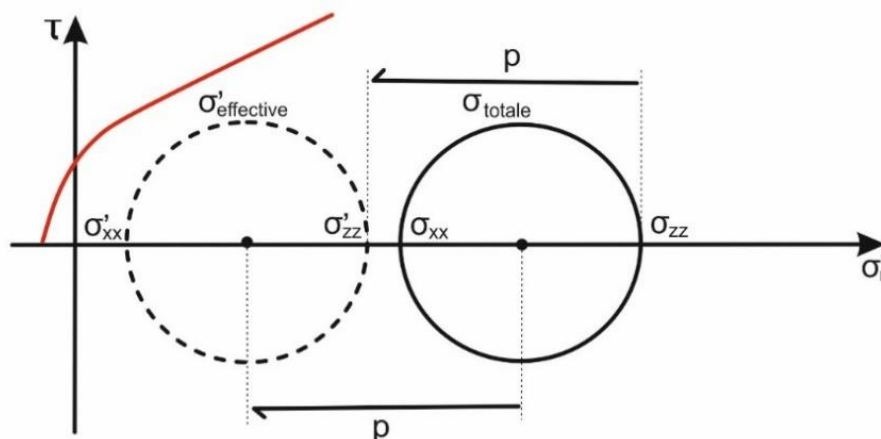


Figure 3: Représentation des états de contraintes totales et effectives dans un diagramme de Mohr. Les deux cercles sont décalés d'une valeur P (Modifié d'après Larmier, 2020).

Bien qu'il soit facile de comprendre la signification de la contrainte effective dans les milieux granulaires à contacts ponctuels (Mourgues, 2004), cette analyse s'avère plus délicate lorsque les contacts ne sont plus ponctuels ou le milieu est non granulaire (Fig.4). Dans ce cas, des expressions plus générales de la contrainte effective ont été proposées tel que [4] :

$$\sigma_n'' = \sigma_n - K * P_f \quad [4]$$

En admettant que le paramètre K est un coefficient résultant d'une surface de contact entre des grains non ponctuelle (Skempton, 1984), Skempton (1984), a conclu que la contrainte effective, est valable lorsque les grains sont incompressibles pour un contact non-ponctuel (Fig.4). Une fois les contacts ponctuels sont conservés (Fig.4), la contrainte normale effective σ_n' devient préférable. De nombreux tests et expériences menés sur des sols ou roches saturées (Bishop and Skinner, 1977 ; Handin et al., 1963) ont montré, cependant, que la contrainte effective, sous sa forme classique, contrôle la résistance au cisaillement des matériaux granulaires, des matériaux à contact intergranulaire non ponctuel et même ceux ne présentant aucune structure granulaire (Mandl, 1988).

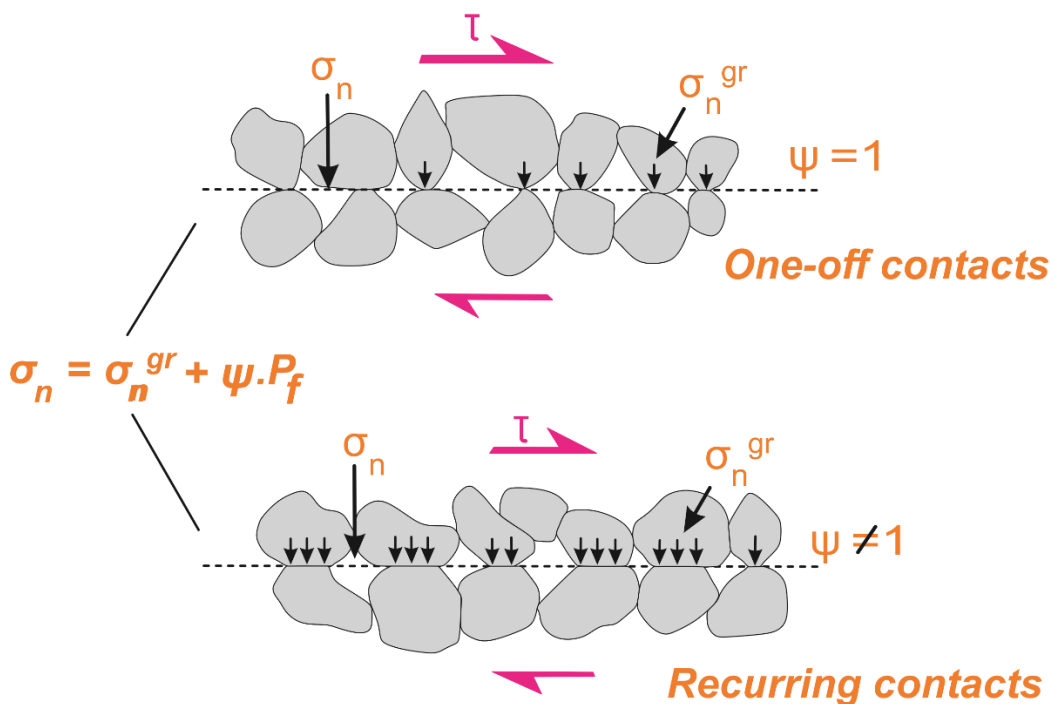


Figure 4: Influence de la taille des contacts entre grains sur la définition de la contrainte effective. Dans le cas de contacts ponctuels, la contrainte effective correspond à la contrainte inter granulaire. Dans le cas contraire, la contrainte effective ne correspond plus à la force mise en jeu lors d'un cisaillement. Son interprétation et sa justification sous sa forme classique sont alors plus délicates (Modifié d'après Mourgues, 2003).

Outre le concept de la contrainte effective, l'équation d'équilibre des contraintes écrite en système quasi-statique introduit un couplage entre la pression du fluide et les contraintes. Écrite en contraintes totales, cette équation prend la forme de [5] :

$$\text{div } \sigma = \rho * g \quad [5]$$

En introduisant le concept de contraintes effectives, l'équation d'équilibre devient [6] :

$$\text{div } \sigma' = \rho g - \nabla P_f \quad [6]$$

Avec :

- $\text{div } \sigma'$: force de surface ;
- ρg : force de volume ;
- ∇P_f : tenseur des contraintes.
- σ : tenseur des contraintes ;
- $\text{div } \sigma$: force de surface ;

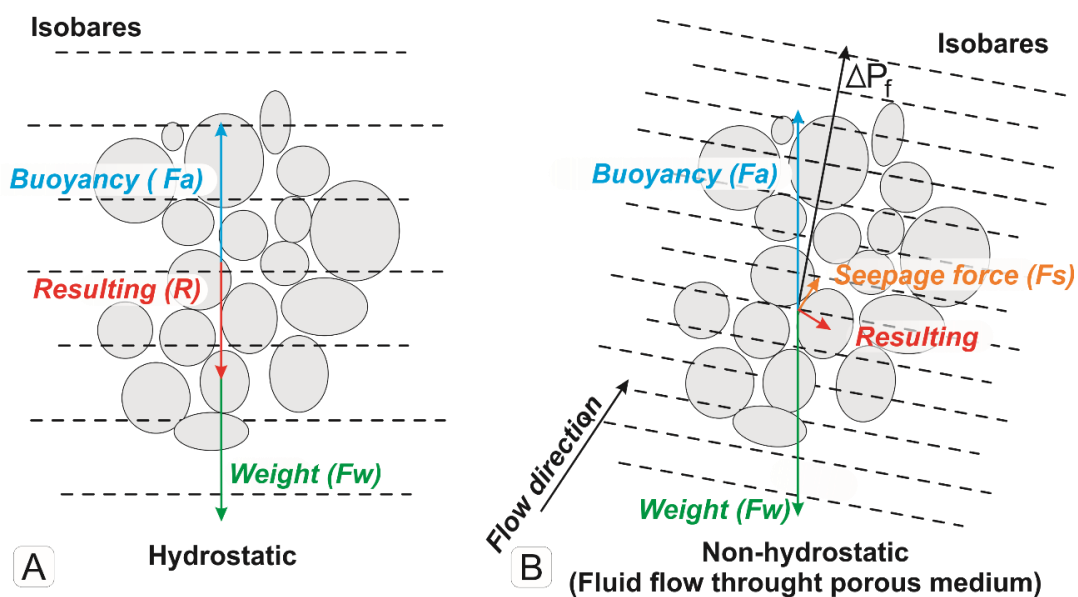


Figure 5: Résumé de l'action du fluide sur le milieu granulaire en terme des forces de volume. Deux forces de volumes agissant sur la roche ; la gravité et la pression fluide. **A :** Milieu à l'état hydrostatique avec des isobares horizontaux. **B :** Milieu à l'état non hydrostatique avec des isobares non horizontaux. Introduisant une autre force qui fera varier la direction de la résultante du total des forces. Avec la gravité (F_w), le gradient de pression fluide totale (ΔP_f), la pression hydrostatique (F_a), les forces d'infiltration (F_s) et les forces résultantes (R) (Modifié d'après Mourgues, 2003).

Quant aux contraintes effectives, la matrice solide ressent ainsi la gravité et une nouvelle force de volume lié au gradient de pression du fluide. La gravité agit verticalement mais le gradient de pression du fluide peut avoir une direction différente en fonction des sources de surpression et de la distribution de la perméabilité. Si on imagine un gradient de pression de fluide non vertical, il est aisé de comprendre que la résultante des forces du

volume appliquées à la matrice solide est dépendante de l'intensité du gradient de pression (Fig.5). Il en résulte ainsi un couplage direct entre l'état des contraintes et le gradient de pression.

Le gradient de pression peut également être décomposé en une partie hydrostatique (**Fa**) résultant de la force de gravité appliquée au fluide et d'une partie non hydrostatique générant les écoulements matriciels et créant une force d'infiltration (**Fs**) [7] (Fig.5) :

$$\nabla P_f = \nabla P_{hydro} - \nabla P_{non\ hydro} \quad [7]$$

IV. Notions de fracturation hydraulique et impacts sur l'intégrité des couvertures

Certains joints, appelés aussi fractures hydrauliques naturelles, se forment dans des conditions in-situ caractérisées par une pression de fluide interstitielles P_f supérieur à la contrainte compressive maximale σ_{max} . Le critère largement admis aujourd'hui pour la naissance d'une fracture hydraulique planaire en tension dans un milieu isotrope et anisotrope est [8] :

$$P_f > \sigma_3 + \tau \quad [8]$$

Avec σ_3 la contrainte totale principale minimale et τ la résistance en tension de la roche. Dans son modèle de fracturation hydraulique naturelle, Secor (1965) introduit le concept « de contrainte de volume sur la croissance des fractures », à savoir que le volume de fluide à l'intérieur de la fracture est à tout moment égal au volume de la fracture (Secor, 1965 ; Secor, 1969).

Pour un régime andersonien en faille normale dans un bassin (contrainte majeure verticale), on obtient $S_v = S_1$, $S_H = S_2$ et $S_h = S_3$, avec S_1 la contrainte maximale, S_2 la contrainte intermédiaire et S_3 la contrainte minimale. Le critère de Mohr-Coulomb indique que la fracture d'une roche se produit le long d'un plan qui correspond à une contrainte de cisaillement t assez grande pour vaincre la cohésion de la roche et sa résistance au frottement. Ainsi la rupture se produit avec un angle de $(\pi/4 - \phi/2)$ avec ϕ l'angle de frottement ou de friction interne (Fig.6).

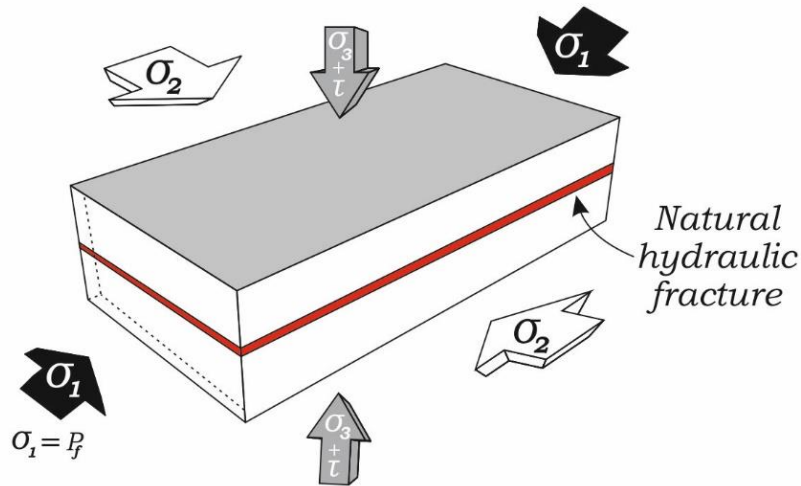


Figure 6 : Bloc 3D d'une fracture hydraulique naturelle, perpendiculaire à $\sigma_3 + \tau$ se développant dans la direction de $\sigma_1 = P_f$ (Modifié d'après Secor, 1965)

Byerlee (1978) et Zoback et Healy (1984), à partir des mesures in-situ des frottements sur la fracture, ont prévu une rupture lorsque la contrainte de cisaillement devient égale à la force de cisaillement limite t_f exprimée de la manière suivante [9] :

$$t_f = C + \mu * (S_n - P_f) \quad [9]$$

Avec :

- **C** : la cohésion de la roche ;
- **μ** : le coefficient de frottement égal à $\tan \phi$;
- **S_n** : la contrainte normale au plan.

Une enveloppe de rupture limite d'une roche (Byerlee, 1978) est donc définie par une parabole dans un graphique exprimant la contrainte normale effective ($S_n' = S_1' - S_3'$) en fonction de la contrainte de cisaillement et avec une force de cohésion **C** de la roche égale à deux fois sa résistance à la traction **T** (Fig.7). Ainsi, en fonction du comportement des pressions fluides et de leur couplage ou non avec les contraintes tectoniques, on obtient des différents types de fractures (Fig.7 – Grauls, 1998) :

- En absence d'une contrainte tectonique (c'est à dire un régime de contraintes différentiel constant), l'augmentation des pressions de fluides va provoquer une réduction de la contrainte normale effective (Sibson, 1990) entraînant également une rupture en mode II de la roche (Fig.7A). Pour un coefficient de frottement égal à 0,75 (Jaeger et Cook, 1979 ; Sibson, 2000), si le déviateur des contraintes vérifie les conditions $4 * T < S_1 - S_3 < 5.66T$,

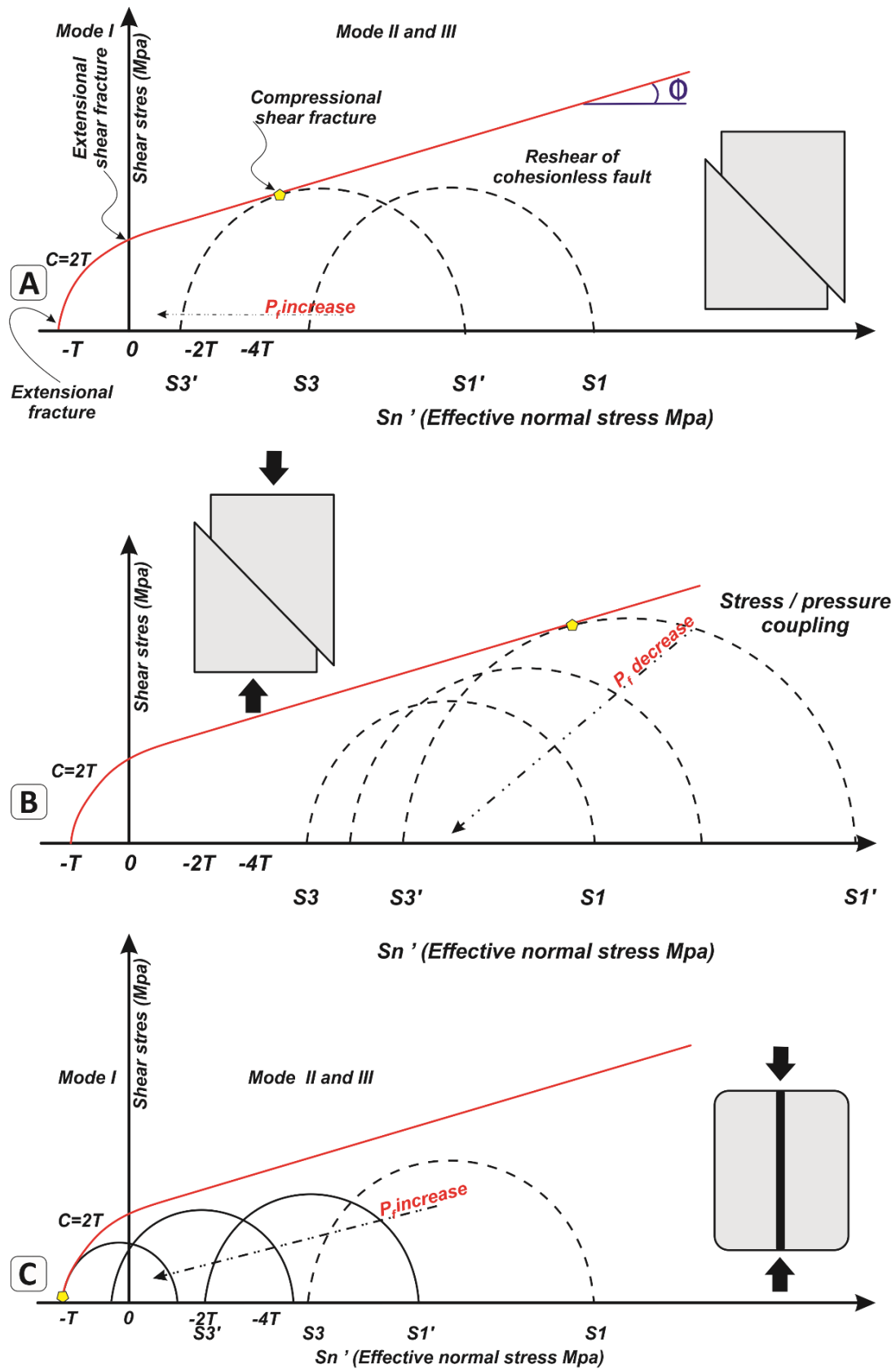


Figure 7: Régime de fracturation hydraulique en fonction de l'augmentation de la pression des fluides et du couplage avec les contraintes tectoniques. **A :** Augmentation de la pression en absence des contraintes tectoniques. **B :** Réduction de la pression. **C :** Augmentation de la pression fluide en contexte tectonique. (Modifié d'après Mourgues et al., 2011 ; Laurant, 2015).

-
- Le régime sera du cisaillement extensionnel alors qu'au-delà il sera en cisaillement compressif ;
 - En cas de contraintes tectoniques exercées, une réduction de la pression de fluides entraîne également une rupture en mode II de la roche (Fig.7B) ;
 - Une augmentation de la pression de fluides dans un contexte tectonique actif engendre la formation d'une fracture en ouverture pure mode I (Fig.7C), qui se forme lorsque le déviateur de contraintes est inférieur à $4 \cdot T$ (Sibson, 2000).

La pression de fracturation d'une roche est définie comme la pression de fluides pour laquelle une fracture se forme perpendiculairement à la direction de la contrainte minimale S_3 . Elle est égale à la somme de la contrainte minimale et de la résistance à la traction $S_3 + T$ (avec $S_3 = 0,75 \cdot S_v$ dans les régimes andersoniens en contexte extensif) (Fig.7 - Mann et Mackenzie, 1990 ; Grauls, 1997). C'est cette grandeur qui rend compte, également, de l'intégrité des couvertures par rapport aux fluides.

V. Paramètres influençant la fracturation hydraulique naturelle

1. Effet de la contrainte différentielle sur le mode de fracturation hydraulique

En appliquant un critère de rupture de Griffith-Coulomb exprimé en contraintes effectives (Secor, 1965), il est aisé de montrer que le mode de fracturation dépend étroitement de l'état de la contrainte différentielle $\sigma'_d = \sigma'_1 - \sigma'_3$ (Cosgrove, 2001 ; Jaeger and Cook, 1969 ; Jaeger et al., 2009 ; Mourgues et al., 2011).

L'état des contraintes effectives différentielles dépend de la profondeur, de l'état des contraintes tectoniques mais également de la pression de fluides lorsqu'il existe un couplage mécanique entre la pression de fluides et les contraintes (Cobbold and Rodrigues, 2007 ; Hillis, 1998, 2003 ; Mourgues et al., 2011).

2. Couplage pression/contraintes

Lorsque l'état de la contrainte totale peut être supposée fixe, on peut prédire le mode de fracturation résultant d'une augmentation de la pression de fluides qui sera illustrée, dans le diagramme de Mohr, par un décalage progressif du cercle de Mohr vers la gauche, sans variation du diamètre. Le mode de fracturation (cisaillement, traction etc...) peut ainsi être

évalué à partir de l'état de la contrainte différentielle de départ (Cosgrove, 1995 ; Cosgrove, 2001 ; Hobbs et al., 1976 ; Secor, 1965) (Fig.8).

Dans la plupart des cas observés sur le terrain, l'état des contraintes totales est, cependant, étroitement lié à la pression des fluides (Breckels and Van Eekelen, 1982 ; Hillis, 1998 ; Lorenz et al., 1991), ce qui rend plus difficile la prédiction du mode de fracturation (Fig.8). La prise en compte du couplage $P_{\text{fluides}} / \sigma_{\text{totales}}$ devient donc cruciale, notamment pour évaluer la pression de fluide nécessaire à la rupture. L'équation d'équilibre des contraintes (Eq.6) a montré comment les fluides, par l'intermédiaire des gradients de pression, pourraient favoriser un tel couplage qui dépend, également, des conditions aux limites du système considéré.

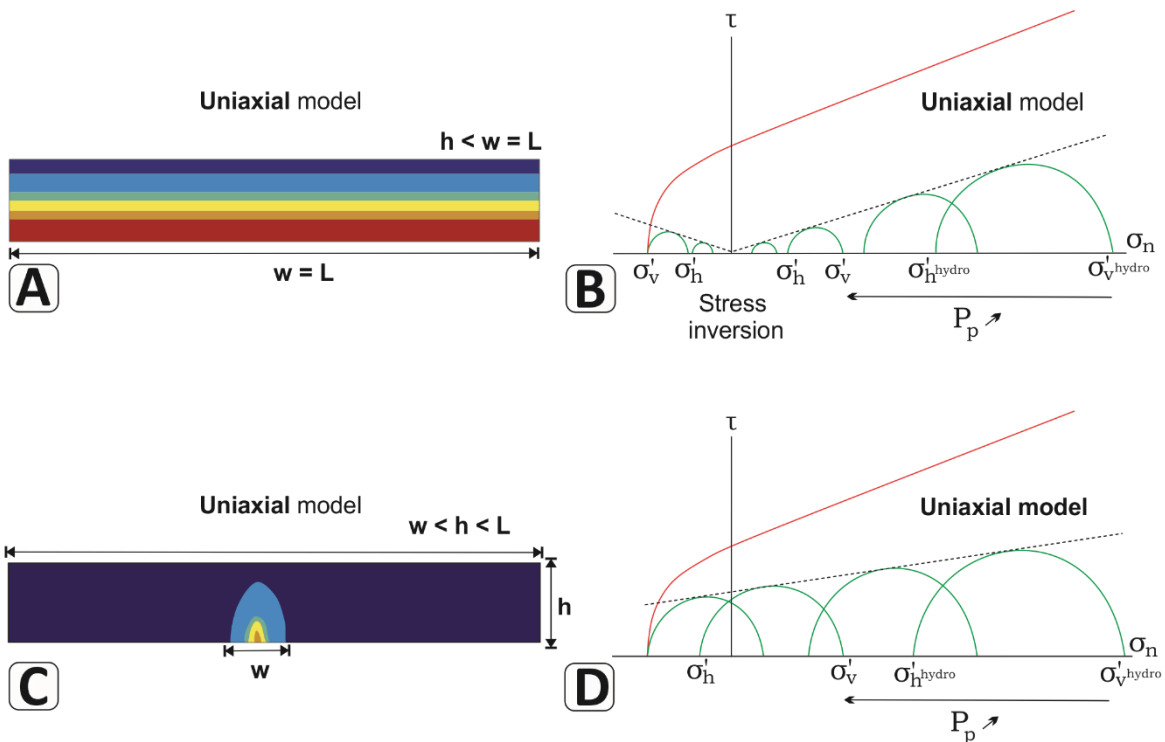


Figure 8: Resultats des predictions numeriques et analytiques sur le couplage entre la pression des fluides et les contraintes effectives pour une distribution inhomogene de la pression des fluides dans un bassin. Les predictions sont faites en supposant une rheologie elastique et aucune deformation sur les limites laterales du modele. **A :** Modele numerique de la distribution de la surpression des fluides pour un modele uniaxial. **B :** Evolution des contraintes effectives du cercle de Mohr pendant l'augmentation de la pression des fluides. **C :** Modele numerique de la distribution de la surpression des fluides en un point donne. **D :** Evolution des contraintes effectives du cercle de Mohr pendant l'augmentation de la pression des fluides (Modifié d'après Mourgues et al., 2011).

Mourgues et al. (2011) ont ainsi mis en évidence comment la distribution des surpressions de fluides (localisées ou distribuées à l'échelle du bassin) influe le couplage P_{fluides}

/ σ_{totales} et, par conséquent, le mode de fracturation dans un bassin non soumis à des contraintes tectoniques.

Le couplage le plus fort (Mourgues et al., 2011) se produit ainsi dans un bassin où les surpressions sont distribuées latéralement (Fig.8A). Dans ce cas, quand la pression des fluides augmente, le cercle des contraintes effectives est progressivement décalé vers la gauche et le rayon est réduit, de telle sorte que pour une pression de fluide égale à la pression hydrostatique, l'état de contraintes effectives est nul (Fig.8B). Lorsque la pression de fluide P_f devient supérieure au poids, le milieu n'est plus soumis à une résultante des forces du volume dirigée vers le bas mais à une force résultante dirigée vers le haut. Le cercle de Mohr passe alors dans le domaine des tensions et la contrainte minimale devient verticale. La fracturation induite se produit ainsi horizontalement (Fig.8A-8B).

Ce mécanisme est utilisé par Cobbold and Rodrigues (2007) pour expliquer la formation des BPV dans les shales. Selon ce modèle, la formation des BPV requiert donc une pression de fluides supérieure à la pression lithostatique. Plus cette augmentation de pression est localisée, plus le couplage est moindre (Fig.8). Dans ce cas, le cercle de Mohr lors de l'augmentation de la pression de fluide ne passe plus par zéro (Fig.8). L'enveloppe de rupture peut donc être atteinte sans inversion des contraintes. Dans ce contexte, la fracturation horizontale n'est pas possible (Mourgues et al., 2011) et la fracturation verticale prédomine.

Lorsque que l'augmentation de pression se fait façon plus localisée, le couplage est moindre (Fig.8C). Dans ce cas-là, le cercle de Mohr lors de l'augmentation de la pression de fluide ne passe plus par zéro (Fig.8D). L'enveloppe de rupture peut donc être atteinte sans inversion des contraintes. Dans ce contexte, la fracturation horizontale n'est pas possible (Mourgues et al., 2011) et la fracturation verticale ou en cône prédomine.

3. Anisotropie de la roche

L'anisotropie mécanique des matériaux est un paramètre primordial contrôlant l'orientation des fractures hydrauliques puisqu'elle définit des orientations préférentielles de faiblesse mécanique. Cette anisotropie peut concerner les paramètres avant la rupture mais également les paramètres de rupture eux-mêmes. Il est important de noter que l'anisotropie est plus forte dans les shales riches en matière organique (Singer and Le Bissonnais, 1998 ;

Wuddivira and Camps-Roach, 2007). L'apparition d'une fracture hydraulique horizontale dans ce contexte obéit ainsi à la condition (Gressier et al., 2010 ; Price and Cosgrove, 1990) [10] :

$$\sigma'v = \sigma'h < T_h - T_v \quad [10]$$

Avec :

- T_h : la résistance en tension mesurée parallèlement à la stratification ;
- T_v : la résistance en tension mesurée perpendiculairement à la stratification.

4. Contrôles géologiques de l'espacement des fractures

Les contrôles géologiques sur l'espacement des fractures dans les systèmes des roches sédimentaires ont été établis par Nelson, (2001). Il s'agit de : (1) la composition de la roche, (2) la " texture " de la roche (taille des grains et sa porosité), (3) la position structurale dans un bassin, et (4) la stratigraphie mécanique (Nelson, 2001). Le contrôle géologique le plus souvent cité, sur l'espacement des fractures dans les roches sédimentaires est (5) l'épaisseur de la couche mécanique sollicitée lors de la fracturation (Fig.9).

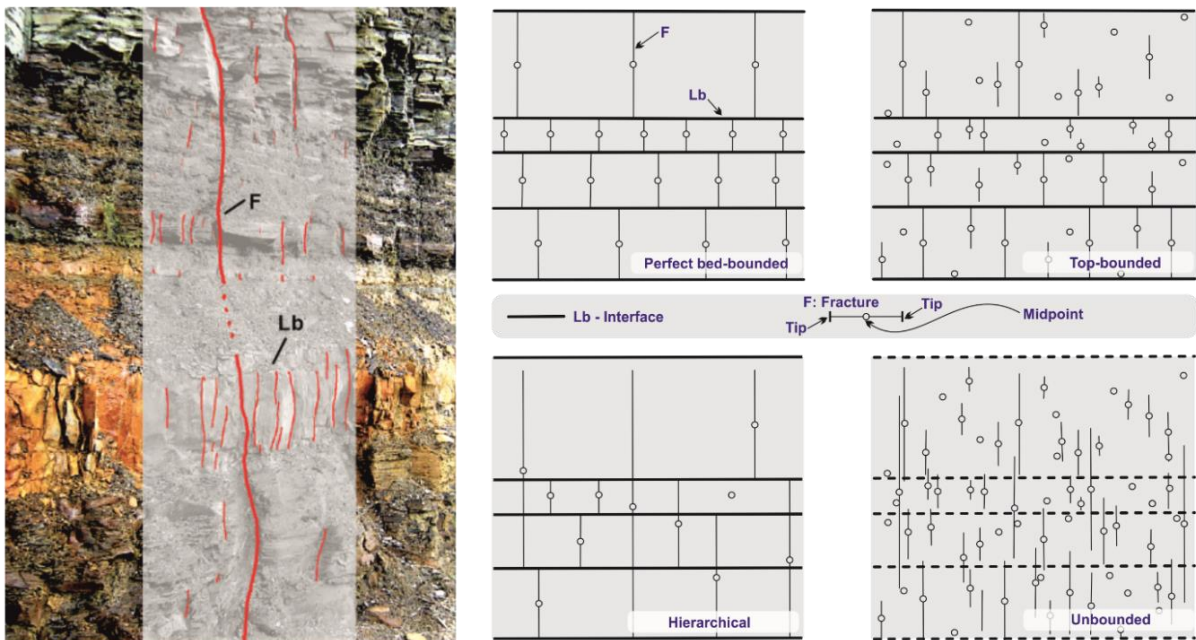


Figure 9: Limitations de la propagation des fractures en fonction des différentes rhéologies des bancs dans les shales argileux d'Albanie. Certaines fractures sont limitées par le sommet et la base des bancs tandis que d'autres traversent de multiples bancs. **Lb**= limite de banc et **F** correspond à une fracture traversant plusieurs bancs (Modifié d'après Hooker et al., 2013 ; Gale et al., 2014).

Les couches mécaniques sont des lits sédimentaires hétérogènes, avec une rhéologie propre, interstratifiés les uns au-dessus des autres (Hooker et al., 2013, 2014). Dans le cas d'un système stratifié dont l'espacement des fractures par rapport à l'épaisseur de la couche est

inférieur à une valeur critique, les points d'initiation de remplissage des fractures sont plus susceptibles d'être observés près des interfaces qu'au cœur de la couche fracturée. L'espacement des fractures diminue en même temps que l'épaisseur de la couche mécanique. Pour qu'une fracture au milieu de la couche fracturée se propage, sa hauteur doit être supérieure à une taille critique. Cette dernière diminue quand le rapport de l'espacement des fractures sur l'épaisseur de la couche augmente (Bai and Pollard, 2000 ; Gross et al., 1997 ; Huang and Angelier, 1989 ; Ladeira and Price, 1981 ; Narr and Suppe, 1991 ; Price, 2016).

VI. Différences entre la fracturation hydraulique naturelle et induite

La fracturation hydraulique correspond à un processus de rupture qui intervient lorsque la pression appliquée au fluide contenu dans une roche dépasse un certain seuil. Ce processus peut intervenir de façon naturelle, comme par exemple lors des éruptions volcaniques basaltiques, volcan de boue, et les fractures hydrauliques naturelles « BPV », ou artificielle, comme par exemple pour la production d'hydrocarbures non conventionnels. Jusqu'à récemment, la production des hydrocarbures n'implique que les réservoirs naturels et la pratique de la fracturation hydraulique requise par cette exploitation ne pose aucun défis pour l'environnement alors qu'au cours de ces dernières décennies, cette technique est appliquée à l'exploitation des hydrocarbures au sein même de la roche mère. Cette application requiert maintenant un contrôle détaillé de la géométrie des fractures hydrauliques pour réduire les challenges et les problèmes environnementaux. Ce contrôle est assuré grâce à un suivi en temps réel de la micro-sismicité induite par ces injections de fluides, couplée par un appareillage particulier vu la faiblesse des signaux impliqués.

Les propriétés mécaniques et géométriques des discontinuités rocheuses sont liées directement aux différents processus dont elles dérivent. Certaines discontinuités comme par exemple les interfaces entre les stratifications dans les roches sédimentaires apparaissent au cours de la formation du massif rocheux, tandis que d'autres sont générées par des processus physiques ou mécaniques consécutifs à la formation du massif rocheux comme par exemple les discontinuités d'origine tectonique ou thermique. Les caractéristiques et la géométrie du réseau des fractures hydrauliques induites dépend de plusieurs paramètres (Huang et al., 2014b ; Safari et al., 2013) :

-
- L'état des contraintes in situ ;
 - Contraintes des ombres de pression ;
 - L'anisotropie de formation ;
 - Du ratio de pression dépendant des propriétés mécaniques des roches ;
 - L'orientation des puits de forage ;
 - Du réseau de fractures naturelles.

Les fractures naturelles soumises à une contrainte critique et leur réactivation/interaction avec les fractures hydrauliques induites sont d'une grande importance pour comprendre et modéliser la réponse d'un réservoir fracturé naturellement à la stimulation par fracturation hydraulique induite. Cette interaction peut déterminer les modèles du réseau des fractures qui en résultent et contrôler l'étendue de la fracturation (Cottrell et al., 2013 ; Huang et al., 2014b ; Olson and Dahi-Taleghani, 2010). La fracturation hydraulique dans les réservoirs de gaz au sein des shales donne souvent lieu à des géométries du réseau de fractures complexes (Fisher et al., 2002 ; Maxwell et al., 2002 ; Weng et al., 2011), s'écartant de la géométrie de fracture plane supposée conventionnelle.

L'interférence mécanique entre les fractures hydrauliques naturelles et induites peut conduire à une propagation non plane et à une déviation de l'étendue de la fracture induite par rapport à une trajectoire plane. Les fractures peuvent diverger, converger et s'unir pour former des modèles relativement complexes. Cette interaction dépend principalement des propriétés mécaniques de la roche, de l'état de contrainte in situ, de l'espacement des points d'injection d'eau, de l'épaisseur de la couche et évidemment de la distribution dans l'espace du réseau de fractures hydrauliques naturelles (Osipov, 2017 ; Yew and Weng, 2014). De plus, l'angle entre les fractures et l'épaisseur de la fracture naturelle a un impact de premier ordre sur le croisement, la déviation ou l'arrêt de la fracture hydraulique au niveau de la fracture naturelle (Lee et al., 2015).

En présence d'un réseau de fractures naturelles bien développé (Gale et al., 2007), la géométrie non plane et complexe des fractures pourrait également être due à la réactivation des fractures naturelles et à leur interaction avec les fractures hydrauliques en propagation. Ces phénomènes de réactivation et/ou d'interaction sont parmi les facteurs les

plus importants qui contrôlent la complexité des fractures. Cette complexité dépend de (Huang et al., 2014b ; Renshaw and Pollard, 1995 ; Weng et al., 2011) :

- L'anisotropie des contraintes in situ ;
- L'orientation naturelle des fractures avec la complexité du réseau ;
- La résistance au frottement de l'interface des fractures ;
- Les propriétés de la roche encaissante et des fluides

1. Influence des fractures lors de la stimulation de fracturation hydraulique

L'impact des fractures naturelles dans les réservoirs d'hydrocarbures demeure controversé. Bien que les auteurs s'accordent sur le fait que les fractures naturelles peuvent jouer un rôle clef dans la propagation des fractures hydrauliques (Zhang et al., 2009), la question de savoir si et où les fractures naturelles contribuent indépendamment à la production d'hydrocarbures reste sujet à débat.

2. Importance de la porosité et de la perméabilité dans les fractures naturelles ouvertes

Bien que certains réseaux de fractures aient des tailles centrées sur des valeurs spécifiques régies par la stratigraphie, de nombreux shales présentent un large éventail de type et de taille des fractures. Les fractures naturelles outre la grande taille ont tendance à avoir une porosité plus importante, dont la taille dépend de la perméabilité de la roche encaissante (Laubach, 2003) et, par conséquent, la porosité de fractures pourrait, parfois, être sous-estimée dans certains cas. Dans des milieux peu perméables, des expériences au laboratoire montrent qu'une augmentation de la perméabilité non détectée dans le modèle naturel se fait via l'utilisation des fractures naturelles agissant comme des drains (Bredehoeft et al., 1983). La connaissance des plages de taille des fractures, et par conséquent la porosité et la perméabilité des fractures naturelles, nécessite une compréhension de la répartition stratigraphique des fractures et un critique rigoureuse des erreurs liés à l'estimation lors de l'utilisation des modèles.

3. Interaction entre les fractures naturelles cimentées et les fractures induites

Au cours de ces dernières décennies, des études ont montré que les fractures naturelles cimentées peuvent avoir un impact sur le comportement des fractures induites

(Fisher et al., 2005). L'effet de cette interaction sur la production reste, cependant, un sujet de débat scientifique (Curtis, 2002 ; Engelder et al., 2009). Dans les couches denses en fractures naturelles, les fractures induites sont plus courtes ou segmentées en raison de leurs interactions. Pour les couches à densité faible de fractures naturelles, en revanche, les fractures induites peuvent se propager davantage (Younes et al., 2011).

Parmi les différents types de fractures hydrauliques naturelles, les fractures verticales sont les plus susceptibles d'affecter la production, en raison de leur abondance dans les shales. Les fractures transverses d'âges différents produisent un réseau de fractures, mais, selon le degré d'étanchéité et la tendance à la réactivation des premiers groupes, le réseau peut ne jamais avoir été relié hydrauliquement mais la réactivation pendant la fracturation hydraulique induite pourrait rendre un tel réseau hydrauliquement connecté pour la première fois. Le ciment de la fracture naturelle peut augmenter la force de cohésion des fractures naturelles lors d'une réactivation ultérieure et peut, ainsi, affecter l'interaction mécanique des fractures induites et naturelles (Dahi-Taleghani and Olson, 2011 ; Gale et al., 2008 ; Tokan-Lawal et al., 2013).

4. Influences des fractures naturelles parallèles à la stratification sur la fracturation induite

La taille d'une fracture naturelle par rapport aux fractures induites peut également influencer l'interaction pendant la production (Bahorich et al., 2012), affectant la croissance et éventuellement la circulation du fluide si elle est ouverte ou ré-ouverte. Bien que les contraintes lithostatiques tendent à maintenir les fractures scellées et à de faibles angles, surtout lorsque la pression du fluide diminue pendant la production, elles peuvent agir comme des plans de faiblesse pendant le traitement des fractures induites, entraînant une réactivation horizontale. Ce mécanisme a probablement fonctionné pour la fracturation hydraulique naturelle dans les cas où plusieurs phases de croissance ont utilisé le même plan. Alternativement, les fractures horizontales peuvent agir comme des barrières à la fracturation hydraulique, en particulier dans les cas où leurs épaisseurs cimentées sont de plusieurs centimètres (Gale et al., 2014).

VII. Conclusion

Les fractures hydrauliques naturelles sont nombreuses dans les bassins sédimentaires. Elles se présentent sous différentes formes avec des fluides variés (dia-génétiques, hydrocarbure, magma...). Elles sont générées dès que la pression du fluide excède la pression hydrostatique et devient sub-lithostatique.

En mécanique, une roche est constituée d'une fraction solide et d'une fraction liquide comblant la porosité de la fraction solide. Les forces s'exercent sur ces deux paramètres influenceront la fracturation hydraulique. **(1)** Partie solide – la contrainte effective σ' correspond à la contrainte sur la surface de contacts des grains et régit la déformation du milieu solide. Elle contrôle le comportement des fractures remplies de fluide interstitiel, **(2)** Partie liquide – les forces d'infiltration vont modifier le gradient de pression des fluides en contrebalançant le poids de sédiments sous-jacents. La nature des contraintes en sera affectée.

Les principaux facteurs contrôlant la génération des fractures hydrauliques sont : **(1)** Les effets de la contrainte différentielle, **(2)** le couplage P fluides/ sur la répartition de la pression, **(3)** L'anisotropie, qui augmente dans les roches riches en matière organique, **(4)** la perméabilité de la roche encaissante contrôlant l'écoulement des fluides, **(5)** l'espacement des fractures dans la roche encaissante.

Les fractures hydrauliques naturelles jouent un rôle primordial dans le contrôle des fractures hydrauliques induites complexifiant leur réseau dans l'espace ; **(1)** les fractures hydrauliques naturelles sont des plans de faiblesse et se font réactiver par les fractures hydrauliques induites, **(2)** les fractures hydrauliques naturelles cimentées seront des barrières lors de l'expansion des fractures hydrauliques induites.

La fracturation hydraulique nécessite une forte pression de fluide, notamment dans le modèle de fracturation horizontale où elle doit être supérieure à la pression lithostatique dans un milieu isotrope et anisotrope.

Chapitre 2

La surpression de fluide dans les bassins sédimentaires : mécanismes et origine

Ce chapitre porte sur le rôle exercé par la pression de fluide aux pores sur la mise en place des « Bedding-Parallel Veins » - BPV. Il nous permettra d'exposer ce que sont les origines et les mécanismes responsables de la surpression de fluides et la mise en place des veins horizontales parallèlement à la stratification.

I. Introduction

Les surpressions de fluides affectent pratiquement la plupart des bassins sédimentaires, généralement à quelques kilomètres de profondeurs et en particulière dans les bassins soumis à des déformation active (Fertl et al., 1976 ; McPherson et al, 1999 ; Madon et al., 2007). En géologie structurale, il est également largement admis qu'une grande partie de déformation crustal sont concentrées dans les zones de surpression de fluide aux pores (Fyfe et al., 1978). Le concept de contraintes effectives (Terzaghi, 1923) permet d'associer cette localisation de la déformation et la présence de fluides interstitiels sous pression (Fig.10).

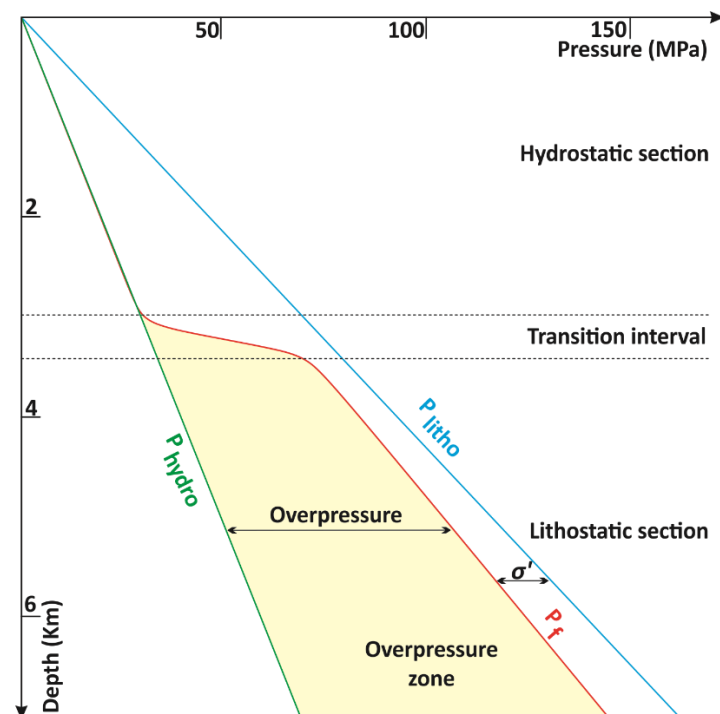


Figure 10: Graphique des pressions vs profondeur. Les roches ayant des valeurs de pression entre le gradient hydrostatique et lithostatique, sont considérées en état de « surpression » tandis que les roches ayant une pression se situant sous le gradient hydrostatique sont en condition de « sous pression ». (Modifié d'après Mackenzie, 1990 ; Swarbrick and Osborne., 1998 ; Deminf, 2002 ; Mourgues, 2004).

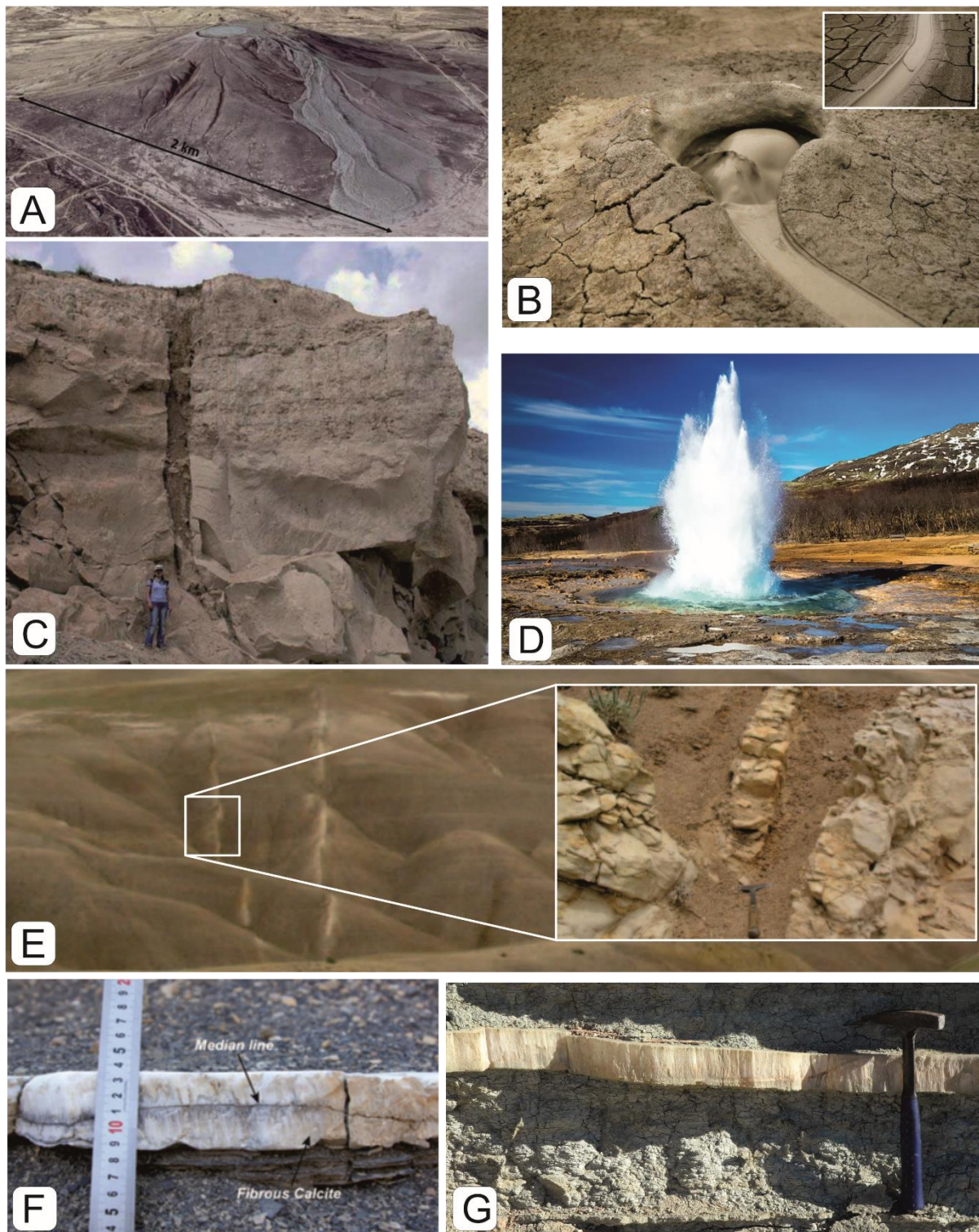


Figure 11: A - B : Volcan de boue, bassin Caspien du Sud, Azerbaïdjan (Blouin, 2019). Trajectoire de mouvement de fluide en surpression (Blouin, 2019). C : Dyke Neptunien observé à l’affleurement (Eren, 2003). D : Geysers dans parc de Yellowstone, USA (Bryan, 2008). E : Injectite de sable dans les Macra Shales, Californie, USA (Scott et al., 2013). C : BPV de calcite dans la formation Blue Lias, entre Lyme Régis et Charmouth, Dorest (Zanella et al., 2019). D : BPV de gypse de 8cm dans la formation Bouhedma, Chaîne Nord de Chotts, SE de la Tunisie (Abaab, 2022).

Le phénomène de « surpression » de fluides se définit par : « toute pression qui dépasse celle de la colonne d'eau équivalent, à savoir la pression hydrostatique, ou de la saumure de formation qu'importe la profondeur » (Dickinson, 1953 ; Swarbrick et al., 2002). Elles représentent un équilibre dynamique entre les phénomènes qui génèrent les pressions (e.g. réduction du volume des pores ou augmentation du volume des fluides, etc...) et ceux qui les dissipent (e.g. écoulement du fluide, déformation élastique de la matrice, etc ...) (Fig.10). L'état de surpression peut ainsi être défini comme un déséquilibre résultant de la rétention d'eau. L'un des facteurs majeurs contrôlant la présence et la distribution de ces surpressions est donc la perméabilité qui contrôle le comportement de rétention d'eau de la roche encaissante (Hart et al., 1995 ; Scream et al., 2002 ; Wilkinson et al., 1997).

Les évidences de ces surpressions de fluides sont nombreuses (Yassir et al., 2002 ; Zanella, 2013). Leurs expressions peuvent prendre différentes formes, à différentes échelles, et s'observent parfois facilement à travers les paysages. Volcans de boue (Fig.10A-B), geysers (Fig.11D), Injectites (Fig.11C-E), sont des exemples classiques de phénomènes associés à de fortes pressions de fluide. Les surpressions se rencontrent aussi bien dans les bassins (Mer du Nord, Golfe du Mexique...) que dans les deltas où les taux de sédimentation sont importants et où de grandes instabilités gravitaires peuvent être des conséquences (Amazone, Niger, Nil...) (Cobbold et al., 2009 ; Cobbold et al., 2004 ; Stricker and Jones, 2018). Elles se rencontrent également dans des environnements tels que les prismes d'accrétion et les chaînes d'avant pays (Byrne and Fisher, 1990 ; Cobbold, 2005 ; Cobbold et al., 1999 ; Cochrane et al., 1994 ; Dahlen et al., 1984).

A l'échelle mondiale, les évidences des BPV sont très nombreuses (Fig.11F-G). Hunt (1990) à citer près de 180 localité où des surpressions de fluides avaient été observées, incluant les bassins américains, africains, européens, asiatiques et australiens. Depuis, de nouveaux auteurs ont décrit l'évidence de ces surpressions de fluides à travers de nombreux bassins sédimentaires à travers le monde (Figs.11-12) (Cobbold et al., 2009 ; Cobbold et al., 2013 ; Law and Spencer, 1998 ; Zanella et al., 2020 ; Zanella et al., 2015b ; Larmier et al., 2021). L'âge des roches dans lesquelles des évidences de surpressions ont été identifiées varient du Pléistocène au Cambrien (Cobbold et al., 2013). Les BPV sont largement distribués et se localisent généralement dans les réservoirs carbonatés et classiques (Cobbold et al., 2004 ; Du

et al., 1995 ; Qiming and Weiliang, 2000). De ce fait, la compréhension de ces structures, BPV, géologiques ainsi que la géométrie de la fracturation hydraulique naturelle, apparaît comme un objet primordial et important dans le monde économique et académique (Fig.12).

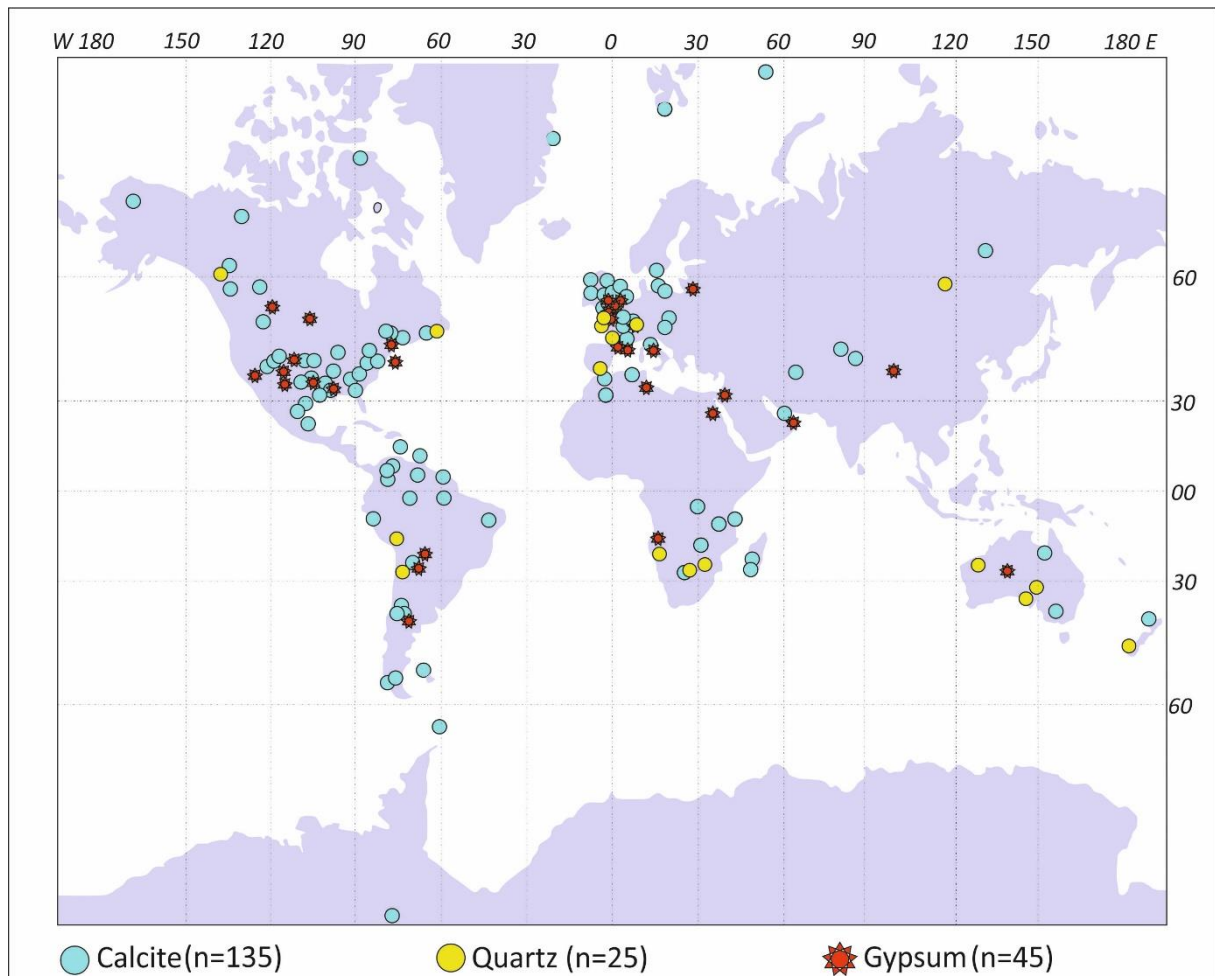


Figure 12 : Carte montrant la distribution globale de zones en surpressions de fluides et l'occurrence de BPV dans le monde.

II. Les mécanismes à l'origine des surpressions de fluides

Certaines méthodes classiques, essentiellement basées sur la porosité empirique par rapport à la contrainte effective verticale, ont été appliquées avec un certain succès dans l'étude des mécanismes générateurs de surpression de fluides. [Grauls \(1998\)](#), a démontré que l'acquisition de la surpression, dans les bassins sédimentaires, est contrôlée par un bon nombre de facteurs dont chacun est caractérisé par une capacité de drainage qui n'est pas suffisamment importante pour évacuer les pressions anormales. En effet, deux principaux

paramètres qui influent sur l'intensité et la durée de la surpression sont : (1) la perméabilité globale des formations (pores et fractures) et (2) la vitesse de génération des pressions.

Compte tenu de l'échec de certaines prédictions de pression en relation avec l'évolution récente de l'exploration pétrolière, plusieurs études ont été réalisées dans les bassins tectoniquement actifs (Mer du Nord) et dans les zones frontières (zones profondes « offshore » - [Grauls, 1998](#)), qui ont permis de revoir l'évaluation de la surpression et de proposer quelques approches complémentaires, utilisables comme compléments des approches conventionnelles. Une évaluation rapide des causes de surpression a été effectuée afin de classer les principaux mécanismes responsables et d'évaluer leurs contributions respectives. L'applicabilité de cette approche est illustrée à l'aide d'une étude de cas où les régimes actuels de surpression provenaient de différents mécanismes responsables ([Grauls, 1998](#)).

L'évolution de la surpression de fluides dans un bassin est directement relative à l'enfouissement, à la tectonique et à la mécanique des roches. Elle a un impact sur la diagenèse des réservoirs ([Burley, 1993](#)), sur la migration des fluides, particulièrement, les hydrocarbures ([England, 1990](#)), sur l'intégrité des couvertures ([Grauls, 1998](#)) et sur la réactivation de failles préexistantes ([Sibson, 1992](#)). Plusieurs mécanismes contrôlent les chemins de la pression des fluides qui circulent dans les bassins sédimentaires et ont, donc, un impact sur le calendrier et la position de piégeage des dépôts minéralisés associés.

L'évaluation de la littérature publiée prouve que les phénomènes qui sont à l'origine de la pression de fluides sont nombreux à savoir la présence d'hydrocarbures, compaction verticale et déséquilibre de compaction, l'expansion thermique des fluides, l'osmose, la tectonique, la transformation minéralogique et les opérations de forage ([Fertl, 1976](#) ; [Magara, 1978](#) ; [Bethke, 1986](#) ; [Shi and Wang, 1986](#) ; [Spencer, 1987](#) ; [Luo and Vasseur, 1992](#) ; [Bredhoeft et al., 1994](#) ; [Audet, 1995](#) ; [Osborne et Swarbrick](#) ; [Crauls et al., 1994](#) ; [Osborne and Swarbrick, 1997](#) ; [Swarbrick and Osborne, 1998](#) ; [Godron and Fleming, 1998](#) ; [Swarbrick et al., 2002](#)). Les travaux les plus récents sont ceux d'[Osborne et Swarbrick](#) ; [Crauls et al., 1994](#) ; [Osborne and Swarbrick, 1997](#) ; [Swarbrick and Osborne, 1998](#) ; [Godron and Fleming, 1998](#) ; [Swarbrick et al., 2002](#)) qui décrivent les mécanismes responsables de la génération de surpressions fluides dans les systèmes actuels d'hydrocarbures entre autres les contraintes mécaniques, l'effet

thermique, les dynamiques et les contraintes chimiques. Nombreux et divers, ces mécanismes ne sont pas tous justifiés par des exemples du terrain. Par ordre d'importance, les facteurs régissant les états de surpression de fluides sont :

(1) Les mécanismes liés à l'augmentation des contraintes mécaniques : compression de fluides par le déséquilibre de compaction des roches suite à une compression et un soulèvement tectonique ;

(2) Les mécanismes thermiques : expansion d'un volume de fluides liée à la transformation des hydrocarbures et la déshydratation des argiles, la flottabilité des hydrocarbures ;

(3) Les mécanismes chimiques : expansion de fluides dans des roches imperméables liée à la diagenèse des argiles, de la silice et des sulfates.

Nous allons brièvement discuter les différents mécanismes cités ci –dessus, ceux qui ont trouvé leur justification par des exemples précis et bien analysés dans les différents bassins sédimentaires :

1. Les contraintes mécaniques

Le phénomène de compaction est un phénomène diagénétique, initialement décrit par [Von Terzaghi \(1923\)](#). La compaction est la contrainte ainsi appliquée est en grand partie transmise au fluide lorsqu'on applique une charge à un sédiment rempli d'eau. Ainsi, sa pression augmente. Sous l'effet de cette variation de pression, le fluide est mis en mouvement et se trouve expulsé du sédiment. La matrice poreuse peut alors se tasser conduisant à la réduction de la porosité et de la perméabilité. Lorsque la perméabilité du sédiment est devenue très faible, l'expulsion du fluide devient également très lente et ainsi les pressions commencent à se créer ([Plumley, 1980](#) ; [Shinn and Robbin, 1983](#)). Cette compaction mécanique pourrait être verticale (déséquilibre de compaction / compaction verticale) ou horizontale (compression latérale).

La compaction mécanique joue un rôle important dans l'évolution des pores et la pression de fluides interstitiels. La température et la pression influent directement sur la pression de pores et la génération de la surpression de fluide dans les couches profondes enfouies (généralement inférieur à 3 Km) ([Kooi, 1997](#) ; [Teige et al., 1999](#)). La surpression de

fluides générée par le déséquilibre de compaction, l'expansion des fluides et la transformation minéralogique sont contrôlées par différents paramètres et se développent à des profondeurs d'enfouissement variables (Browers, 2001) (Fig.13).

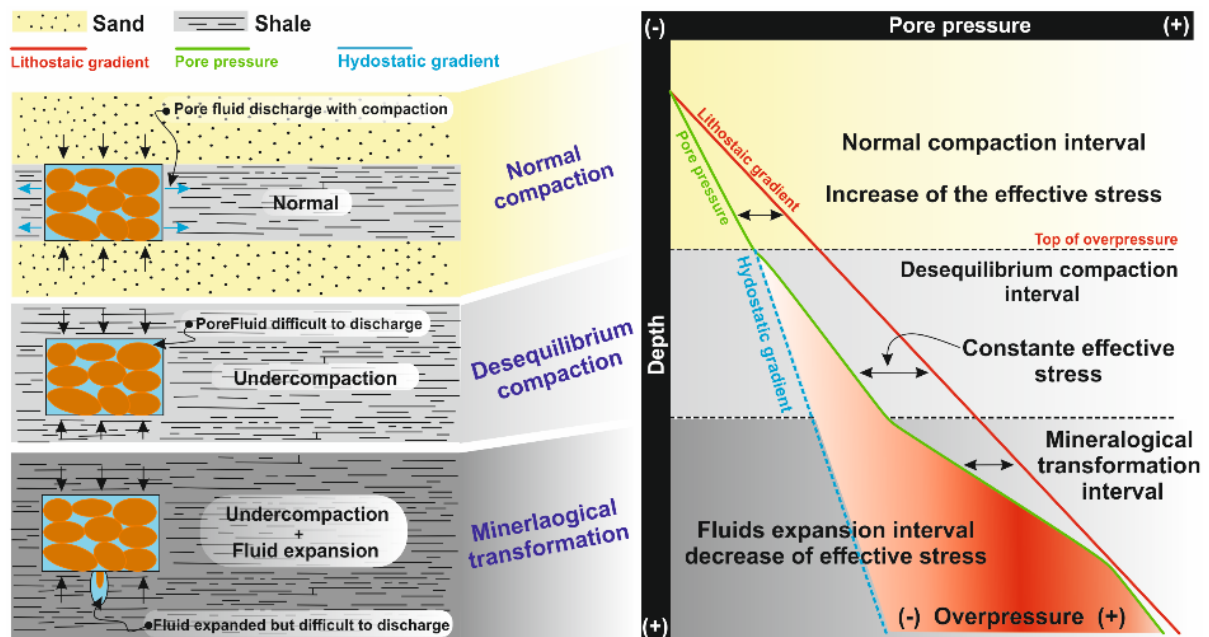


Figure 13: rapport entre les différents mécanismes de la surpression de fluides et la profondeur (Modifié d'après Browers, 2001,2002).

1.1. Le déséquilibre de compaction ou compaction verticale

Le mécanisme de déséquilibre de compaction est le plus répandu à l'échelle des bassins sédimentaires, en particulier dans les régimes tectoniques extensifs dont la contrainte maximale est verticale (Mann et Mackenzie, 1990).

Ce phénomène est souvent connu depuis longtemps comme le mécanisme principal de la génération des surpressions dans les sédiments relativement récents (Moore and Vrolijk, 1992 ; Smith and Wiltschko, 1996 ; Wang et al., 1990 ; Jingzhou Z et al., 2018 ; Michael et al., 2018) à savoir les bassins tertiaires tel que : le Golfe du Mexique, Delta du Niger, delta du Nile, Du Mississippi etc.... (Moore et al., 1990 ; Moore and Vrolijk, 1992 ; Swarbrick et al., 1998). Il affecte des sédiments très peu perméables tels que les argiles. Le déséquilibre de compaction ou la charge verticale est à l'origine de l'augmentation des contraintes verticales dans un système non drainé qui seront par la suite transmises aux fluides incompressibles (Fig.13). La première phase correspond à l'enfouissement d'une roche sous l'effet d'une sédimentation rapide ou lors de son charriage sous une nappe (Wang et al., 1990 ; Moore et Vrolijk, 1992 ;

[Wiltschko, 1996](#) ; [Mourgues, 2003](#)). Ce phénomène est généralement référencé sous le terme « déséquilibre de compaction » car les sédiments affectés exhibent souvent une porosité très élevée.

Dans certains cas, la réduction de porosité par une augmentation des contraintes verticales n'engendre pas une compression suffisante pour évacuer la pression anormale par une expulsion des fluides de pores ([Grauls, 1998](#) ; [Laurent, 2000](#) ; [Swarbrick et al., 2002](#)). La vitesse d'augmentation des pressions est alors en fonction du taux de sédimentation. La mer du Nord fait preuve de cette situation vue qu'il y a une préservation de la porosité des formations silicoclastiques dans les réservoirs de haute température-pression ([Osborne et Swarbrick, 1999](#)). A une certaine profondeur, où la perméabilité devient trop faible pour permettre l'expulsion efficace des fluides, les zones de surpression de fluide sont souvent développées. Une telle profondeur est appelée « Profondeur de rétention des fluides – FRD (Fluid Retention Depth) » ([Fig.14A-B](#)). Pour une même vitesse de sédimentation, la FDR est ainsi moins profonde pour des sédiments peu compressibles et/ou très compressibles tels que les argiles, que pour les sables ou les silts plus perméables et moins compressibles. Pour une même roche, la FDR est, également, d'autant moins profond que la sédimentation est forte ([Swarbrick et al., 2002](#)) ([Fig.14A-B](#)).

Le pourcentage de porosité varie en fonction de types de roche affecté, pour chaque type de roche il y a une limite au-delà de laquelle la compaction n'a plus d'effet sur la diminution de la porosité. Si la porosité continue à diminuer, cela indique que la compaction chimique a elle aussi joué un rôle ([Clari and Martire, 1996](#) ; [Croizé et al., 2010](#) ; [Gouly et al., 2012](#) ; [Chneider et al., 1996](#)). En raison du faible réarrangement des grains et de des processus de dissolution de ces derniers à leurs interfaces, la porosité des grès sous compaction diminue peu lors de l'enfouissement ([McBride et al., 1991](#)). La principale cause de la diminution de la porosité est les ciments diagénétiques ([Bjørlykke, 1983](#) ; [Blatt, 1979](#) ; [Olson et al., 2009](#)). Au contraire, les argiles ont des capacités de compaction bien plus importantes et rapides que les grès en raison du réarrangement de leurs grains et de leur ductilité.

La génération de la surpression dépend étroitement de l'évolution de la compaction des sédiments avant leur subsidence tectonique ([Moore et Vrolojik, 1992](#)). Ainsi, la compaction verticale est plus marquée dans les prismes d'accrétion tectonique sous-marine

(Nakai-Barbades) que dans les chaînes émergées où les roches, généralement anciennes, ont été déjà consolidées (Wang et al., 1990 ; Smith and Wiltschko, 1996). Le type de sédiments accrétés est également déterminant dans l'expulsion des fluides et la création des anomalies de pression. Moore et al. (1990) ont analysés deux types de prismes : ceux qui incorporent des sédiments de faible perméabilité et ceux où les sédiments sont plus sableux et perméables. Dans le premier cas, l'expulsion de fluides est limitée et se cantonne à la porosité des fractures développées au cours de la déformation qui peut atteindre facilement la pression lithostatique (Speed, 1990). Dans le deuxième, par contre, la circulation des fluides est plus facile et suit la variation de la lithologie (Fig.14A-B).

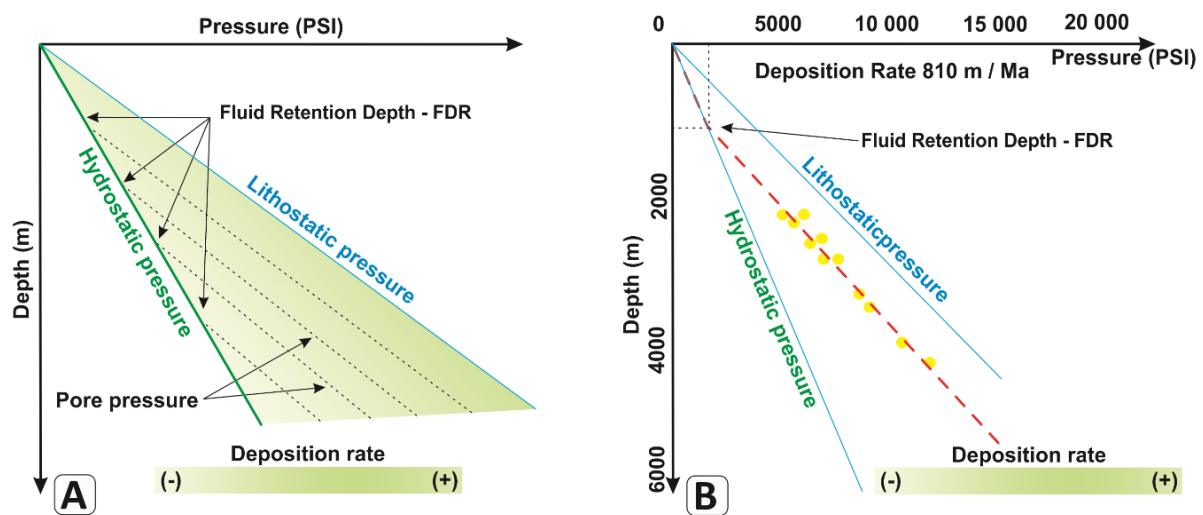


Figure 14: A : Profils des surpressions générées par un mécanisme de compaction verticale et influence du taux de sédimentation sur le profil de rétention des fluides (Swarbrick et al., 2003). **B** : Exemple du calcul de la surpression en 1D pour un déséquilibre de compaction dans le delta du Nile (Modifié d'après Mann et Mackenzie, 1990 ; Osborne et Swarbrick, 1997).

1.2. Compression Horizontale

Outre la compaction verticale, la compression latérale peut être également un mécanisme générateur de la surpression de fluides (Balen and Doetingh, 1995). Dans les bassins sédimentaires, ce mécanisme est, cependant, peu quantifié (Bour et al., 1995). En fait, un régime compressif va induire la formation des failles cisailantes scellantes qui vont, à leur tour, provoquer un déséquilibre de compaction à l'intérieur de la zone de failles (Hubert et Rubey, 1959 ; Berry, 1973 ; Byerlee, 1993 ; Ge and Garven, 1992 ; Meng et al., 2017b ; Qiming and Weiliang, 2000 ; Zanella et al., 2020 ; Larmier et al., 2021) (Fig.15). La seule différence entre la compaction verticale et horizontale c'est au niveau de l'orientation des contraintes

(Balén and Cloetingh, 1995). En effet, dans régimes compressifs, les contraintes maximales sont plutôt horizontales (Fig.15). Les travaux de Yassir et Addis (1998) ont montré que la distribution globale des surpressions se corrèle parfaitement avec les zones tectoniquement actives, ce qui justifie la relation entre la position des bassins et les zones actives que les surpressions elles-mêmes avec les zones actives (Borge, 2002).

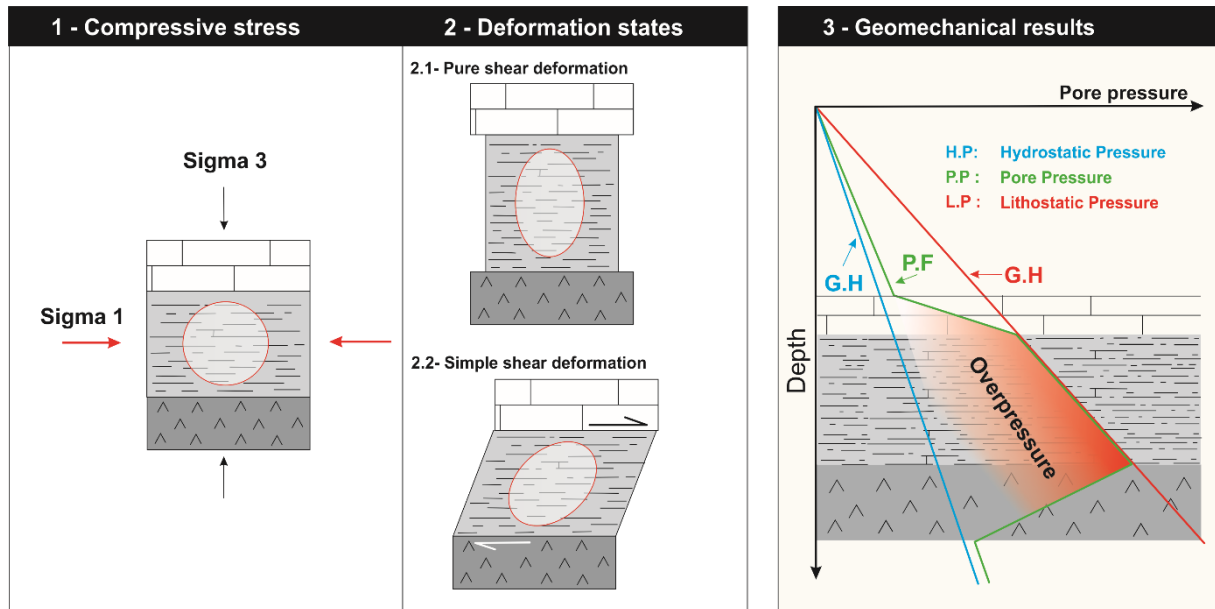


Figure 15: L'effet de la compression latérale sur la genèse de la surpression de fluide, la compression horizontale provoquant le plissement des couches qui entraîne une surpression de fluides (Modifié d'après Van Balén et Cloetingh, 1995; Sibson, 2017 ; Adouani, 2019).

Les surpressions induites par des contraintes latérales se localisent dans les zones de failles ainsi que leur roche encaissante (Berry, 1973 ; Byerlee, 1993). Des travaux ont notamment montré que les surpressions peuvent s'accumuler dans des roches de bassins d'avant pays (Ge and Garven, 1992 ; Meng et al., 2017b ; Qiming and Weiliang, 2000 ; Zanella et al., 2020). Plus rarement, il existe des rejets de fluides en surpression associés à des tremblements de terre et des ruptures de failles (Mukerji et al., 2002 ; Tinivella, 2002). Les surpressions peuvent aussi survenir dans les prismes d'accrétions sédimentaires en contexte de subduction, où la compression horizontale se retrouve couplée au poids des sédiments accrétés sus-jacents (Byrne and Fisher, 1990 ; Davis et al., 1983 ; Deville et al., 2006 ; Neuzil, 1995 ; Screateon et al., 2002). L'apport des contraintes horizontales sur les marges continentales passives et les bassins intra-cratoniques est faible, mais peut tout de même contribuer à des phénomènes de surpression de fluide dans les séquences sédimentaires non déformées. Les changements de contraintes en contexte intraplaque au cours des temps

géologiques peuvent aussi induire des surpressions de fluides (Van Balen and Cloetingh, 1995). La compression horizontale entraîne le plissement des couches qui se traduit automatiquement par une diminution des volumes de pores. Ainsi, si les fluides interstitiels, occupant les pores, ne peuvent pas s'échapper, une anomalie positive de pression est développée (Balen and Cloetingh, 1995).

2. Variation du volume de fluides

La variation du volume de fluides est l'un des processus de la mise en place d'une anomalie de pression. Elle est étroitement liée à la diagenèse et donc à la profondeur de l'enfouissement. Outre l'expansion thermique que le travail d'Osborne et Swarbrick (1997) a caractérisée comme un mécanisme induisant une légère surpression, voire même négligeable, deux autres phénomènes peuvent, également, expulser un volume de fluide assez important pour générer de la surpression de fluides : (1) la déshydratation et transformation minéralogique (2) la génération d'hydrocarbures et le craquage des huiles en gaz.

2.1. Les expansions thermiques du fluide

Dans un environnement non drainé et de porosité constante, l'expansion thermique va engendrer une augmentation du volume de fluides (Barker, 1972 ; Osborne et Swarbrick, 1997 ; Swarbrick et al., 2002). Par exemple, une eau de densité égale à 1 qui passe d'une température de 50 à 75°C va voir sa pression augmenter de 394Kg/cm² (Braker, 1972). Le craquage thermique du kérogène induit, donc, un accroissement du volume de fluides dans une roche mère de faible perméabilité (Du Rouchet, 1981 ; Swarbrick et al., 2002). Plusieurs conditions vont contrôler la génération de cette surpression à savoir : (1) une forte concentration en carbone, (2) un enfouissement et une température correspondant à la fenêtre à huile. De plus, l'expansion thermique est encore plus importante au cours de la génération de gaz thermogénique.

Au cours de l'enfouissement, l'augmentation de température va induire une déshydratation des smectite contenus dans les couches argileuses qui va également participer à la montée en pression des fluides (Colton-Bradley, 1987 ; Osborne et Swarbrick, 1997). Cette déshydratation coïncide avec l'entrée des roches dans la fenêtre à huile migrable (autour de 120°C). Ces mécanismes se produisent majoritairement dans les formations argileuses qui

sont les sources des hydrocarbures mais également comme l'a vu précédemment pour les fluides diagenétique profonds. Pour une roche imperméable telle que l'argile, une augmentation de la température au cours de l'enfouissement va induire une déshydratation des smectites contenues dans les couches argileuses qui peut également susciter une élévation de pression de fluides (Colton-Bradley, 1997 ; Osborne et Swarbrick 1997). En d'autres termes, sous l'effet d'une augmentation de la température, l'eau se dilate. Le changement de volume associé à une augmentation du volume d'eau est estimé à 1,65%. Cette augmentation faible ne peut pas induire une surpression de fluides que pour une perméabilité quasi nulle. Plus l'augmentation de la température est importante plus la viscosité du fluide diminue favorisant son échappement (Osborne and Swarbrick, 1997 ; Mourgues, 2003).

2.2. Déshydratation et transformation minéralogique

La diagenèse peut entraîner des changements du volume initial des sédiments par la production d'une certaine quantité d'eau sous l'effet d'une augmentation de la température et de la pression qui favorisent la mise en place de certains processus chimiques et des changements physiques du sédiment. Cette source de fluides supplémentaires augmentent la pression de fluides et peut aller dans certains cas jusqu'à la création d'une fracturation hydraulique. Osborne et Swarbrick (1997) ont estimé que le changement total du volume des argiles est à 4% en trois étapes successives au cours de l'enfouissement (0,5 km ; 1,5 km et entre 3 et 5 km) dont les profondeurs varient en fonction du gradient géothermique. Dans le cas de l'expansion thermique, la faible expansion volumique mise en jeu ne peut pas produire des surpressions appréciables que dans le cas des sédiments quasi imperméables. Parmi les minéraux les plus hydratés et qui sont rencontrés souvent dans les sédiments, on peut citer les argiles et les évaporites de type gypse. La déshydratation de ces minéraux, au cours de leur enfouissement, est souvent considéré comme source de fluides qui pourrait engendrer des surpressions de fluides (Moore et Vrolijk, 1992 ; Bekins et al., 1994 ; Bekins et al., 1995 ; Osborne et Swarbrick, 1997 ; Swarbrick et al., 2002 ; Akrouf et al., 2021).

2.3. Diagenèse des argiles

Les argiles sont, parmi les minéraux les plus répandus dans les sédiments et les éléments les plus hydratés et plus précisément les smectites. Au cours de l'enfouissement des

formations, la déshydratation des argiles est souvent interprétée comme une source probable des anomalies de pression (Ahn and Peacor, 1986 ; Moore et Vrolijk, 1992 ; Bekins et al., 1994 ; Bekins et al, 1995 ; Osborne et Swarbrick, 1997 ; Swarbrick et al., 2002 ; Lanson et al., 2009). En fait, dans certains bassins argileux, la transformation se fait graduellement avec la profondeur dans une zone qui correspond à la transition avec les surpressions tel que l'exemple du Golfe de Mexique (Bruce, 1984). Les transformations impliquées sont cinématiquement dépendantes de la température, de la fabrication des minéraux et de la perméabilité (Osborne et Swarbrick, 1997). La transformation minéralogique de produit pour des températures de 70° à 150 °C indépendamment de l'âge et de la profondeur (entre 2 et 5 km).

Osborne et Swarbrick (1997), soulignent que les surpressions ne sont cependant pas forcément associées à la réaction smectite–illite. En mer Caspienne, où le gradient géothermique est peu élevé, on rencontre de très forte surpression au-delà de 6 Km de profondeur (96°C) sans aucun changement de taux smectite/ illite (Bredehoeft et al., 1988). La réaction smectite-illite libère de nombreux ions (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\text{Fe}^{3+/2+}$) qui vont se précipiter et diminuer la perméabilité des sédiments, ce qui pourrait augmenter la pression des fluides (Osborne et Swarbrick, 1997).

2.4. Diagenèse des sulfates

Les sulfates de calcium, par exemple, se précipitent, le plus souvent, sous forme de gypse sauf pour des conditions environnementales relativement restreintes (Ciarapica et Passeri, 1976 ; Lugli, 2001). Le gypse est une roche sédimentaire provenant de l'évaporation intense, en milieu lagunaire, d'une eau riche en sulfate de calcium dissous, c'est une roche compacte, avec une porosité totale de l'ordre de 10 à 15%. Au cours de la diagenèse, et sous certaines conditions de température et de pression, le gypse devient instable. En libérant des molécules d'eau, il se transforme en anhydrite qui a son tour peut subir la réaction inverse d'hydratation (Murray, 1964 ; Holliday, 1970).

2.5. Déshydratation des évaporites

La réaction de déshydratation du gypse se produit dans un stage précoce dans l'histoire d'enfouissement. $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (gypse) \gg CaSO_4 (anhydrite) + $2\text{H}_2\text{O}$ (eau) (Murray, 1964). Des

études récentes ont montré que La transformation de gypse en anhydrite s'effectue à une température supérieure à 40°C alors que la présence du sel peut abaisser cette température jusqu'à 25°C, car le sel est caractérisé par une conductivité thermique très élevée qui atteint $5 \text{ cal S}^{-1}\text{cm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (Keern et Weisbord, 1964).

Jowette et al. (1993) ont analysé cette réaction en détails et ont démontré que la profondeur d'enfouissement vertical de l'apparition de la réaction de déshydratation du gypse est contrôlée par la conductivité thermique des sédiments qui le recouvrent et le gradient géothermique de la région. Ainsi, pour une conductivité moyenne des roches sus-jacentes est de $0,0081 \text{ cal S}^{-1}\text{cm}^{-1}\text{K}^{-1}$, une valeur moyenne entre le gypse ($0,0030 \text{ cal S}^{-1}\text{cm}^{-1}\text{K}^{-1}$) et la dolomie ($0,0132 \text{ cal S}^{-1}\text{cm}^{-1}\text{K}^{-1}$), la réaction de déshydratation est possible à des profondeurs supérieures à 700 m.

La transformation du gypse en anhydrite implique la production de l'eau libre dans les pores. Plusieurs études ont montré que le volume du fluide produit ($\Delta V_{\text{fluide}} = + 37\%$) est supérieur à la porosité créée par la réduction du volume des solides ($\Delta V_{\text{solide}} = -30\%$) (Olgaard et al., 1995 ; Ko et al., 1997 ; Miller et al., 2003 ; Milsch and Scholz, 2005). Vu que cette réaction se produit en profondeur, le volume de l'eau produit ne peut pas s'échapper. Ce déséquilibre, entre les volumes produits et les vides créés, peut engendrer des anomalies de pression.

3. Génération d'hydrocarbures

3.1. Génération d'hydrocarbures et craquage des huiles en gaz

Avec l'enfouissement sédimentaire progressif, la matière organique se décompose progressivement, sous l'effet de la pression et de la température. Autrement dite, le kérogène initial, issu de la dégradation de la matière organique au cours de la diagenèse, est transformé dans un premier stade à des hydrocarbures. Puis, dans un stade plus évolué (métagenèse), ces hydrocarbures subissent à leur tour le phénomène de craquage thermique pour se transformer en gaz (Fig.16). Mais, seulement à partir de la catagenèse que cette matière organique commence à libérer des produits. Chacune de ces transformations est associée à un variation du volume des fluides dans les pores (Fig.16).

La catagenèse correspond à la phase de genèse d'hydrocarbures liquides qui s'initie à des températures de 60 à 120°C, souvent qualifiée par « fenêtre à huile » (Hunt, 1996). Les

profondeurs correspondantes dépendent du bassin (1.5 à 4 km). La fenêtre à huile est l'intervalle de profondeur où la roche mère génère et expulse le maximum de pétrole. La perte des substances du kérogène durant cette étape est considérable, la majeure partie du kérogène (50 à 90 % en masse) est transformée en produits fluides (essentiellement des hydrocarbures). L'expansion volumique associée dépend des types de kérogène dont le plus important est le kérogène de type I (matière organique algaire). Pour un kérogène de type II, caractéristique des milieux marins anoxiques avec une origine essentiellement planctonique (Biju-Duval, 1999), ce volume varie généralement entre 25 % (Ungerer et al., 1983) et 50 % (Ungerer et al., 1978). Ces réactions peuvent être encore plus productives si les huiles formées sont expulsées au cours d'une migration primaire et que la pression hydrostatique est maintenue au niveau de la zone de génération (Swarbrick et al., 2002) (Fig.16).

Des études récentes, comme celles dans le Sud de la Bolivie, Amazon au Nord-Est de Brésil (Cobbold et al, 1999, 2004) et dans le delta du Niger (Mourgues, 2003), ont montré que la génération des hydrocarbures est le principal mécanisme à la création de zones en surpression (Fig.16).

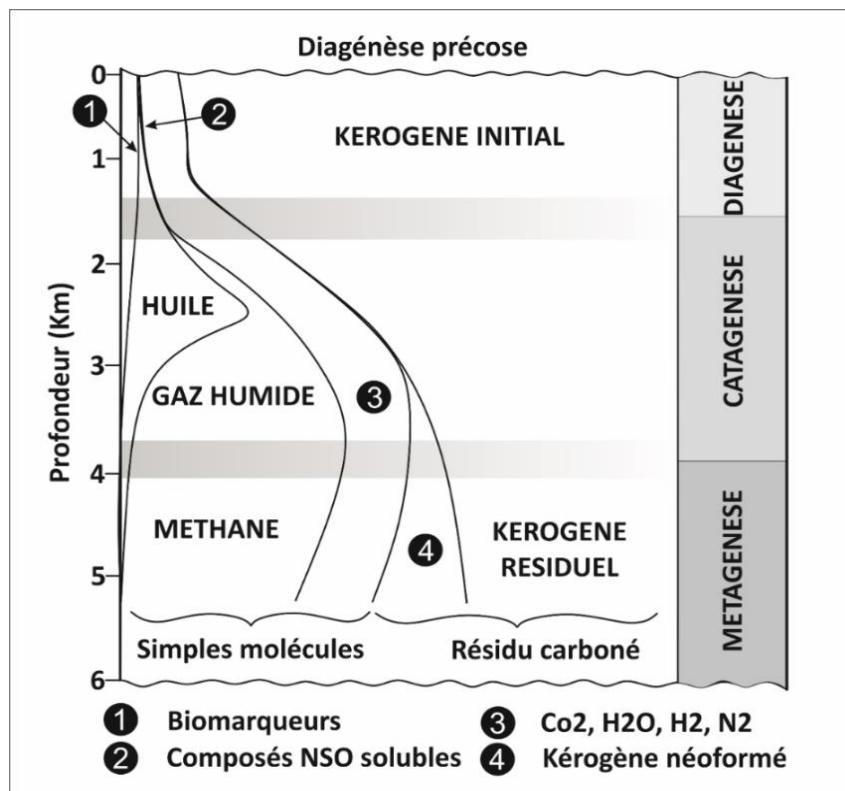


Figure 16: Profondeurs des transformations du kérogène et produits formés. Le méthane est créé au-delà de 4 Km (Modifié d'après Biju-Duval, 1999).

3.2. Craquage thermique d'hydrocarbures

La métagenèse est la phase ultime d'évolution du kérogène au cours de laquelle se produit le gaz sec ou gaz thermogénique par un craquage secondaire des hydrocarbures initialement formés et du kérogène résiduel. Cette réaction se situe dans la « fenêtre à gaz » à des profondeurs de plus de 3500 – 4000 m (120°-140°C) (Fig.17). Les productions du volume de fluides sont très importantes dépassant parfois le volume des pores initial de 140 % (Swarbrick et al., 2002).

Certains auteurs considèrent que, ce mécanisme est le second mécanisme, après le déséquilibre de compaction, responsable à la création de la surpression des fluides. L'exemple le plus connu est celui de la Mer du Nord (Buhrig, 1989 ; Holm, 1998). Les zones de surpressions sont très profondes et coïncident bien avec la zone de fenêtre à gaz. On remarque ici que, contrairement à la surpression engendrée par la charge lithologique, on peut, théoriquement, dépasser la pression lithostatique (Fig.17).

La génération de méthane thermogénique est également mise en évidence dans les prismes d'accrétion sous-marins. De nombreuses traces de méthane sec sont en effet retrouvées dans les fluides circulant autour des niveaux de décollement. Ces observations, proches du front de déformation, impliquent une circulation des fluides rapide sur de grandes distances depuis le lieu de production. Récemment, Cobbold, (1999) et Echevarria et al. (2003) ont également suggéré que la production d'hydrocarbures semble être l'un des processus dominants dans la déformation de la Cordillère au Sud Bolivienne (Fig.17).

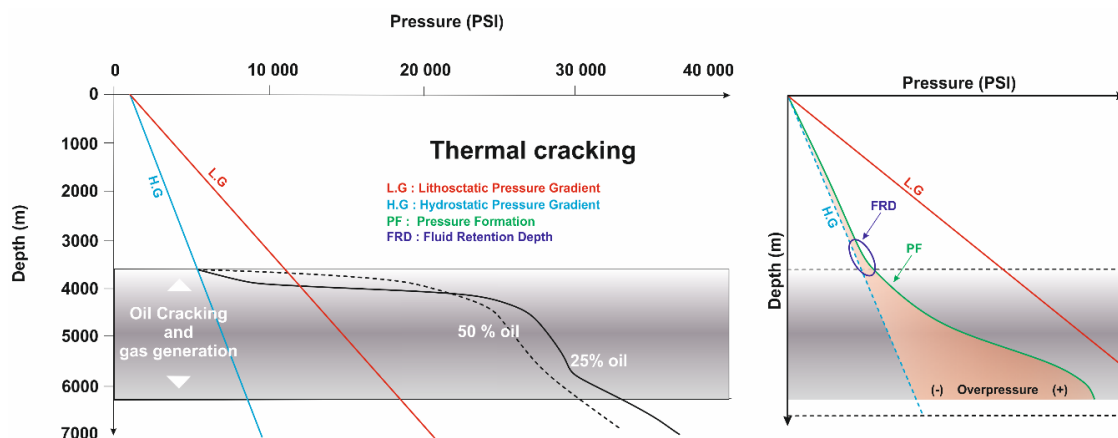


Figure 17: Diagramme montrant les surpressions de fluides générées par la production de gaz dans un réservoir fermé. Les deux calculs sont effectués pour une roche mère contenant initialement 25 et 50 % de pétrole brut. (Modifié d'après Barker, 1990).

4. Autres mécanismes

D'autres mécanismes sont considérés comme des mécanismes secondaires dans la génération de la pression anormale de fluides interstitiels (Swarbrick et al., 2002).

4.1. Le chargement hydraulique

La mise en charge ou est un phénomène très courant en hydrologie de surface. Elle a lieu lorsqu'un aquifère, confiné verticalement par une couche de très faible perméabilité, est rechargé latéralement à partir d'une zone où l'aquifère est libre et où la surface piézométrique est plus élevée (Banton et Bangoy, 1997). Ce mécanisme a été très utilisé par les hydrogéologues pour expliquer l'artésianisme de certains puits qui ont la particularité de jaillir au-dessus de la surface du sol. Ce phénomène est le signe d'une surpression de la nappe captive sous-jacente. La charge hydraulique (intensité des surpressions) ne peut cependant pas excéder l'altitude de la zone de recharge. Les surpressions admissibles sont donc bien inférieures à celles rencontrées dans les bassins (Fig.18).

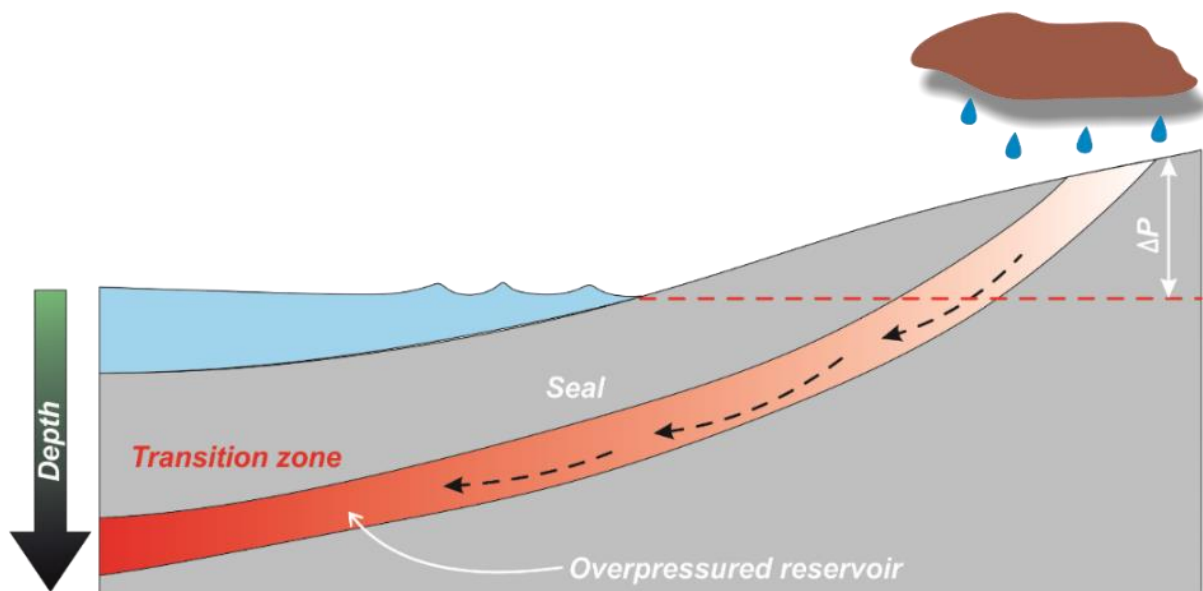


Figure 18: Mise sous pression d'un aquifère captif par recharge latérale, illustration de la surpression induites par les chutes potentiométriques venant de l'amont et d'accumulant dans la partie la plus frontale du réservoir « zone de transition » (Modifié d'après Swarbrick et Osborne , 1998).

Les surpressions sont dues à une différence de hauteur d'eau d'un bout à l'autre de l'aquifère. La hauteur piézométrique est supérieure à la surface, dans ce cas, l'eau jaillit. Les puits forés dans l'aquifère sont donc en surpression et portent le nom de « puits artésiens ». Ils produiront une remontée des eaux sous pressions à la surface en raison de la surpression

de la nappe d'eau. La hauteur de chute potentiométrique est mesurée soit **(1)** comme la hauteur verticale de l'eau s'élevant au-dessus du point de référence, soit **(2)** comme la hauteur de la colonne d'eau convertie en pression, en ayant connaissance de la densité du fluide de formation. Un état de « surpression d'équilibre » s'observe en prenant compte l'élévation de l'altitude au-dessus du niveau de référence et la quantité de surpressions dans les sédiments (Neuzil, 1995). Les surpressions potentiométriques ne peuvent pas dépasser la hauteur maximale de la nappe phréatique surélevée au-dessus du niveau de la mer. Dans de nombreux bassins, les pressions mesurées dans le sous-sol dépassent largement ces valeurs, impliquant la mise en cause d'autres mécanismes de surpressions.

4.2. Les phénomènes osmotiques

L'osmose est le passage de molécules de solvant, en général de l'eau, à travers une membrane semi-perméable, depuis le milieu le moins concentré en solutés (hypotonique) vers celui le plus concentré (hypertonique). Ce phénomène s'arrête lorsque les deux liquides séparés par la membrane ont atteint la même concentration. On parle alors de milieux isotoniques. La pression hydrostatique due à la différence de hauteur d'eau entre ces deux milieux compense alors la pression osmotique. Ce phénomène fut d'abord étudié dans la thématique des transferts sanguins (Gilman, 1937) avant d'être appliqué dans le monde de la géologie.

Les bassins sédimentaires présentent de larges contrastes dans la composition de leurs eaux de gisement avec de fortes variations de la salinité. Ces eaux peuvent circuler à travers des roches semi-perméables, e.g. des micro-fractures ou des pores. La pression osmotique s'ajoutant à la pression hydrostatique peut être faire passer la roche en surpression (Lomba et al., 2000 ; Neuzil, 2000). Elle dépend **(1)** de la porosité et de la perméabilité de la roche et **(2)** des différences de salinité des fluides qui vont être mis en contact via la membrane (Marine and Fritz, 1981). Les variations de la salinité à travers une couche semi-perméable peuvent produire un écoulement qui est maintenue aussi longtemps que le contraste de salinité est maintenu (Neuzil, 2000). Ce phénomène ne peut cependant pas réellement crée de surpressions et reste alors anecdotique.

4.3. Flottabilité des hydrocarbures

Nous avons vu que la densité du fluide est partie intégrante des pressions dans un réservoir. Par conséquent dans un réservoir pétrolier, si l'on ajoute une colonne d'hydrocarbures aux eaux de formation dans l'exemple d'un piège pétrolier, le contraste de densité avec l'eau va induire une augmentation de pressions (Fig.18 - Osborne et Swarbrick, 1997). Ce processus de flottabilité fait partie des principaux mécanismes de surpression dans les bassins pétroliers, dont la magnitude sera proportionnelle à la hauteur de la colonne d'huile et/ou de gaz selon l'équation suivante :

$$P_{HC} = (\rho_{eau} - \rho_{HC}) g H \quad [11]$$

Avec

- P_{HC} : la pression de flottabilité des hydrocarbures,
- ρ_{eau} : la masse volumique de l'eau de formation,
- ρ_{HC} : la masse volumique des hydrocarbures ($\rho_{huile} > \rho_{gaz}$).

La pression d'hydrocarbure, qui s'ajoute à la pression de l'aquifère, peut atteindre à elle seule les conditions de rupture de la roche et engendrer de la fracturation hydraulique (Fig.19).

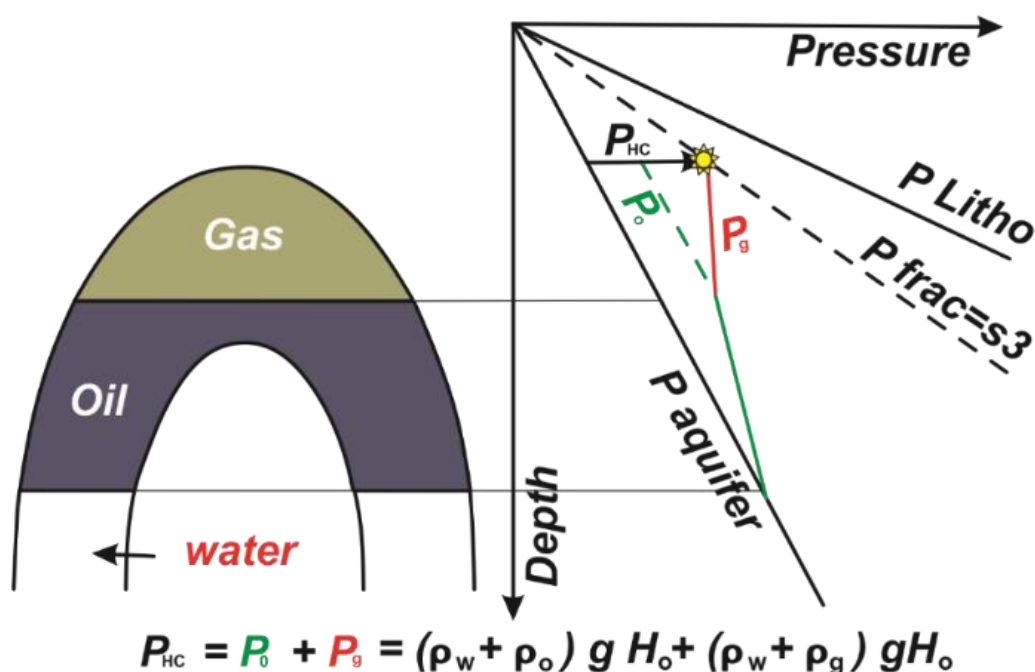


Figure 19: Schéma de l'effet de flottabilité des hydrocarbures amenant à la fracturation hydraulique de la roche encaissante (Modifié d'après Osborne et Swarbrick, 1997).

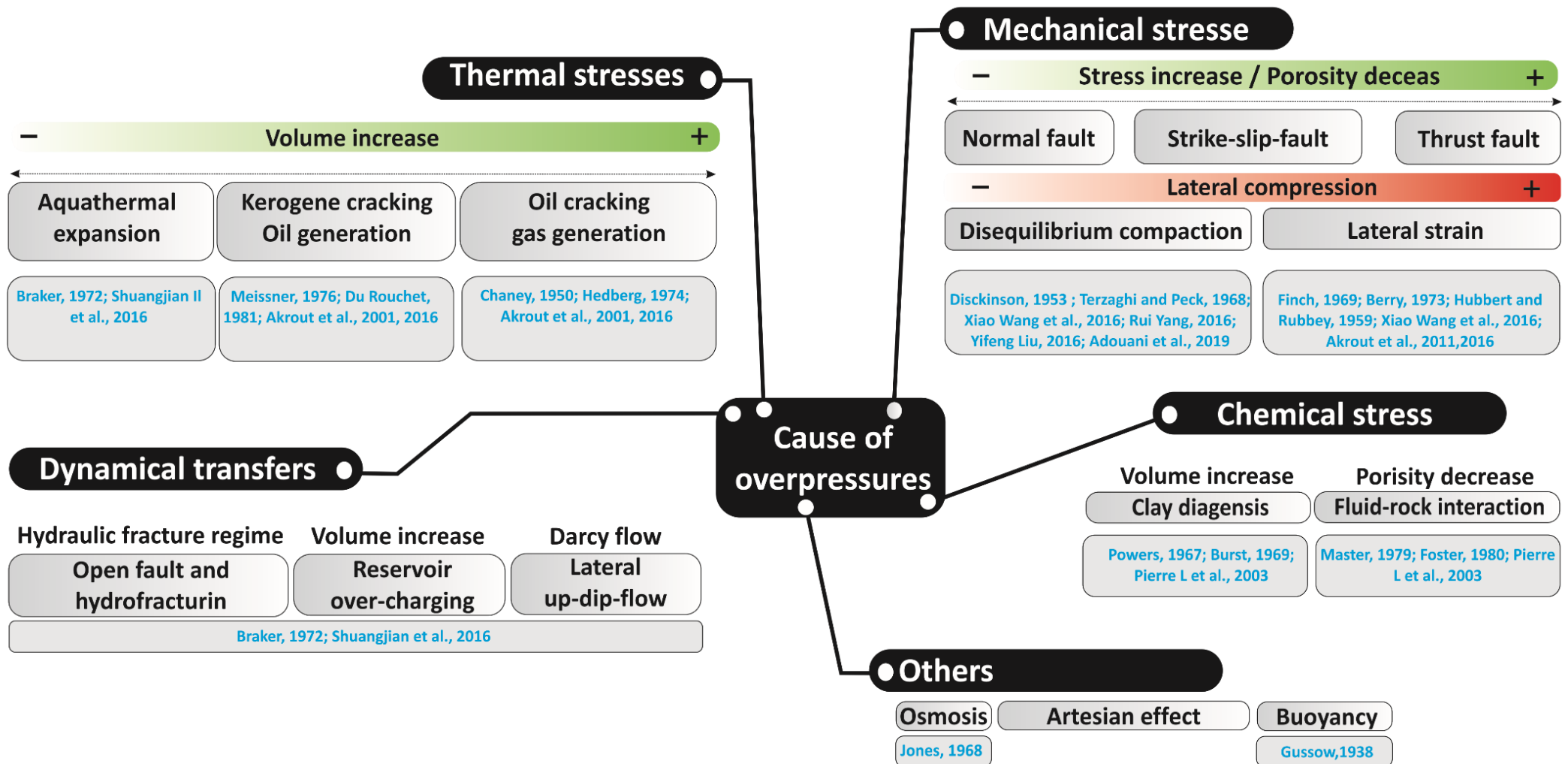


Figure 20: Charte des principaux mécanismes de génération d'une surpression au sein d'un bassin sédimentaire. En rouge sont soulignés les mécanismes régissant le développement d'une surpression dans une roche-mère (Modifié d'après Grauls, 1998).

III. Conclusion

En raison de leur structure en feuillet, les minéraux argileux s'alignent préférentiellement le long des plans cristallographiques impliquant une anisotropie mécanique de l'argile. Cette anisotropie est renforcée avec l'alignement des matériaux organiques au sein des feuillets d'argiles. La composition de l'argile, sa granulométrie, sa porosité et l'agencement spatial des différents minéraux qui la composent, impliquent des différences de propriétés mécaniques. Ces différences rendent ou non les roches sujettes à la fracturation et, dans certains cas, peuvent même contrôler la fréquence des fractures. Une argile avec une faible porosité et granulométrie et une proportion plus élevée de minéraux cassants, illustre une plus grande résistance à la fracturation comparée à un shale riche en argiles avec une porosité élevée.

Les fluides circulant dans les argiles peuvent être issus du craquage des hydrocarbures, un fluide qui résulte d'une transformation minéralogique (hydratation et déshydratation ou bien d'origine météorique). La circulation de fluides au sein des argiles dépend de plusieurs paramètres entre autres : **(1)** La compaction mécanique verticale induite par la charge sédimentaire, **(2)** la compaction chimique résultant de la dissolution et la transformation minéralogiques de certains minéraux **(3)** les fractures et les failles **(4)** et la porosité intergranulaire. Cette synthèse bibliographique a permis de faire ressortir les principaux mécanismes responsables des anomalies de pression :

- La compaction mécanique : charge verticale et contraintes tectoniques
- La génération et le craquage des hydrocarbures ;
- La transformation minéralogique et la déshydratation du gypse.

Ces mécanismes sont très efficaces dans les sédiments très peu perméables de type argiles ou dans les formations confinées entre des barrières de perméabilité qui retardent l'échappement des fluides. La présence de la surpression implique des gradients de pression non hydrostatiques. Ces gradients sont bien supérieurs au gradient lithostatique au niveau des barrières de perméabilité (Fig.20).

**Distribution des BPV dans les bassins sédimentaires, morphologie
et mécanismes de formation**

Ce chapitre présente une évaluation, par une analyse bibliographique détaillée de différents travaux précédemment publiés, de la distribution mondiale des BPV dans divers types des bassins sédimentaires. Les objectifs de cette partie sont **(1)** de faire un bilan sur la localisation/ distribution, la roche encaissante et l'âge des sédiments dans lesquels les BPV sont bien développées, **(2)** d'identifier le mécanisme à l'origine de l'ouverture des BPV, **(3)** déterminer l'origine de ces structures fibreuses de gypse en terme d'interactions potentielles fluide-roche.

I. Introduction

Les « Bedding-Parallel Veins » – BPV, ont été étudiés pour la première fois au SW de l'Angleterre (1800) par les ouvriers des carrières (Lang et al., 1923 ; Webster, 1926). Cette appellation a été adoptée, pour les veines de calcite fibreuse, en raison de leur ressemblance aux fibres de la viande (Buckalnd and De la Beche, 1853). Les veines minérales sont très répandues dans les bassins sédimentaires et les ceintures orogéniques (Cobbold et al., 2013 ; Li et al., 2013a). Par une caractérisation minutieuse de leur forme, de leur orientation et de leur microstructure, ces structures permettent de déceler des détails cruciaux pour l'analyse et la compréhension des processus géologiques. Ces structures, sont donc, capables d'enregistrer des informations sur les paléo-contraintes et permettent de mieux caractériser le processus de déformation dans les roches et la circulation de fluides dans les bassins sédimentaires (Durney et Ramsay, 1973 ; Casey et al., 1983 ; Ramsay et Huber, 1983 ; Spencer, 1991 ; Bons et al., 2012 ; Cobbold et al., 2013).

Depuis la fin de la XIX^{ème} siècle, plusieurs études ont été menées visant une analyse descriptive de ces veines fibreuses ou « BPV » (Andrews 1888 ; Brodie, 1854 ; Judd ; 1871 ; Reid et al., 1903), à savoir le BPV de calcite au sein des sédiments mésozoïques au SW de l'Angleterre ou d'autres localités en Angleterre (Harker, 1908 ; Judd, 1878 ; Lee and Buckman, 1920). Le terme BPV, est devenu, par la suite de plus en plus utilisé pour la description des veines fibreuses parallèles aux strates des couches (Philippe, 2008, ; Cobbold et al., 2013 ; Gale et al., 2014 ; Zanella et al., 2015 ; Ukar et al., 2017 ; Meng et al., 2017a,2017b,2017c,2018, 2019 ; Zhao et al., 2020 ; Larmier et al.2021 ; Zanella et al., 2021).

Par la suite, les BPV furent décrits dans de nombreuses localités à travers le monde, comme en Amérique du Nord (Jowett and Schroder-Adams, 2005; LePain et al., 2008), en

Amérique du Sud (Branquet et al., 1999; Martinius et al., 2012; Rubinstein et al., 2005), en Afrique du Sud (Catuneanu et al., 2005; Nicholas et al., 2006), en Afrique du Nord (Akrou, 2012 ; Cobbold et al., 2013 ; Abaab et al., 2021), en Europe (Jochum et al., 1995; Perrone et al., 1998), au Moyen Orient (Mahboubi et al., 2010; Schwarz and Koehn, 2011), en Asie (Jiao et al., 2007b) ou encore en Océanie (Barker et al., 2006; Marshall, 1926) (Fig.21).

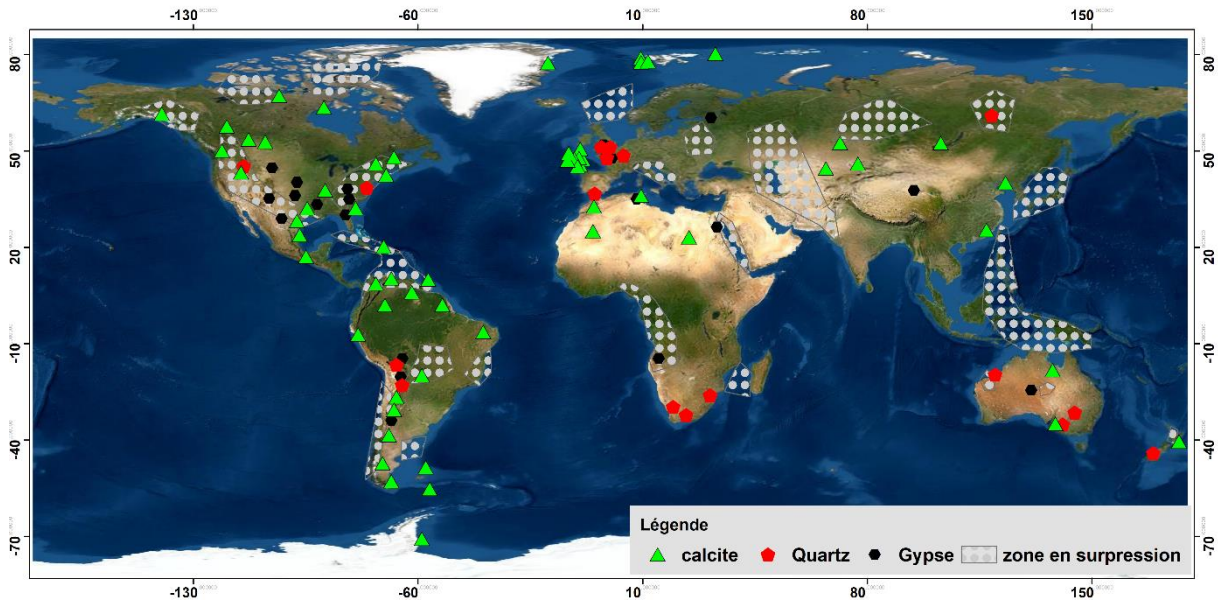


Figure 21: Carte mondiale des BPV et des zones de surpression de fluide. Il s'agit d'une compilation des données des travaux décrivant les BPV depuis 2013 jusqu'à 2022 (modifié d'après Yassir et Adiss, 2002 ; Cobbold et al.,2013).

Les BPV se réfèrent généralement aux veines ayant une morphologie fibreuse. Elles peuvent être sous forme tabulaires simples ou se présenter sous la forme de complexes de segment en forme de lentilles, généralement avec des parois inférieures concaves vers le haut et des parois supérieures plates (Bilbao, 2016 ; Meng et al., 2018a). Selon la direction de croissance de la fibre, la morphologie et le nombre des plans de croissance, les veines sont classées en trois types : « stretched veins », « syntaxial veins » et « antitaxial veins » (Durney et Ramsay, 1973 ; Passchier et Trouw, 1996 ; Bons et Montenari, 2005 ; Bons et al., 2012) (Fig.22). On considère que les stretched veins sont formées par une succession de « crack-seal » (Ramsay, 1980 ; Lee et Wiltschko, 2000 ; Renard et coll., 2005 ; Bons et al., 2012) (Fig.22). Les veines syntaxiales, par contre, n'ont qu'un seul plan de croissance au centre des veines qui présente une morphologie cristalline de blocs-allongés (Fisher et Brantley, 1992 ; Bons et Montenari, 2005 ; Bons et al., 2012).

Les veines antitaxiales sont, en revanche, des veines fibreuses avec deux plans de croissance simultanés situés sur les deux interfaces entre la paroi veineuse et la roche (Bons et Montenari, 2005 ; Bons et al., 2012). Bons (2000) a indiqué que le terme "fibreux" ne peut être utilisé que pour les veines fibreuses antitaxiales dont la texture est vraiment fibreuse pour éviter toute confusion avec les autres structures (Fig.22). Parmi les trois types de veines, les veines antitaxiales ont reçu, récemment, une attention considérable vu leur morphologie cristalline spéciale. La calcite, le gypse et le quartz sont les minéraux les plus communs dans les veines antitaxiales, observées principalement dans les roches à faible perméabilité, comme le schiste, la marne, les carbonates et les évaporites (Cobbold et al., 2013 ; Gale et al., 2014 ; Larmier, 2020).

Les BPV sont définies comme des fractures parallèles à la stratification, remplies par la recristallisation des trois principaux minéraux à savoir la calcite, le gypse et le quartz. Ils prennent souvent la forme des fibres perpendiculaires aux parois de l'ouverture. Le mécanisme de formation des veines fibreuses antitaxiales a été discuté pour la première fois avec Ramsay (1980) puis il a été abordé par de nombreux travaux de recherche (Cox, 1987 ; Urai et al., 1991 ; Means et Li, 2001 ; Bons et al., 2012 ; Cobbold et al., 2013 ; Gale et al., 2014 ; Zanella et al., 2015 ; Akrouf et al., 2016 ; Meng et al., 2017a, 2017b, 2017c, 2018a ; Wang et coll., 2018 ; Luan et al., 2019 ; Zanella et al., 2020 ; Larmier et al., 2021) (Fig.23).

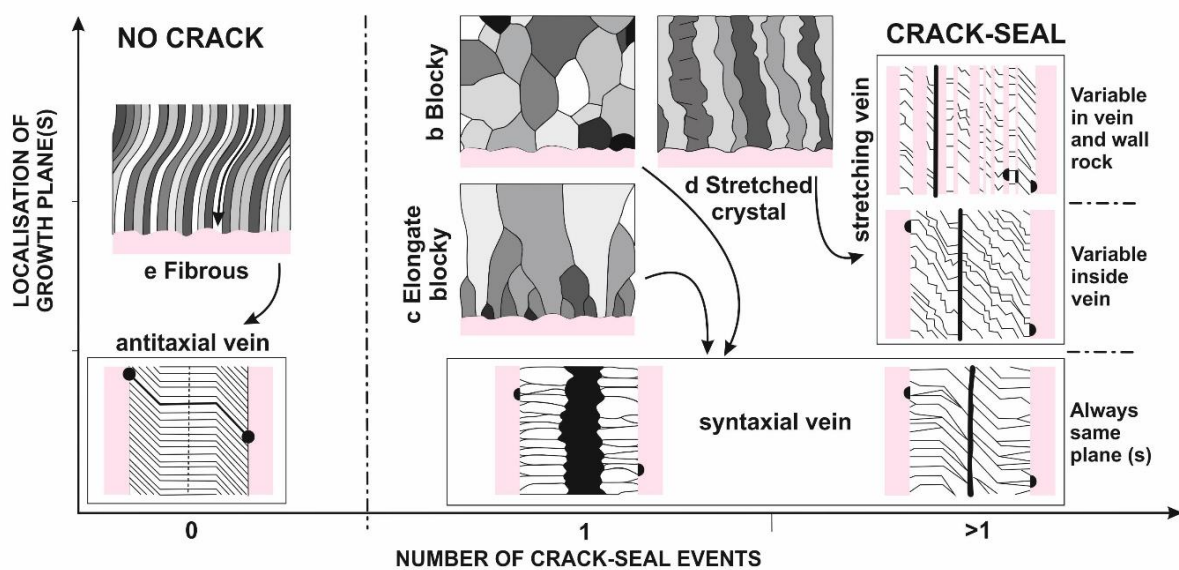


Figure 22: Schéma de base reliant les différents types des veines (veine antitaxiale, syntaxiale ou ataxiale) et la morphologie interne du cristal, la localisation du plan de croissance (Modifié d'après Bons et al., 2012).

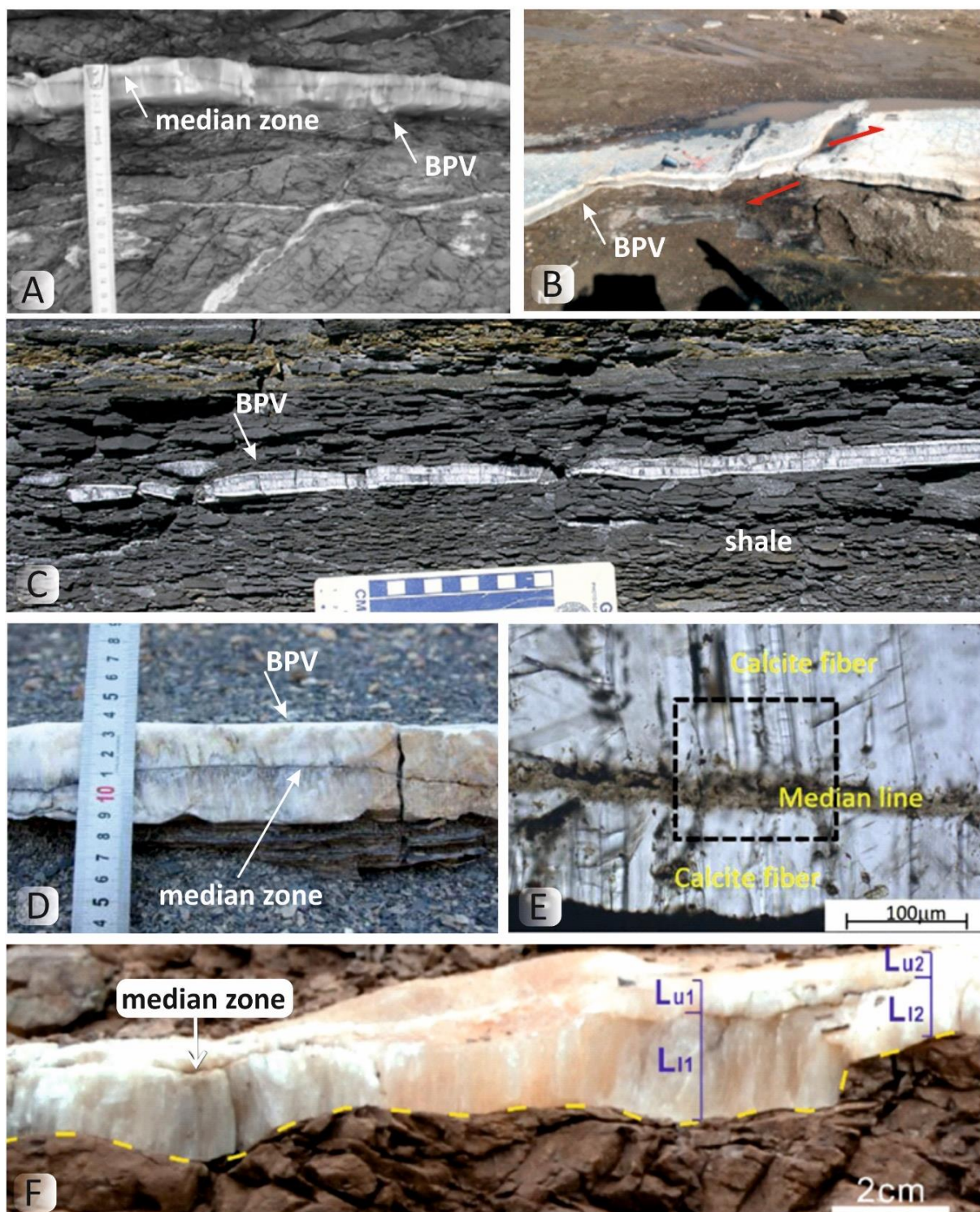


Figure 23: A : Photo typique de BPV dans le Trias supérieur de la Formation Mercia, Bassin de Channel Bristol – SW de l’Angleterre (Philipp, 2008). B : Les strates de Vaca Muerta sont déformées en une série de plis et sont coupées par des failles de chevauchement (Ukar et al., 2017). C : BPV de calcite (8 cm) dans la Vaca Muerta Formation, Neuquén basin, Argentina (Laubach et al., 2014). D : BPV de gypse dans le mudstones de la Fm Mercia - SW de l’Angleterre, avec une zone médiane au centre de la veine (Larmier et al., 2021). E : BPV de calcite avec une zone médiane au centre et zone fibreuse de part et d’autre (Zanella et al., 2021). F : BPV de gypse dans le mudstones de la Fm Mercia – SW Angleterre (Meng et al., 2019).

Récemment, et compte tenu de la faible perméabilité des roches hôtes, le processus responsable de la formation des veines fibreuses est attribué à la fracturation hydraulique en raison de surpression de fluides (Shearman et al., 1972 ; Stoneley, 1983 ; Cosgrove, 2001 ; Philipp, 2008 ; Rodrigues et al., 2009 ; Li et al., 2013a ; Cobbold et al., 2013 ; Zanella et al., 2014, 2015 ; Meng et al., 2017a, 2017b ; Wang et al., 2018). En effet, une fois la contrainte effective appliquée aux roches dépasse la contrainte normale, une fracturation hydraulique naturelle se produit dans les roches. Cependant, l'origine de la fracturation par surpression de fluides reste controversée et diversement discutée par de nombreuses études dont certaines renvoient le développement de la fracturation au craquage des hydrocarbures (Stoneley, 1983 ; Rodrigues et al., 2009 ; Cobbold et al., 2013 ; Zanella et al., 2014, 2015 ; Wang et al., 2018), à la compression tectonique (Cosgrove, 2001 ; Rodrigues et al., 2009 ; Meng et al., 2017b) et à la transformation des minéraux (Philip, 2008 ; Wang et al., 2018). La force de la cristallisation a également été évaluée comme l'un des mécanismes générateurs du développement des veines fibreuses antitaxiales (Means et Li, 2001 ; Wiltschko and Morse, 2001 ; Gratier et al., 2012 ; Wang et al., 2018 ; Meng et al., 2018b, 2019).

Bien que la calcite soit le minéral fibreux le plus fréquent dans les veines dilatantes, d'autres minéraux de remblaiement peuvent avoir une affinité fibreuse s'ils se développent lors de l'ouverture progressive ou épisodique d'une veine. Les exemples les plus fréquemment observés sont : le gypse (Sherman et al., 1972 ; Hilger et Urai, 2005 ; Cobbold et Rodrigues, 2007), le quartz (Ramsay, 1980 ; Hilger et Urai, 2005) le pyro-bitume ou le carbone (Parnel, 1999), la dolomite, l'halite, la barytine (Parnel, 1999). Récemment Cobbold et Rodrigues (2007) ont utilisé, pour la première fois, le terme « gypsum beef » pour qualifier la nature minéralogique des fibres.

II. Les BPV de gypse

Les BPV de gypse se localisent majoritairement dans des sédiments à faible perméabilité essentiellement dans les mudstones (Cosgrove, 1995 ; Cosgrove, 2001 ; Shearman et al., 1972), et dans les faciès évaporitiques (Geel, 1976 ; Testa and Lugli, 2000). Environ quarante localités ont été décomptées dans lesquelles les BPV se composent essentiellement des fibres du gypse (Tab.1 – Annexe I, Fig.24), ou exceptionnellement des fibres d'anhydrite (Machel, 1985).

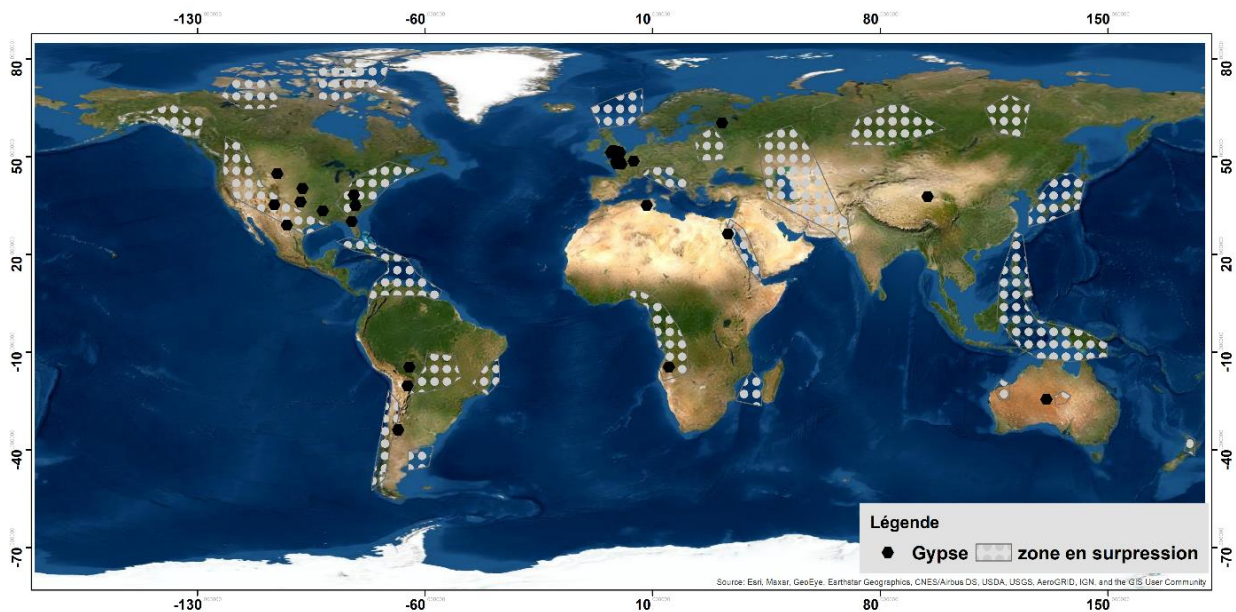


Figure 24: Carte de répartition des zones en surpression et des BPV de gypse dans le monde. Il s'agit d'une compilation des données des travaux décrivant les BPV depuis 2013 jusqu'à 2022 (Modifié d'après Yassir et Adiss, 2002 ; Cobbold et al., 2013).

Néanmoins, Cobbold et al. (2013) ont remarqué que la distribution géographique des BPV de gypse est corrélatée à celle des BPV de calcite, bien que les BPV de gypse soient absents au niveau des latitudes élevées. Elles comportent un ratio longueur / largeur très important, en d'autres termes, leurs fibres sont très allongées avec une épaisseur entre 2 mm et 54 cm (Ukar et al., 2017 ; Abaab et al., 2022). Les formations contenant ces veines sont généralement associées à des forts pics de production évaporitique, notamment lors du Trias moyen et du Néogène. Il est important de noter, qu'à pression atmosphérique, le gypse est stable jusqu'à des températures d'environ 60°C. Au-dessus de cela, il se déshydrate en anhydrite (Jowett et al., 1993). Il peut néanmoins rester hydraté, même à des températures atteignant les 100°C et à une profondeur de l'ordre de 3 Km, si le gypse est en contact avec un fluide aqueux à une pression de fluides qui dépasse ou proche de la pression lithostatique.

La classification des âges stratigraphiques et des compositions lithologiques des roches encaissantes des BPV de gypse à l'échelle mondiale est présentée dans le [Tableau 1 – Annexe I](#). Les types de roches les plus fréquents sont les mudstones et les roches évaporitiques ([Fig.25](#)) et les âges les plus fréquents vont du Trias moyen au Néogène ([Fig.26](#)).

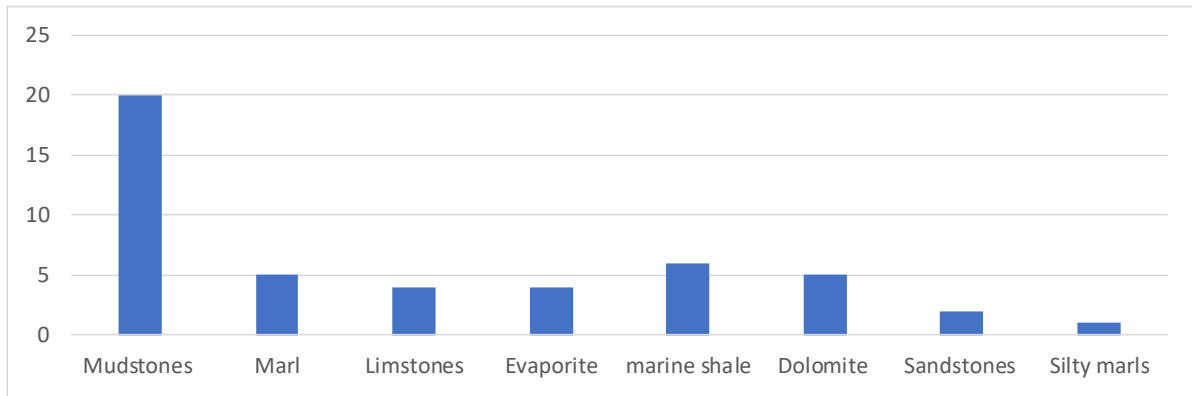


Figure 25: Histogramme montrant la distribution des BPV de gypse en fonction des types des roches encaissantes.

Cette analyse bibliographique indique que les périodes de production abondante d'évaporites sont essentiellement liées à un climat chaud et sec. De ce fait, pour les roches hôtes d'âge paléozoïque, jurassique inférieur et créacé, un faible nombre des structures de veines de gypse a été décelé (Fig.26).

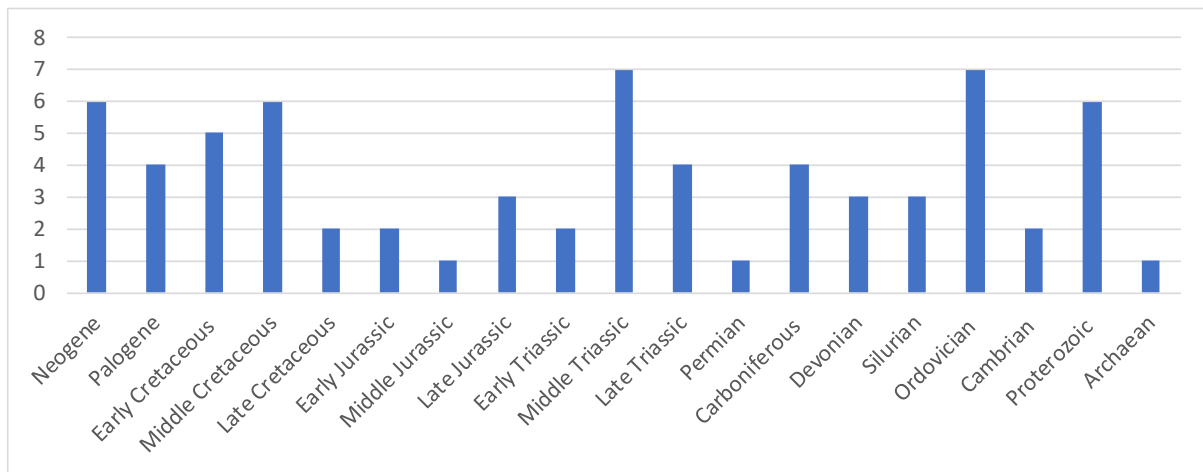


Figure 26: Histogramme montrant la distribution des BPV de gypse en fonction de l'âge des roches encaissantes.

En dépit de la diversité des études récentes et détaillées portant sur la caractérisation des BPV, les mécanismes responsables de leur mise en place restent méconnus et /ou partiellement interprétés (Fig.27). Certains auteurs suggèrent que ces veines résultent d'un processus de surpression de fluides lié à la déshydratation du gypse en anhydrite (Miller et al., 2003). Les veines de gypse peuvent aussi se localiser proche des veines verticales mises en place par des mécanismes surpression de fluides, e.g. les injectites des collines de Panoche en Californie (Hurst et al., 2011), et les veines de bitume du bassin de Neuquén, Argentine (Cobbold et al., 2011 ; Zanella et al., 2015 ; Larmier et al., 2021 ; Zanella et al., 2021).

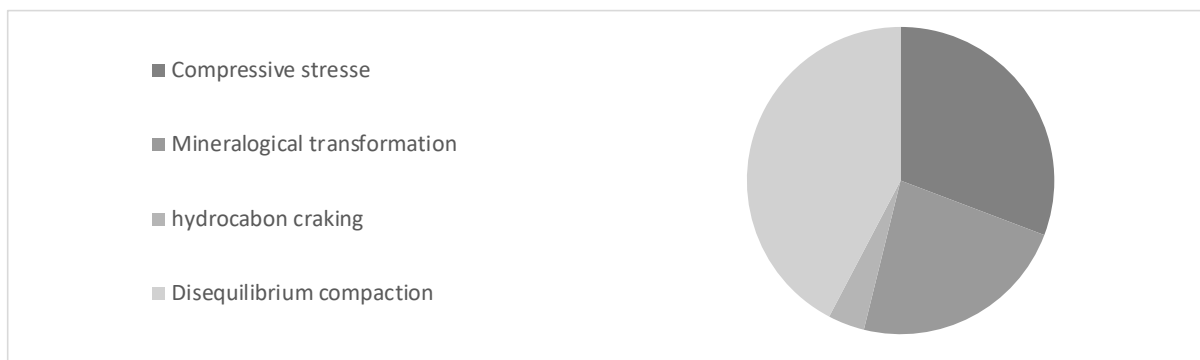


Figure 27: Histogramme montrant les mécanismes à l'origine de formation des BPV de gypse.

Certaines veines du gypse ont été formées dans des séquences évaporitiques ou continentales qui sursèment les roches et les réservoirs sources de pétrole, comme en Tunisie (Fig. 28C, E, F, G etH) ou d'Angola. Cela ne signifie pas nécessairement que la production de pétrole a été la cause de la surpression, étant donné la déshydratation du gypse à l'anhydrite en profondeur peut également être à l'origine de cette anomalie.

Hurst et al. (2011) ont décrit en détails le complexe d'injectites Panoche, indiquant qu'il est lié qu'à une anomalie positive de pression. Une autre association intéressante est observée entre les veines gypseuses et les digues verticales de bitume solide dans le bassin de Neuquén, en Argentine. Cobbold et al. (2011) ont affirmé que ce bitume était à l'origine du pétrole, formé à partir des roches sources du Jurassique, à la suite de l'advection de la chaleur hydrothermale autour des volcans quaternaires, et qui a pénétré dans les roches hôtes alors que le bitume était sous pression.

Dans ces 41 localités de veines du gypse (Tab.2 – Annexe I), une seule localité contient des hydrocarbures ; dans le bassin de Neuquén, en Argentine, où il existe un système pétrolier actif, et donc l'huile liquide est présente sous forme d'inclusions dans les fibres du gypse. Cela se produit à la bordure SE du bassin, où les faciès sont évaporitiques. Dans la même zone, le pétrole est observable sous forme de suintement en surface et semble avoir migré, horizontalement et verticalement, depuis des parties plus profondes du bassin (Meng et al., 2017a ; Zanella et al., 2020 ; Larmier et al., 2021). D'autres travaux, cependant, ont signalé que les mécanismes générateurs de la surpression de fluides et la minéralisation de veines du gypse, en absence de tous les témoins associés à la matière organique, sont majoritairement liés à la transformation minéralogie du gypse en anhydrite et à la tectonique compressive (Philippe, 2008 ; Meng et al., 2017b ; Zhao et al., 2020) (Fig.28).

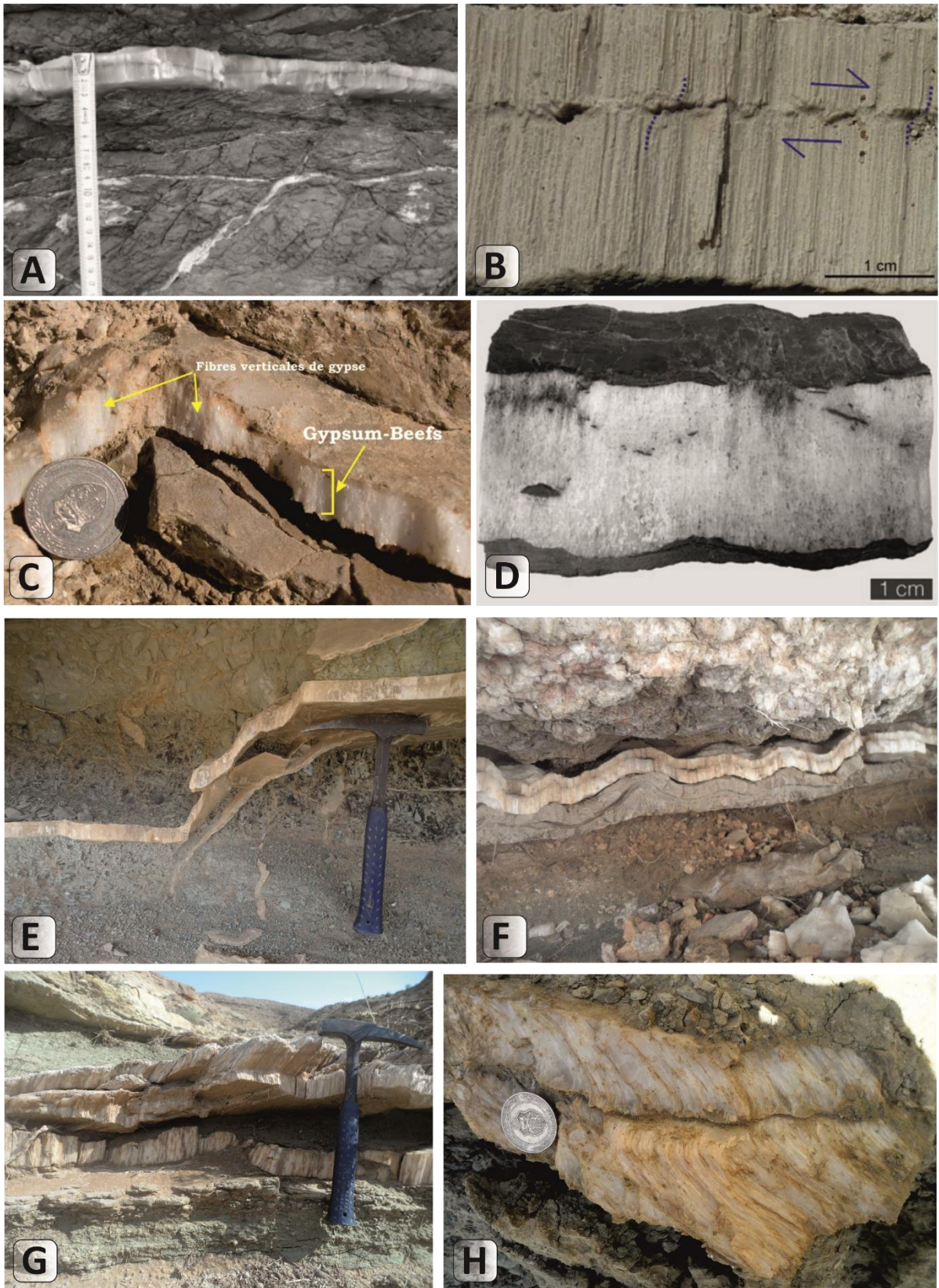


Figure 28 : A : BPV de gypse dans les mudstones de la Fm. Merci, Somerset, SW England (Philipp, 2008). B : BPV de gypse dans bassin de Pisco, Pérou (Rustichelli et al., 2016). C : Photos typiques de BPV dans le Lias, Zmilet Haber, Sud de la Tunisie (Akrouf, 2012). E, F, G&H : photos typique de BPV de gypse dans l’anticlinale de Zemlet el Beidha, SE de la Tunisie (Abaab et al., 2021 ; Zanella, 2021).

III. Les BPV de calcite

Les BPV de calcite sont très répandues dans les différents bassins sédimentaires, essentiellement aux alentours de l'Océan Atlantique. L'étude bibliographique détaillée de la distribution, de la composition de la roche encaissante, de l'origine ou bien des mécanismes générateurs de la surpression fluide et la fracturation hydraulique naturelle indique que les veines de calcite sont identifiées le plus souvent dans des schistes marins ou des argiles (Tab.2 – Annexe I, Fig.29).

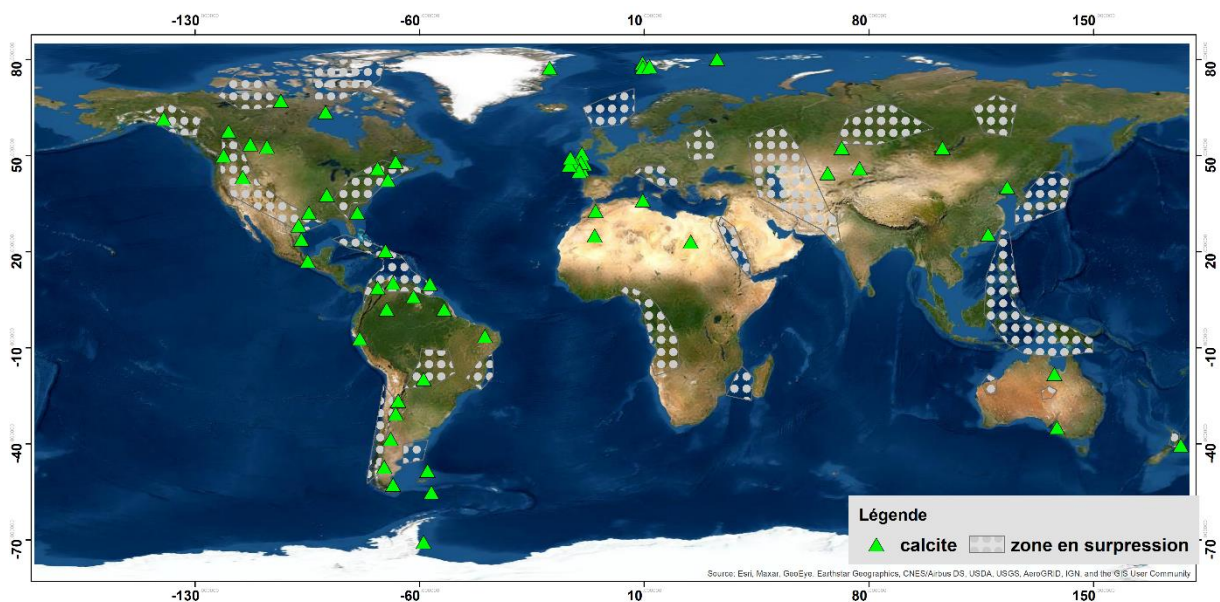


Figure 29: Carte de répartition des zones en surpression et des veines de calcite référencés dans le monde. Il s'agit d'une compilation des données des travaux décrivant les BPV depuis 2013 jusqu'à 2022 (Modifié d'après Yassir et Adiss, 2002 ; Cobbold et al., 2013).

La répartition basée sur l'âge attribuée à ces structures rappelle celle adoptée par Markello et al. (2007), qui ont compilé un atlas mondial de 8369 réservoirs de carbonates dans des champs pétroliers différents. L'abondance de ces dépôts carbonatés peut trouver son explication dans les conditions climatiques ; en d'autres termes, les pics modaux reflètent des périodes de production importante des carbonates sur Terre, sous un climat chaud ou en abondance de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Tenant l'exemple des BPV calcite communs sur les marges de l'océan atlantique qui sont liés au rifting Jurassique-Paléogène qui a précédé l'ouverture de cet océan (Cobbold et al., 2013) (Figs.29,32).

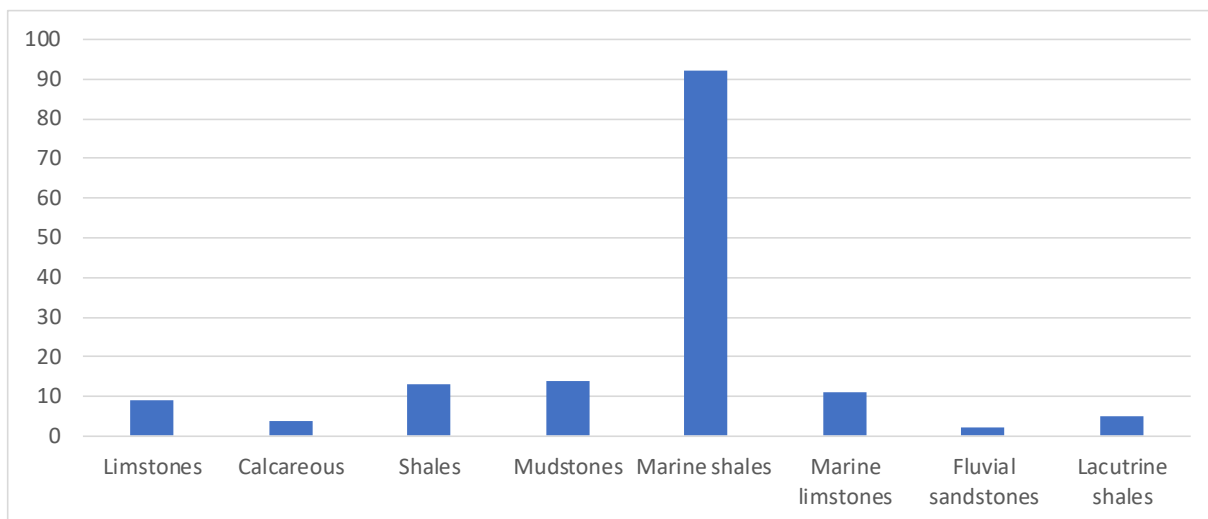


Figure 30: Histogramme montrant la distribution des BPV de calcite en fonction des types des roches encaissantes.

Les veines de calcite se trouvent sous forme de couches parallèles à la stratification (Cobbold et al., 2012). De toutes ces observations, 124 localités affichent des veines de calcite calcite se concentrent dans certaines régions, en particulier autour de l’océan Atlantique. Les compositions lithologiques et les âges stratigraphiques des roches hôtes ont été résumés par le [Tableau 2 – Annexe I](#). La roche la plus fréquente est le schiste marin alors que la répartition des âges ([Fig. 30](#)) montre des hauts modaux pour les 4 périodes suivantes : **(1)** Cambrien - Ordovicien, **(2)** Dévonien-Carbonifère, **(3)** Jurassique et **(4)** Crétacé-Paléogène. Il est important de signaler qu’aucune trace de roches hôtes du Trias précoce pour les BPV calcite n’a été pu être enregistrée ([Fig.31](#)).

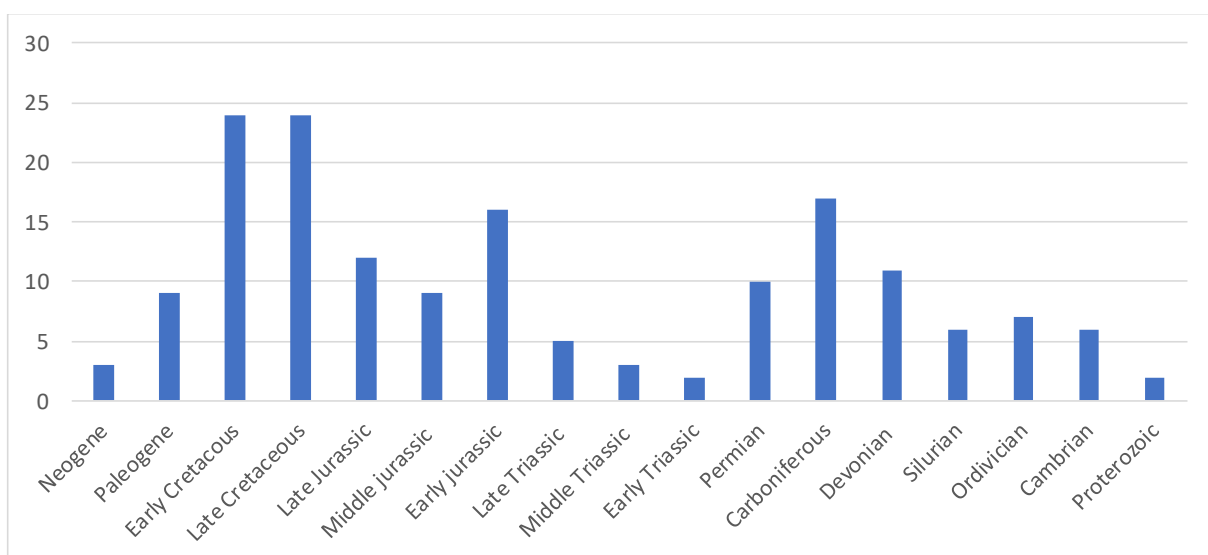


Figure 31: Histogramme montrant la distribution des BPV de calcite en fonction des types de l’âge des roches encaissantes.

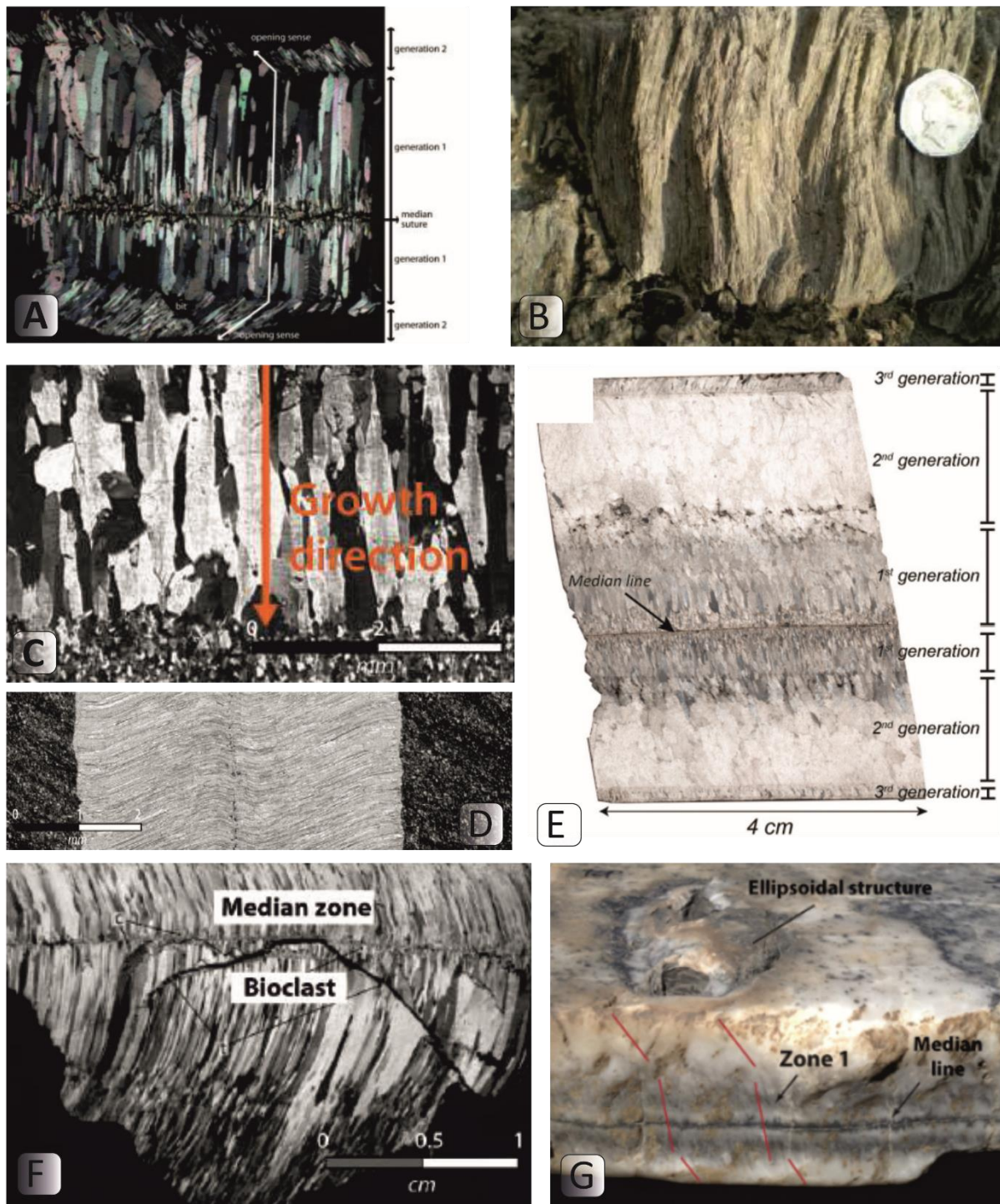


Figure 32: A : BPV de calcite dans les mudstones de la Fm. Mercia, Somerset, SW England (Philipp, 2008). B : BPV de calcite (Zanella et al., 2015a) C : Photos typiques de la direction de croissance de BPV de calcite (Larmier, 2021). D : cristaux fibreux (Bons and Montenari, 2005). E : BPV de Calcite, (Vaca Muerta, bassins de Neuquén, Argentine) trois génération peut être identifiée (Larmier et al., 2021). F : BPV de calcite dans la formation Vaca Muerta, bassins de Neuquén, Argentine (Rodrigues et al., 2009b) photos typique de BPV de gypse dans l’anticlinale de Zemlet el Beidha, SE de la Tunisie (Abaab et al., 2021 ; Zanella, 2021). G : BPV de calcite (Ukar et al., 2017).

IV. Les BPV de quartz

Les BPV de quartz sont identifiés dans trente localités à travers le monde (Tab.3 – Annexe I, Fig.33) et se situent majoritairement dans des turbidites (Fornari and Hérail,1991 ; Tanner, 1989 ; Watt, 1898 ; Cobbold et al., 2013). Ils présentent un ratio longueur / largeur plus faible que les BPV du gypse, indiquant que les fibres des BPV de quartz ont un diamètre plus élevé pour une même épaisseur de veine. La solubilité de la silice dans l'eau diminue considérablement, car la température de la solution descend en dessous de 250 °C, surtout si la pression diminue également (Fournier et Rowe, 1977). Ainsi, le BPV du quartz se forme généralement à des profondeurs de plus de 8 km, dans des conditions du métamorphisme.

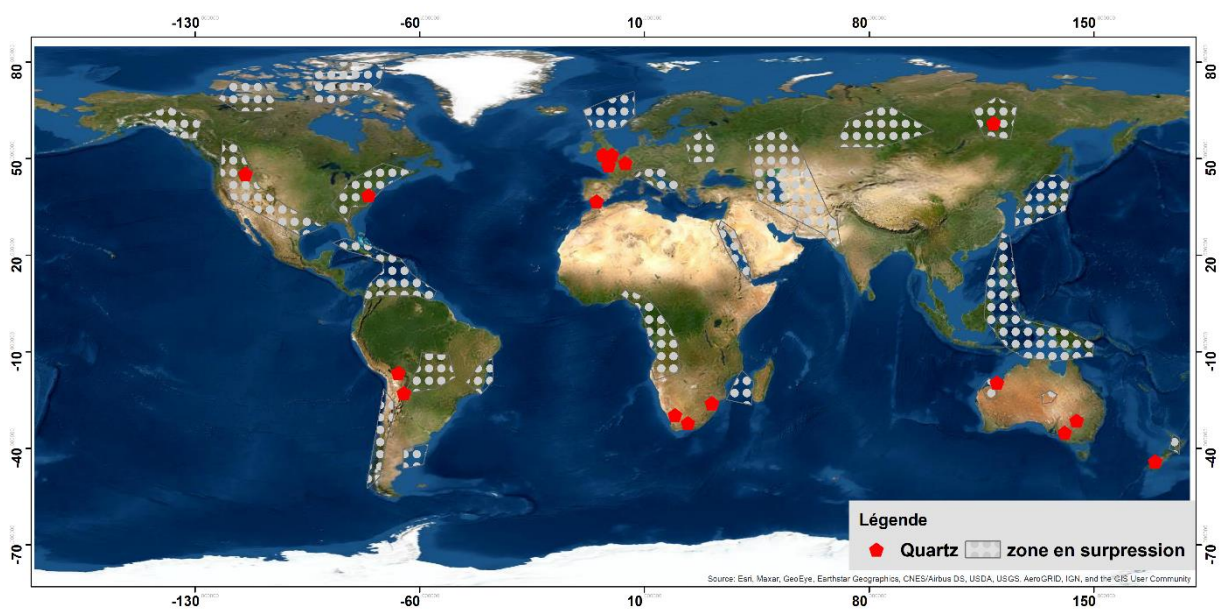


Figure 33: Carte de répartition des zones en surpression et des BPV de calcite référencés dans le monde. Il s'agit d'une compilation des données des travaux décrivant les BPV depuis 2013 jusqu'à 2021 (Modifié d'après Yassir et Adiss, 2002 ; Cobbold et al., 2013).

Les âges les plus fréquentes pour les roches encaissantes de ces veines sont le Phanérozoïque ou l'Ordovicien, qui sont aussi des périodes de glaciation ayant conduit à une intense érosion. Les longues périodes nécessaires pour que ces structures atteignent la surface peut expliquer l'absence des rapports des BPV du quartz dans les roches hôtes mésozoïques ou cénozoïques, même si celles-ci se sont accumulées pendant les périodes de glaciation (comme le Quaternaire). Les veines parallèles à la stratification contiennent des fibres abruptes du quartz et de bitume, ainsi que plus de grains d'uraninite, de sulfures secondaires ou d'or (Parnell, 1999 ; Angleterre et al., 2002 ; Grové et Harris, 2010). Parmi les autres localités des veines du quartz, des structures sont observées bien stratifiées en séquences de

turbidites, qui ont subi, non seulement un métamorphisme, mais aussi un plissement. Les veines du quartz précoce sont généralement parallèles à la literie, mais elles ont la tendance à être plus épaisses dans les charnières de l'anticlinal.

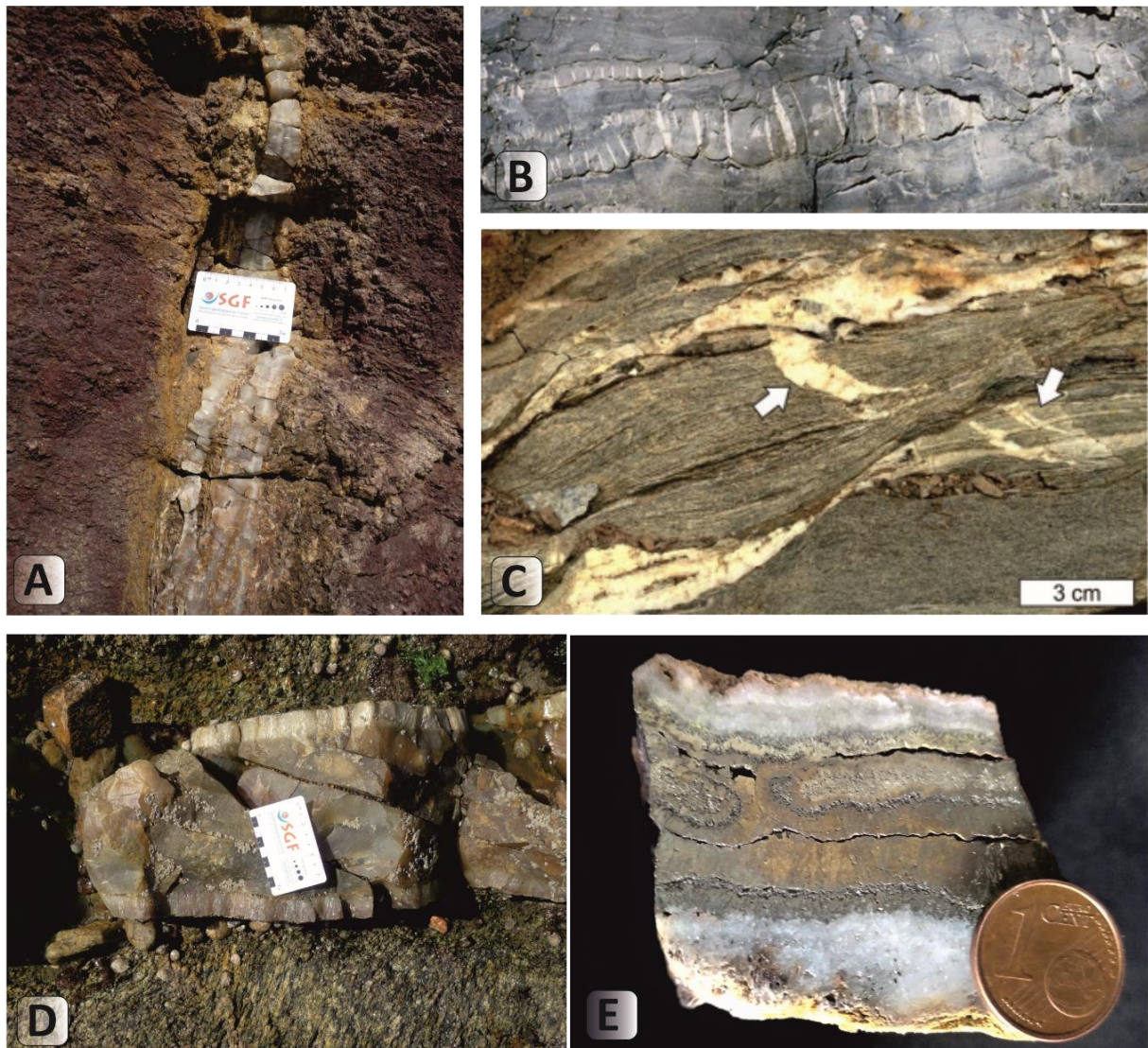


Figure 34: A : BPV de calcite, Sables d'Olonne en Vendée (Bouat et al., 2022). B. BPV de Quartz en Allemagne (Noten et al., 2011). C : BPV de Quartz (Seyblod et al., 2019). D : BPV de calcite, Sables d'Olonne en Vendée (Bouat et al., 2022). E : BPV de Quartz et de pyrite dans la mine des Sardes, France (Bouat et al., 2022).

Les BPV de quartz peuvent contenir des fragments de bitume rendant la couleur du BPV noir, de l'uraninite, de l'or ou des sulfures métalliques (Grovéand Harris, 2010 ; Parnell, 1999). À la surface et dans les mines profondes, 30 occurrences des BPV ont été observées, où les couches parallèles aux stratifications se composent principalement du quartz fibreux (Tableau 3 – Annexe I, Fig.34) de plusieurs mm à 2cm de large, c'est-à-dire plus larges que celles du BPV de calcite ou du BPV de gypse. Les fibres du quartz ont tendance à être

irrégulières en largeur, peut-être en raison de la concurrence de croissance ou de la recristallisation. Dans certains exemples, les fibres sont perpendiculaires à la paroi de la strate, mais elles sont généralement obliques, indiquant une composante de glissement le long de la paroi (Tanner, 1989).

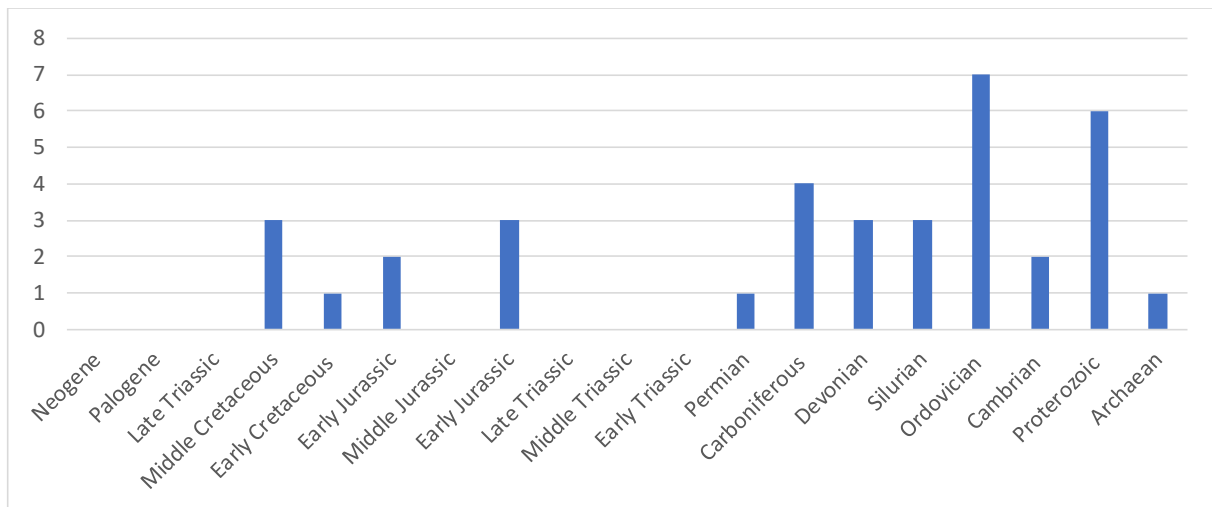


Figure 35: Histogramme montrant la distribution des BPV de quartz en fonction des types de l'âge des roches encaissantes.

Les 30 localités de BPV du quartz se concentrent au niveau des latitudes intermédiaires, formant des ceintures nord et sud. Les âges stratigraphiques et les compositions lithologiques des roches encaissantes sont résumés par le [Tableau 3 - Annexe I](#) et [Figure 35](#). Les âges les plus fréquents de roches encaissantes sont protérozoïques ou ordoviciens pour une lithologie principalement formée par un méta-turbidite ([Fig.36](#)). Pour les roches encaissantes plus jeunes que les carbonifères, aucune structure du BPV à quartz n'est enregistrée. Les périodes d'abondance de formation des BPV du quartz correspondent à des périodes de glaciation, induisant une érosion intense et favorisant un dépôt de turbidites.

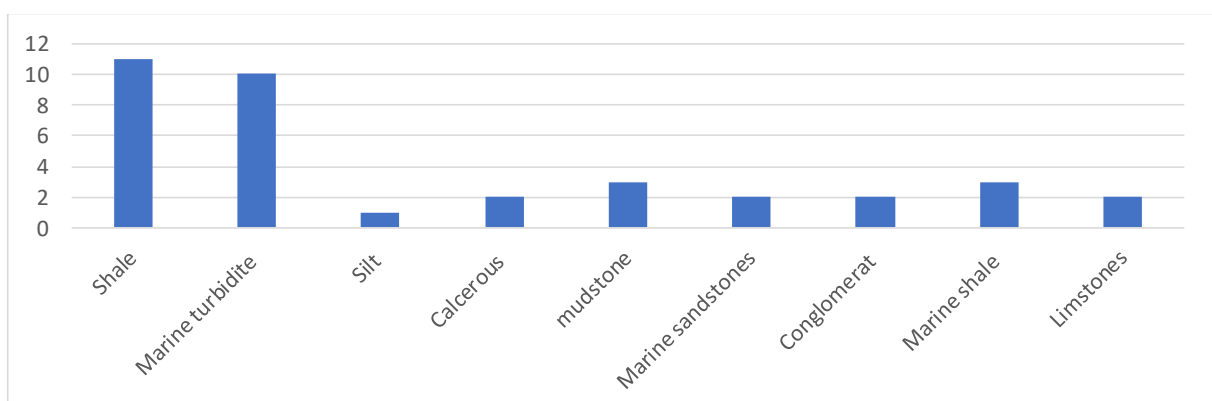


Figure 36: Histogramme montrant la distribution des BPV de quartz en fonction des types des roches encaissantes.

V. Morphologie de BPV

1. La zone médiane

L'observation de la section transversale des BPV offre souvent la vision d'une veine minéralisée ayant une symétrie marquée par la présence d'une zone médiane en son centre. Cette zone généralement très peu épaisse, de l'ordre de quelques dizaines de micromètres à 2 mm (Fig.37) (Rustichelli et al., 2016 ; Ukar et al., 2017 ; Meng et al. 2017 ; Meng et al., 2018a ; Zanella et al., 2015a ; Meng et al., 2019 ; Zhao et al., 2020 ; Larmier et al., 2021 ; Abaab et al., 2021 ; Ferril et al., 2022 ; Khan et al., 2022 ; Liu et al., 2022).

La zone médiane est généralement parallèle à la stratification. Elle se matérialise par une ligne marquée par la présence de constituants multiples tels que de très petits minéraux formés lors de l'initiation de la veine (Fig.37B), de fragments de roche encaissante (Meng et al., 2018a ; Abaab et al., 2021) ou encore du bitume (Weger et al., 2019). Les BPV de calcite étant décrits par la majeure partie des auteurs comme des veines antitaxiales (Rodrigues et al., 2009b), la zone médiane forme le substrat de cette croissance (Oliver and Bons, 2001).

Bons et al., 2012 préfèrent le terme de « zone médiane » à celui de « ligne médiane ». En effet, la zone médiane a habituellement une largeur et une épaisseur qui varient et qui est limitée, ce qui n'en fait donc pas une ligne au sens strict du terme. La zone médiane matérialise donc l'initiation de la veine et donc l'initiation de la fracturation (Bons and Montenari, 2005 ; Oliver and Bons, 2001). Bien souvent horizontales et continues, il apparaît que ces zones médianes puissent aussi être courbées. Cette courbure est en général liée à la géométrie de l'initiation de la fracture dans la roche encaissante (Ukar et al., 2017 ; Meng et al., 2017 ; Meng et al., 2018a ; Meng et al., 2019 ; Zhao et al., 2020 ; Abaab et al., 2021). Il existe des zones médianes superposées dans les BPV, elles sont interprétées comme étant simultanément générées lors de la génération de fractures « en échelon » qui ont ensuite été cimentées par de la calcite (Fig.37C-G). Souvent, les fragments de roche encaissante dans la zone médiane sont déformés par la propagation des fractures ainsi que par la croissance cristalline (Fig.37D-E) (Cobbold et al., 2013 ; Meng et al., 2018a ; Ukar et al., 2017a ; Larmier et al., 2021 ; Abaab et al., 2021).

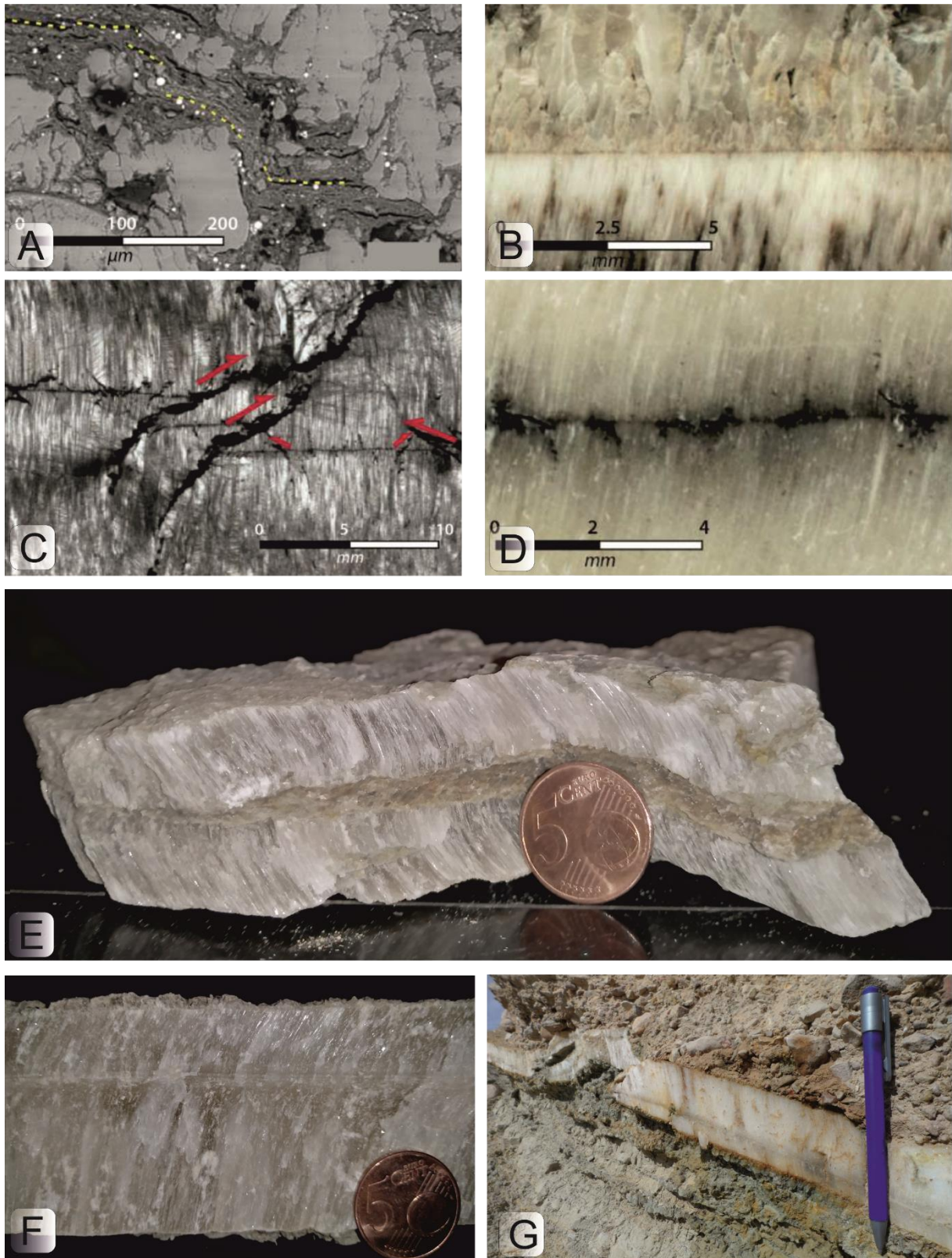


Figure 37: A : Shales de la zone médiane déformés (Meng et al., 2018a). B : Cristaux blocky à elongated blocky au niveau de la zone médiane (Ukar et al., 2017a). C : Chevauchement de zones médianes (Ukar et al., 2017a). D : Bitume et matière organique piégés dans la zone médiane (Weger et al., 2019). E : BPV de gypse avec une zone médiane qui occupe la partie centrale (Abaab, 2022). F : BPV de gypse avec une zone médiane dans la partie sommitale de la BPV (Abaab, 2022). G : BPV de gypse avec une zone médiane dans la partie basale de la BPV (Abaab, 2022).

2. Morphologie cristalline

La morphologie cristalline fibreuse des BPV est un des critères originels qui a mené à leur définition (Webster, 1826). Dans la littérature, le terme " fibreux " désigne habituellement des cristaux nettement allongés. Cela peut être le cas dans une veine, si celle-ci est remplie d'un minéral normalement fibreux, comme l'amiante. Cependant, les BPV sont souvent remplis de calcite, minéral qui n'est habituellement pas fibreux. De plus, ces veines se composent également de minéraux ayant une tendance étirée ou encore elongated-blocky. Ainsi pour interpréter correctement ces veines, il est important de distinguer clairement les différents types de morphologies cristallines présentes dans les BPV (Bons, 2001a ; Bons, 2000 ; Bons and Montenari, 2005 ; Zanella et al., 2015 ; Ukar et al., 2017 ; Meng et al., 2019) :

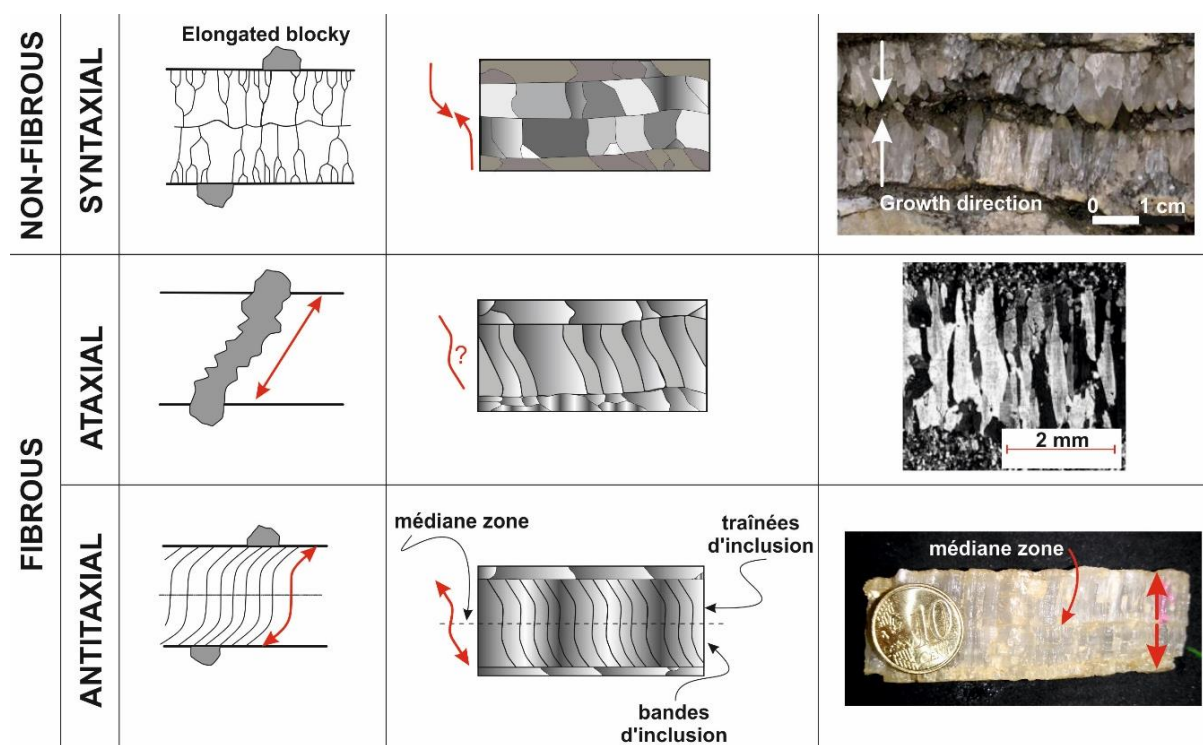


Figure 38 : Nomenclature des veines (antitaxiales, syntaxiales ou ataxiales) en fonction de la morphologie des cristaux et du processus de croissance cristalline. Les flèches rouges représentent le sens d'ouverture. Le centre des veines syntaxiales et antitaxiales présentent une zone médiane. Les microstructures des veines blocky peuvent grandir soit au niveau des épontes, soit au centre de la veine. Les fibres des veines antitaxiales suivent généralement la trajectoire d'ouverture complète ainsi que la déformation (Modifié d'après Hilgers et al., 2002 ; Bons et al., 2012).

- **Les cristaux étirés « stretched veins »** se forment par l'étirement progressif des cristaux de la veine (Durney and Ramsay, 1973). Ces cristaux couvrent généralement toute la largeur de celle-ci et ont généralement des limites dentelées (Fig.39) (Passchier et Trouw, 1996 ; Hilgers and Urai, 2002b ; Prajapati et al., 2018a ; Ramsay, 1980). De plus, Hilgers et al.,

(2001) ont suggéré les termes (1) bitaxial pour la croissance des cristaux des deux côtés de la fracture sans zone médiane, et (2) unitaxiale si la croissance ne se fait que dans un seul sens, comme ce serait le cas pour un seul côté de la zone médiane d'une veine antitaxial. [Bons et al., 2012](#) préfèrent utiliser le terme "cristal étiré" et "veine étirée" pour les définir cette catégorie de veine ([Fig.39](#)).

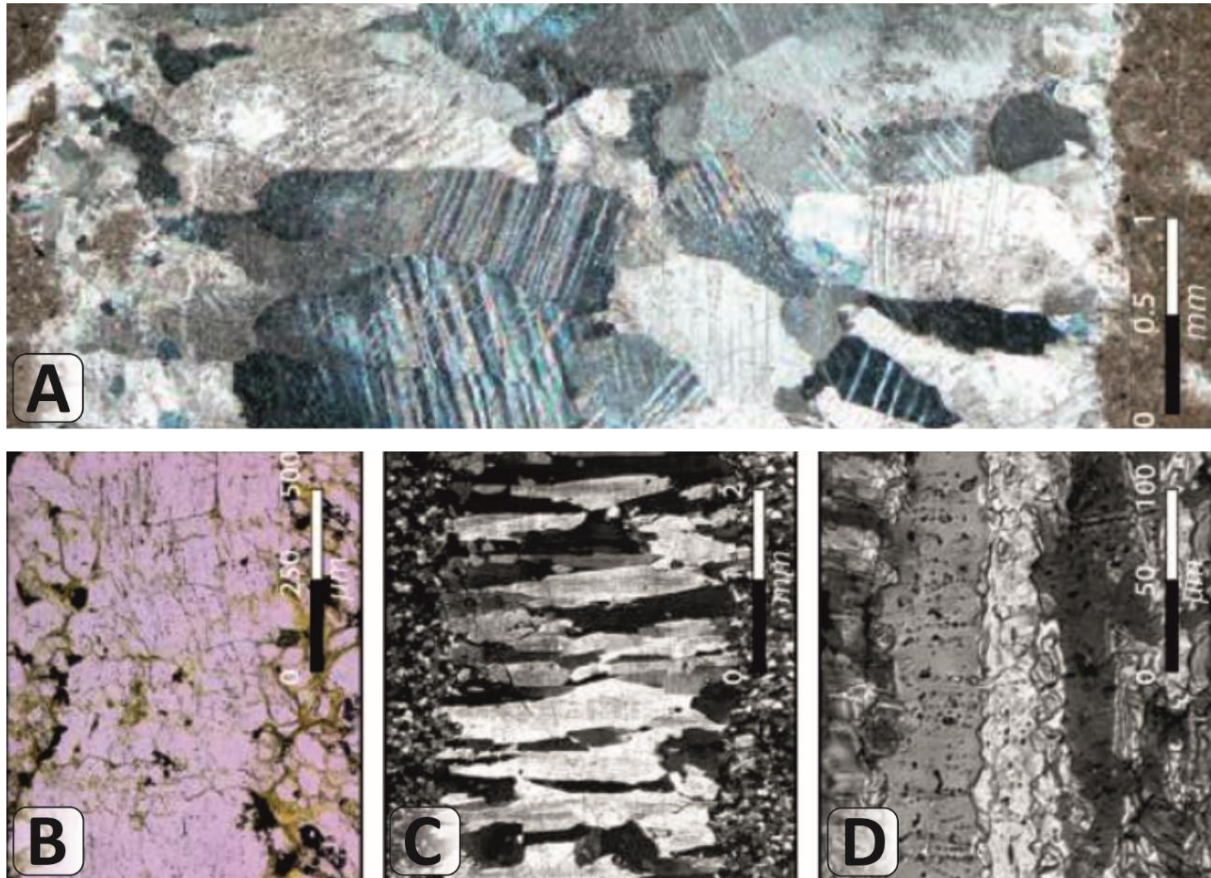


Figure 39: **A** : Les nouveaux cristaux précipitent sur les bordures des anciens cristaux ([Prajapati et al., 2018b](#)). **B** : Structures dites « en radiateurs » des veines ataxiale avec des bandes d'inclusions piégées aux niveaux des zones d'arrêt de la cristallisation ([Bons et al., 2012](#)). **C** : Croissance ataxiale allant de l'éponte supérieur a l'éponte inférieur de la veine et présentant une structure fibreuse ([Hilgers and Urai, 2002b](#)). **D** : Structure en radiateur avec les figures dentelées qui apparaissent perpendiculaires au sein des fibres ([Hilgers and Urai, 2002b](#)).

Pour certains auteurs les veines ataxiales sont des veines formées par mécanismes de crack-seal ([Lee and Wiltschko, 2000](#) ; [Ramsay, 1980](#) ; [Renard et al., 2005](#)). La différence avec les veines syntaxiales est subtile : dans les veines syntaxiales, la surface de la fracture représente le front de croissance où convergent les cristaux en croissance des deux côtés, tandis que dans les veines ataxiales, la surface de la fracture peut couper le matériau précédemment précipité. Par conséquent, il n'y a pas de tendance systématique dans

l'emplacement des nouveaux cristaux précipités et il n'y a pas de compétition de croissance cristalline (Fig.39A) (Hilgers and Urai, 2002b). La reprise de la cristallisation peut être marquée par l'insertion répétée de fragments de la roche encaissante (Fig.39B). Ils peuvent aussi atteindre des rapports longueur/largeur très élevés et sont donc souvent considérés comme des fibres (Fig.39D). Comme il n'y a pas de systématique dans l'emplacement des matériaux nouvellement précipités dans les veines ataxiales, la forme des cristaux étirés ne peut être utilisée pour déterminer la trajectoire d'ouverture complète. Au lieu de cela, seul le déplacement relatif total des épontes de la veine peut être déduit (Fig.38).

▪ **Les cristaux elongated-blocky « syntaxial veins »** se forment au cours de la croissance de la veine. La compétition cristalline étant forte au moment de leur croissance, certains cristaux deviennent plus gros que d'autres et donnent des formes de type lame de couteau (Fig.40) (Bons, 2001b ; Fisher and Brantley, 1992a). Cependant, cette compétition de croissance n'est pas toujours présente et elle est souvent absente lorsque la fracture a une surface rugueuse et est très étroite (Urai et al., 1991). Ainsi, Hilgers et Urai (2002) ont estimé que la compétition de croissance cristalline est totalement inhibée lorsque la fracture est inférieure à environ 10 μm . L'orientation de cette croissance n'est pas seulement déterminée par la direction (incrémentale) lors de l'ouverture, mais aussi par cette compétition cristalline (Hilgers et al., 2001). La direction de croissance moyenne diffère de la direction d'ouverture de la veine et les cristaux ne suivent donc pas nécessairement la trajectoire d'ouverture de la veine (Bons, 2001a ; Cox, 1987 ; Hilgers et al., 2001 ; Koehn et al., 2000 ; Koehn and Passchier ; 2000 ; Urai et al., 1991).

La cristallographie est le principal moyen de contrôle de la compétition de croissance cristalline qui entraîne le développement d'une orientation préférentielle. La direction de croissance la plus rapide est parallèle à l'axe c, ce qui conduit à une position dominante des cristaux orientés suivant cet axe généralement perpendiculaire au plan des épontes (Bons, 2001a ; Cox and Etheridge, 1983 ; Okamoto and Sekine, 2011). En outre, des simulations numériques indiquent que certains grains obliques à l'axe c peuvent dominer au début de la croissance sans contraintes de déformation (Bons and Bons, 2003). Si les cristaux poussent dans un espace ouvert rempli de fluide, ils peuvent recristalliser et ainsi détruire la morphologie initiale elongated-blocky (Williams and Urai, 1989). Les précipitations minérales sont de plus en plus entravées par la croissance des cristaux, qui ralentissent et finissent par

inhiber la percolation des fluides pour apporter les nutriments nécessaires aux précipitations minérales (Hilgers et al., 2004).

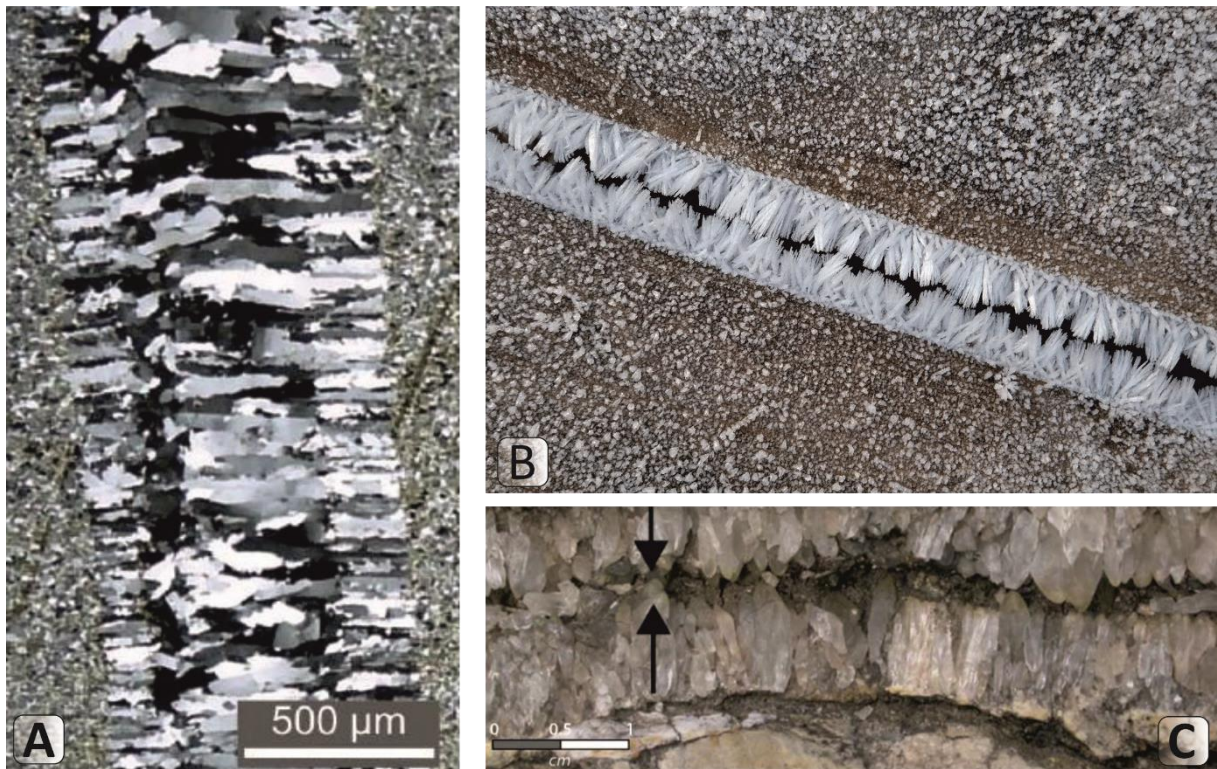


Figure 40: **A** : syntaxial veins caractérisé par deux phase de fracture séparées par des cristaux « elongated-blocky » (Noten et al., 2015). **B** : Veines de quartz ayant une croissance syntaxiale et présentant une compétition de croissance cristalline dans la formation de Freestone, Victoria, Australie (Noten et al., 2015). **C** : veine de calcite syntaxiale où les cristaux poussent des épointes au centre de la veine, Biure, Espagne (Bons et al., 2012).

▪ **Les cristaux fibreux « antitaxial veins »** : certains BPV contiennent des cristaux dont la cristallisation s’est effectuée préférentiellement dans une direction donnée et très peu, ou pas du tout, dans le plan parallèle à la veine. Ce mécanisme de croissance implique que la compétition cristalline est supprimée ou complètement inefficace (Bons and Jessell, 1997 ; Hilgers and Urai, 2002b ; Mügge, 1928 ; Urai et al., 1991). Les fibres sont souvent courbées sans aucune déformation de la roche encaissante, ce qui indique qu’elles ont pris une forme courbe en suivant la trajectoire d’ouverture de la veine (Durney and Ramsay, 1973). Hilgers et Urai (2002) ne font pas de distinction nette entre les cristaux elongated-blocky et les cristaux très fibreux, mais ils considèrent ces derniers comme le stade terminal où la compétition cristalline est supprimée. En revanche, Bons et Jessell (1997) et Bons (2000) soutiennent le fait que les cristaux très fibreux devraient être distingués des cristaux elongated-blocky. Ils affirment que les cristaux très fibreux ne peuvent pas grandir dans une fracture ouverte

comme le font les cristaux elongated-blocky, mais sur une surface qui maintient la cohésion mécanique (Mügge, 1928).

Parmi les différents types de veines, les veines antitaxiales restent probablement les moins bien comprises. Durney et Ramsay (1973) rapportent que les cristaux des veines antitaxiales "sont en continuité optique à travers la veine et semblent pousser d'une zone médiane vers les parois" (Fig.41A-B), par opposition aux veines syntaxiales où "le remplissage des veines est une prolifération sur cristaux originaux et se fait en continuité optique avec eux". Néanmoins, il existe des veines où les cristaux se développent d'un côté à l'autre, appelée ataxiale (Bons and Montenari, 2005 ; Fisher and Brantley, 1992a). La caractéristique distinctive de ces veines est la présence d'une zone médiane (Fig.38) (Bons and Montenari, 2005 ; Durney and Ramsay, 1973 ; Oliver and Bons, 2001). Elle représente le substrat à partir duquel les cristaux du BPV se développent dans les deux sens à mesure que la veine s'élargit. Lorsque les veines syntaxiales et les veines d'étirement n'ont qu'un seul plan de croissance à la fois, les veines antitaxiales en ont donc deux (Fig.41A-B-C-D). Ces veines antitaxiales présentent donc habituellement une symétrie dans la zone médiane, bien que l'asymétrie ne soit pas rare puisque les deux surfaces de croissance peuvent connaître des taux de croissance différents (Barker et al., 2006).

Les veines antitaxiales sont généralement composées des cristaux fibreux avec des rapports longueur/largeur parfois extrêmes, même si les minéraux formant les veines ne présentent pas normalement cette morphologie cristalline. Les limites de ces fibres sont habituellement lisses (Bons and Montenari, 2005). Les cristaux longs et étroits dans les veines ont été qualifiés de « fibreux » dans la littérature. Cela reste problématique, car ce terme peut avoir différentes connotations. Pour éviter toute ambiguïté, Bons (2000) suggère de n'utiliser le terme « fibreux » que pour les veines véritablement fibreuses dont les limites sont lisses.

Depuis l'introduction du mécanisme de crack-seal par Ramsay (1980), il a généralement été supposé que les veines antitaxiales se forment par ce mécanisme (Barker et al., 2006 ; Cox, 1987 ; Passchier and Trouw, 2005). Une autre hypothèse est que la croissance se produit sur l'interface essentiellement fermée entre la veine et la paroi rocheuse (Bons, 2000 ; Bons and Jessell, 1997 ; Bons and Montenari, 2005 ; Fisher and Brantley, 1992b ; Hilgers and Urai, 2005 ; Means and Li, 2001 ; Oliver and Bons, 2001 ; Wiltschko and Morse, 2001).

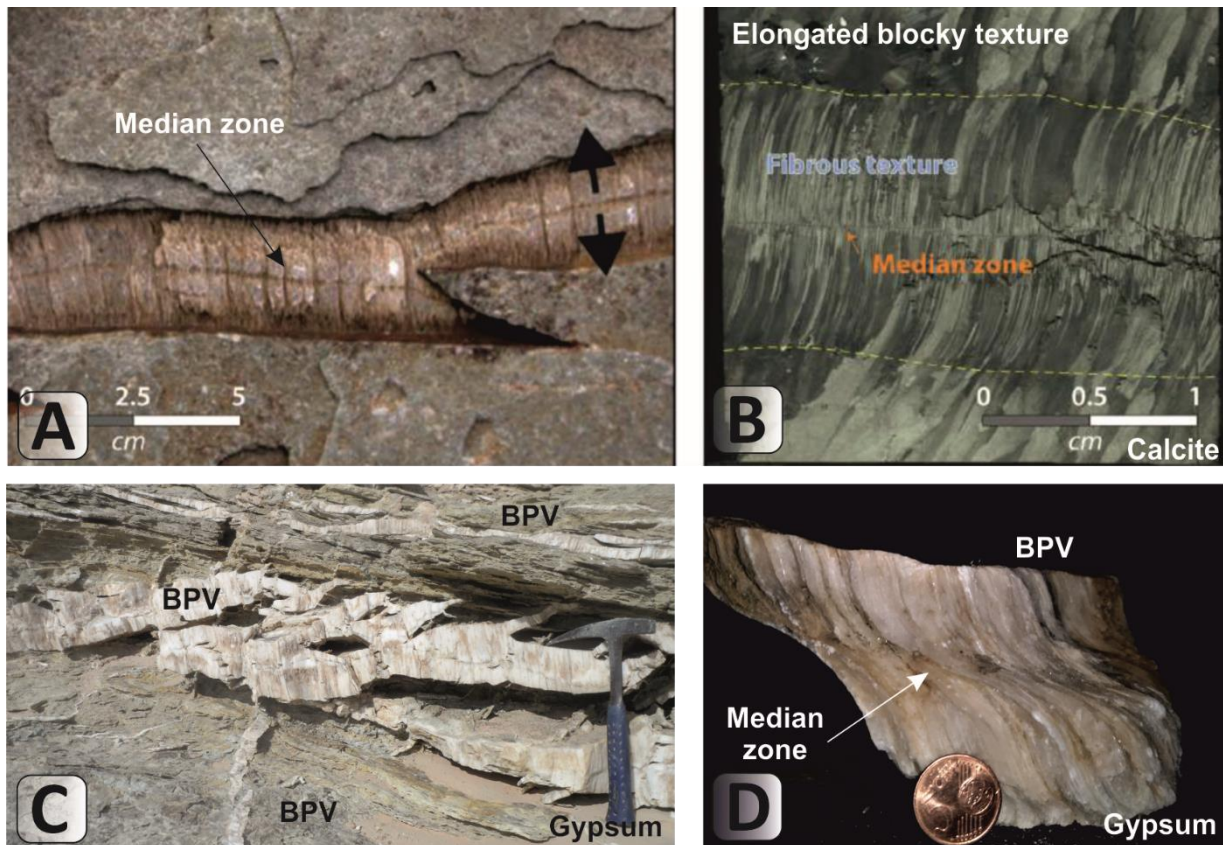


Figure 41: **A** : veine de calcite antitaxiale où les cristaux poussent du centre de la veine, au niveau de la zone médiane, vers les épontes, South Australia (Bons et al., 2012). **B** : BPV de la formation de la Vaca Muerta, Bassin de Neuquen, Argentine (Larmier et al., 2021), deux générations sont identifiées (1) G-1 comporte une texture fibreuse traduisant une ouverture rapide sans compétition de croissance cristalline (2) G-2 comporte une texture elongated blocky traduisant une ouverture moins rapide induisant une compétition de croissance cristalline.

L'un des arguments est que la compétition de croissance cristalline est proportionnelle à la largeur d'une fracture dans laquelle les cristaux se développent. L'absence de compétition de croissance cristalline implique donc une fracture d'une très faible largeur (Bons, 2001a ; Hilgers et al., 2001). Urai et al., (1991) ont toutefois montré que les limites entre les cristaux en croissance peuvent se fixer sur les aspérités d'une surface rugueuse de la fracture, ce qui empêcherait la compétition de croissance cristalline. Lorsque la vitesse d'ouverture change, certaines limites cristallines sont "déverrouillées" et la largeur moyenne des cristaux augmente ou diminue (Urai et al., 1991). Plus la vitesse d'ouverture est élevée, moins la compétition de croissance cristalline n'a d'effet et inversement. Ainsi, sur la Figure 41B l'ouverture de la génération 1 est plus rapide que la génération 2 et engendre des différences de morphologie cristalline.

Les veines antitaxiales ont toujours une zone médiane qui forme le substrat de la croissance antitaxiale des deux côtés de cette zone (Oliver and Bons, 2001). Les veines antitaxiales sont donc initialement de minces fractures (Fig.42A), qui sont remplies de minéraux blocky (Fig.42B), ou de shales de la roche encaissante (Fig.42C). La croissance des cristaux a ensuite pris la suite depuis le substrat de la zone médiane vers les épontes (Fig.42 D). Les cristaux s'étendent dans les deux sens à partir de la zone médiane (Fig.42 E-F-G).

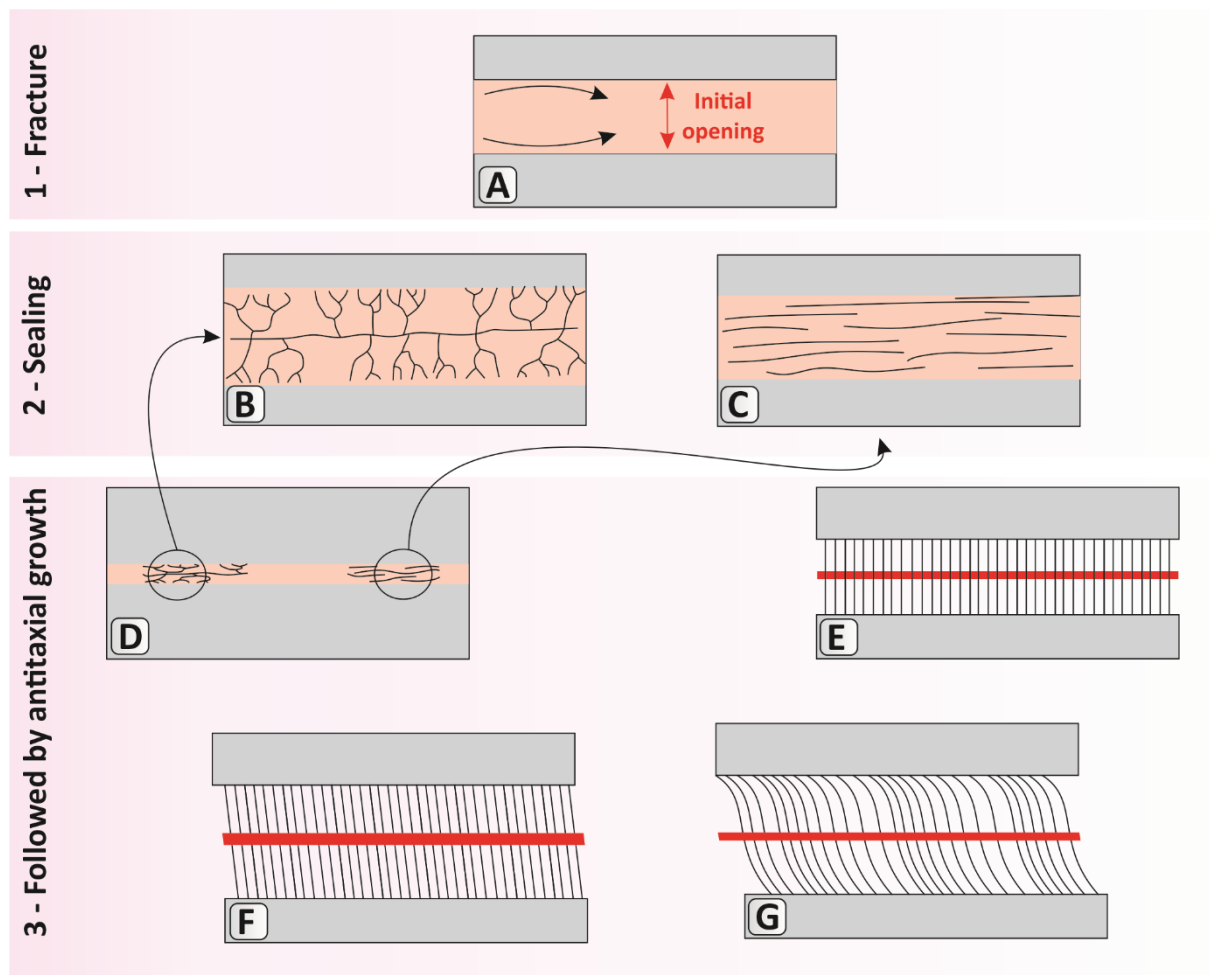


Figure 42: Etapes de la formation d'une veine antitaxiale. **A** : Fracturation initiale. **B & C** : Etancheite de la fracture en une ou plusieurs étapes, formant la zone médiane comblée par B - un ciment blocky ou C - des shales de la roche encaissante. **D** : La zone médiane forme le substrat pour la croissance antitaxiale, où **E, F & G** : les cristaux de la zone médiane se développent des deux côtés vers les épontes. Les fibres suivent la trajectoire d'ouverture et peuvent donc être courbées. (Modifié d'après Bons et al., 2012).

La différence entre la microstructure de la zone médiane et la croissance fibreuse antitaxiale indique un changement dans le mécanisme de croissance. La raison de ce changement n'est pas claire. Même si de nombreuses veines antitaxiales ne sont pas parfaitement symétriques (Barker et al., 2006), beaucoup présentent une symétrie

remarquables (Bons et al., 2012) qui est difficile à concilier avec le mécanisme de crack-seal, qui exigerait la formation de fractures sur les deux surfaces de la zone médiane. Cela est peu probable, car la formation d'une fracture diminuerait la contrainte de traction et éviterait la formation simultanée d'une fracture de l'autre côté de la zone médiane. Ce mécanisme de crack-seal alternant sur les deux côtés de la zone médiane est insuffisant. Une autre caractéristique des veines antitaxiales est que les veines préexistantes continuent de croître lorsqu'elles sont recoupées par des veines plus jeunes, ce qui peut conduire à des structures complexes (Fig.43) (Bons and Montenari, 2005 ; Oliver and Bons, 2001 ; Ramsay et al., 1983).

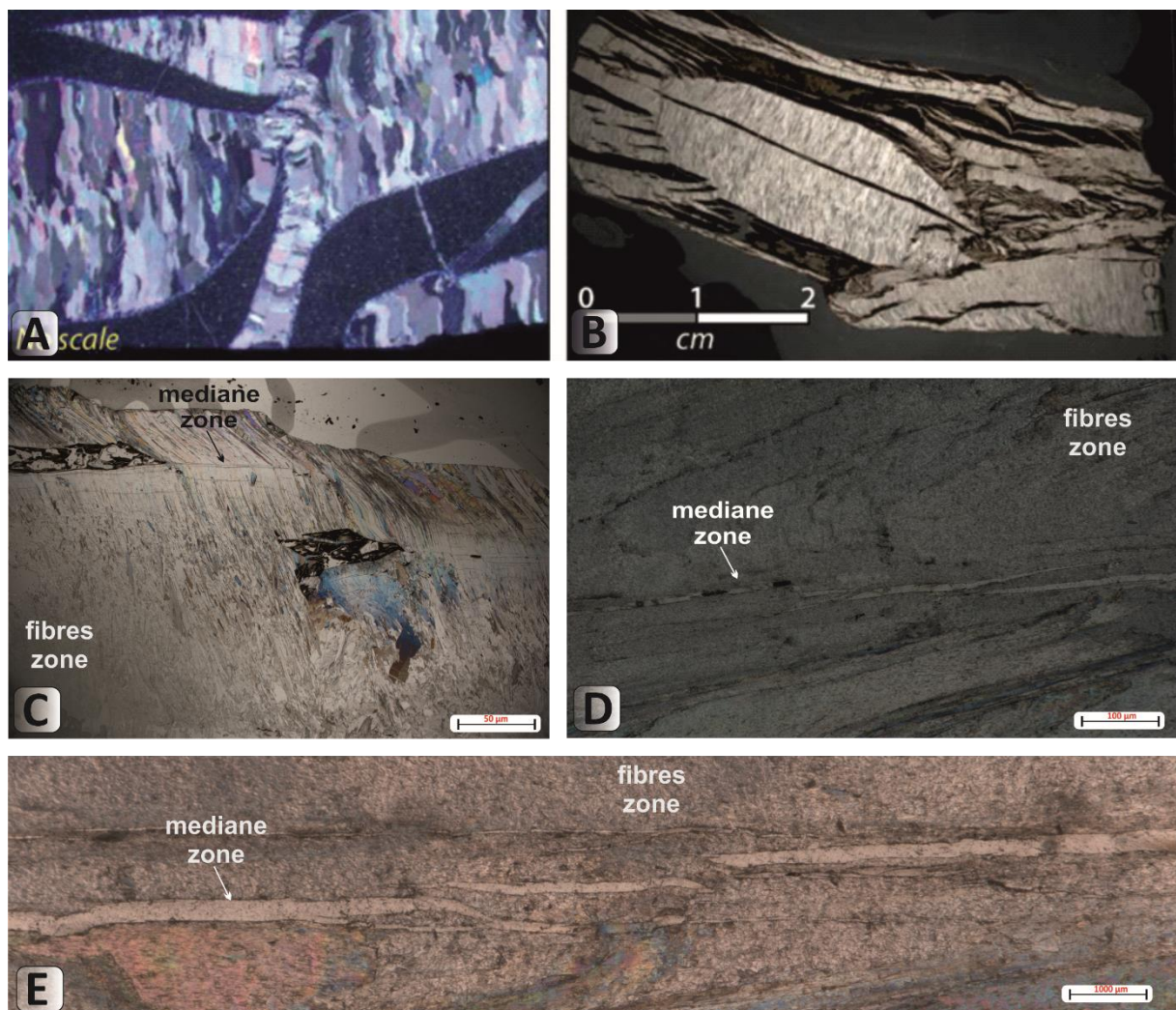


Figure 43: Intersections de veines antitaxiales qui continuent à grandir après avoir été recoupées donnant des textures complexes. **A** : Intersection de multiples veines de calcite à croissance antitaxiale du Sestri Levante, Italie. **B** : Multiples intersections dans les veines antitaxiales de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquen, Argentine (Larmier, 2021). **C, D & E** : Zone médiane affectée par des failles inverse dans les BPV de gypses, Formation Bouhedma, Chaîne Nord de Chotts, SE de la Tunisie (Abaab et al., 2021)

VI. Les BPV comme marqueurs de la déformation

1. BPV syn-tectonique

Ukar et al., (2017b) ont observé des structures internes appelées « structures domales », de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres de diamètre dépassant d'environ 1 cm des surfaces supérieures et inférieures des BPV (Fig.44).

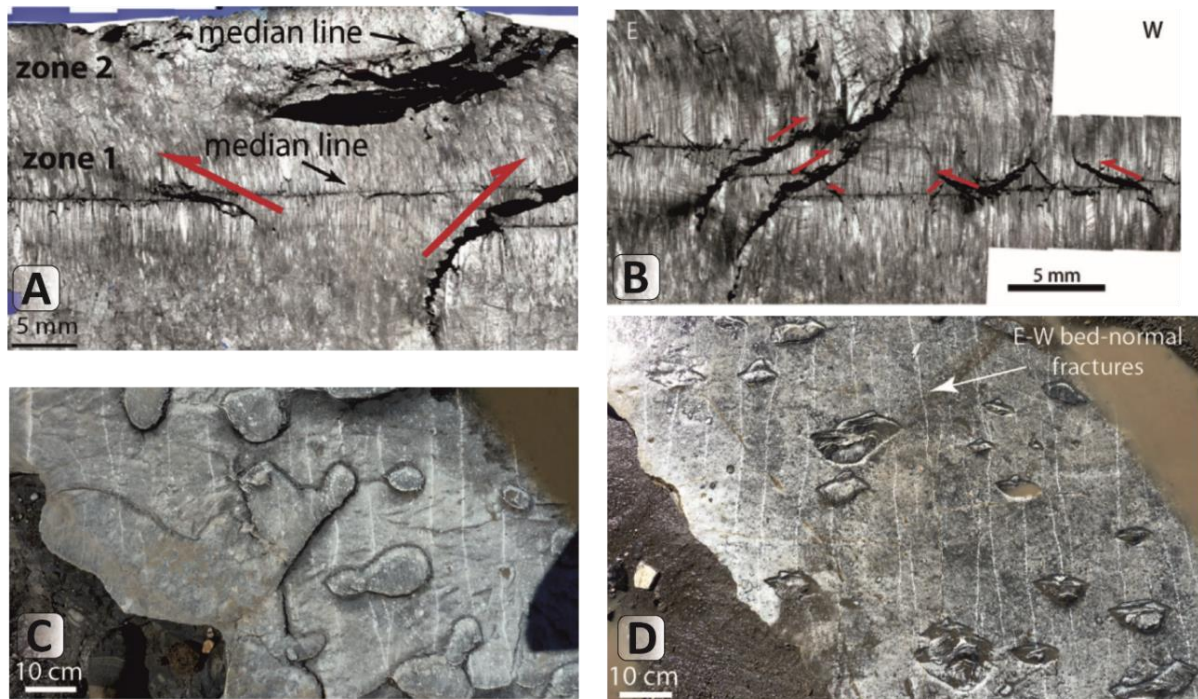


Figure 44: A. B : coupe verticale de la structure domale, les flèches rouges indiquent les failles inverses marquées par des inclusions de shales dans qui délimitent les structures domales. C & D : Structure domale présentant un léger allongement nord-sud (Ukar et al., 2017).

Ces structures sont reconnaissables aux surfaces des BPV par leurs formes ellipsoïdales à arrondies (Fig.44C). Elles sont caractérisées de la calcite fibreuse semblant être individualisée du reste des fibres des BPV par une surface constituée de fragments de la roche encaissante. Elles sont interprétées comme des structures de pop-up délimitées par des failles de chevauchement (Fig.44A-B). Ces structures domales se distinguent des structures coniques, dites « cone-in-cone » (Sorby, 1860), par le fait qu'elles ne sont pas le résultat d'une croissance cristalline différentielle, mais qu'elles sont formées par des contraintes compressives parallèles à la stratification au cours de la croissance des BPV (Fig.45). Il est possible que certaines structures domales aient pris naissance sur des structures coniques comme celles décrites par Rodrigues et al., (2009). Ainsi, les structures domales sont des

structures internes aux BPV témoignant de leur croissance au cours d'une période compressive ayant affectée la roche encaissante.

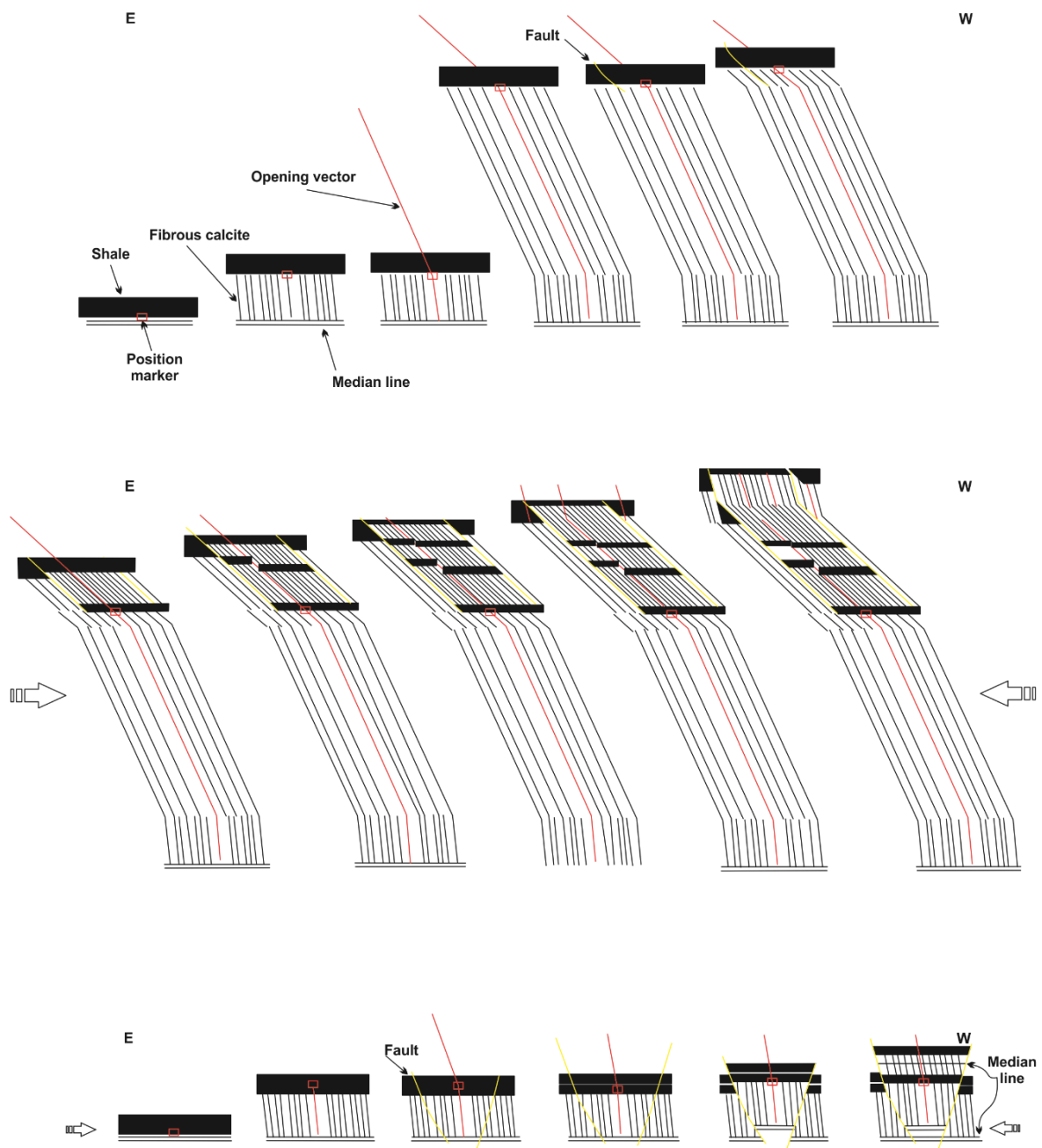


Figure 45: Structures domales observées à la surface des de l’affleurement de l’Arroyo Mulinchinco, Formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine (Ukar et al., 2017b), modèle simplifié de la formation de ces structures domales engendrant au stade terminal un déplacement de la zone médiane. Cette zone médiane est recoupée par des failles inverses postérieures à la croissance des fibres avec une nouvelle zone médiane se développant à l’intérieur de la structure.

Sur la base des orientations des fibres des BPV observés en lames minces, Rodrigues et al., (2009) ont également conclu que des épisodes de compression tectonique se

produisaient de façon synchrone avec la croissance des BPV, notamment dans la formation de la Vaca Muerta. En effet, dans la région de Mulichinco, certaines veines contiennent des failles de chevauchement représentant des zones de cisaillement affectant les BPV. [Rodrigues et al., \(2009\)](#) décrivent la morphologie des BPV comment ayant deux générations de croissance et donc de calcite : la première ayant des fibres poussant perpendiculairement à l'orientation du plan de stratification (**stade A ; Fig.46**), et la deuxième présentant des fibres déformées dues aux épisodes compressives (**stade B ; Fig.46**). Ainsi, les directions des fibres de la deuxième génération indiquent la direction de raccourcissement accumulée de la région au cours de la croissance minérale. Ainsi, les cristaux ont toujours été en contact avec la roche encaissante au cours de leur croissance ([Hilgers et al., 2001](#)). Il arrive qu'à des stades avancés, des failles inverses se forment à l'intérieur du BPV (**stade C et D ; Fig.46**).

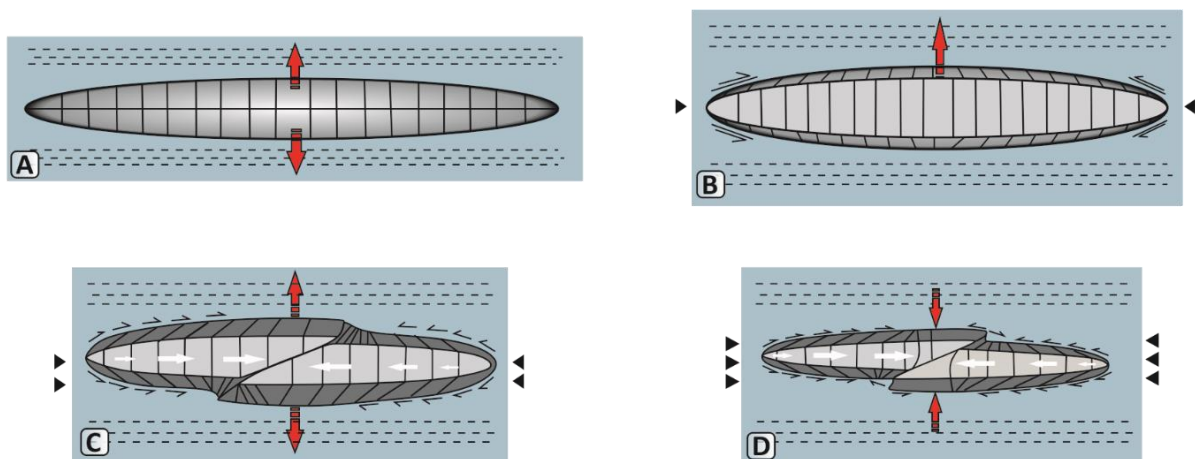


Figure 46: Diagramme montrant les quatre stades de développement d'un BPV. **A** : la veine s'ouvre verticalement, de sorte que les fibres soient droites lors de leur croissance. **B** : la veine continue de s'ouvrir. La contrainte tectonique compressive horizontale différentielle entre en jeu dans la roche encaissante, ce qui entraîne des contraintes de cisaillement aux épontes du BPV et déforme les fibres de la génération 2 ; les angles obliques des fibres suivent les déplacements relatifs. **C** : dû au régime compressif, une faille inverse se forme au centre de la veine, compensant les zones internes. Les fibres obliques continuent au niveau de la génération 2. **D** : La faille inverse compense les fibres dans la génération 2 en les déformant. (Modifié d'après [Rodrigues et al., 2009](#)).

Certaines fibres minérales peuvent grandir de façon incrémentale, enregistrant en partie ou totalement l'histoire du déplacement relatifs des épontes au cours de leur croissance ([Durney and Ramsay, 1973 ; Taber, 1918](#)). Ces observations ont été confirmée par des travaux de modélisation analogique ([Means and Li, 2001](#)). D'autres auteurs ont décrit les fibres de

calcite comme des marqueurs des épisodes compressifs syn-formation dans différents bassins sédimentaires (Menget al., 2017b ; Weger et al., 2019 ; Zanella et al., 2014b).

Des fibres courbes de calcite ont été observées dans des BPV à l’affleurement à la Lulworth Cove, bassin du Wessex au sud-ouest de l’Angleterre (Zanella et al., 2015), ainsi que dans des BPV de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine (Ukar et al., 2019 c). Means et Li., (2001) ont reproduit expérimentalement la formation de veines fibreuses avec une croissance anti-taxiale. Leurs expériences montrent que l’ajout d’un contexte de cisaillement aux bords mène à la formation de fibres courbes qui enregistre ainsi la déformation. Ils suggèrent que les fibres qui grandissent dans un espace ouvert ou rempli par les fluides seront toujours perpendiculaires à l’éponte comme l’indique la « loi du moindre effort » (Li, 1998). Ainsi, de façon plus générale, les auteurs s’accordent à dire que les veines à fibres courbées sont interprétées comme des veines syntectoniques enregistrant une déformation.

Les fibres de BPV représentent donc un suivi de la déformation syn-tectonique (Cox, 1987 ; Cox and Etheridge, 1983 ; Urai et al., 1991 ; van der Pluijm and Marshak, 1997 ; Williams and Urai, 1989). Cependant, si les BPV ont des fibres de calcite incurvées, cela ne signifie pas automatiquement une déformation de la roche encaissante. Pour certains cas, cette déformation peut être liée à d’autres facteurs comme par exemple la rugosité de la roche, il est à noter que les veines discutées par ces auteurs ne sont pas de BPV mais des ombres de pression (Koehn et al., 2000 ; Williams and Urai, 1989). Au cours de la formation des BPV, ces derniers peuvent également prendre une forme particulière en flexion, souvent associée aux flexions des shales encaissants. Certains présentent même une forme « en échelons », forme caractéristique des zones de cisaillement.

2. BPV et déformations postérieures

Certains niveaux des BPV sont recoupés par de multiples familles de fractures naturelles remplies de calcite (Fig.47F). Des fractures similaires, voire contemporaines, peuvent également être observées dans les bancs indurés. En revanche, si la roche encaissante est trop meuble, les fractures n’y seront pas visibles. Ainsi, l’analyse approfondie de ces fractures obliques dans les BPV permet l’identification et l’orientation de ces sets de

fractures ayant affecté le bassin postérieurement à la formation des BPV (Zanella et al., 2015 ; Ukar et al., 2017b ; Larmier et al., 2022). Le recours aux BPV permet de déterminer l'abondance des macro-fractures dans les shales encaissants et d'étudier les réseaux de micro fractures dans les BPV. Cela permet aussi d'acquérir les mesures des dimensions des populations, principalement la distribution et les ouvertures, qui ne sont pas visibles dans la roche encaissante ayant un comportement plus ductile que les BPV (Ukar et al., 2017b). Les BPV peuvent être également affectée par des failles inverses (Fig.47A, C, D & E) (Ukar et al., 2017 ; Abaab et al.2021).

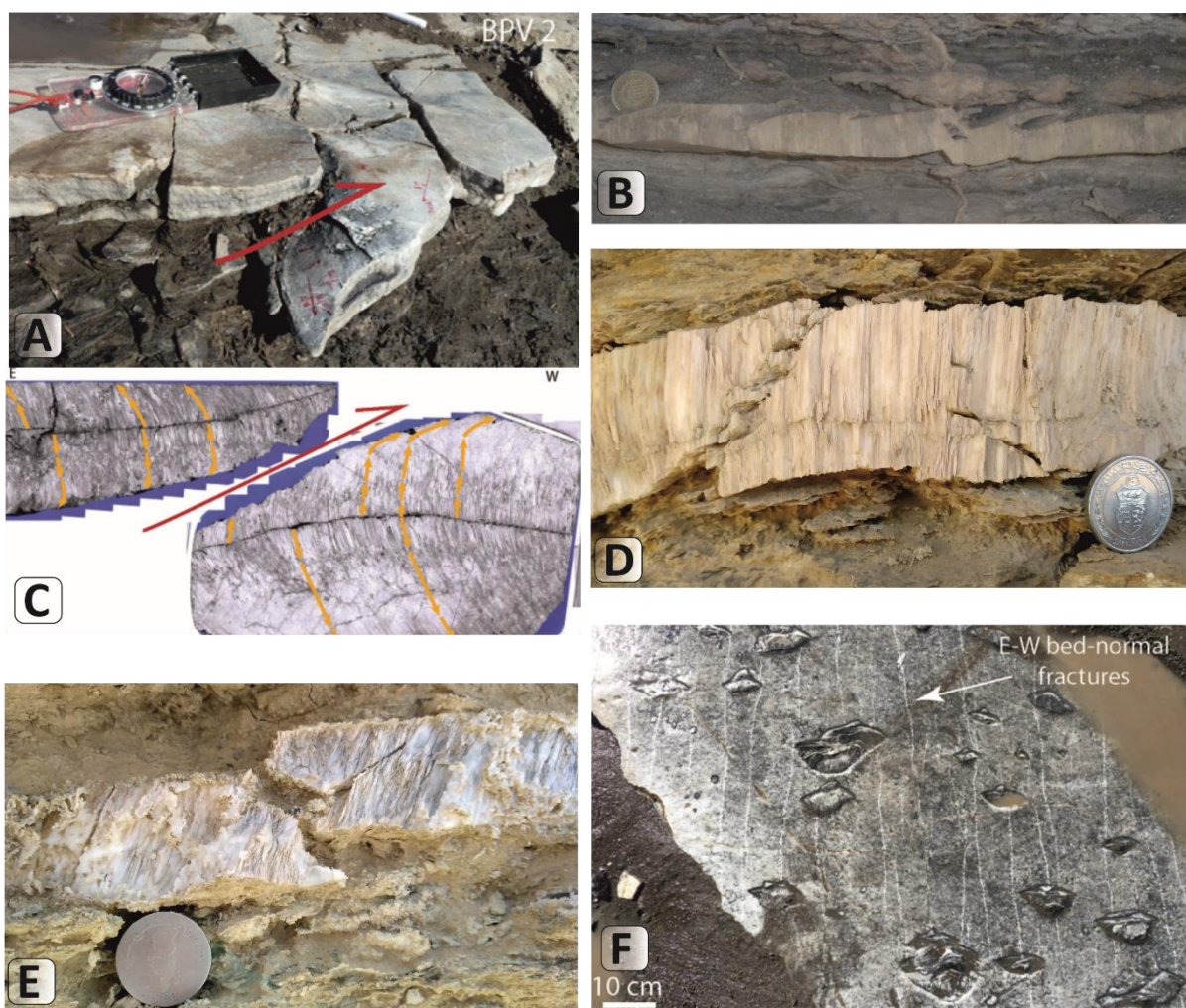


Figure 47: A : Faille inverse recoupant un BPV de la formation Vaca Muerta, Argentine (Ukar et al., 2017a). B : BPV en échelon dans la formation Bouhedma Chaîne Nord du Chotts (Abaab et al., 2021) C : Faille inverse recoupant un BPV de la formation de Portland, groupe de Chalk, bassin du Wessex (Zanella et al., 2015a). D et E : Faille inverse recoupant un BPV de la formation Bouhedma, Chaîne Nord du Chotts (Abaab et al., 2021) F : Sets de macro fractures verticales recoupant les BPV de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine (Ukar et al., 2017b).

VII. Mécanismes de formation des BPV

La formation des BPV est le résultat de plusieurs mécanismes ayant affectés la roche encaissante. Il est possible de distinguer deux grands processus lors de la génération d'un BPV, (1) l'initiation de la fracture, et (2) l'ouverture de la fracture et sa croissance cristalline.

1. Intiation de la fracture

1.1. Paramètres internes

1.1.1. Force de cristallisation

La mise en place de veines parallèles à la stratification ayant des cristaux de calcite poussant contre la gravité peut être liée à la force de cristallisation (Weyl, 1959). Des travaux théoriques et expérimentaux mettent en évidence le rôle de cette force de cristallisation comme étant un mécanisme capable de soulever le poids des sédiments sus-jacents en générant une ouverture de fractures (Correns, 1949 ; Cox, 1987 ; Cox and Etheridge, 1983 ; Fletcher and Merino, 2001 ; Hilgers and Urai, 2005 ; Luan et al., 2019 ; Machel, 1985a ; Meng et al., 2018a ; Rothrock, 1925 ; Urai et al., 1991 ; Van der Pluijm and Marshak, 1997 ; Williams and Urai, 1989 ; Wiltschko and Morse, 2001).

Keulen et al., (2001) montrent que la pression de cristallisation peut être compter en MPav (jusqu'à 11 MPa, équivalente à la contrainte verticale résultant d'une épaisseur de sédiments sus-jacents de 450 - 600 m) (Keulen et al., 2001). D'autres auteurs modélisent la croissance des veines fibreuses (Means and Li, 2001 ; Taber, 1916a). Parmi eux, Means et Li (2001) démontrent que les veines fibreuses antitaxiales peuvent se mettre en place sans être affectées par un régime tectonique. Leurs expériences indiquent qu'une fracture d'une largeur finie peut s'ouvrir et être comblée par des cristaux fibreux poussant des deux côtés de la fracture initiale vers les épontes de la roche encaissante par force de cristallisation. Noirel et al., (2010) expérimentent des croissances cristallines suite à une fracturation dans des cylindres de calcaires et grès poreux au contact d'une solution aqueuse saturée sous des contraintes axiales normales. Ils observent que des réseaux de fractures se sont développés par nucléation de microfissures à l'interface où l'évaporation s'est produite (Noirel et al., 2010).

Le caractère antitaxial de la croissance des BPV a également été démontré par [Gratier et al. \(2012\)](#) à l'aide de datations U-Th. Ils interprètent ainsi la mise en place de ces veines comme induite par la force de cristallisation. [Meng et al. \(2018\)](#) ont étudié la géométrie et les micro textures des BPV dans les black shales du Jurassique inférieur, bassin du Wessex. Les différentes tailles de cristaux, les morphologies et les orientations de l'axe c des cristaux suggèrent que les fibres se sont développées sans compétition cristalline et sous un champ de contrainte non hydrostatique. L'élargissement de ces BPV est évident d'après les interactions entre les veines et la déformation des squelettes des fossiles piégés dans la veine. Les auteurs suggèrent donc que les fibres ont augmenté progressivement en soulevant le poids lithostatique via le mécanisme de force de cristallisation. Ils supposent aussi que la force de cristallisation est responsable de l'orientation de l'axe c des fibres de calcite, ce qui implique que les cristaux qui ont une orientation normale à celle de l'axe c se sont développés de façon préférentielle ([Meng et al., 2018a](#)).

1.2. Paramètres externes

1.2.1. Pression des fluides de pores (surpression)

Les phénomènes de surpressions comme mécanismes d'initiation et d'ouverture de la fracture ont été évoqué par de nombreux auteurs ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#) ; [Guo et al., 2011](#) ; [Liu et al., 2017a](#) ; [Ma et al., 2016](#) ; [Ma et al., 2017](#) ; [Meng et al., 2018b](#) ; [Mourgues et al., 2011](#) ; [Shearman et al., 1972](#) ; [Stoneley, 1983](#) ; [Zanella et al., 2015b](#)). Cela peut se produire s'il y a un gradient vertical de surpression dans la roche ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#)). Les causes possibles d'une telle surpression pouvant initier l'ouverture des BPV font l'objet de débats. Les plus largement admises semblent être la compaction mécanique, la génération d'hydrocarbures, ou la combinaison des deux donnant lieu à la compaction chimique ([Swarbrick and Osborne, 1998b](#)). Une autre cause probable de mécanisme engendrant la surpression est la déshydratation de minéraux hydriques, comme le gypse, le mica ou l'amphibole ([Gustavson et al., 1994](#) ; [Jowett et al., 1993](#) ; [Testa and Lugli, 2000](#)). Un gradient vertical de surpression produit des forces d'infiltration qui agissent verticalement sur chaque particule de la roche, en tant que fluide migrant vers le haut et à travers les pores ([Mourgues and Cobbold, 2003a](#)).

Les BPV de calcite se trouvent toujours à l'intérieur ou à proximité de roches mères matures (Cobbold et al., 2013 ; Gale et al., 2014). Ainsi, comme l'ont déjà suggéré de précédents auteurs (Liu et al., 2017a ; Luan et al., 2019 ; Ma et al., 2016 ; Ma et al., 2017 ; Rodrigues et al., 2009b ; Zanella et al., 2014a ; Zanella et al., 2020 ; Zanella et al., 2014b ; Zanella et al., 2015b), la présence de BPV associés à de la matière organique suggère un lien de premier ordre. De plus, le degré de maturité de la roche mère est un paramètre clé pour le développement des BPV et d'autres structures tectoniques, comme les grands chevauchements naissant dans la roche mère mature dans le bassin Magellan (Zanella et al., 2014b). Le processus naturel de génération de fluide semble être le principal facteur d'initiation de la surpression de fluide dans les shales matures, néanmoins il peut être assisté par une autre force, comme la contrainte tectonique compressive, pour être en mesure de générer de la fracturation naturelle dans la roche encaissante.

1.2.2. Contraintes tectoniques

Les BPV semblent être des substituts de la fracturation hydraulique naturelle dans les shales initiés par des phénomènes de surpression de fluide. Néanmoins, des études antérieures (Cobbold and Rossello, 2003; Gale et al., 2014; Zanella et al., 2020) et des études plus récentes dans différentes localisations ont montré que la fracturation hydraulique naturelle avait souvent lieu dans les bassins sédimentaires qui avaient connu une histoire tectonique compressive (Hilgers and Urai, 2005; Mandl, 1999; Meng et al., 2017b; Ukar et al., 2017a; Ukar et al., 2017b; Zanella et al., 2015a; Zanella et al., 2014a; Zanella et al., 2020; Zanella et al., 2014b; Zanella et al., 2015b). De plus, selon plusieurs études antérieures les BPV semblent être très souvent synchrones d'une période de compression affectant le bassin sédimentaire. Cela est particulièrement bien illustré pour le bassin de Neuquén (Rodrigues et al., 2009b), le bassin du Wessex (Meng et al., 2017b), le bassin du Magellan (Zanella et al., 2014b), le bassin parisien, les Pyrénées du nord, le bassin d'Uinta, les monts Tarim et dans les Appalaches (Zanella et al., 2020). Zanella et al. (2020) propose que la maturation de la matière organique, qui conduit au développement des surpressions fluides distribuées et ensuite à la fracturation hydraulique naturelle, reste le paramètre principal. Néanmoins, ils affirment que la contrainte tectonique compressive est l'un des paramètres clés dans le développement des BPV parallèles à la stratification dans les shales. En effet, dans leur compilation de BPV

localisés dans les roches mères matures, les BPV se forment toujours en concomitance avec un événement compressif dans le bassin sédimentaire. De ce fait, $\sigma_{\max}=\sigma_h$ et $\sigma_{\min}=\sigma_v$ ce qui facilite l'ouverture horizontale des fractures en mode I (Boutellier and Robert, 1992 ; Etheridge et al., 1984 ; Price and Cosgrove, 1990 ; Sibson, 2003).

2. Ouverture de la fracture et croissance du BPV

2.1. Mécanisme de crack-seal

Ramsay (1980) a décrit le processus de crack-seal pour la formation des veines de calcite on se basant sur 3 exemples de croissance cristalline (Ramsay and Huber, 1983 ; Wickham and Elliott, 1970 ; Wickham, 1973). La Figure 48 donne un aperçu de la séquence d'événements permettant d'obtenir une extension globale importante par le mécanisme de crack-seal. Lorsque les déformations élastiques induites par la tectonique atteignent un niveau critique, une fracture se produit (Fig.48A-B).

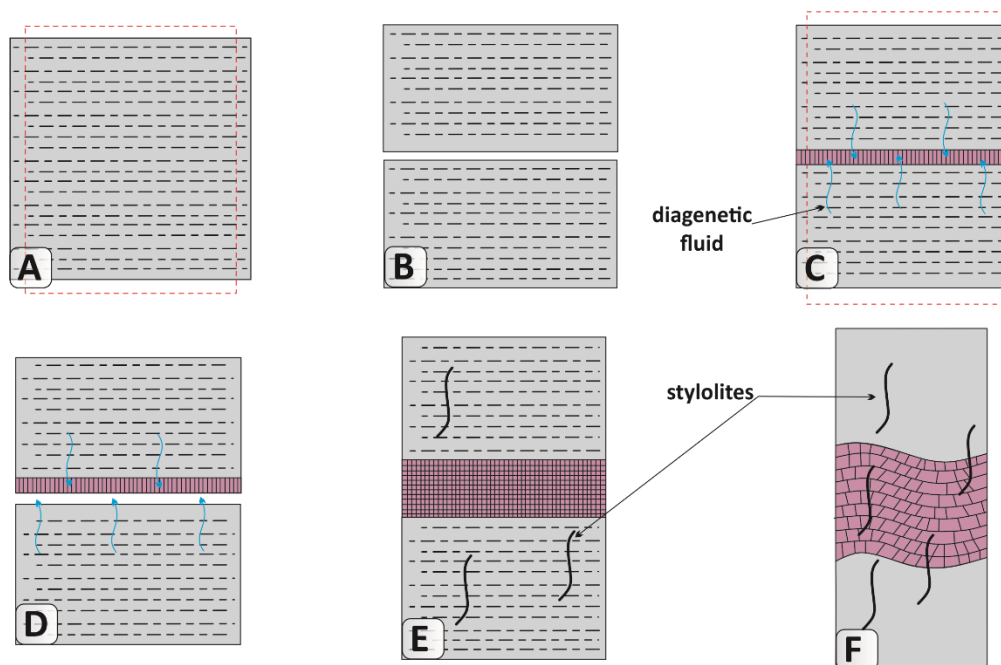


Figure 48: Diagramme montrant la séquence des événements conduisant à l'allongement d'une roche par le mécanisme de crack-seal : **A** : accumulation des contraintes élastiques, σ_1 et σ_3 . **B** : développement de la première fracture et libération des contraintes élastiques dans la matrice, transfert du fluide diagénetique de la roche encaissante à partir des épentes dans la fracture. **C** : Cimentation de la fracture et nouvelle accumulation de contraintes élastiques. **D** : développement d'une deuxième fracture et libération des contraintes élastiques dans les épentes de la veine. **E** : micros fractures répétées et cimentées formant une veine composée d'une succession de crack and seal. **F** : raccourcissement menant au plissement des veines et à la formation des stylolites à l'intérieur et l'extérieur des veines composites (Modifié d'après Ramsay et al., 1980).

Le mécanisme qui provoque la rupture en traction est probablement celui de la fracturation hydraulique naturelle (Secor, 1969). La précipitation postérieure des matériaux dans la fracture montre clairement qu'une phase fluide était présente pendant la fracturation, et il est bien établi que la fracturation en traction peut être amorcée lorsque la pression du fluide est égale à la résistance à la traction de la roche (Cobbold and Rodrigues, 2007). Des micros fractures ouvertes remplies de fluide se forment. En effet, un transfert chimique des fluides présents dans la roche encaissante remplit l'espace de fracture à basse pression. La fracture est ensuite comblée par un ciment dérivé de cette solution sous pression (Fig.48C). Le processus est répété et un nouveau matériau est ajouté par croissance antitaxiale afin que les épontes de la veine initiale accumulent de nouveaux ciments (Fig.48D). La croissance s'effectue de l'intérieur vers l'extérieur, statistiquement, il y a des chances égales que de nouvelles fissures se forment au niveau des deux épontes de la veine et que de nouveaux ciments s'y développent (Fig.48E-F).

2.2. Mécanisme de croissance continue

La géologie structurale a fait un bond en avant lorsqu'il a été reconnu que les cristaux fibreux dans les veines peuvent enregistrer l'historique des déplacements par mécanisme croissance continue. Stephen Taber, minéralogiste à l'Université de Caroline du Sud, avait évoqué dans ses ouvrages la plupart des éléments essentiels de cet enregistrement via le mécanisme de croissance continue (Taber, 1917). Il a mis en évidence : (1) que les fibres de ces veines se développent pendant l'ouverture de la veine, (2) que les fibres s'étendent dans la direction d'ouverture de la veine, et (3) que les segments des fibres formés antérieurement maintiennent leur orientation de croissance par rapport aux épontes des veines pendant l'élargissement ultérieur, bloquant ainsi un enregistrement des directions successives de la veine (Fig.49A-B). Taber a notamment étudié les veines de calcite (Taber, 1916a, b, 1917).

Dans leurs expériences, Means et Li (2001) ont observé comme leur prédécesseur que la croissance des fibres se faisait à l'interface entre les fibres précédemment cristallisées et l'éponte de la roche encaissante (Taber, 1916a). Ces fibres poussent au fur et à mesure et sans discontinuités. Les fibres sont antitaxiales selon la terminologie de Durney et Ramsay (1973). Means et Li (1995) remarquent qu'une limite de cohésion macroscopique est maintenue à l'interface fibre-éponte pendant le processus de croissance. Ces observations sont également

mentionnées par de nombreux auteurs (Bons and Jessell, 1997 ; Durney and Ramsay, 1973 ; Fisher and Brantley, 1992a ; Wiltschko and Morse, 2001). La force de cristallisation agit contre la cohésion mais ne produit pas de fractures à grande distance.

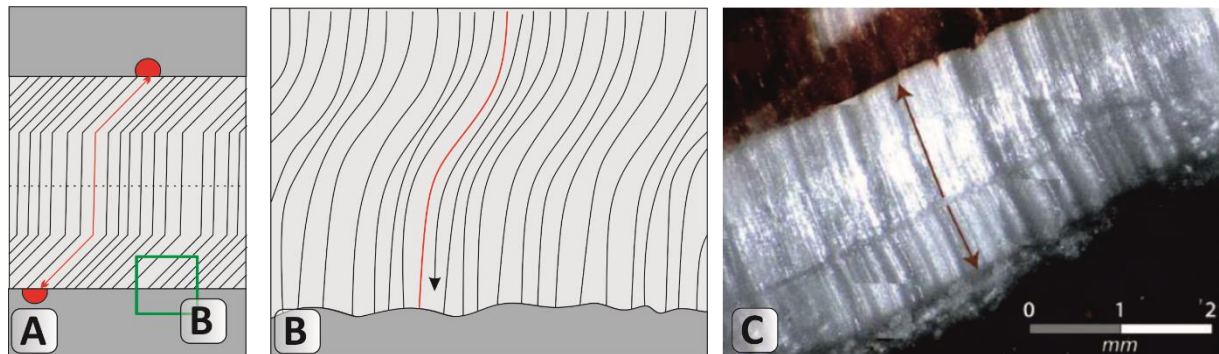


Figure 49: A : Schema d'une croissance antitaxiale continue. La deformation des epontes est materialisee par les reperes oranges qui etaient a la base l'un en face de l'autre et la fleche. B : Mineral fibreux lors de la croissance continue. C : Croissance continue d'une veine en modelisation analogique (Li, 2000).

Means et Li (1995) observent souvent des couches bien parallèles, plus opaques ou des horizons étroits s'étendant sur la largeur des fibres. Il s'agit de couches causées par les fluctuations des conditions de croissance. Ainsi, le type le mécanisme de crack-seal évoqué par le modèle de Ramsay (1980) ou le modèle de « dislocation de la fracture » de Fisher et Brantley (1992) ne sont pas présents dans les diverses expériences de Means et Li (Fig.49C) (Li, 2000 ; Li and Means, 1997 ; Means and Li, 1995). Pour distinguer ce type de croissance de celle due au mécanismes de crack-seal, l'appellation de croissance continue de Taber a été utilisé par certains auteurs (Li and Means, 1997).

2.3. Croissance des fibres minerales

Pour les microstructures fibreuses, Durney et Ramsay (1973) ont introduit les termes microstructures syntaxiales et antitaxiales. Passchier et Trouw, (1996) ont proposé le terme d'ataxial pour les cristaux étirés (Fig.50A). Récemment, la nomenclature confuse des microstructures de remplissage des veines a fait l'objet de nombreuses discussions dans les différents travaux de Bons et al., au cours des années 2000. La forme des cristaux peut aussi être un indicateur de la déformation aux épontes. Néanmoins, comme détaillé dans la Figure 55, toutes les croissances cristallines n'enregistrent pas systématiquement la déformation via la forme de leurs cristaux (Fig.55B) (Bons et al., 2012 ; Durney and Ramsay, 1973 ; Ramsay and Huber, 1983 ; Wickham and Elliott, 1970 ; Wickham, 1973).

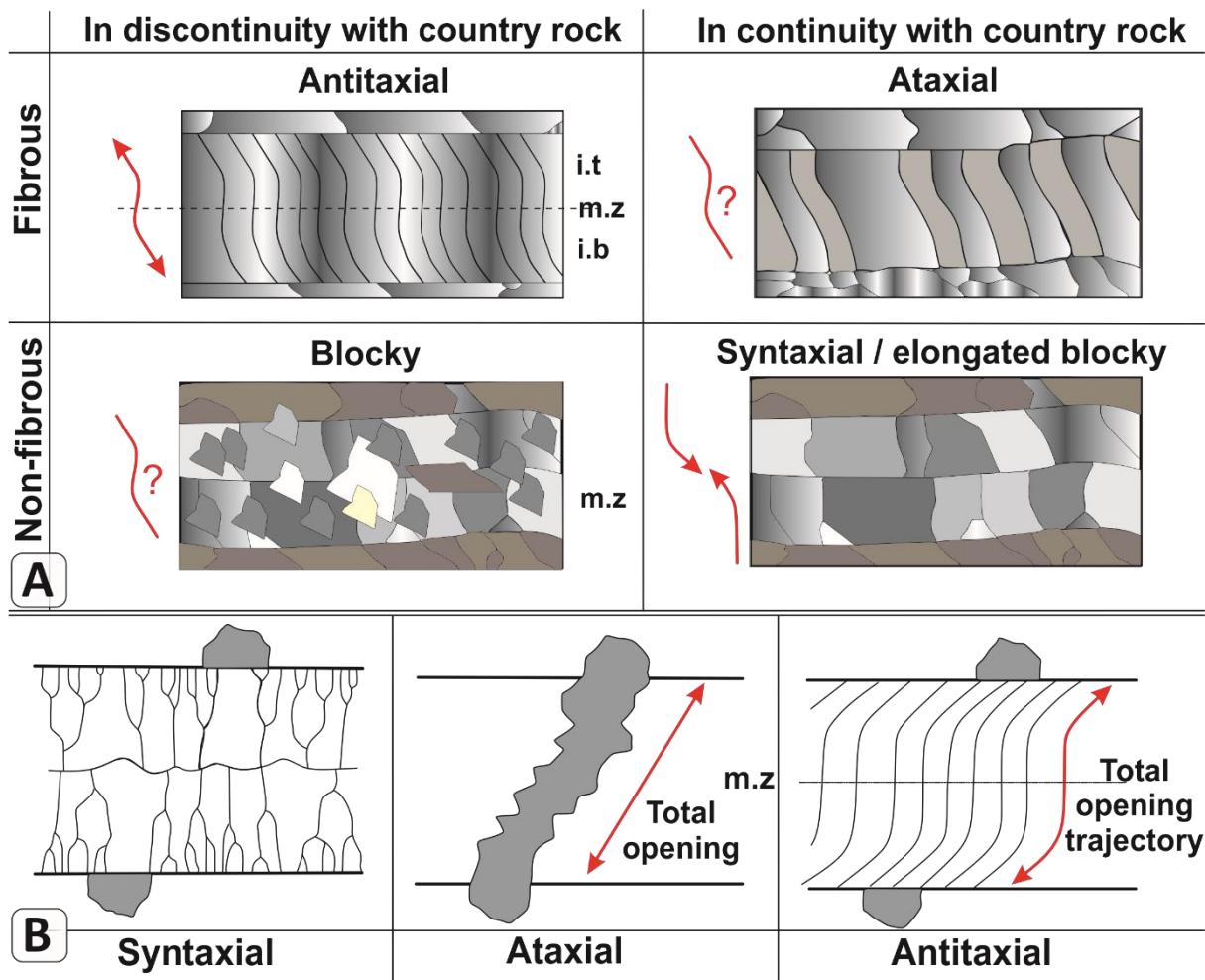


Figure 50: A : Classification de la nomenclature des veines en fonction de la morphologie des cristaux et du processus de croissance cristalline. Les flèches rouges représentent le sens d'ouverture. Le centre des veines syntaxiales et antitaxiales présentent une zone médiane (m.z.). Les bandes d'inclusion (i.b.) sont disposées parallèlement à l'interface veine - épente. Les traînées d'inclusion (i.t.) s'étendent sous la normale jusqu'à la paroi de la veine ou sont réparties de façon irrégulière à travers les veines. (Modifié d'après Hilgers et al., 2002). **B :** Capacité de suivi des différents types de croissance des cristaux dans les veines. L'épente décalée est illustrée avec un cristal fracturé des deux côtés de la veine. Les cristaux elongated blocky dans les veines syntaxiales n'ont pas ou très peu de capacité de suivi. Les cristaux ataxiaux ne montrent que le déplacement global des parois de la veine. Les fibres des veines antitaxiales suivent généralement la trajectoire d'ouverture complète ainsi que la déformation (Modifié d'après Bons et al., 2012).

VIII. Conclusion

Les veines parallèles à la stratification « BPV » et constituées de minéraux fibreux sont communes dans les bassins sédimentaires. Les minéraux fibreux les plus courants sont la calcite, le gypse ou le quartz. Les BPV se concentrent essentiellement dans les roches matures et dans les zones de surpression de fluide. A l'échelle mondiale, les BPV, leur compositions et

l'âge des roches encaissantes ont été décrites dans 180 localités. Pour les veines de calcite (124 localités), la roche hôte est souvent un schiste marin et l'âge le plus courant est (1) cambrien-ordovicien, (2) dévonien-carbonifère, (3) jurassique, ou (4) crétacé à Paléogène. Pour les veines de gypse (41 localités), la roche hôte est généralement des mudstones et des évaporites et l'âge le plus courant est le Trias ou le Néogène. Pour les veines de quartz (30 localités), la roche hôte est essentiellement des turbidites et l'âge le plus courant est protérozoïque ou ordovicien.

Généralement les fibres sont perpendiculaires ou inclinées par rapport aux bordures de la veine. Dans certains exemples, la veine a une partie centrale ou une suture, contenant de fragments de roche hôte ou des fossiles plats. Les BPV ont été décrits comme comportant une structure cristalline fibreuse. Ils présentent, en leur centre, une ligne de suture appelée « zone médiane ». Cette zone médiane et les fibres de calcite peuvent renfermer (1) des fragments de roche encaissante, (2) de bitume, (3) de la matière organique. Des textures cristallines blocky peuvent également y être observées. D'une façon générale, des inclusions fluides aqueuses et hydrocarbonées sont présentes dans les cristaux de calcite de l'intégrité du BPV.

Les BPV peuvent enregistrer les paléo-contraintes tectoniques du bassin, de façon synchrone et postérieures à leur mise en place. Les mécanismes d'initiation de la fracture du BPV sont encore débattus de nos jours. Certaines auteures invoquent la force de cristallisation, en tant que paramètre interne. Tandis que d'autres suggèrent des paramètres externes tels que (1) la suppression des fluides, génératrice de fracturations hydrauliques, ou (2) la contrainte tectonique.

Les mécanismes de cristallisation de la calcite au sein de la fracture, eux aussi restent sujet à débat. Certains auteurs prônent le mécanisme dit « crack-seal », alors que d'autres parlent de croissance continue. La croissance des fibres minérales, antitaxiale ou syntaxiale, ne fait, elle non plus, pas l'unanimité.

Les BPV sont des objets diagénétiques. Les fluides à l'origine de la cristallisation sont susceptibles de provenir d'un système ouvert comme fermé. La température de cristallisation, synchrone de la mise en place des BPV diffère d'un bassin à l'autre et d'un auteur à l'autre.

Chapitre 4

Contexte géologique

Ce chapitre porte sur une présentation des traits géologiques, géomorphologiques et structuraux de la zone d'étude située au Sud de la Tunisie où les témoins de la fracturation hydraulique naturelle ont été observés. Il décrit, également, les principaux événements tectoniques permettant de reconstituer l'histoire géodynamique de la zone d'étude. Il met en évidence l'intérêt de l'étude de ce type de fractures dans la zone et souligne les caractéristiques qui permettent d'expliquer les conditions de mise en place de ces expressions.

I. Introduction

La Tunisie est située entre deux domaines tectoniques différents : (1) un domaine orogénique alpin actif depuis le Crétacé supérieur recouvrant tout l'Atlas et (2) un domaine tectoniquement stable qui s'étend de la mer pélagienne à la petite Syrte (Fig.51). Elle était le siège des événements tectoniques multiphasiques globaux depuis le Mésozoïque jusqu'au présent (Caire, 1970 ; Wildi, 1983 ; Dercourt et al., 1985 ; Dewey et al., 1989 ; Guiraud et Maurin, 1992 ; Giraud et Bosworth, 1997 ; Piqué et al., 1998). La Tunisie a subi une évolution géodynamique traduite par une grande diversité des structures érigées en pulsation successive au cours de la Méso-Cénozoïque (Castany, 1952 ; Haller, 1983 ; Zargouni, 1985 ; Ben Ayed, 1986 ; Bédir, 1995 ; Bouaziz et al., 2002 ; Khomsi et al., 2004 ; Sebeï, 2008 ; Boussiga, 2008).

Le domaine de l'Atlas Centro-méridional de la Tunisie représente la partie la plus externe de la plateforme péri-téthysienne (Fig.51). Il est constitué par des bassins sédimentaires bien structurés. Cette structuration est influencée par l'évolution géodynamique spatio-temporelle depuis la Périthétys, la Thétys ligure, la Mésogée jusqu'à la Méditerranée actuelle (Gahrbi, 2019 ; Masrouhi et al., 2019). Les événements sont perceptibles à travers les structures et/ou des accidents structuraux associés aux événements extensifs puis compressifs liés respectivement à l'ouverture et à la fermeture de la Téthys suite à la collision des deux plaques, africaine et européenne (Chihi et Philip, 1999), résultant en une évolution des séries sédimentaires contemporaines du Nord vers le Sud. L'Atlas centro-méridional tunisien est compartimenté par plusieurs accidents majeurs à savoir l'axe N-S, la faille de Sbiba-Chérichira, la faille de Kasserine, la faille de Gafsa et l'accident Nord des Chotts E-W qui sont responsables de la délimitation structurale de plusieurs bassins respectivement

du Sud vers le Nord, la zone des Chotts, le bassin de Gafsa-Métlaoui et le bassin de Kasserine (Fig.51). Chaque domaine présente certaines caractéristiques géologiques qui lui distinguent des autres domaines.

Le secteur d'étude fait partie de l'Atlas centro-méridional. Il se situe approximativement entre 9°48' et 9°54' de latitude Nord et 34° et 34.9' de longitude Est. Il occupe la limite orientale de la chaîne nord des Chotts faisant partie du gouvernorat de Gabès. Il est limité à l'Est par la Mer méditerranée au Nord-est par la plateforme du Sahel, au Nord-ouest par l'Atlas centro-méridional et au Sud par la plateforme saharienne (Fig.41).

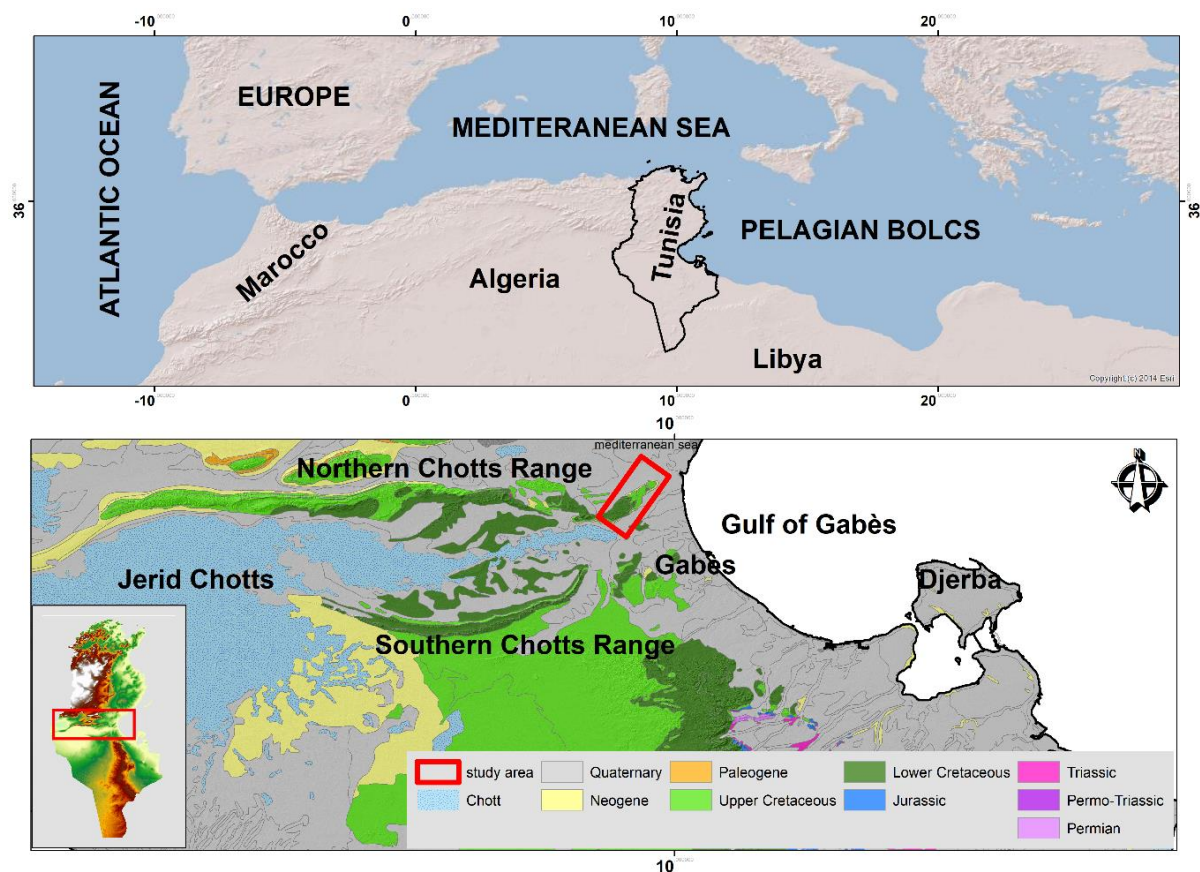


Figure 51: A. Localisation géographique de la Tunisie nord-orientale. B : Localisation de zone d'étude, la zone d'étude est située à la limite orientale de la chaîne nord des Chotts, SE de la Tunisie.

II. Contexte lithostratigraphique

La série sédimentaire qui affleure dans la région de Zemlet El Beidha s'étend depuis le Barrémien jusqu'au Plio-Quaternaire. L'étude de la colonne stratigraphique montre l'existence de trois lacunes couvrant une partie de l'Aptien supérieur-Albien inférieur et moyen (Abdeljouad, 1983 ; Louhaichi et Tlig, 1993 ; Abbés et Tlig, 1991), le Cénomani-

Turonien - Coniacien inférieur et l'Éocène supérieur, de l'Oligocène et du Miocène inférieur. Outre ces lacunes, les études du terrain indiquent, également, la présence de nombreuses discontinuités matérialisées par des surfaces durcies, des surfaces ferrugineuses, des niveaux conglomératiques et des variations de faciès (Figs. 51-52).

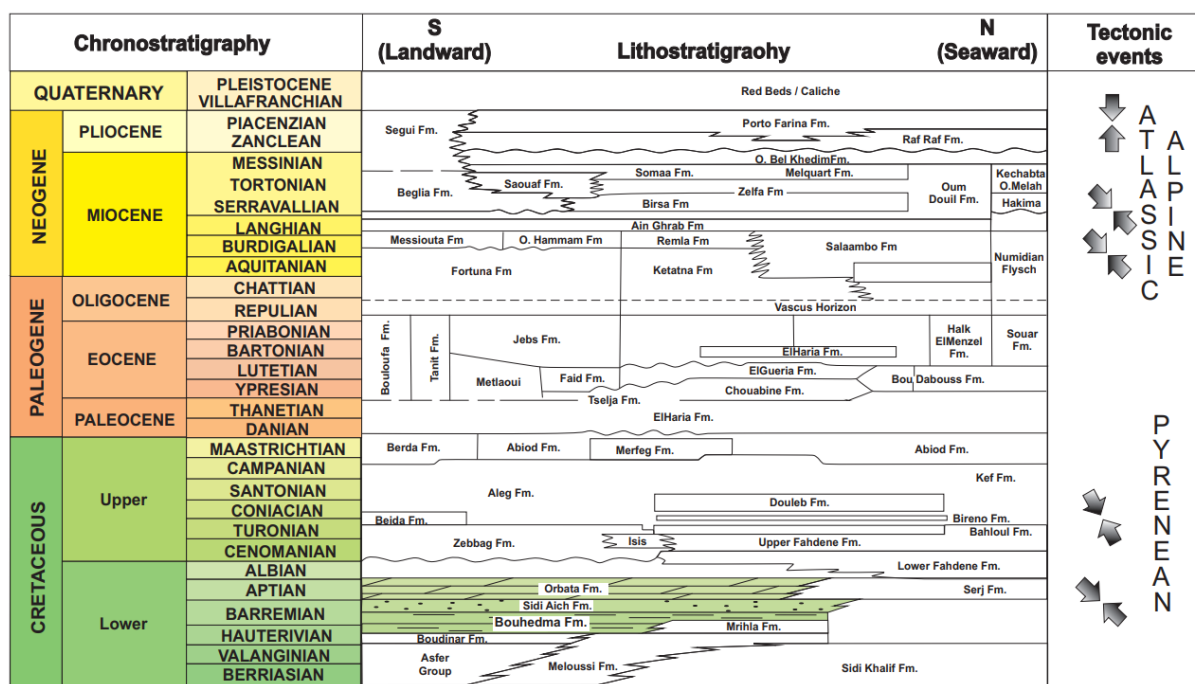


Figure 52: Charte lithostratigraphique des séries allant du Crétacé jusqu'au Mio-Plio-Quaternaire en Tunisie. La charte lithostratigraphique montre que la formation de Bouhedma est intercalée entre deux principaux dépôts détritiques du Crétacé inférieur (Modifié d'après Chkhma et al., 1990 ; Damotte et al., 1990 ; Bodin et al., 2010 ; Li et al., 2017 ; Meliti et al., 2019).

1. Le Crétacé

1.1. Le Crétacé inférieur

La série sédimentaire affleurant au niveau de l'anticlinal de Zemlet El Beidha débute par la formation Bouhedma représentée par des argiles, des calcaires, des gypses et des sables occupant le cœur de la structure anticlinale, au-dessus de laquelle viennent se déposer les sables et les grès de la formation Sidi Aïch, surmontée par la barre dolomitique aptienne de la formation Orbata (Figs. 52-54).

1.1.1. Formation Bouhedma

L'unité Bouhedma été définie pour la première fois par Burollet (1956) à la localité type de Jebel Bouhedma dans le Sud de l'Atlas tunisien (le bassin de Gafsa). Cette unité a été identifiée comme un membre de la formation Gafsa par Burollet (1956) puis elle a été changée

de description en formation par (M'Rabet et al., 1995). Dans la zone d'étude, à environ 70 km au sud de Jebel Bouhedma, cette formation est constituée d'une succession très épaisse (jusqu'à 900 m d'épaisseur) de dépôts de type sebkha comprenant des calcaires bioclastiques, des dolomies laminées, des argiles bariolées, de l'anhydrite, du gypse et des grès (Abdeljaouad et Zargouni, 1981 ; M'Rabet, 1995). En Tunisie central, la formation de Bouhedma a été assignée à l'Hauterivien-Barrémien inférieur sur la base d'assemblage des ostracodes (Damotte et al., 1987, Chakhma et al., 1990, Damotte, 1990).

Abdeljouad (1983) et Tlig (1993) ont décrit la formation Bouhedma par deux unités : une première unité marine représentée par des argiles vertes, intercalées parfois avec des lits calcaires dolomitiques, suivie par une unité évaporitique de type sebkha correspondant à des alternances de dolomies, de grès, d'argiles, avec une prédominance évaporitique, liée à une période de repos tectonique. Les dépôts de la formation Bouhedma sont attribués au Barrémien. L'âge de la Formation de Bouhedma est controversé ; il a été précédemment attribué aux intervalles de temps suivants : Aptien (Burolet, 1956), Barrémien-aptien inférieur (M'Rabet, 1981, 1987), Hauterivien-Barrémien (Damotte et al., 1987), Barrémien (El Euch, 1989), Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur (Chekhma et al., 1990 ; Zghal, 1994 ; Chekhma, 1996), et Barrémien inférieur pour le membre supérieur de la Formation Bouhedma (Boukhalifa et al., 2015 ; Li et al., 2017).

Dans la zone d'étude, Zemlet El Beidha-Chaîne nord des Chotts, la série commence par des séquences de la formation de Bouhedma (Figs. 53-54) d'âge Hauterivien à Barrémien basal représentés par des argiles rouges briques à vertes intercalées avec des niveaux carbonatés, à une épaisseur totale qui dépasse les 150 m indiquant des dépôts marins peu profonds (Gharbi et al., 2013). Cette unité est recouverte par une série décamétrique de gypse avec des intercalations d'argiles et des bancs carbonatés, formant une séquence sédimentaire de type Sebkha. La partie supérieure de cette formation est progressivement enrichie par des lentilles de sable gréseux parfois ferrugineux et consolidé, indiquant un environnement de dépôt continental de type fluvial, surmonté par un niveau dolomitique rouge de 1,5 m d'épaisseur. La variation de faciès de la formation Bouhedma est attribuée à un passage progressif d'un environnement marin peu profond à un environnement continental. Cette séquence montre une variation spectaculaire par rapport à celle qui affleure au niveau de la chaîne Orbata-Bouhedma (Figs. 53-54).

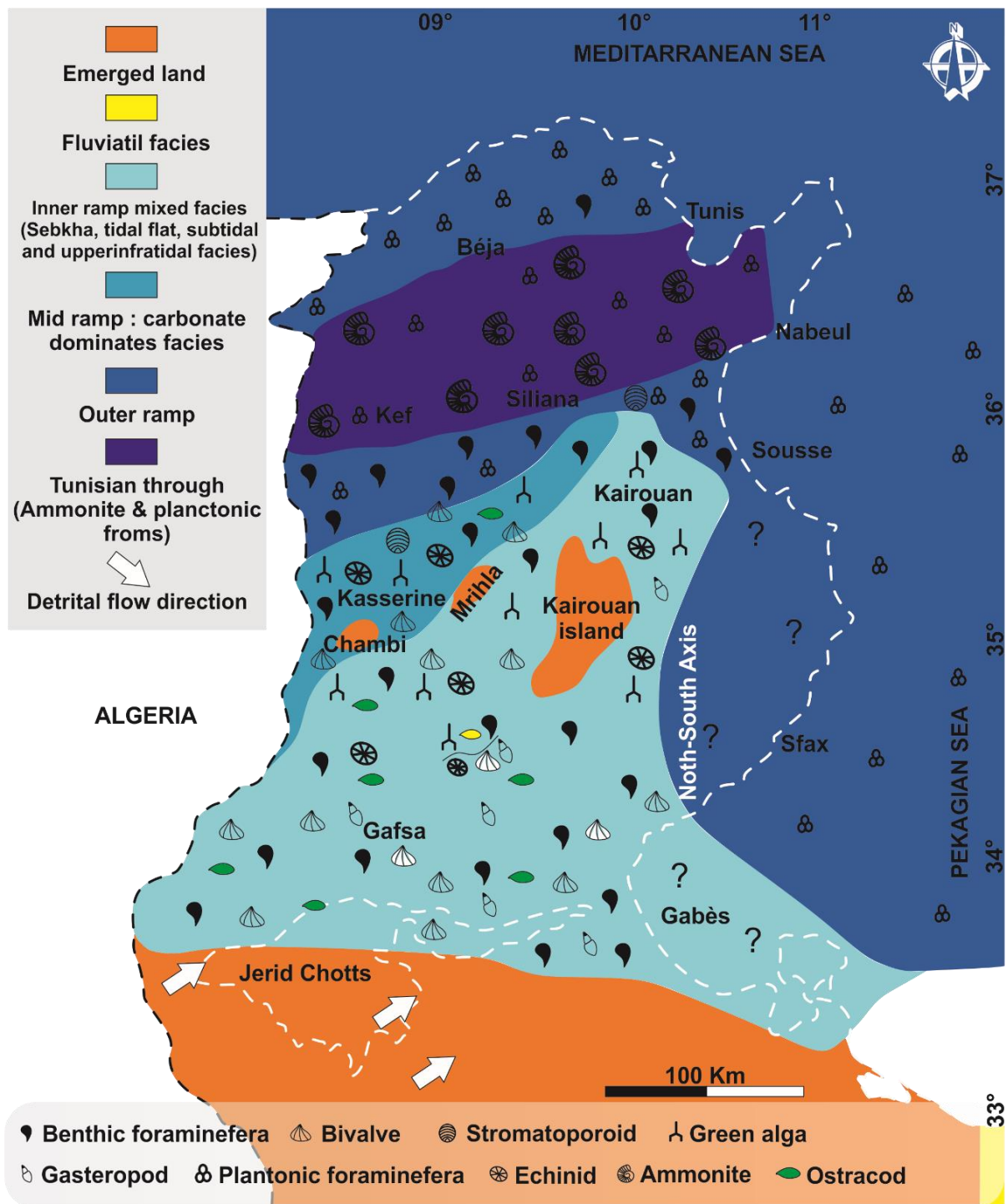


Figure 53: Carte paléogéographique de la période Hauteriviens-Barrémien en Tunisie (Pervinquier, 1903, 1912; Busson, 1967, 1972; Busnardo and Memmi, 1972; Maamouri and Salaj, 1974; Memmi et al., 1979; M'Rabet, 1981; Burollet et al., 1983; Rouvier, 1985; Saadi, 1990; El Ouardi and Turki, 1995; Bouaziz et al., 2002; Ouaja et al., 2002; Ouled Bagga et al., 2006; Mejri et al., 2006; Andersson et al., 2008; Ben Haj Ali, 2008; Bodin et al., 2010; Wood, 2012; Elkhazri et al., 2015; Li et al. 2017; Melliti et al., 2019; Amami et al., 2021).

1.1.2. Formation Sidi Aïch

Elle repose en concordance sur la formation de Bouhedma. Elle correspond à un banc sableux épais avec quelques niveaux sablo-argileux (Abdeljouad, 1983 ; Burollet, 1956). La formation Sidi Aïch débute par des sables quartziques, à stratifications obliques, coupés parfois par des lentilles gréseuses dolomitiques ferrugineuses qui s'organisent en séquences élémentaires grano-décroissantes, indiquant un milieu de dépôt de type fluviatil (M'Rabet, 1981 ; Abdeljouad, 1983), qui passe, vers le sommet, à un milieu de type plage avec des niveaux argileux verdâtres (Figs. 52-54). La coupe type de cette formation est localisée dans la partie sud de Jebal Sidi Aïch mesurant 170 mètres (M'Rabet et al, 1995). La Formation Sidi Aïch montre une variation latérale d'épaisseurs. Elle se biseaute en se rapprochant de la faille au niveau d'oued Khanguet Amor.

Bien que les deux formations Bouhedma et Orbata contiennent toutes le deux des niveaux fossilifères, la Formation de Sidi Aïch est généralement considérée comme non fossilifère et a été attribuée au Barrémien supérieur (Ben Ferjani et al., 1990 ,Chakhma et al., 1990 , Gallala et al., 2009 , Aloui et al., 2012) , sur la base de sa position stratigraphique entre l' Hauterivien – Barrémien inférieur et la formation Orbata d'âge Aptien . Récemment, un assemblage faunistique et floral fossile comprenant des conchostracés , des poissons a été découvert au sein du KABBS (Boukhalfa et al., 2015 , Boukhalfa et al., 2017).

1.1.3. Formation Orbata

En Tunisie centrale, la formation Orbata, le terme supérieur du groupe Gafsa (membre Bérani), correspond à des calcaires dolomitiques massifs, de couleur rousse à brune, calcitiques et bioturbés (Burollet, 1956). Elle définit souvent une falaise puissante couronnée par un fond durci ferrugineux et perforé. Cette barre façonne le relief sillant du flanc sud de la terminaison péridinale de l'anticlinal de Zemlet El Beidha (Figs. 52-54).

1.2. Le Crétacé supérieur

La série du Crétacé supérieur débute par les argiles de la formation Zebbag. Elles sont coiffées par la barre turonienne de Guettar en une seule localité au niveau de Jebel Jérouala (région de Gafsa). La formation Zebbag est surmontée par une épaisse intercalation marno-argileuse de la formation Aleg, suivie par une alternance des carbonates et des marnes. Les

affleurements les plus complets de cette série sont décrits à l'Est (Jebel Romana), et à l'Ouest (Jebel Jérouala, Jebel el Haidoudi) (Abdeljouad, 1983).

1.2.1. Formation Zebbag

Elle est décrite par Burollet (1956) comme « une épaisse série faite des carbonates, des marnes et d'évaporites ». Cette formation est identifiée à Khanguet Zebbag sur le flanc nord du Jebel Meloussi. Elle est attribuée à l'Albien supérieur, au Cénomaniens et au Turonien basal. La formation Zebbag est encadrée par la formation Orbata et la formation Aleg. Elle est subdivisée en trois membres Radhouane, Kerker et Guettar. Seuls quelques affleurements de ces deux derniers membres au niveau de Jebel Romana sont rencontrés dans le secteur d'étude (Figs. 52-54).

1.2.2. Formation Aleg

Cette formation, d'âge Turonien- Campanien inférieur, est considérée comme un équivalent latéral de la formation Haidoudi (Burollet, 1956). Elle est représentée par deux unités : une unité basale correspondant à une alternance des calcaires grumeleux et bioturbés à *Inocérames* et à *Oursins* avec quelques intercalations des lits marneux qui indiquent une évolution vers un milieu de dépôt plus profond et une deuxième unité essentiellement argileuse riche en matière organique (Figs. 52-54).

1.2.3. Formation Abiod

La formation Abiod, décrite pour la première fois par Burollet (1956), connue également sous le nom de formation Berda dans la zone des Chotts, débute par des argiles, des calcaires et des marnes de couleur verdâtre, surmontés par un niveau de calcaire riche en bioclastes et en glauconie et des débris de phosphate. L'association faunistique révèle aussi une richesse en *Inocérames*, en *Échinodermes*, en *Ammonites* et des foraminifères benthiques et pélagiques permettant d'attribuer à l'Abiod un âge Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (M'Rabet et al., 1995 ; Soyer, 1987) (Figs. 52-54). La coupe type de cette formation est localisée à Oued el Abiod, entre Meknassy et Mezzouna mesurant 150 mètres (Burollet, 1956 ; Khessibi, 1978 ; M'Rabet et al, 1995).

2. Le Cénozoïque

La série sédimentaire rencontrée le long de la chaîne nord des Chotts correspond à une formation basale d'origine marine ; c'est celle de la formation El Haria, surmontée par des formations suivantes : les formations Bouloufa, Thelja, Béglia et Ségui (Figs. 52-54).

2.1. Le Paléogène

2.1.1. Formation El Haria

Cette formation, d'âge Maastrichtien supérieur-Paléocène, constitue la limite supérieure des séries Crétacées. Elle correspond à des argiles verdâtres riches en smectites, sombres avec quelques intercalations des lits calcaires. L'association faunistique montre une richesse en microfaunes planctoniques renvoyant à un milieu de dépôt marin (M'Rabet et al., 1993) (Figs. 52-54).

2.1.2. Formation Thelja

Les évaporites de Thelja correspondent à une série lumachellique à caractère essentiellement évaporitique avec quelques passages d'argiles dolomitiques, de grosses barres, de dolomie, et de gypse. Elle affleure au niveau du flanc sud de Jebel Alima, Gorge de l'Oued Thelja, à 60 km à l'Ouest de la région de Métlaoui. Les affleurements rencontrés, au niveau du flanc sud de Jebel Haidoudi, montrent des épaisseurs de moindre importance (Figs. 52-54).

2.1.3. Formation Bouloufa

La formation Bouloufa est représentée par une série continentale formée essentiellement par des argiles sableuses rouges, des conglomérats et des carbonates concrétionnés. Elle repose en discordance sur les calcaires de la formation Abiod (Abdeljouad, 1983, 1991). Le contenu fossilifère de cette formation est à malacofaune essentiellement les « bulimes », elle proposé comme équivalent latérale du groupe Métlaoui, attribué à l'Eocène (Abdeljouad, 1984) (Figs. 52-54). La coupe type de cette formation est localisée à Chebket Bouloufa (chaîne Nord des Chotts) montre une épaisseur de 87 mètres d'âge Éocène (Jamoussi et al, 2001).

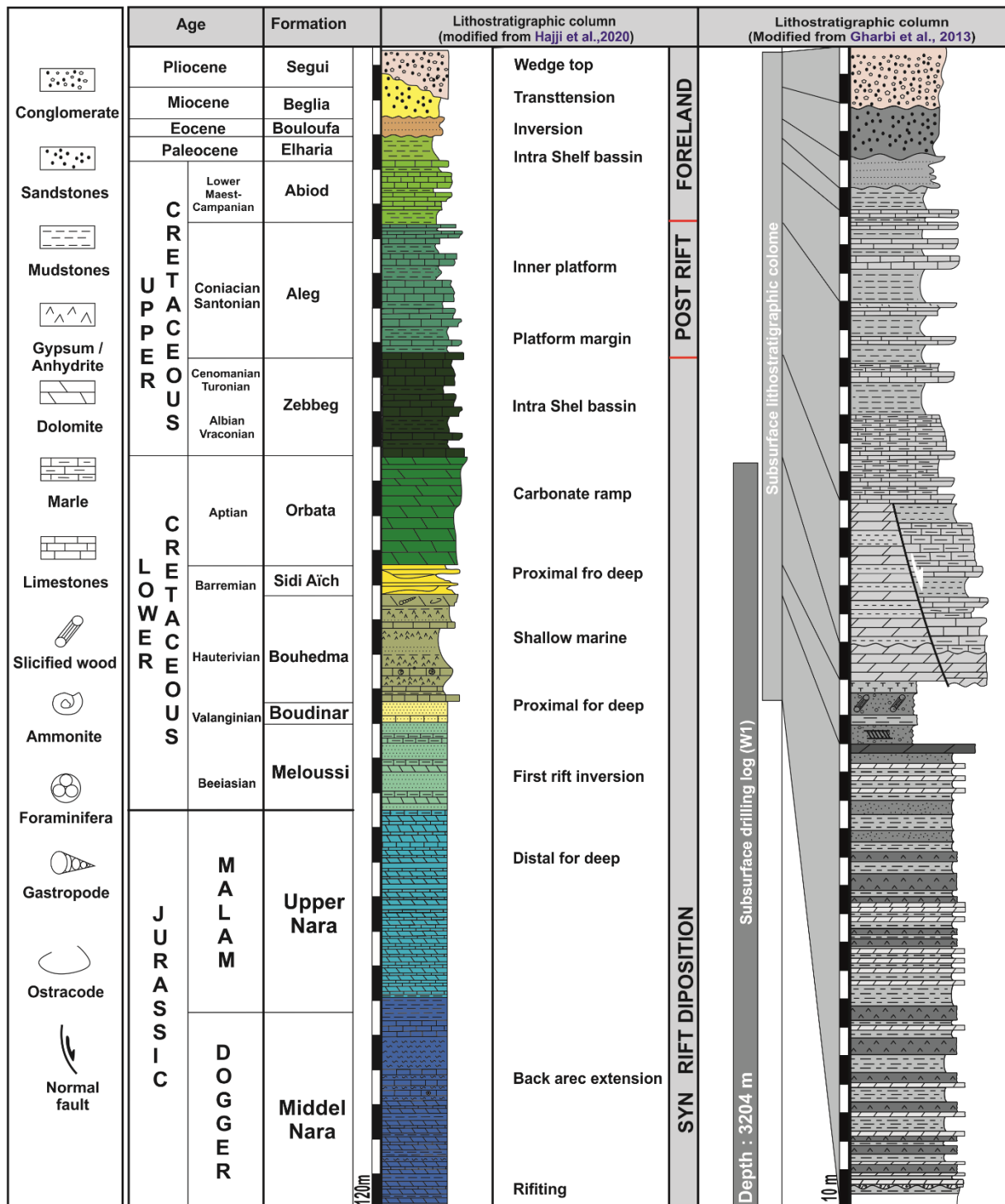


Figure 54: Colonne lithostratigraphique synthétique des séries mésozoïque et cénozoïque de la zone d'étude (en sub-surface et en affleurement, modifié d'après Gharbi et al., 2013 ; Hajji et al., 2020).

2.2. Le Néogène

2.2.1. Formation Béglia

La formation Béglia a été décrite pour la première fois en Tunisie méridionale par [Buroillet \(1956\)](#). Elle est connue également sous le nom des sables d'Ouethref ([Abbès, 1994](#)).

Elle correspond à plusieurs séquences grano-croissantes de sables siliceux blancs, à stratification oblique, à dragées de quartz, avec des intercalations de quelques niveaux argileux gris vers le sommet de la séquence. Les travaux de [Beily \(1972\)](#) et [Blondel \(1991\)](#), ont attribué un âge Sérravalien –Tortonien à cette formation ([Figs. 52-54](#)). L'environnement de dépôt de cette séquence correspond à un milieu fluviatil à embouchure de delta ([Blondel, 1991](#)). L'étude des corps sableux indique une direction de transport du Sud-Ouest vers le Nord-Est ([Mannaï et Otero, 2005](#)) ([Figs. 52-54](#)).

2.2.2. Formation Ségui

La formation Ségui est représentée par une série conglomératique, surmontée par des sables fins argileux de couleur rouge clair à rose, localement chenalisés qui s'alternent avec des silts argileux roux gypsifères. Cette formation affleure le long des ravins près de la carrière de la région de Dhraa Ouethref, occupant le flanc sud de Jebel Zemlet El Beidha. Les dépôts de cette formation sont attribués au Miocène supérieur et au Quaternaire ([Buroillet, 1956](#) ; [Beily et al., 1972](#)) ([Figs 52-54](#)).

3. Les dépôts récents et actuels

Ces dépôts occupent les dépressions comprises entre les reliefs créacés plissés de Zemlet El Beidha et Koudiat el Hammamat au Sud et Jebel Itama au Nord. Ils occupent, également, la dépression de Sebkhath El Hamma au Sud-Ouest. Ces sédiments sont répartis en plusieurs faciès selon leurs milieux de dépôt ([Figs. 52-54](#)).

III. Contexte structurale de la zone d'étude

La Tunisie occupe l'extrémité nord-orientale de la chaîne atlasique. Cette chaîne est contemporaine de la dernière phase géodynamique qui correspond à l'évolution de la Mésogée en Méditerranée Occidentale ([Durand-Delga, 1969](#) ; [Ahmadi, 2006](#) ; [Hezzi, 2014](#)). L'Atlas nord-africain est subdivisé en quatre unités structurales majeures dans sa partie occidentale (au Maroc) : l'Anti-Atlas, le Haut Atlas, le Moyen Atlas ([Fig.55](#)). En Algérie occidentale, il est constitué par deux unités importantes : l'Atlas tellien et l'Atlas saharien séparés par les Hauts Plateaux. Enfin, vers l'Est de l'Algérie, les Hauts Plateaux et l'Atlas saharien se fusionnent pour donner l'Atlas oriental ou l'Atlas Tunisien ([Fig.55](#)).

La fusion de l'Atlas Saharien et l'Atlas Tellien est marquée par l'apparition d'une importante chaîne plissée « Les Aurès » qui vers l'Est, diminue d'altitude et se bifurque progressivement en plusieurs chaînes et la déformation commence à s'engager vers l'avant-pays de la Tunisie centro-méridionale sous forme d'entonnoir. Cette déformation est canalisée par deux directions majeures (1) NW-SE (bordure Sud-Atlasique) et (2) N-S (Axe nord-sud). Ce type de propagation de la déformation est unique dans la chaîne atlasique et indique un passage entre des bassins à fort contraste de subsidence vers l'Ouest : le sillon atlasique à forte subsidence (Bracène et De Lamotte, 2002 ; Bracène et al., 2002 ; Cavazza et al., 2004 ; Ahmadi, 2006 ; Ouali, 2007 ; Khalfi et al., 2019), et les bassins sédimentaires à subsidence plus uniforme dans la Tunisie centrale, bassin de Gafsa et bassin des Chotts (Bouaziz et al., 2002 ; Piqué et al., 2002 ; Ahmadi, 2006 ; Ouali, 2007 ; Khalfi, 2017) favorisant la propagation du décollement (Fig.55).

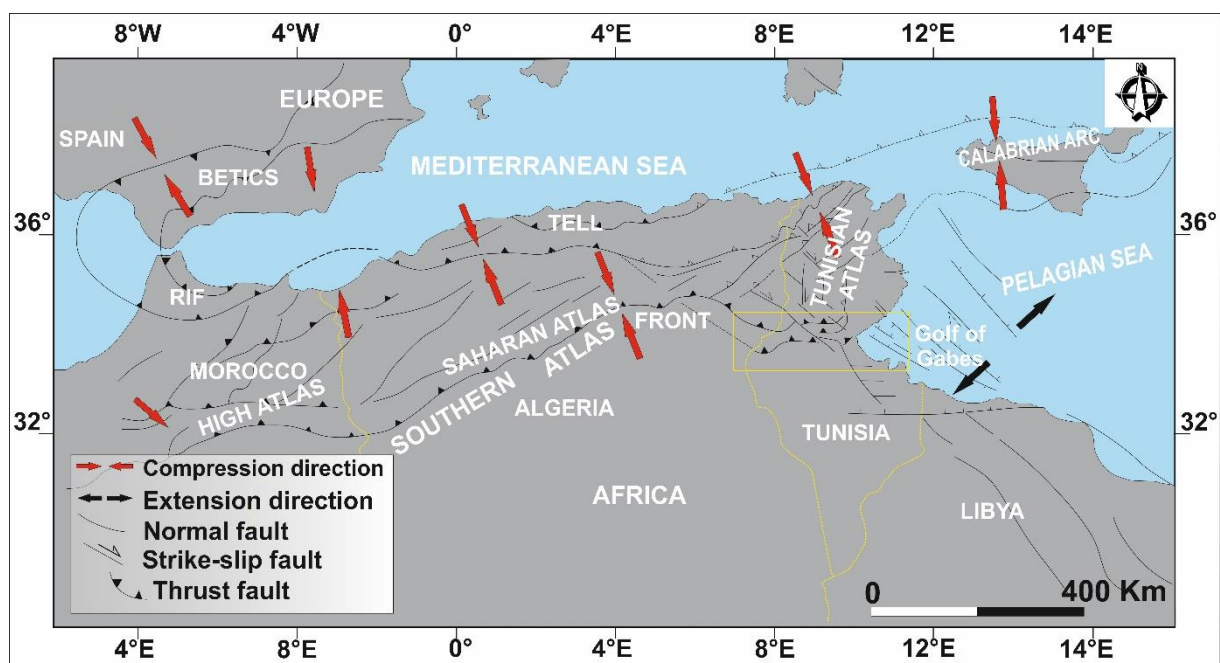


Figure 55: Unités structurales majeures de l'Atlas Nord-Africain (Gharbi et al., 2013 ; Masrouhi et al., 2019)

IV. Zonation structurale de la Tunisie

La Tunisie a été une région instable pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Sa partie NO était marquée par une subsidence prononcée qui a permis l'accumulation de puissantes séries sédimentaires. Dans la zone des plis atlasiques et sur la plateforme orientale, la

subsidence était moins prononcée et irrégulière dans le temps et dans l'espace. Actuellement, la Tunisie est subdivisée du Nord au Sud en plusieurs zones structurales (Fig.56).

1. La zone de l'Atlas

Il correspond au domaine structural le plus vaste de la Tunisie. Encadré par le domaine tellien, au Nord, et l'accident sud atlasique, au Sud, ce domaine est subdivisé en sous-ensembles qui se distinguent en fonction de l'importance de leur degré de déformation :

1.1. Le domaine tellien

C'est le domaine occupant l'extrême NW du pays. Il constitue le prolongement vers l'Est de l'Atlas tellien en Algérie et il est caractérisé par un front de chevauchement important à vergence SE (Rouvier, 1977). Le charriage et l'empilement des structures s'amortissent vers le SE pour céder la place au domaine des écailles et des chevauchements dont le front correspond à l'accident de Téboursouk (Burolet, 1973 ; Perthuisot, 1978). Il est constitué par un ensemble de nappes à vergence sud découpées dans des terrains sédimentaires, surtout marneux et calcaires, principalement d'âges Crétacé et Paléogène.

1.2. L'Atlas septentrional

Il est limité au Nord par les grandes structures d'extrusions triasiques dénommées « zone des diapirs ». Cet Atlas est formé par des anticlinaux de direction NE-SW, des diapirs et des corps salifères alignés sur la même direction (Rouvier, 1977 ; Zargouni, 1985 ; Ben Ayed, 1986 ; Boukadi, 1985,1995 ; Chihi, 1995 ; Oueld Bagga et al., 2006 ; Said, 2011).

1.3. L'Atlas central

L'Atlas central est caractérisé par des anticlinaux de direction NE-SW dite atlasique et qui sont séparés soit par de larges synclinaux de même direction soit par des fossés d'effondrement orientés NW-SE dont les plus spectaculaires sont ceux de Rouhia-Sbiba et de Foussana (Jauzein,1967 ; Chihi, 1995). Les structures limitrophes de ces fossés sont tronquées à leurs extrémités Nord-est en suivant le même modèle de déformation respectivement soit par la faille de Sbiba- Cherichira segmentée en deux direction E-W puis NE-SW qui affecte la structure de Mrihla soit par la faille de Kasserine E-W qui affecte les structures de Chaambi, Selloum, Kharroub et Rakmet (Philip et al., 1986 ; Chihi et al., 1991). Toutefois, il ne faut pas

négliger l'effet du phénomène de l'halocinèse qui se manifeste par la mobilisation du matériel salifère du Trias en engendrant des structures à savoir la structure de Chaambi (Zouari et al., 1984 ; Hlaïem, 1998 ; Bédir et al., 2001).

1.4. L'Atlas méridional

L'Atlas méridional tunisien est caractérisé par de vastes plaines qui sont séparées par des faisceaux de plis de direction moyenne ENE-WSW à E-W, généralement fléxuré à NE-SW (direction atlasique) et WNW-ESE (Zargouni, 1985 ; Saïd et al., 2011b).

Les principaux chaînons ou chaînes de l'Atlas méridional tunisien sont : La chaîne de Métlaoui, la chaîne d'Orbata, La chaîne de Gafsa et la chaîne des Chotts. Les deux chaînes majeures sont des plis à cœur crétacé ou parfois jurassique : la chaîne Nord des Chotts et celle de Gafsa, séparées par de vastes plaines continentales à remplissage néogène (Fig.56). Ces chaînes sont formées d'une succession de plis d'entraînement "en échelons" de direction NE-SW associés à un décrochement dextre, correspondant au couloir de la faille N120 de Gafsa qui se prolonge de l'Algérie jusqu'à la flexure de la Jeffara au Sud-est (Zargouni, 1985 ; Bédir et al., 1992).

1.5. La chaîne des Chotts

Elle englobe la chaîne Nord des Chotts et la chaîne Sud des Chotts. Elle s'agit d'un anticlinal de direction E-W, à grand rayon de courbure, occupant pratiquement toute la surface du Chott El Fejej et dont le flanc sud est connu sous le nom de Jebel Tebaga. Cet ensemble constitue donc le front sud atlasique. L'extrémité orientale de cette chaîne Nord des Chotts est affectée par plusieurs accidents de direction NW-SE, dont les plus importants sont ; la faille de Bir Oum Ali, la faille de Hadifa et le couloir d'El Fejej (Rabia, 1984 ; Zargouni, 1985 ; Fakraoui, 1990 ; Abdeljouad, 1985 ; Hlaïem, 1999).

1.6. La chaîne de Gafsa

Constituée par l'alignement du Jebel Bou Ramli et Jebel Ben Younes, de direction générale NW-SE, cette chaîne est jalonnée par la faille de Gafsa. La chaîne de Gafsa se prolonge vers le Nord-ouest par le faisceau de Moularès, constitué par plusieurs plis ayant une direction générale est-ouest (Zargouni, 1985).

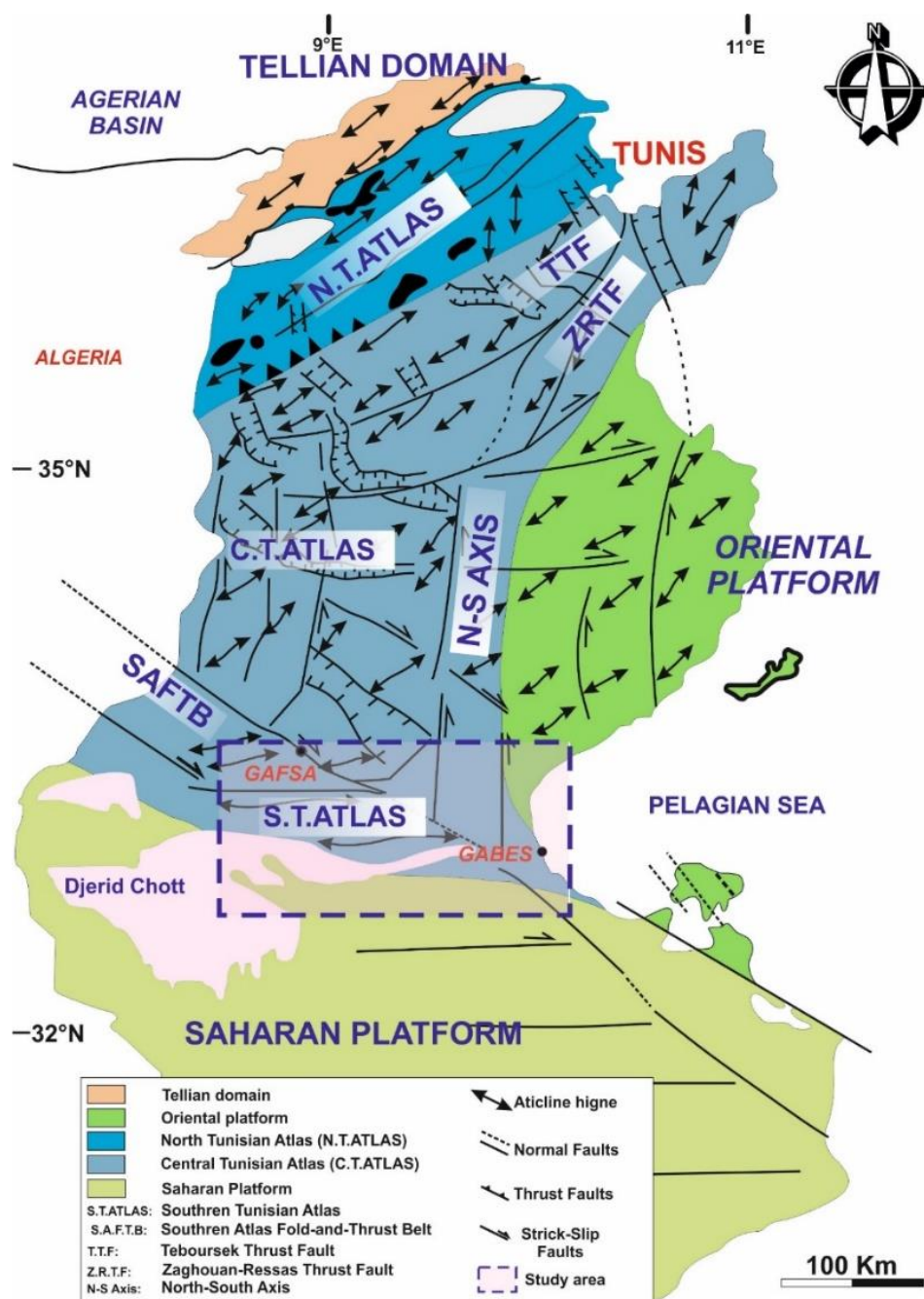


Figure 56 : Zonation structurale de la Tunisie ; carte structurale simplifiée du domaine atlasique tunisien (Modifié d'après Castany, 1951; Burollet, 1956; Jauzein, 1962-1967; Biely et al., 1974 ; Zargouni, 1985; Turki, 1985; Ben Ayed, 1986; Ben Ferjani et al., 1990; Boukadi, 1994; Bouaziz, 1995; Chihi, 1995; Dlala, 1995; Zaier et al., 1998; Bouaziz et al., 2002; Ouali, 2007).

Ces deux ensembles de plis, qui forment deux mégastructures de méga-lentilles en relais droits, ont pris naissance au cours du Crétacé supérieur selon des mouvements tectoniques décrochants (Bédier et al., 1992). Les études géologiques ont montré que les structures plissées de cette chaîne ont été développées sur des anciens accidents profonds d'âge ante-jurassique et que les mouvements halocinétiques du Trias ont commencé très tôt (Abdeljouad, 1995 ; Bédier et al., 1992 ; Tlig et Louhaïchi, 1993).

1.7. La plateforme saharienne

Le passage du domaine atlasique à la plate-forme saharienne est souligné par la flexure Sud atlasique ou accident atlasique qui s'étend d'Agadir (Maroc) au Golfe de Gabes (Tunisie) (Aissaoui, 1984 ; Zargouni, 1984, 1985 ; Kazi-Tani, 1986 ; Frizon de Lamotte et al., 1989). La plateforme saharienne est un domaine relativement moins déformé par rapport aux autres domaines situés plus au Nord. Elle est affectée à son extrémité orientale par la faille de Médenine (Prolongement sud de la faille de Gafsa) d'orientation N160°E responsable de l'effondrement de la plaine de Jeffara à l'Est (Fig.56).

La plate-forme saharienne est une vaste aire à structure tabulaire. En effet, la tectonique compressive tertiaire n'a pas marqué que très faiblement le domaine saharien. La structuration de cette région est principalement liée aux orogénèses paléozoïques, notamment la phase hercynienne, suivie par une subsidence très active durant le Mésozoïque.

V. Principaux épisodes tectoniques en Tunisie

Par sa position extrême du Nord du continent africain et au centre du bassin méditerranéen, la zone d'étude occupe un point de jonction de trois domaines distincts : la chaîne atlasique au Nord, qui est devenue active dès le Crétacé supérieur, la plateforme saharienne à activité tectonique modérée au Sud, et la mer pélagienne à l'Est. De ce fait, la Tunisie était le siège des déformations anciennes et récentes. Contrôlées par le mouvement géodynamique entre le Gondwana et l'Eurasie, ces déformations ont commencé au cours du Trias et se poursuivaient pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque (Ben Ayed et al., 1978 ; Zargouni et Ruhland, 1981 ; Chihi, 1984).

Les déformations récentes d'âge quaternaire, par contre, ont été signalées par de nombreux auteurs (Vaufrey, 1932 ; Laftine et Dupont, 1948 ; Castany, 1951), qui ont mentionné l'importance de la tectonique compressive quaternaire considérée responsable de l'orogénèse villafranchienne (Kamoun, 1981 ; Chihi, 1984 ; Dlala, 1984 ; Ben Ayed, 1986 ; Philip et al., 1986).

1- Tectonique des périodes ante-Tertiaire

1.1. Tectonique ante-triasique

On ne peut pas parler de la tectonique du Précambrien et du Paléozoïque en affleurement à l'échelle de la Tunisie. En fait, le seul affleurement des séries correspondantes se localise au niveau du Djebel Tebaga de Médenine, qui constitue le seul témoin du substratum anté-alpin (Ouali, 2007). Le contexte distensif, au cours du Permien supérieur, se domine, avec une direction d'allongement global NE-SW donnant lieu à un réseau de failles normales syn-sédimentaires de direction E-W et NW-SE qui ont provoqué l'effondrement du bassin carbonifère de la Djeffara, et qui ont contrôlé le dépôt des séries sédimentaires permocarbonifères sur la bordure nord de la plateforme saharienne (Dercourt et al., 1986 ; Soyer et Tricart, 1987 ; Guiraud et Maurin, 1992 ; Guiraud et al., 1992 ; Piqué et al., 1998 ; Laville et al., 2004). Ces failles se sont manifestées par l'individualisation de blocs basculés plurikilométriques dont le jeu s'est traduit par la formation de bassins transverses est-ouest, comme le bassin de Ghadamès, ou de rôle régional comme celui de Télémzane (Ben Ayed, 1993 ; Smida, 1995). Ces structures ont largement influencé la répartition des dépôts du Paléozoïque supérieur (Burolet, 1991 ; Ben Ayed, 1993).

1-1- Tectonique du Trias

La tectonique distensive du Trias, dans le Sud de la Tunisie, a été évaluée par de nombreuses études (Ben Ayed et Khessibi, 1981) qui ont indiqué que les calcaires dolomitiques du Permien sont affectés par de nombreuses failles normales de direction N120-145 renvoyant à des décrochements sénestres (Ben Ayed, 1986). Au cours de cette période distensive sub-méridienne des manifestations tectoniques ont engendré des demi-grabens de direction NW-SE.

1-2- Tectonique Jurassique

Les affleurements d'âge jurassique sont connus dans la région de Zaghouan, l'axe Nord-Sud et dans le Sud tunisien, alors que dans le reste de la Tunisie, le Jurassique n'est connu que par les coupes relatives aux forages pétroliers. Au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur, c'est le régime extensif de direction subméridienne qui a dominé, lié principalement à l'ouverture de néo-Thétys et de l'Atlantique (Ellouze, 1984 ; Ben Ayed, 1986 ; Laridhi Ouazza, 1994 ; Chihi, 1995 ; Zouari, 1995). Durant cet épisode, un réseau de failles normales syn-

sédimentaires de direction E-W, a été développé et des glissements assez actifs ont contrôlé la géométrie particulière de la marge Nord-africaine (en blocs basculés) (Soussi et M'Rabet, 1990 ; Soussi, 2002 ; Guiraud et al., 2005 ; Gharbi et al., 2013). Récemment, Bahrouni et al., (2016), au niveau de Jebel Bouhedma, ont évoqué des indices tectoniques et microtectonique qui témoignent de la tectonique extensive durant le Jurassique.

1-3- Tectonique du Crétacé

Les séries du Crétacé ont fait l'objet de plusieurs travaux de recherches stratigraphiques (Pervinquier, 1903 ; Burrolet, 1956 ; M'Rabet, 1981 ; Gargouri, 1983 ; Bismuth, 1981 ; Zaghib Turki, 1987 ; Tour et al., 2004) ainsi que structurales (Chihi et al., 1984 ; Dlala, 1984 ; 1995, Ben Ayed, 1986 ; Ouali, 1987 ; Chakhma et al., 1990) afin de reconstruire leur évolution tectono-sédimentaire et paléogéographique.

Au cours du Crétacé inférieur, l'ouverture de la Téthys et de l'Atlantique central a continué avec une déformation distensive et décrochante NE-SW qui a donné naissance à des horsts et des grabens et des blocs basculés sont compatible avec la tectonique distensive de direction NW-SE à EW en Tunisie centrale (Ben Ayed, 1980 ; Zouari, 1995) et le long de la terminaison septentrionale de la plateforme saharienne (Ben Ayed et Khessibi, 1981).

Cette phase se manifeste par des failles normales syn-sédimentaires de direction N080 à N100 qui affectent les carbonates de la Formation Zebbag (Albien-Turonien), au niveau de jebel Bouhedma, (Dlala, 1995). Plusieurs failles normales syn-sédimentaires de direction E-W à NW-SE qui affectent les séries Albien-Turonien, au niveau de la Chaîne Nord des Chotts, (Abbès et Tlig, 1991 ; Louhaïchi et Tlig, 1993 ; Gharbi et al., 2013) témoignent de la distension durant cette période.

Cette époque est marquée, également, par le soulèvement de l'île de Kairouan, attribué éventuellement à une activité tectonique, puisque le niveau global de la mer ou 'géoïde' durant le Néocomien-Barrémien était assez élevé, donc, défavorable à l'installation d'une île. Les travaux de Busson (1972) et Ben Ferjani (1990), ont prouvé que les zones des Chotts et la région de Gafsa au Sud de l'Atlas tunisien ont été envahies par les dépôts de plateforme interne et de plage.

À la suite d'une transgression tithonienne de grande amplitude, la Tunisie a été dominée par des dépôts deltaïques (M'Rabet, 1981), ces sédiments essentiellement détritiques provenant du Sud-ouest (terres émergées de la plateforme saharienne) (M'Rabet 1981) sont organisés en séquences de comblement diachrones et répétitives attribuées à la formation Meloussi et à la formation Boudinar. Cette sédimentation du type « complexe deltaïque » a été souvent contrôlée, à cette époque, par des fluctuations eustatiques majeures (Mitchum et al., 1977).

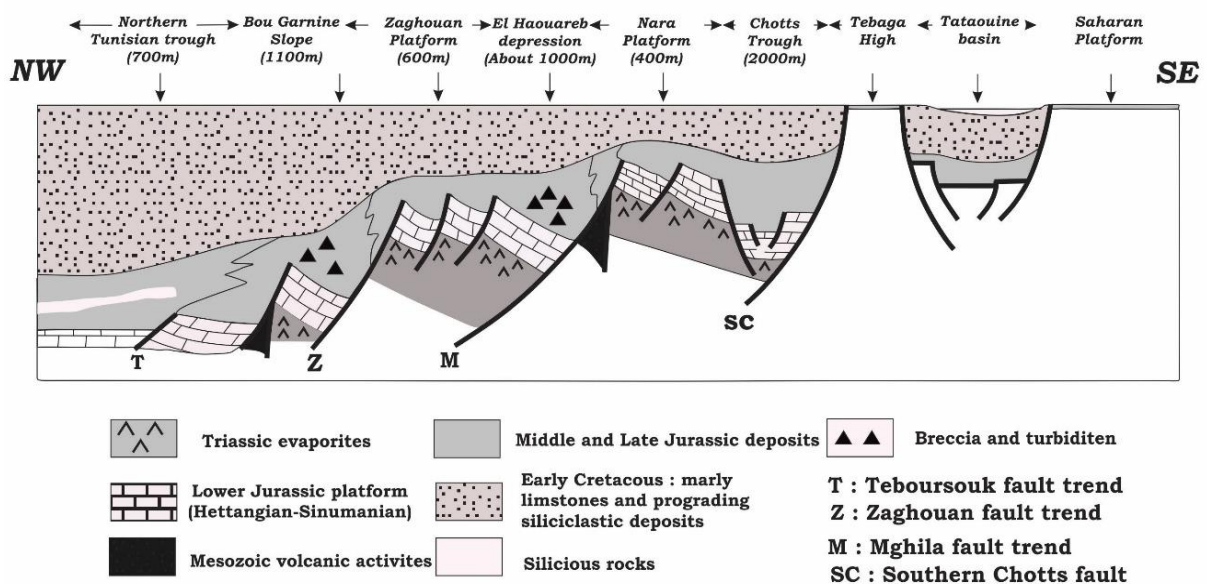


Figure 57: Coupe structurale schématique montrant la configuration de la marge Nord-africaine et les faciès sédimentaires associés au cours du Jurassique-Crétacé inférieur (Soussi, 2002).

L'Aptien est marqué par une montée eustatique très passionnante exprimée par la grande extension de la barre dolomitique de la formation Orbata depuis le Sahara algérien à l'Ouest vers l'Égypte à l'Est (Burrollet et Busson, 1983). Le passage Aptien-Albien est marqué par des lacunes sédimentaires importantes identifiées dans l'ensemble de la Tunisie corrélables à la discordance « Autrichienne » (Burrollet et Desforges, 1982 ; Ben Ayed, 1993 ; El Euch et al., 1998 ; Lazzez et al., 2008). Cette limite stratigraphique constitue un sujet de débat concernant l'évènement tectonique responsable de la mise en place de cette discontinuité. Cette dernière pourrait être liée à un régime tectonique compressif de direction NW-SE favorisant la génération des structures en transpression (Burrollet et Desforges, 1982 ; Ben Ayed, 1993 ; El Euch et al., 1998 ; Lazzez et al., 2008a). D'autres travaux ont indiqué une extension NE-SW à E-W tout le long des failles décrochantes liées à des mouvements

halocinétiques (Bismuth et al., 1982 ; Boltenhagen, 1985 ; Soyer et Tricart, 1987 ; Feki et al., 2005 ; Rigane et al., 2010 Bodin, 2010 ; Zouaghi et al., 2013).

Gharbi et al. (2013) ont montré que ces lacunes sédimentaires matérialisées par des surfaces durcies et des conglomérats sont le résultat d'un remaniement de la barre aptienne basculée par des failles normales et ré-sédimentée dans les dépôts du Coniacien-Santonien. Ces remaniements se déposent à l'aplomb des failles NW-SE à WNW-ESE (N100E à 110E) très souvent scellées par les dépôts du Coniacien-Santonien. La géométrie en blocs basculés renvoie à une extension NNE-SSW.

Le Crétacé supérieur (Turonien moyen - Maastrichtien) est marqué par une modification géodynamique majeure, liée au passage du régime extensif à un régime compressif. Ainsi, le changement du régime de déformation a provoqué une perturbation dans les zones subsidentes (Ben Ayed, 1993 ; Bouaziz 1995 ; Saïd et al., 2011 ; Zouaghi et al., 2011).

Les études tectoniques et microtectoniques des séries de Campanien-Maastrichtien au niveau de plusieurs structures de l'Atlas central telles que les massifs de Tiouacha, Douleb, Semmama et Bireno illustrent des variations tant d'épaisseur que de faciès (Dlala, 1994, 1995). Plusieurs stations microtectoniques, au niveau de la structure de Semmama, révèlent l'existence des failles normales de direction N060 à N070 qui affectent la série Campanio-maastrichtienne résultant d'un régime extensif de direction NNW-SSE. Ainsi qu'au niveau de massif de Tiouacha, les couches attribuées au Maastrichtien sont affectées par des microfailles normales de direction N100 à N110 témoignant d'un régime extensif de direction NNE-SSW (Dlala et al., 1990). Cependant le régime tectonique extensif se poursuit depuis l'Aptien jusqu'au Campanien- Maastrichtien (Dlala, 1995). Ceci se traduit par l'émersion de l'île de Kasserine (Buroillet, 1956 ; Sassi, 1974 ; Fournié, 1978 ; Marie et al., 1984 ; M'Rabet, 1987) comme étant un môle émergeant depuis le Crétacé moyen jusqu'à la fin du Paléogène. L'émersion du môle de Kasserine est argumentée par l'absence, l'évolution de faciès et les variations d'épaisseurs des séries dans les secteurs de Kasserine, Feriana, Sidi Aïch, Meknassy, Sidi Bouzid et Sbeïtla (Fournié, 1978 ; Bishop, 1988 ; Hlaiem, 1998).

2- Tectonique Tertiaire

Au cours du Tertiaire, des mouvements tectoniques compressifs et distensifs ont marqué l'évolution de la Tunisie, de direction moyenne NW-SE et NE-SW respectivement (Hadj Sassi, 2002). Au cours du Tertiaire, les études antérieures ont défini plusieurs phases à savoir :

3- Tectonique du Paléocène-Éocène

Cette époque est marquée par un régime compressif de direction NW-SE (Ben Ayed, 1986 ; Chihi, 1995) qui se traduit par des plis et des failles inverses. Il est responsable de l'ébauche et la formation de nombreux paléo-anticlinaux et paléo-synclinaux de direction NE-SW à NNE-SSW (Ben Ayed, 1986). Le soulèvement de l'île de Kasserine, en Tunisie centrale, est lié à cet événement tectonique en compression NW-SE.

Cette contrainte compressive a été identifiée par Ben Ayed (1993) grâce à une étude de la tectonique syn-sédimentaire qui a montré que les failles inverses contemporaines de la sédimentation, de direction N30E à N50E, sont accompagnées par des plis synsédimentaires de direction N20E à N50E. Ces plis se situent en discordance angulaire au-dessous des calcaires de l'Éocène supérieur (Ben Ayed, 1993). En Tunisie méridionale, cette phase a été implicitement décrite par Zargouni (1985) qui a identifié une compression de direction NW-SE dans la région de Gafsa.

4- Tectonique du Miocène

4-1- Tectonique du Langhien - Serravalien

Cette période est considérée comme un épisode tectonique distensif (Ben Ayed, 1986 ; Chihi, 1995) qui s'exprime par des failles normales syn-sédimentaires dans les formations Béglia et Saouaf d'âge Serravalien-Tortonien.

4-2- Tectonique compressive du Tortonien

Au cours du Tortonien, la Tunisie a été soumise à une phase compressive d'une direction du raccourcissement NW-SE (Burrolet, 1956 ; Richert, 1971 ; Zargouni et al., 1979 ; Yaïch, 1984 ; Ouazaa, 1994 ; Zouari, 1995). Les indices d'instabilité liés à cette phase ont été analysés dans différentes régions de la Tunisie. Au niveau de l'axe N-S, cet indice est attribué

à la discordance des séries conglomératiques et continentales de la formation Ségui sur les dépôts plissés des séries d'âge mésozoïque et cénozoïque.

Au Miocène supérieur, trois compressions dont l'axe du raccourcissement est orienté N20-30, N170 et N-S, ont été distinguées en Tunisie dont les deux premiers régimes sont liés à la mise en place des flyschs Numidiens (Chihî, 1995 ; Bouaziz al., 2002). Alors que la troisième compression, ayant un axe de raccourcissement N-S, a affecté les structures effondrées ainsi que leurs substratums. La formation de la chaîne atlasique a eu lieu durant cette période (Ben Ayed, 1986 ; Chihî, 1995). D'où, cette phase est définie comme la phase responsable des plissements majeurs et des déformations plicatives tortoniennes en Tunisie nord-orientale.

Cette phase compressive de direction NW-SE a affecté la Tunisie en créant des failles inverses, des chevauchements et des anticlinaux d'axe NE-SW hérités des structurations précoces. Au cours du Tortonien supérieur une phase de distension a contrôlé l'extrême nord et le Nord-Est de la Tunisie donnant lieu à des structures en horsts et en grabens et des blocs affaissés. Les structures sont limitées par des failles NW-SE et contrôlées par des décrochements distensifs.

4-3- Tectonique du Messénien

Au cours du Messénien, l'extrême Nord a été soumis à une compression de direction NW-SE qui a donné naissance à des plis d'axe NE-SW (Rouvier, 1977). A cette époque, les structures plissées de la zone des nappes ont été superposées pour former des monoclinaux chevauchants et des écaïlles. Des fossés de direction NW-SE ont été formés pendant cette période en Tunisie nord-orientale.

4-4- Tectonique du Pliocène

Au cours du Pliocène, un régime tectonique distensif syn-sédimentaire réactif des failles héritées en failles normales était dominant. De nombreux travaux confirment une succession d'alternance des phases compressives et distensives (Ben Ayed et Viguié, 1981 ; Dlala, 1995) alors que d'autres ne considèrent qu'une seule phase compressive qui a évolué dans certaines localités en un régime décrochant compressif, tout en expliquant l'existence

de certaines structures distensives par le phénomène de perturbation ou permutation des contraintes (Dlala, 1995 ; Chihi et Philip, 1999).

5- Tectonique du Quaternaire

À l'échelle de la Tunisie, cette période est caractérisée par une phase compressive importante du Miocène au Quaternaire. Les événements les plus importants correspondent aux mouvements compressifs post à syn-villafranchiens avec une légère variation de la direction de la contrainte compressive vers le Nord, qui a abouti à la réactivation des anciennes déformations de direction NW-SE (Ben Ayed, 1986 ; Chihi, 1995 ; Gharbi, 2013 ; Hezzi, 2014).

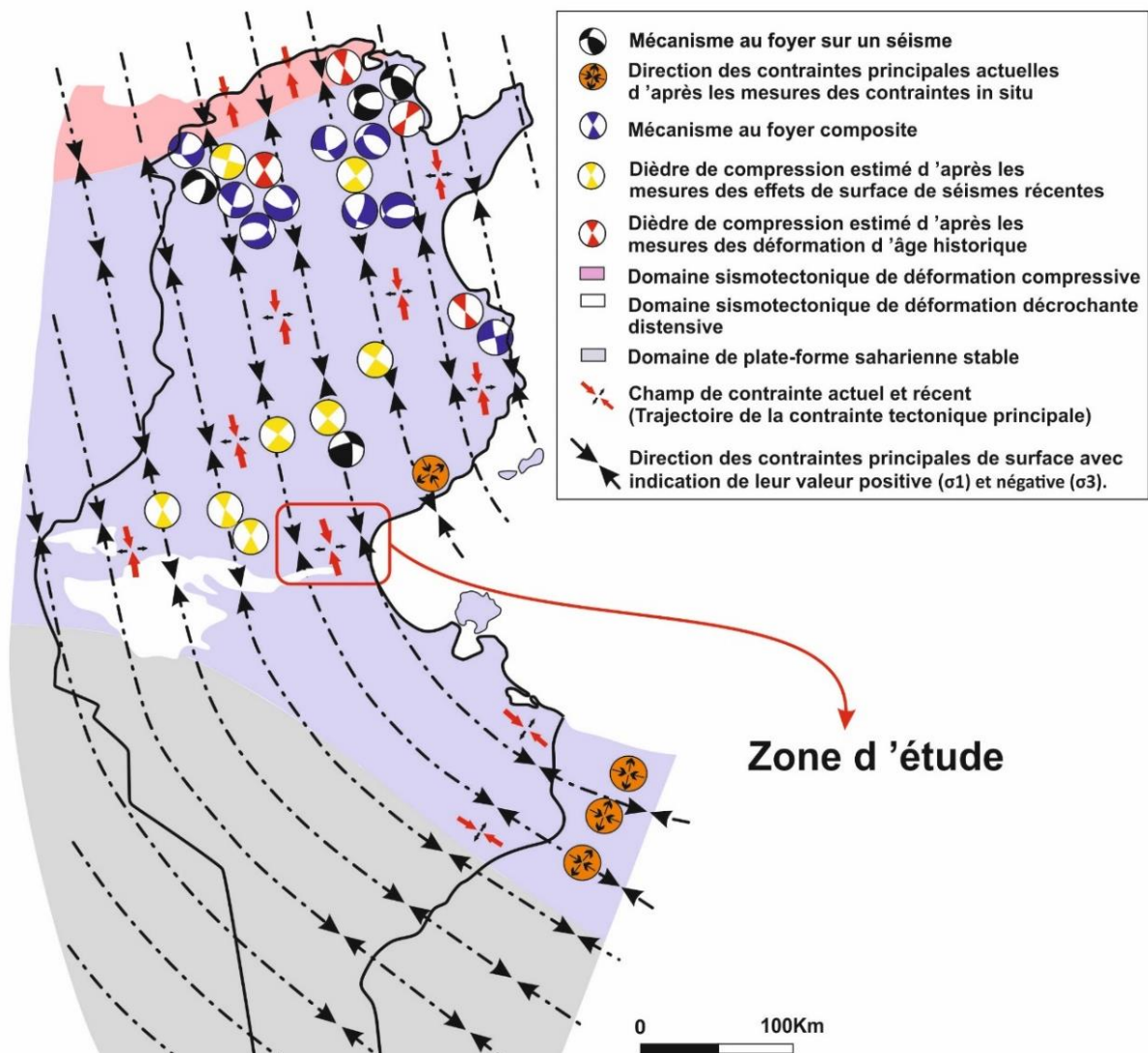


Figure 58 : Carte de la tectonique active et zonation sismotectonique de la Tunisie (Modifiée d'après Ben Ayed, 1990 ; Khalfi, 2017).

La contrainte compressive enregistrée varie entre N150 et N160 (Boukadi, 1984 ; Zargouni, 1985 ; Zouari, 1995 ; Bouaziz et al., 2002). La persistance de la compression est manifestée par des déformations affectant les dépôts tyrrhéniens et les alluvions récentes (Ben Ayed, 1980 ; Boukadi, 1984 ; Dlala, 1992, 1995 ; Bouaziz et al., 2002 ; Kacem, 2004). Ben Ayed (1990) a synthétisé, par la carte de la tectonique active et zonation sismotectonique de la Tunisie, la trajectoire des contraintes du raccourcissement actuel et récent dans la Tunisie. Il a déduit une direction du raccourcissement régional qui est de l'ordre de N160 à N170 dans le bassin de Gafsa (Fig.58).

VI. Synthèse

En Tunisie, les domaines structuraux sont caractérisés par l'existence des déformations concentrées au voisinage des failles décrochantes. L'architecture morpho-structurale de l'Atlas Centro-méridional est influencée par l'héritage des failles résultantes de l'activité géodynamique mésozoïque. La contrainte tectonique durant le Crétacé est fortement responsable de la compartimentation des bassins. Par conséquent, la variation perpétuelle de l'épaisseur et de la lithologie des couches et des formations le long de l'Atlas méridionale est contrôlée par les failles majeures créées durant le Crétacé. Une phase compressive, a ensuite pris place dès le début du Cénozoïque jusqu'à présent, qui est à l'origine de l'orogénèse des Chaîne et des structures plissées dans l'Atlas Centro-méridional. Quant à l'Atlas central, c'est la mobilisation halocinétique, qui a contrôlé principalement l'évolution morpho structurale de certains plis.

A l'échelle de toute la Tunisie, les travaux antérieurs ont identifié deux phases majeures de compression durant le Cénozoïque à savoir la phase serravallienne-tortonienne et la phase post-villafranchienne ou villafranchienne. Des pulsations secondaires ont été ressenties durant cette période entre autres, la phase Paléogène, Pliocène et celle du Quaternaire récent. Les travaux portant sur les différentes phases de compression sont récapitulés par des rosaces qui représentent le nombre des observations par rapport à la direction du raccourcissement (Fig.59).

Ces travaux sont basés, essentiellement, sur l'analyse microtectonique détaillée de plusieurs types de fractures et de joints à différentes échelles. La synthèse de l'ensemble de ces travaux, décrivant la tectonique compressive, montre que :

-
- La déformation compressive a été ressentie dès le début du Cénozoïque jusqu'à l'Actuel (Fig.59).
 - La direction globale de déformation a été généralement comprise entre le NW-SE et le N-S (Fig.59).
 - Il existe cinq événements tectoniques cités en bibliographie, mais la plupart des auteurs distinguent deux phases majeures de déformation qui correspondent, à la phase miocène supérieure (Tortonien-Serravalienne) et la phase Villafranchienne, ou Post-Villafranchienne (Fig.59).

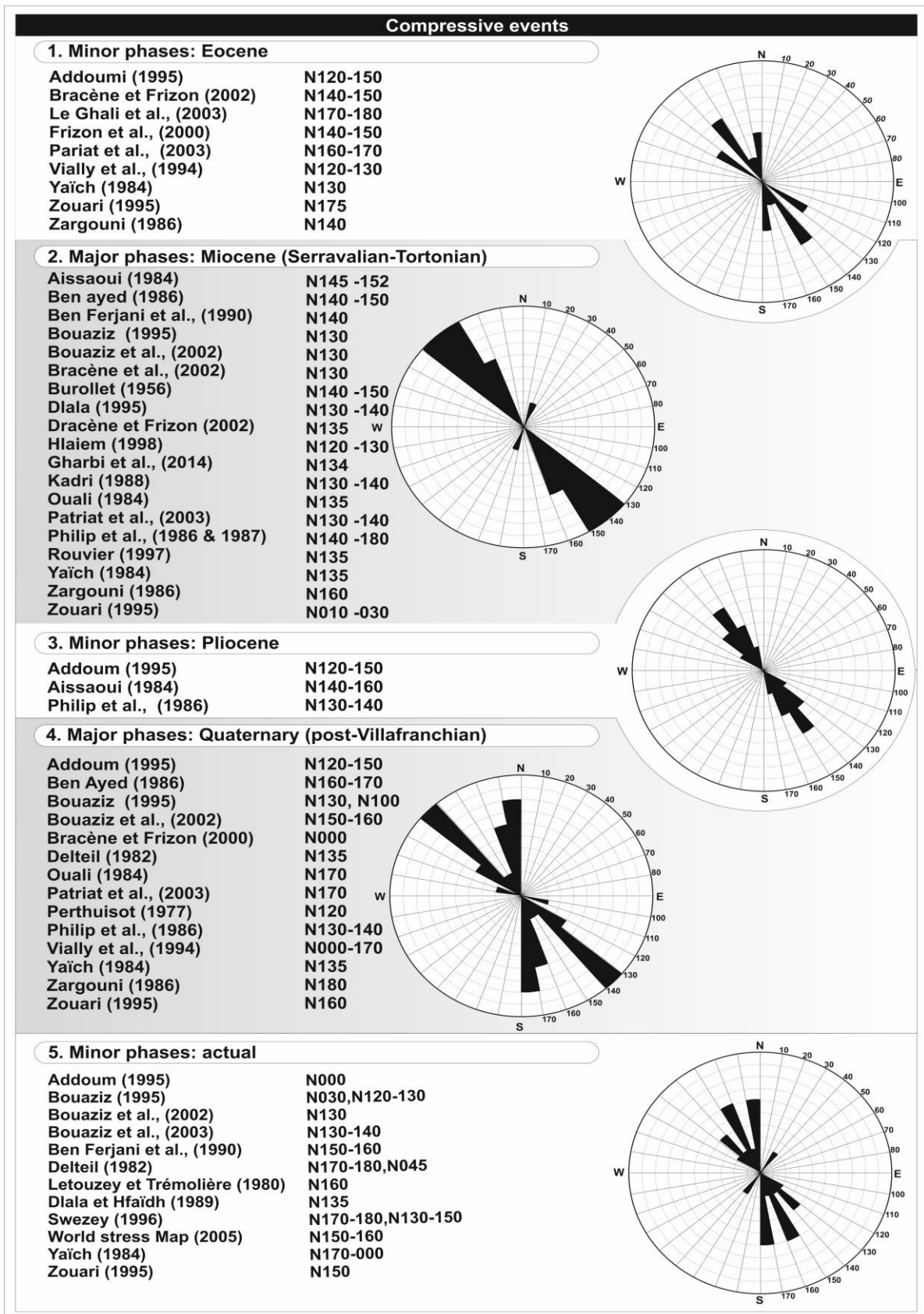


Figure 59: Directions des raccourcissements reconstruites à partir des données tectoniques illustrant les phases de serrages tertiaires en Tunisie et Algérie orientale. Les rosaces représentent le nombre d'observations par rapport à la direction (Modifiée d'après Ahmadi, 2006 ; Khalfi et al., 2019 ; Abaab et al., 2021).

Chapitre 5 :

Distribution, morphologie des bedding-parallel veins dans l'anticlinal de Zemlet El Beidha

I. Introduction

L'étude des BPV est largement utilisée comme une approche pour comprendre le système pétrolier en surpression et pour la reconstitution de l'état de déformation. Les résultats de cette approche sont validés par plusieurs études (Phillip, 2008 ; Ukar et al., 2017 ; Meng et al., 2017 ; Luan et al., 2019 ; Zhao et al., 2020 ; Larmier et al., 2021 ; Abaab et al., 2021 ; Ferril et al., 2022). L'étude des veines de gypse dans le SW de l'Angleterre (Meng et al., 2017), associée à une étude de fracturation, ont permis de déterminer les paléo-contraintes synchrones à ces déformations et les directions de raccourcissement ainsi que l'origine de la surpression de fluides responsable à la croissance de gypses fibreux dans le dépôt triasique de la Fm. Mercia. Ukar et al. (2017) ont appliqué l'approche basée à la caractérisation des veines fibreuses dans la Formation Vaca Muerta d'âge jurassique supérieur- crétacé inférieur majeures, et ont déduit une relation génétique directe entre la contrainte de raccourcissement régionale, la néo-déformation et l'orientation des fibres de BPV. En Tunisie, l'étude de ces fractures naturelles sont toujours méconnus.

Les séries du Crétacé inférieur, essentiellement la formation Bouhedma, dans l'Atlas méridional tunisien sont caractérisées par plusieurs intercalations d'argiles, dolomie et gypse qui deviennent de plus en plus argilo-sableux vers le sommet de la Formation Bouhedma. Localement, d'épaisses couches d'argile, dolomie et gypse qui dépassent les 90 m d'épaisseur ont été observées, qui devient de plus en plus épaisse en allant vers le SW de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. Cette variation des épaisseurs et de la lithologie est génétiquement liés à l'évolution des reliefs avoisinants, et par conséquent, aux pulsations tectoniques qui leur sont responsables. La Formation Bouhedma a fait l'objet d'études tectoniques et microtectoniques afin de mettre en évidence les contraintes tectoniques responsables et éventuellement les vestiges des étapes de déformation antérieure des structures anticlinale de Zemlet El Beidha. Dans ce qui suit, on va essayer de reconstituer les états de contraintes locales et régionales responsables de la déformation à travers l'étude et l'analyse des structures et des fractures hydrauliques naturelles dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. Cette démarche s'articule sur trois approches progressives :

- Une étude tectonique sur les failles majeures et mégastructures à l'échelle du bassin.
- Une étude microtectonique de fracturation dans plusieurs stations le long de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha et sur des niveaux d'âges différents.

-
- Une étude détaillée de la fracturation hydraulique naturelle de la série Hauterivien - Barrémien de la formation Bouhedma à travers plusieurs sites et stations de mesure sur les deux flancs de la structure l'anticlinale. L'application de cette approche novatrice est favorisée, d'une part, par les épaisseurs importantes de la fracturation hydraulique naturelle « BPV » et d'autre part, que cette série a subi l'une des phases tectoniques les plus importante est un taux de sédimentation intense, est la plus propice pour caractériser la déformation néotectonique.

Huit coupes lithostratigraphiques détaillées, à travers les séries du Crétacé inférieur, ont été levées dans des différents sites de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. L'analyse lithologique de ces coupes a montré une hétérogénéité qui permet d'identifier la distribution de la fracturation hydraulique naturelle « BPV » dans l'anticlinale de Zemlet el Beidha afin de comprendre la relation surpression/fracturation et de déterminer les principaux mécanismes responsables. Face à ces coupes détaillées, En parallèle, d'autres techniques telles que celle du pétrographie et quantification de la fracturation au niveau de la formation Bouhedma ont été utilisées. Dans ce qui suit on va présenter :

- Les coupes étudiées dans différentes localités du la structures anticlinale de Zemlet El Beidha avec une haute résolution a fin de quantifier tous les niveaux de BPV à l'affleurement ;
- Cartographie de la fracturation hydraulique naturelle à l'échelle de l'anticlinal et leur relation avec le contexte tectonique régional ;
- Les études statistiques des BPV, à travers les trois formations du Crétacé inférieur.

II. Aperçu sur les séries du Crétacé inférieur dans la zone d'étude

La série étudiée correspond stratigraphiquement au Crétacé inférieur, elle est représentée par les formations Bouhedma, Sidi Aïch et Orbata. Cette série commence par une alternance d'argile, dolomie et gypse ensuite une épaisse série argilo-sableuse (Formation Bouhedma), une barre rousse constitue la limite entre la formation Bouhedma et sidi Aïch. Au-dessus de cette barre rousse un changement brutal du milieu de dépôt est observé : des dépôts continentaux ont pris place toute en marquant le retrait définitif des environnements marins. Une importante série clastique caractérise les sables de la formation sidi Aïch et dans

lesquels on distingue les variations lithologiques contrôlées par des facteurs climatiques, eustatiques et tectoniques (Fig.60).

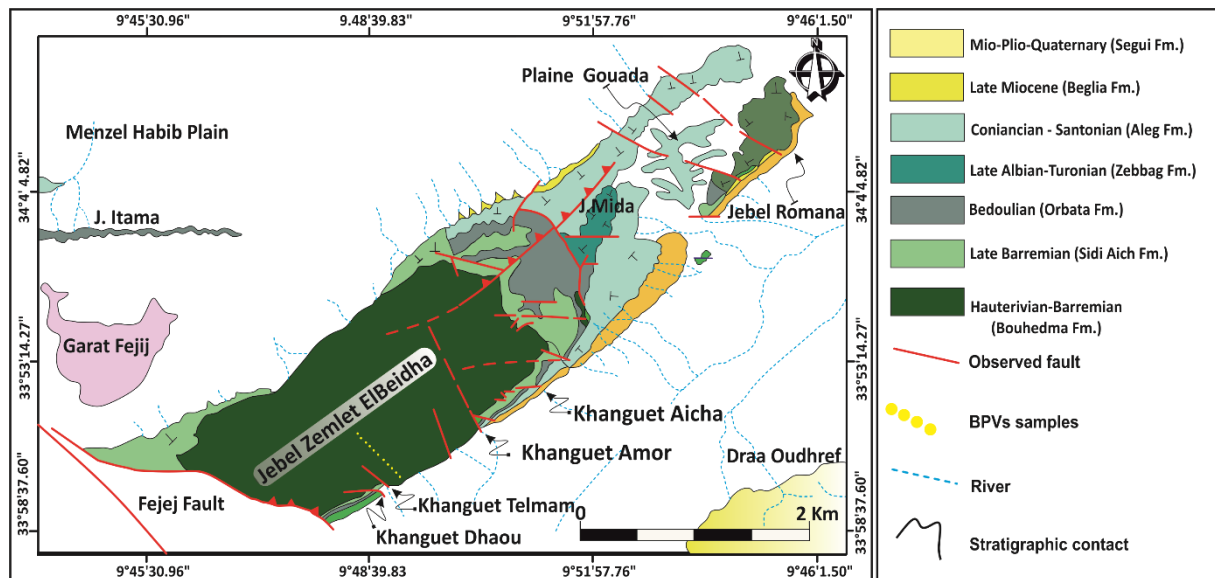


Figure 60: Les affleurements géologiques dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha, Chaîne Nord des chotts, Sud-est de la Tunisie (Modifiée d'après Boukhalfa et al., 2015 ; Abaab et al., 2021)

III. Traitement et analyse des failles majeures

La carte structurale de la chaîne Nord du chott issu de l'analyse des linéaments sur les images satellitaires a montré l'existence de plusieurs réseaux de failles qui affectent les séries du Crétacé au Quaternaire. En considérant les failles majeures, telles que la faille de Gafsa, faille el Fejj, d'autres failles et linéaments de moindre rejet ont été dégagées mais de fréquences importantes. Dans l'objectif de déterminer la direction de la déformation régionale (Fig.61).

Les directions des axes des plis de l'anticlinal de Zemlet El Beidha qui figure dans les séries qui affleurent dans la zone d'étude ont été représentées sur un stéréogramme (Fig.61). Cette représentation illustre, en termes de déformation, une direction d'allongement N030-035, par conséquent, une direction de raccourcissement N165 -170. L'ellipsoïde de la déformation (Fig.61), déduit à partir de cette représentation, est probablement la résultante de la déformation cumulative, d'au moins deux phases compressives récentes dans cette région. Après l'analyse microtectonique de failles et l'orientation de l'axe de plis de Zemlet El Beidha, on procède à l'analyse des fractures hydrauliques naturelles parallèle à la stratification ou BPV qui se développent dans les séries d'âge Crétacé inférieur : les dépôts de la Formation Bouhedma en particulier. Cette Formation d'âge Hauterivien - Barrémien, couvre

la majorité de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. Ainsi, les failles et les fractures qui l'affectent.

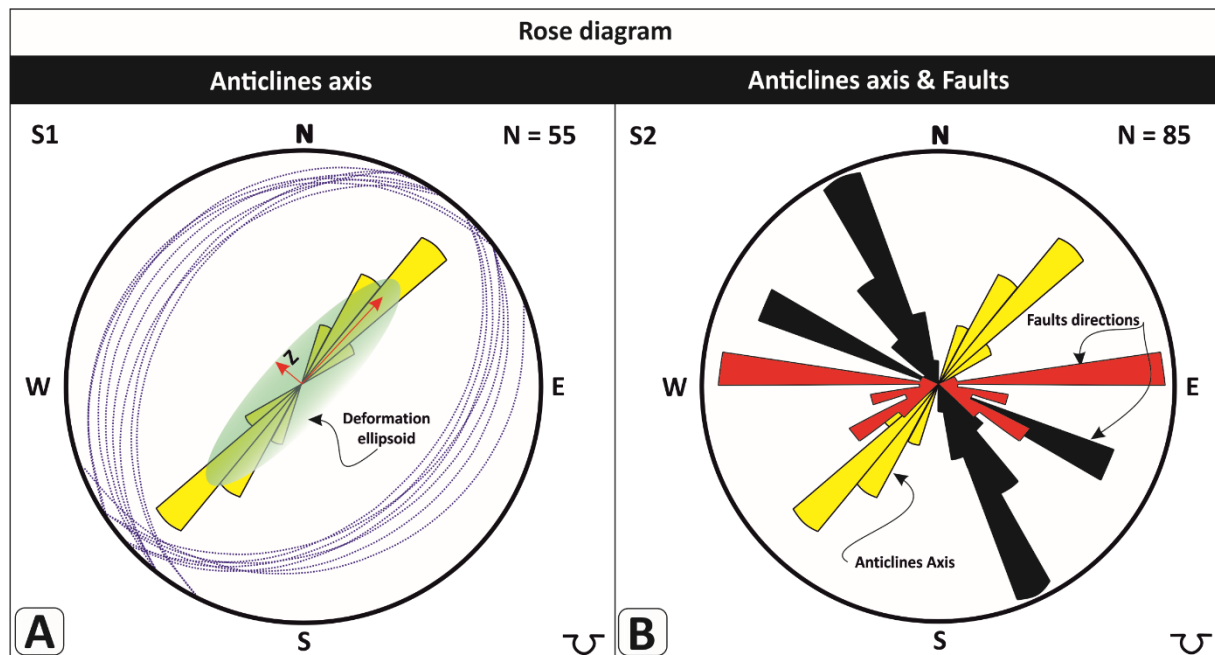


Figure 61: A : Projection stéréographique de surface S0 pour déterminer l'orientation de l'axe de plis, et les failles affectant la structure anticlinale de Zemlet El-Beida. B : La superposition des deux rosaces (failles et axe de plis) permet de définir une et/ou plusieurs phases de compression affectant la zone d'étude. L'axe de raccourcissement varie dans le quadrant NW-SE.

Nous avons présenté sur une rosace ce réseau de failles et linéaments (Fig.61B). L'analyse de cette représentation montre une dominance de la famille de failles de directions NW-SE par rapport aux celles de direction E-W. En termes de contrainte de déformation un axe de raccourcissement de direction N170 a été déduit (Fig. 61A-B). Par la suite la combinaison des deux représentations stéréographiques, les axes des plis et les failles qui affectent la série néogène, a donné une direction moyenne de raccourcissement cumulatif de l'ordre de N160. Ces résultats peuvent nous renseigner sur la direction de la contrainte de déformation régionale responsable de la création de ces structures, ductile et cassante. Donc le tenseur tardif de direction N170 (Fig.61), qui se traduit par la néotectonique, est manifestement plus proche de la direction N-S que celui du raccourcissement ancien puisque le tenseur cumulatif est de direction N160 (Fig.61).

Les séries qui affleurent dans la zone d'étude sont affectées par un réseau de fractures qui s'organisent, souvent, en plusieurs familles de joints. Sur des stations de caractérisation de ces fractures, plusieurs familles de joints de micro-fractures, des failles inverses, des décrochements et des fentes de tension ont été identifiées. Le but de cette étude est de

déterminer la direction de raccourcissement régional au niveau de structure anticlinale de Zemlet el Beidha. Les alternances des argiles, dolomie et gypse de la formation Bouhedma en affleurement ont fait l'objet de mesure de micro-fractures (Fig.62).

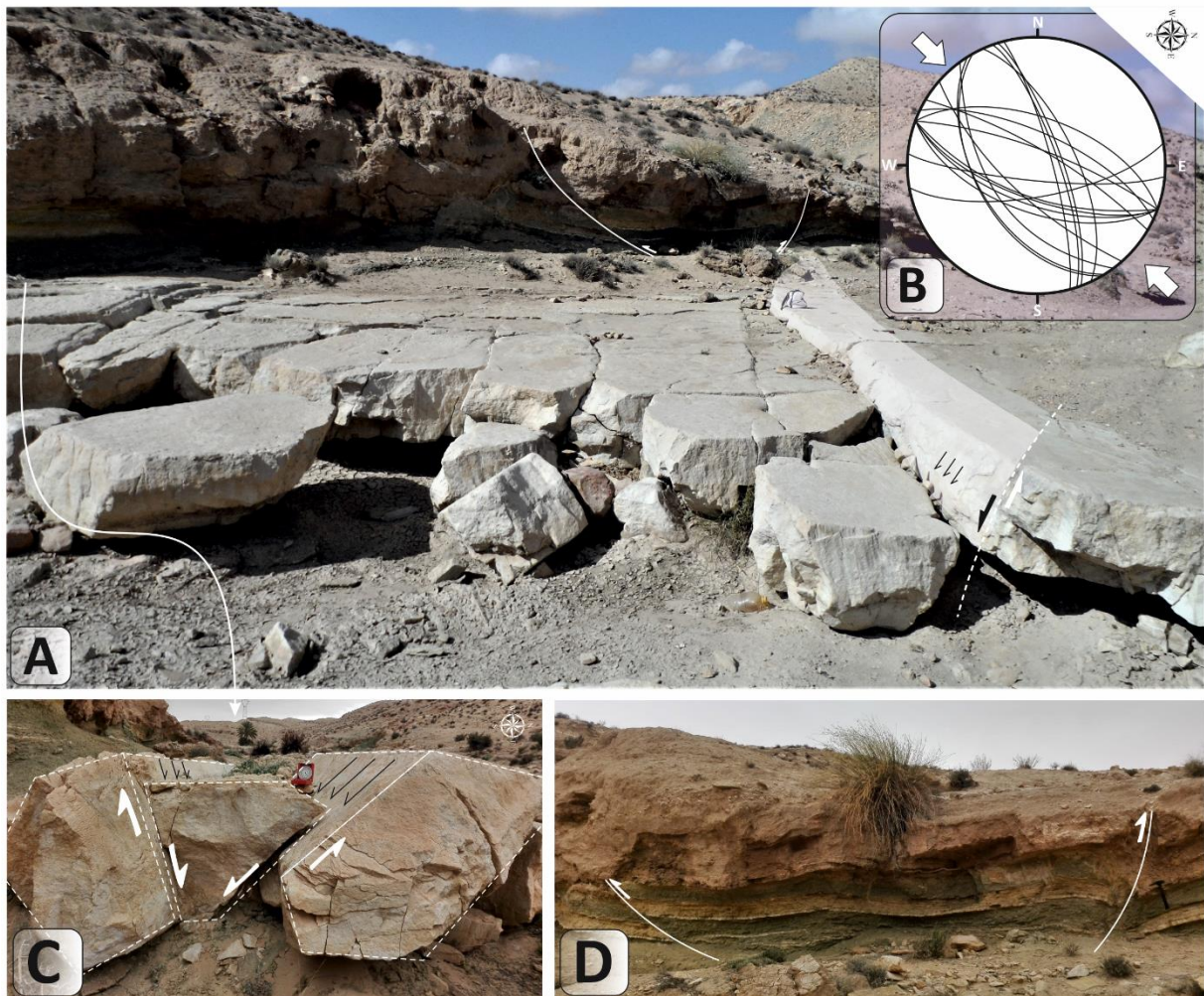


Figure 62 : Photographie, représentations stéréographiques et interprétations des fractures mesurées au niveau de cœur de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. **A :** photo de plan de fracture et joints avec un système de failles inverses qui affecte les séries argilo-gypseuses de la formation Bouhedma. **B :** Représentation stéréographique des fractures et de la surface S0. **C :** micro-graben avec un rejet de l'ordre de 20 cm. **D :** un système de failles inverses affectant les séries argilo-gypseuses de la formation Bouhedma.

Plusieurs stations des mesures, située sur le flanc Sud de l'anticlinale de Zemlet El Beidha vers sa terminaison N-E, ont été effectuées. Le faible pendage, au niveau de cœur de la structure de l'anticlinale, de la surface stratigraphique (01° NE) favorise l'enregistrement des contraintes de raccourcissement régionales par rapport aux contraintes locales de flexion des flancs dues au plissement. Sur cette station on a caractérisé deux familles des failles, N150 et N100 à N110 avec des fentes de tension qui lui sont associées et des joints de tensions. La

représentation stéréographique de toutes ces mesures selon la surface structurale « S0 » a permis de déterminer un état de contrainte compressif de direction N160 (Figs.62 - 65).

Latéralement sur le niveau carbonaté de la formation Bouhedma, on a pu caractériser dans une autre station des joints à jeu décrochant dextre ainsi que des failles décrochantes inverses. L'interprétation de la représentation stéréographique mène à considérer qu'il s'agit de deux familles des joints conjuguées compatibles avec les failles inverses et indiquant un état de contrainte compressif de direction N145 (Fig. 63).



Figure 63 : Photographie, représentations stéréographiques et interprétations des fractures mesurées au niveau d'oued Khanguet Aicha. **A** : photo de plan de fracture et joints. **B** : Représentation stéréographique des fractures et de la surface S0.

Ces niveaux de calcaire sont affectés par des réseaux de fractures assez intenses. La caractérisation de ces fractures et la disposition des fibres ont conduit à la détermination d'un état de contrainte de raccourcissement de direction proche de N140 (Fig.64). D'autres stations de mesures de fractures et des failles au niveau le long d'oued Khanguet Aicha afin de déterminer la direction des failles majeurs affectants les séries en affleurement. L'analyse de ces fractures montrent au moins deux phases compressive affectant la structure anticline de Zemlet el Beidha. La projection stéréographique de mesures de terrains effectuées montre une direction de raccourcissement majeure N155 ($\pm 5^\circ$), cette direction est compatible avec la phase compressive Atlasique.



Figure 64: Photographie, représentations stéréographiques et interprétations des fractures mesurées. **A :** photo de plan de fracture et joints. **B :** Représentation stéréographique des fractures et de la surface S0.

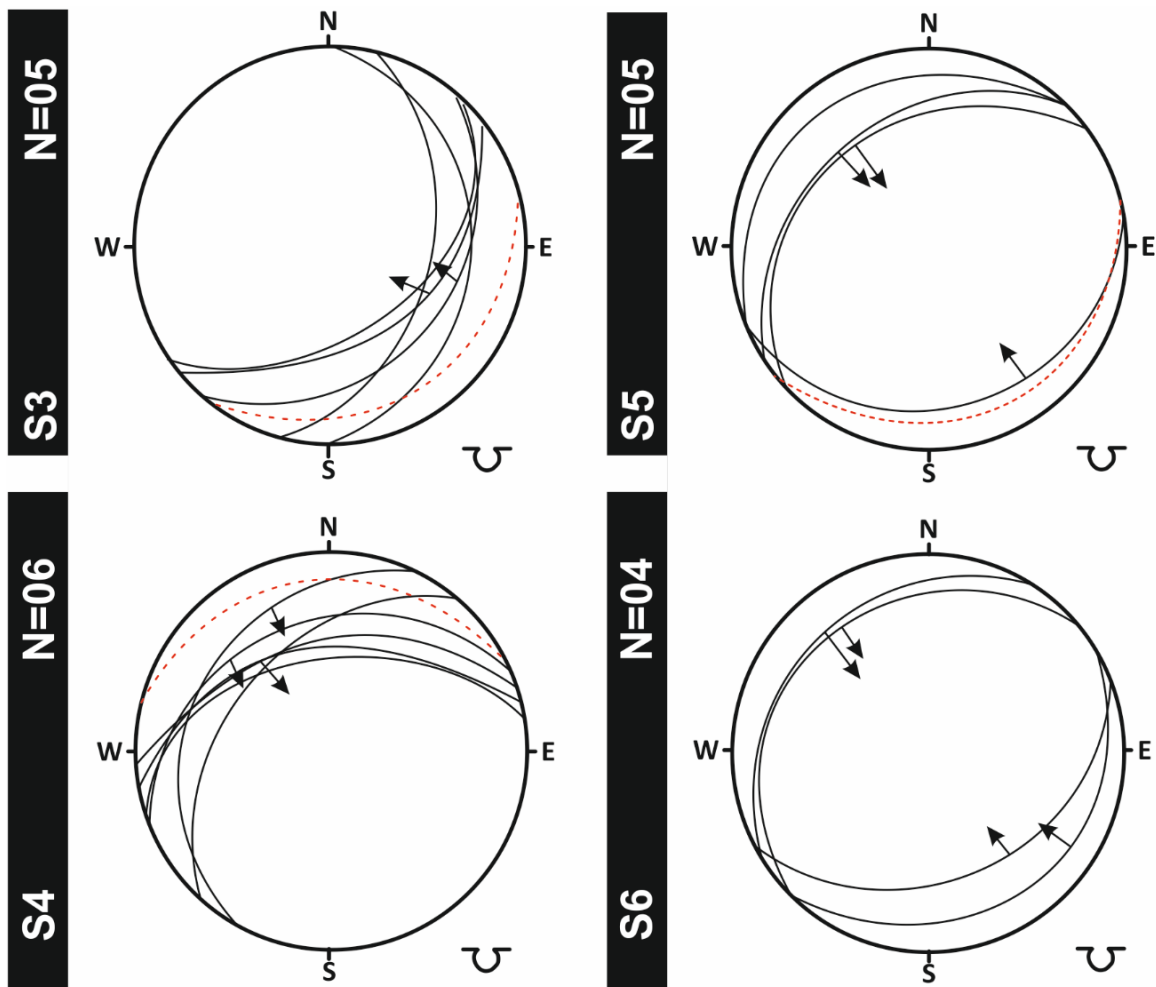


Figure 65: Projections stéréographiques de failles et joints au niveau d'oued Khanguet Aicha.

III. Etudes de BPV au niveau du flanc sud du jebel Zemlet El Beidha

La majorité des veines observées dans la formation Bouhedma contiennent le gypse fibreux comme composant principal. Les fibres de gypse sont droites et alignées perpendiculairement à la surface S0 (Fig.66) à la stratification. Certaines veines sont constituées d'une fine zone médiane avec d'inclusions des fragments de la roche encaissante. Dans ces veines, les fibres de gypse se développent des deux côtés de la zone médiane. En revanche, d'autres veines ne présentent pas de zone médiane et contiennent des fibres de gypse sur toute la largeur de la veine (Fig.66D). Les cristaux de gypse fibreux sont continus et perpendiculaire à la strate de la couche et ne présentent pas les caractéristiques des « crack-seal ». Les fibres de gypse sont principalement obliques par rapport aux parois des veines mais dans certains cas les fibres de gypse d'une veine sub-horizontale (Figs. 66A-66B) sont inclinées vers le NW, indiquant une contrainte tectonique horieontale responsable à la déformation de fibres de la BPV de gypse.

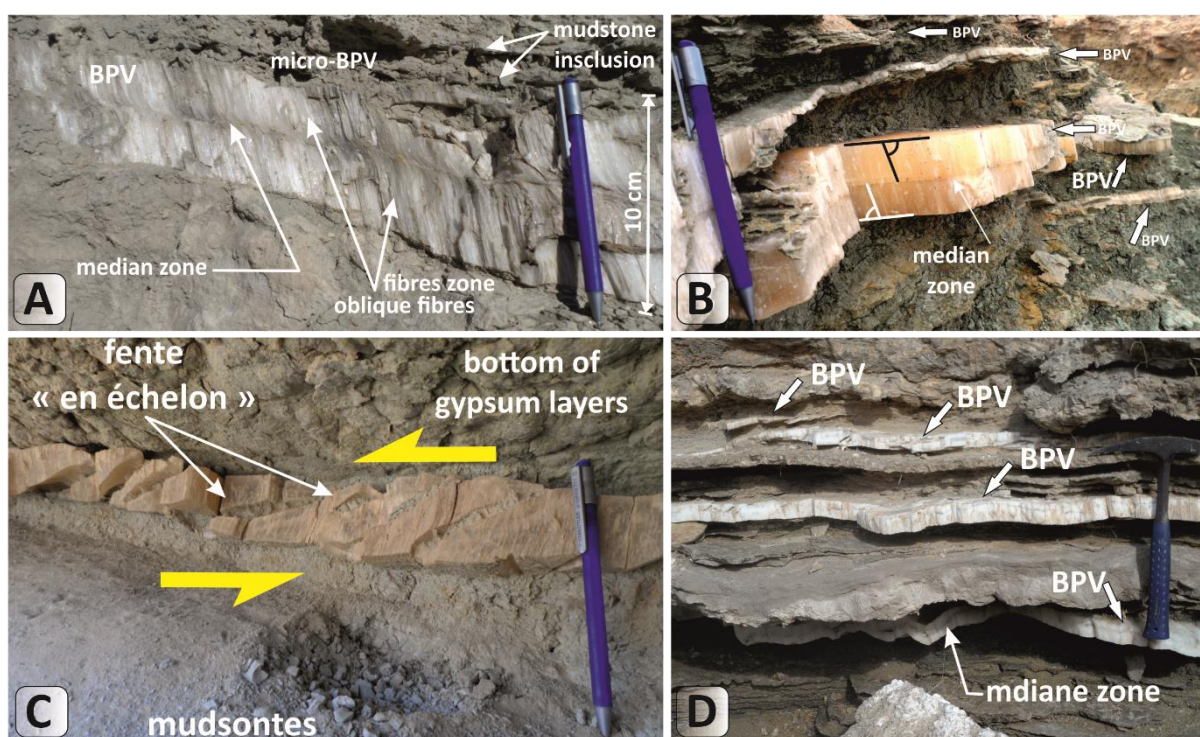


Figure 66: Photos typiques des BPV dans la formation Bouhedma (Hautervien-Barrémien). **A** : BPV de gypse de 10 cm. **B** : 6 cm de BPV avec des fibres inclinées et des ramifications millimétriques à centimétrique de part et d'autre. **C** : fentes « en échelon » dans le BPV de gypse, l'ouverture de ces structures nous renseigne sur la direction de raccourcissement. **D** : plusieurs niveaux des BPV avec une zone médiane dans la partie centrale de BPV de gypse.

1. Coupe d'Oued Khanguet Aicha – flanc sud de ZBAS

1.1. Distribution de BPV

Dans les travaux antérieurs le terme BPV n'est pas souvent utilisée pour la description de gypses fibreux au niveau de la zone d'étude. Jusqu'à présent, y'a pas des études détaillées qui permet la description et la quantification de BPV dans les bassins sédimentaires en Tunisie, sauf les travaux de [Ahmadi \(2006\)](#), [Akrouf \(2012\)](#), [Khalifi, \(2017\)](#) et [Akrouf et al. \(2021\)](#), qui ont signalé la présence de certains niveaux des BPV de gypses dans le bassin de Gafsa (Formation Sehib) et le bassin de Ghdamès (Formatin Zmilet Haber, Formation Sebaia). De ce fait dans cette partie nous avons détaillés coupe par coupe et suivre la distribution de tous les niveaux des BPV dans l'anticlinale de Zemlet el Beidha ([Fig.67](#)).

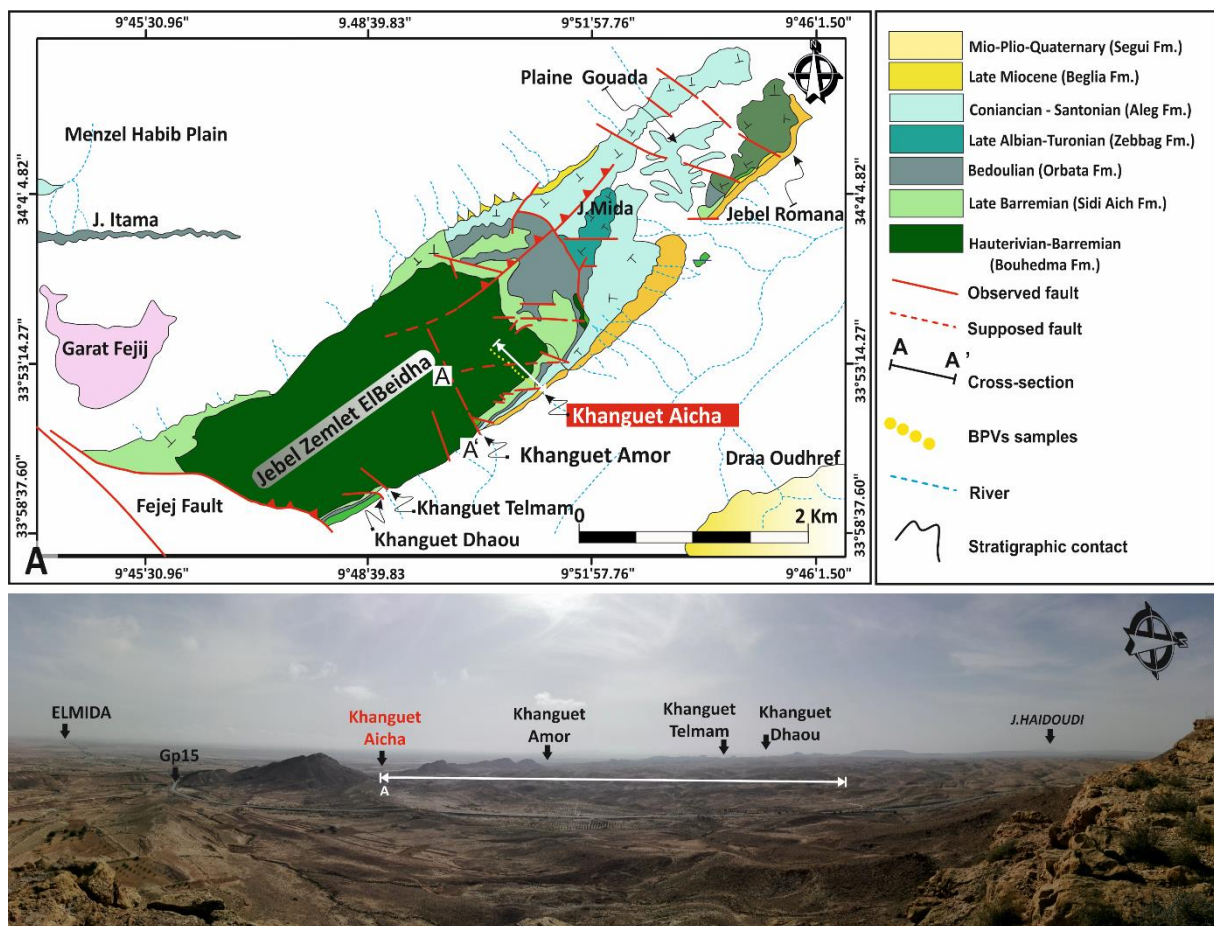


Figure 67: A : Carte de localisation de la colonne lithostratigraphiques d'oued Khanguet Aicha, le point jaune présente les niveaux de BPV échantillonnés. **B :** Vue panoramique montrant la localisation de la colonne lithostratigraphique de Khanguet Aicha.

Une coupe lithostratigraphique de direction NW-SE, le long d'Oued Khanguet Aicha dans le flanc sud de l'anticlinal de Zemlet el Beidha, dont le but d'identifier et d'échantillonnés

les différents niveaux des BPV en affleurement et le traitement de stations microtectoniques afin de déterminer la relation entre les BPV et la contrainte tectonique régionale. De ce fait une colonne haute résolution, à échelle millimétrique, a été établie (Fig.67).

La structure anticlinale de Zemlet El Beidha est orientée N040°, avec un système de failles majeures de direction NW-SE et E-W. Le cœur de la structure de Zemlet El Beidha est occupé par la formation Bouhedma. Cette dernière a fait l'objet de l'étude de la fracturation hydraulique. Le long de la colonne lithostratigraphique, nous avons bien repéré l'emplacement de chaque niveau de BPV le long de la colonne lithostratigraphique. La classification des BPV de gypse ça se fait on se base sur certains paramètres qui ont été pris en considération dans notre cas d'étude à savoir : l'épaisseur de BPV, continuité et/ou discontinuité des BPV, la roche encaissante et l'orientation de BPV. Ces niveaux de BPV sont remarquables à l'affleurement et ils sont généralement associés soit à des niveaux argileux ou à des niveaux gypseux. Plusieurs stations ont été à la base d'une étude détaillée de ces différentes structures.

La coupe indiquée sur la Figure 68 a été faite au niveau du flanc sud de l'anticlinal de Zemlet el Beidha – Oued Khanguet Aicha. L'étude lithostratigraphique nous permet d'identifier sept niveaux de BPV. On a remarqué plusieurs formes et morphologies de BPV, (i) BPV avec une zone médiane et zone fibreuse, les fibres des BPV sont obliques avec un angle de l'ordre de 76° par rapport au paroi de la BPV (Fig.68B-C) (ii) et d'autres BPV sans une zone médiane et avec des fibres perpendiculaires au paroi de la BPV (Fig.68D). La zone médiane ainsi que la zone fibreuse contiennent des fragments de la roche encaissante. L'épaisseur cumulative des BPV au niveau de cette coupe présente 1,767 m en moyenne et environ 6% de l'épaississement de ce banc repère dont l'épaisseur totale est de l'ordre de 31 m (Fig.68).

Les BPV observés dans la formation Bouhedma sont généralement localisés dans :

- (i) Les argiles occupent souvent la partie centrale de la couche d'argile : l'épaisseur du 'BPV' est de quelques millimètres à 1 – 18 centimètres, La longueur de chaque 'BPV' est très variable ; de plusieurs centimètres à plusieurs décimètres.

- (ii) Le banc de gypses : l'épaisseur du 'BPV' est de quelques millimètres à 1 – 5 centimètres. La longueur de chaque 'BPV' est très variable, de plusieurs centimètres à plusieurs mètres.
- (iii) L'interface entre argile et gypse avec une épaisseur variable de plusieurs centimètres à plusieurs décimètres, et plus rarement des niveaux de BPV associés à des roches carbonatées (Fig.68).

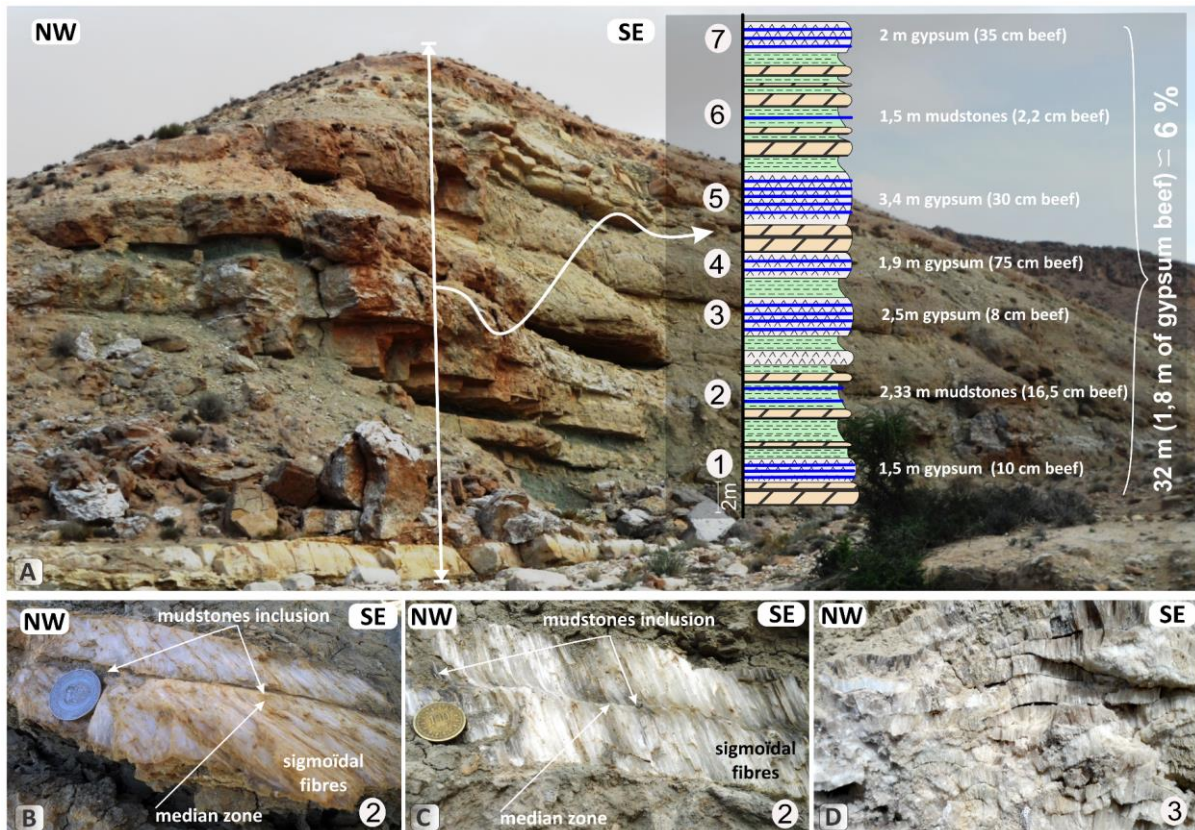


Figure 68: A : Distribution des BPV dans la Formation Bouhedma. B&C : BPV de gypse avec une zone médiane et zone fibreuse déformés. D : BPV de gypses dans une épaisse couche de gypse (2.5m), l'épaisseur de BPV mentionné au niveau de la couche de gypse correspond à l'épaisseur cumulative de tous les niveaux de BPV car c'est difficile de mesurée séparément.

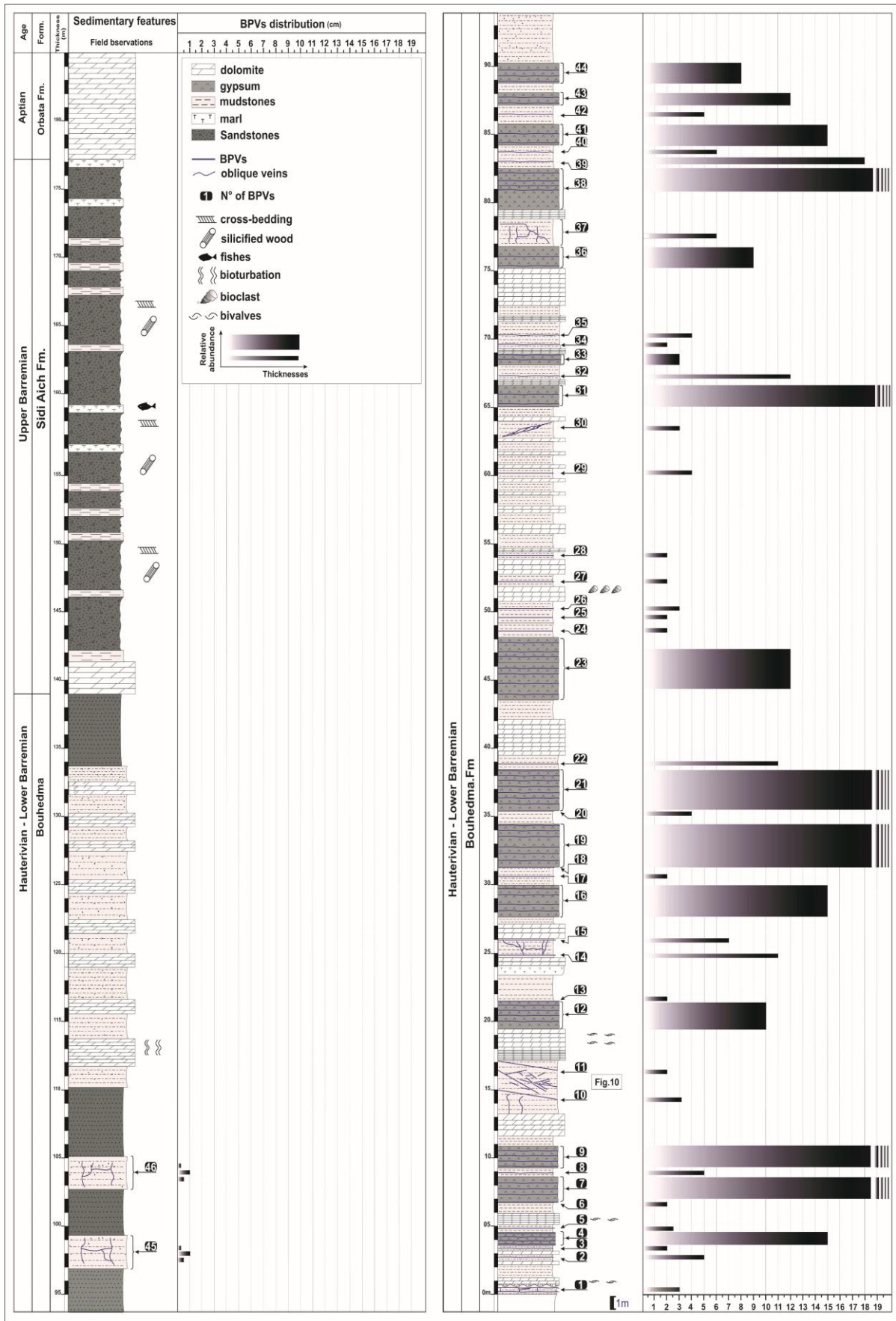


Figure 69: Colonne lithostratigraphiques d'oued Khanguet Aicha, les épaisseur de BPV sont représenté par les histogramme.

1.2. Morphologie de BPV

La plupart des BPV, dans la formation Bouhedma, sont parallèles à la stratification. C'est également le cas pour les BPV discontinues organisées en plusieurs lentilles de veines au sein de cette formation. Les structures en échelon sont courantes dans de tels exemples (Fig.70). Certains fragments lenticulaires de la roche hôte peuvent être encastrés et intégrés dans les BPV « en échelon », créant des ponts obliques vers les parois des veines (Figs. 70C & Fig.70D). Elles sont particulièrement présentes aux limites de faciès. La plupart des BPV présentent une morphologie interne "typique".

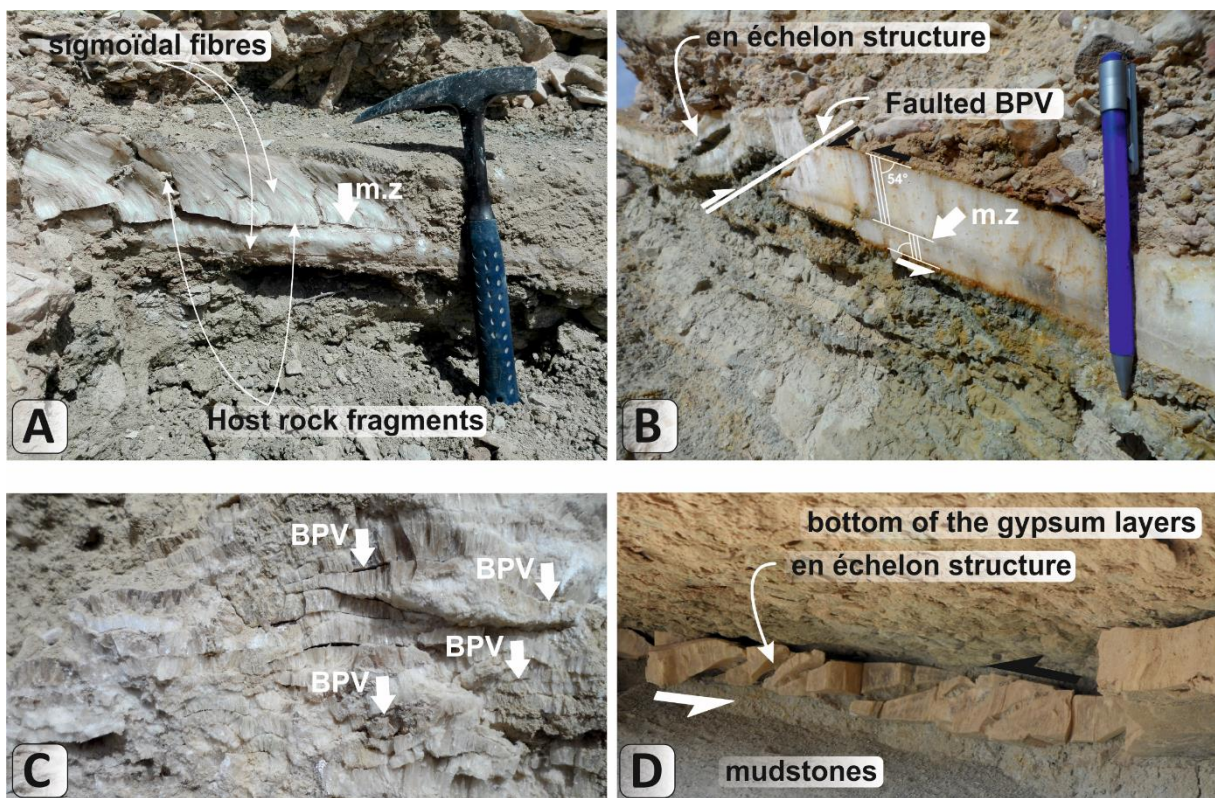


Figure 70: Phots typiques des BPV de gypses. **A :** BPV de 11 cm avec une zone médiane et une zone fibreuses de part et d'autre. La zone médiane contient de fragments de mudstones de la roche encaissante avec de fibre oblique. **B :** un niveau de BPV de 5 cm, dans ce niveau on peut remarquer que la zone médiane est situé dans la partie basale de la veins, ainsi que les fibres sont obliques par rapport au parois de la veins, les fibres sont incliné d'un angle de 54° par rapport au parois de la veins, on observe aussi que ce niveau des BPVest affecté par une faille inverse et comporte aussi de structure en échelon. **C :** Plusieurs niveaux de BPV discontinue et entrecroisé, l'épaisseur est variable (1mm à 20cm). **D :** un niveau de BPV de 7 cm avec de structure en échelon, l'ouverture de structure en échelon donne une indication sur la direction de raccourcissement majeurs au niveau la zone d'étude.

Ainsi, les BPV montrent une ligne médiane à partir de laquelle les minéraux ont commencé la croissance vers les deux bords des BPV (Figs.70,71A-C). La ligne médiane est

généralement située au milieu des BPV mais dans certains exemples elle peut se trouver près des bords. La ligne médiane est peut contenir des petits fragments de la roche encaissante (Fig.71C-E). Dans de nombreux cas, nous n'avons pas observé de ligne médiane dans les BPV, les fibres de gypse s'étendent sur toute la longueur des veines (Fig.71D).

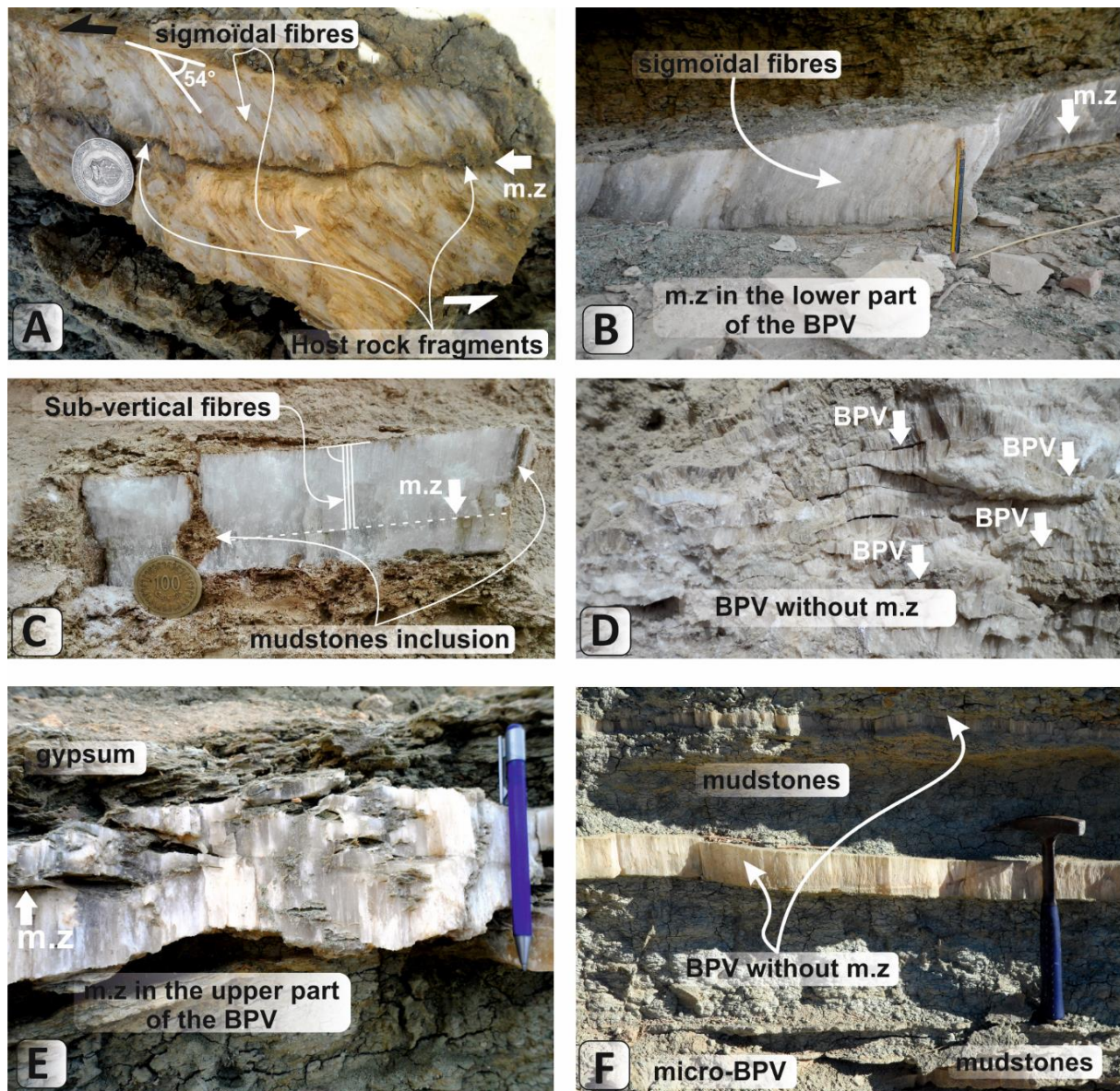


Figure 71: Photos typiques de BPV de gypses. **A :** BPV de 11 cm avec une zone médiane et une zone fibreuses de part et d'autre. La zone médiane contient de fragments de mudstones de la roche encaissante. **B :** BPV de 9 cm, dans ce niveau on peut remarquer que la zone médiane est situé dans la partie inférieure de la veins, ainsi que les fibres sont obliques par rapport au parois de la veins. **C :** BPV asymétrique de 6 cm, les fibres sont légèrement obliques par rapport au parois de la veins et la zone médiane vers la partie inférieure de la veins. **D :** Plusieurs niveaux des BPV discontinue et entrecroisé, l'épaisseur est variable (1mm à 20cm). **E :** BPV de 10 cm avec une zone médiane ver la partie supérieure de la veins, le niveau des BPV contient de structure en échelon. **F :** BPV de 6 cm sans présence d'une zone médiane et avec de fibres sur toute la largeur de la veins.

Plusieurs BPV présentent une morphologie sigmoïdale et les fibres sont, pas toujours perpendiculaires aux bords des BPV (Figs.70-71). Les fibres des BPV de gypse, indépendamment de leur emplacement et de leurs courbures, sont toutes orientées N135°-165° (Fig.72). Dans certains cas, on peut distinguer différentes zones dans le même niveau des BPV, les fibres sont perpendiculaires au parois des BPV au centre et devient de plus en plus oblique jusqu'à il deviennent parallèles vers les bords des BPV (Fig.70, Fig.71 et Fig.72). Par exemple, entre les fibres sub-verticales et les parois des BPV de gypse, un angle de 54° est indiqué dans la Figure.72A. Les tailles des veines varient de 2 à 18 cm en épaisseur, et de 5 cm à plus de dizaines de mètres de longueur dans la section de Khanguet Aicha (Fig.72). Quelques veines obliques sont détectées, surtout près des BPV (Fig.72F). Les BPV adjacentes sont généralement reliées par des veines obliques, avec une interconnexion et une interaction apparente (Figs.72F). Dans la partie argilo-sableux de la formation Bouhedma on peut identifier des veines oblique avec une longueur qui varie entre quelques centimètres à quelques mètres, les veines de gypse oblique montre deux direction majeure une direction majeure N110 et une deuxième direction N140 à N145 (Fig.72F).

Certains niveaux de BPV fins entrecroisés sont difficiles à distinguer et à mesurer, notamment ceux qui sont associés aux bancs de gypses, c'est pour cette raison que la valeur mentionnée au niveau des histogrammes de variation des épaisseurs correspond à l'épaisseur cumulative de BPV dans le banc de gypses (Fig.71D). De nombreuses fibres de BPV de gypse dans la zone d'étude présentent une géométrie oblique et des fentes « en échelon » (Fig.72D), ce qui peut refléter une faible contrainte différentielle dans la zone locale (Meng et al. 2017). Dans de telles veines, les fibres de gypse sont toutes orientées dans la même direction, indépendamment de leur distribution dans la formations. Par conséquent, les angles entre l'azimut des fibres et les parois des veines présentent des variations qui dépendent de ces deux paramètres (Fig.71 & Fig.72). La projection stéréographique de l'orientation des fibres de gypse montre une direction de raccourcissement qui varient dans le quadrant NW-SE, entre N140 et N165.

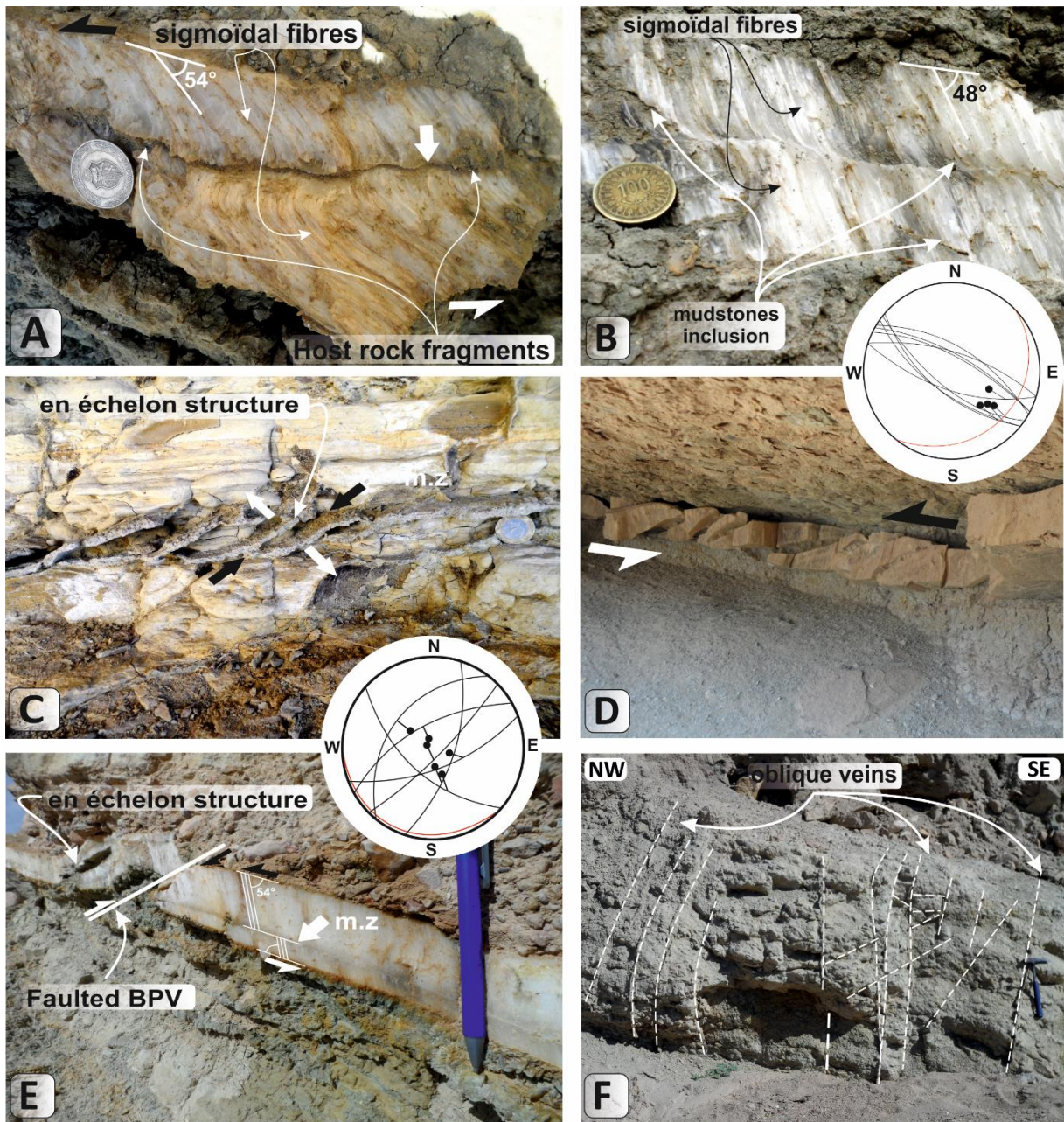


Figure 72: **A** : Niveau de BPV de 13 cm, avec une zone médiane et une zone fibreuses de part et d'autre. La zone médiane contient de fragments de mudstones de la roche encaissante et l'orientation de fibre de BPV reflète la direction d'ouverture de la veine. **B** : Veins oblique d'une épaisseur millimétrique à centimétrique entre deux niveaux de BPV adjacente. **C & D** : le structure en échelon sont souvent observé dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha, l'ouverture de ces fentes donne une indication sur la direction de raccourcissement maximale affectant l'affleurement étudiée. **E** : Faille inverse affectant le BPV. **F** : dans l'unité II de la formation Bouhedma où la lithologie devient de plus en plus sablo-argileux des veins oblique de direction N100 à N110 sont observé.

Nous avons noté la présence d'un système de faille normale, dans la charnière de l'anticlinal, l'analyse et le traitement des mesures de terrain effectués permet d'interpréter une direction de contrainte maximale NW-SE. Nous attribuons ces failles normales à un type de structure lié au plissement concentrique : au niveau de l'extrados du pli (Fig.73). Avec cette

déformation, nous avons observé l'effet de la circulation des fluides interstitiels en surpression, au-dessus de la faille normale (Fig.73). Nous interprétons cette géométrie comme une déformation hydro-plastique résultant d'une décharge soudaine de la surpression due au mouvement simultané de la faille normale ; la présence des efforts distensifs au niveau de l'extrados a favorisé l'injection d'argile de la couche sous-jacente suite à une relaxation à ce niveau. La décharge soudaine de l'eau de surpression à travers ces failles normales pourrait avoir créé cette injection d'argile (Fig.73).



Figure 73 : A : Photographie de la charnière de l'anticlinal de Zemlet el Beidha avec un système de failles normales, caractéristiques tectoniques typiques de l'intrados d'une structure anticlinale. On observe aussi dans la figure 73A l'effet de la circulation de fluides en surpression dans les argiles de la formation Bouhedma et une faille normale d'un rejet de 2 m. B : micro-graben avec un rejet de 20 cm montrant des stries à pitch fort.

Au niveau du flanc sud-est, près de la charnière de l'anticlinal de Zemlet El Beidha, on observe deux familles de joints conjugués à cisaillement simple (Fig.74). Ces deux familles de joints sont limitées de part et d'autre par deux niveaux de BPV gypseux, qui sont parallèles aux strates (Fig.74). L'analyse et la projection stéréographique des mesures du terrain nous permettent de mettre en relief une direction de compression (NW-SE) compatible à la direction

de pliage de la structure anticlinale de Zemlet el Beidha et responsable de la génération de la surpression dans le sédiment argilo-gypseux de la formation Bouhedma. Cette contrainte compressive latérale parallèlement aux couches, est responsable à la minéralisation de BPV de gypse et par la suite à la déformation de fibres de gypses donnant une forme sigmoïdale et reflètent la direction de raccourcissement parallèles des fluides afin d'obtenir ces BPV de gypses (Fig.74)

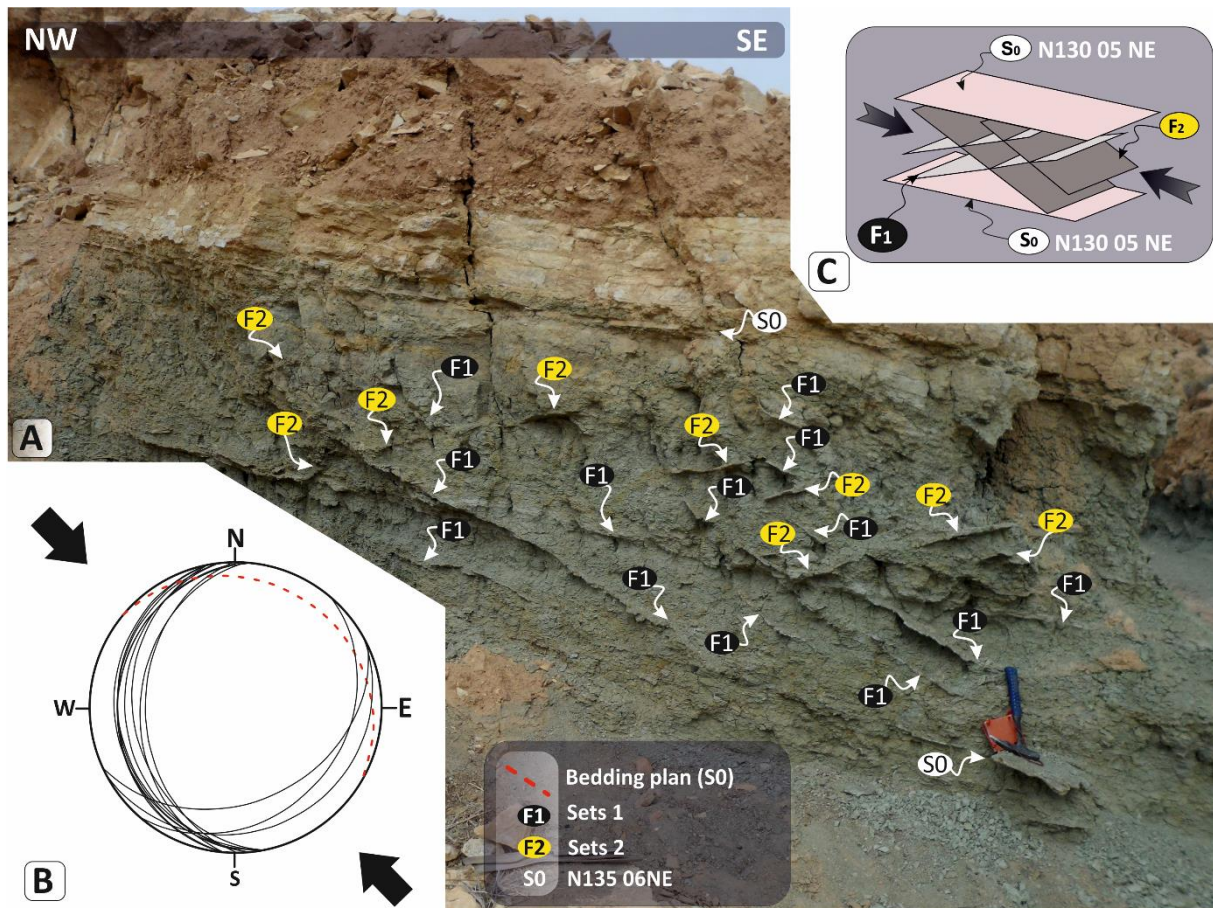


Figure 74: A : Photographie d’affleurement au sein de la Formation Bouhedma illustre bien les fractures hydrauliques. B&C : (S0) - plan de stratification, (F1) & (F2) : système conjugué de deux familles de joints à cisaillement simple, la projection stéréographique de 20 mesures effectuée indiquant une direction de raccourcissement NE-SW.

La projection stéréographique de failles, surface S0 et les orientations des fibres des BPV (Tableau 5 & Figs.73-74), montrent une étroite relation entre l’orientation de fibre de BPV et la contrainte tectonique maximale σ_h affectant la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. La contrainte σ_h , varie dans le quadrant NW-SE avec un azimuth de l’ordre de N157 ($\pm 10^\circ$). Les BPV sont tous parallèles aux couches et conservent tous la même orientation d’ouverture σ_3 , N157 ($\pm 10^\circ$), quel que soit leurs positions le long de la colonne lithostratigraphique. Avec sa

position au niveau de la terminaison anti-périclinale de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha, la morphologie des BPV n'est pas très complexe. Dans les 46 échantillons identifiés on a observé des BPV obliques et d'autres sont sub-horizontales. Pour les BPV sub-horizontale on a observé deux types des BPV ; les BPV avec une zone médiane (au centre, haut ou bas des BPV) et des BPV sans une zone médiane avec des fibres sur toute la veine.

On se basant sur les observations de terrain et la colonne lithostratigraphique au niveau d'oued Khanguet Aicha, on a essayé de cartographier les niveaux de BPV dont le but de quantifier l'expansion de ces niveaux de BPV dans la formation Bouhedma. On a cartographié 5 niveaux de BPV qui sont continus et conservent toujours la même morphologie et la même épaisseur (Fig.77). Le trait noir représenté sur le fond d'une image satellitaire montre la trajectoire des BPV en affleurement, vers le SW, les trois premiers niveaux n'affleurent pas donc ont estimé leurs continuités. Ainsi on les a présenté par des traits pointillés (Fig.77). Ces niveaux de BPV sont continus avec une longueur qui dépasse les 500 mètres, notons que les autres niveaux de BPV sont continus sur une dizaine de mètre mais vue l'équidistance entre deux niveaux successifs des BPV ne dépasse pas les 20 cm, donc c'est difficile de les cartographier sur un fond satellitaire. En effet, les trajectoires de BPV seront superposées pour deux BPV successifs (Fig.77).

Pour le BPV continus sont généralement avec une épaisseur supérieure à 3 cm et une longueur supérieur à 50m. Cependant, les BPV dans les évaporites sont discontinus et avec des fibres dans la plupart de cas perpendiculaires aux parois de la veine. La longueur de la veine varie entre 2 cm à 5 m. Les niveaux des BPV cartographié dans la Figure 77 sont tous dans des niveaux argileux.

Tableau 1: Expansion métrique des niveaux des BPV au niveau de Oued Khanguet Aicha.

BPV N°	EPAISSEUR (CM)	LONGEUR (M)
ZB10	12	550
ZB11	15	540
ZB15	12	560
ZB39	18	400
ZB40	15	400

Certains niveaux de BPV sont discontinus et leurs longueurs varient entre quelque centimètre à une dizaine de mètre. Par contre d'autres niveaux sont plus épais et continus, plus précisément, ceux qui sont localisés dans les niveaux argileux ou à l'interface argile gypse. Cinq niveaux de BPV (ZB10, ZB11, ZB15, ZB39, ZB40) sont facilement cartographiés entre Oued Khanguet Aïcha et Oued Khanguet Amor. La [Figure 77](#) montre l'expansion latérale de BPV de gypse dans la portion NE du flanc sud de l'anticlinale de Zemlet El Beïdha. L'histogramme ci-dessous montre très la localisation de 64 niveaux de BPV identifiés dans la colonne lithostratigraphique de Khanguet Aïcha, on peut identifier trois classes ; (i) de BPV dans les argiles et qui occupent généralement soit la partie médiane, (ii) de BPV dans la couche gypse (ii) de BPV à l'interface argile/gypse.

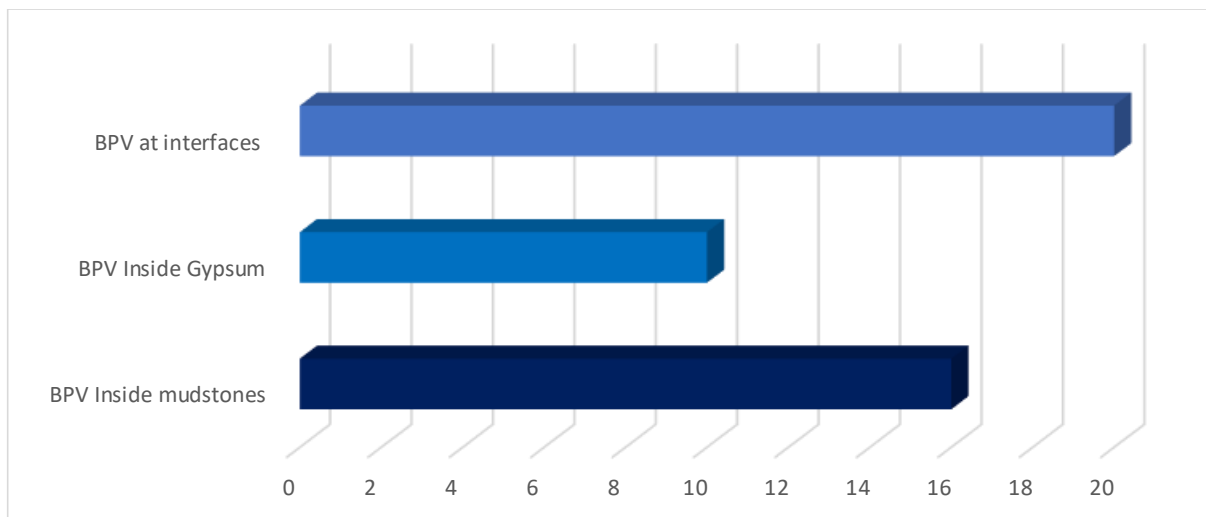


Figure 75: Figure montre la distribution de BPV de gypse en fonction de leur emplacement dans les sédiments de la formation Bouhedma. (i) BPV dans les mudstones, (ii) BPV dans les gypses et les BPV à l'interface mudstones / gypse.

L'évaluation de l'expansion latérale des BPVs montre que 45% (n=20) sont situés à l'interface, 34% (n=16) dans les mudstones et 21% (n=10) dans les gypses. La totalité de BPV sont localisés dans la partie basale de la formation Bouhedma, plus précisément dans l'alternance argilo-gypseuse. Tout d'abord, ils semblent qu'il existe un lien entre la lithologie et la répartition des veines, plus la roche encaissante est à faible perméabilité et anisotrope, plus l'occurrence de BPV est importante. Nous avons observé sur le terrain que les BPV continues sont principalement situées aux interfaces argile/gypse ou dans les mudstones, tandis que les BPV discontinues sont situées dans les faciès évaporitiques ([Fig.75](#)).

En ce qui concerne l'analyse et le traitement de BPV, l'orientation de fibres de veins de gypse ont été mesurées pour chaque niveau de BPV, ce qui nous a permis d'identifier une orientation principale qui varie entre N145 et N167 (Fig.76)

Les résultats des études statistiques tout au long de la colonne lithostratigraphiques de Khanguet aicha sont récapitulées dans la figure 66. Les valeurs des azimuts moyens des failles et de fibres de BPV montrent une direction de raccourcissement similaire qui varie entre N145 N167.

Tableau 2: Tableau synthétiques des échantillons de BPV au niveau de la colonne lithostratigraphiques d'oued Khanguet Aicha.

Sample N°	Lenght (cm)	Widht (m)	Ratio	Bedding plan (S0)	Host rock	Compositi on of fibres	GPS	
							(X)	(Y)
KA1	4	3	1,33	N000 00E	Mudstones	Gypsum	9.863910°	34.067012°
KA2	5	5	1	-	Mudstones	Gypsum	9.863931°	34.066976°
KA3	5	2	2,5	N180 17 E	Mudstones	Gypsum	9.863965°	34.066962°
KA4	20	15	1,33	N186 22 E	Evaporite	Gypsum	9.864273°	34.066813°
KA5	2	2,5	0,8	N160 20 NE	Mudstones	Gypsum	9.864374°	34.066804°
KA6	2	2	1	-	Mudstones	Gypsum	9.864645°	34.066899°
KA7	25	26,3	0,95	N170 13 NE	Evaporite	Gypsum	9.864980°	34.066723°
KA8	8	5	1,6	N155 20 NE	Mudstones	Gypsum	9.864970°	34.066726°
KA9	15	35,7	0,43	N165 16 NE	Evaporite	Gypsum	9.864970°	34.066726°
KA10	2	3,2	0,63	N110 20 NE	Mudstones	Gypsum	9.864998°	34.066748°
KA11	2	2	1	N110 20 NE	Mudstones	Gypsum	9.865051°	34.066744°
KA12	50	10	5	-	Evaporite	Gypsum	9.865353°	34.066344°
KA13	50	2	25	-	Mudstones	Gypsum	9.865404°	34.066291°
KA14	50	11	4,55	-	Mudstones	Gypsum	9.865586°	34.066180°
KA15	50	7	7,15	-	Mudstones	Gypsum	9.866027°	34.065691°
KA16	15	15	1	-	Evaporite	Gypsum	9.866067°	34.065644°
KA17	20	2	10	N120 25 NE	Mudstones	Gypsum	9.866065°	34.065632°
KA18	25	28	0,90	-	Evaporite	Gypsum	9.866207°	34.065589°
KA19	50	4	12,5	-	Mudstones	Gypsum	9.866319°	34.065573°
KA20	50	39,4	1,27	-	Evaporite	Gypsum	9.866640°	34.065496°
KA21	50	11	4,55	-	Mudstones	Gypsum	9.866608°	34.065495°
KA22	60	12	5	-	Evaporite	Gypsum	9.866582°	34.065510°
KA23	80	2	40	N174 30 E	Mudstones	Gypsum	9.866544°	34.065513°
KA24	80	2	40	-	Mudstones	Gypsum	9.866480°	34.065544°
KA25	60	3	20	N178 25 E	Mudstones	Gypsum	9.866409°	34.065551°
KA26	80	2	40	-	Mudstones	Gypsum	9.866319°	34.065573°
KA27	80	2	40	N005 72 E	Mudstones	Gypsum	9.865660°	34.066263°
KA28	80	4	20	-	Mudstones	Gypsum	9.865610°	34.066292°
KA29	40	3	13,33		Mudstones	Gypsum	9.865520°	34.066280°
KA30	80	28	2,86	N25 22 E	Evaporite	Gypsum	9.865448°	34.066272°
KA31	80	12	6,67	-	Mudstones	Gypsum	9.865772°	34.066052°
KA32	10	3	3,33	--	Evaporite	Gypsum	9.865764°	34.066089°
KA33	50	2	25	-	Mudstones	Gypsum	9.865713°	34.066120°
KA34	50	4	12,5	-	Mudstones	Gypsum	9.865761°	34.066018°
KA35	40	9	4,44	--	Evaporite	Gypsum	9.866766°	34.065487°
KA36	25	6	4,17	N175 25 NE	Mudstones	Gypsum	9.866741°	34.065479°
KA37	80	22	3,64	N20 37 E	Mudstones	Gypsum	9.866698°	34.065498°
KA38	100	18	5,56	-	Mudstones	Gypsum	9.866674°	34.065512°
KA39	10	6	1,67	-	Mudstones	Gypsum	9.866799°	34.065442°
KA40	80	15	5,33	-	Evaporite	Gypsum	9.867314°	34.065454°
KA41	10	5	2	-	Mudstones	Gypsum	9.867410°	34.065398°
KA42	12	12	1	-	Evaporite	Gypsum	9.867532°	34.065329°
KA43	10	8	1,25	-	Evaporite	Gypsum	9.867736°	34.065252°
KA44	3	3	1	-	Mudstones	Gypsum	9.865610°	34.066292°
KA45	2	3,2	0,63	-	Evaporite	Gypsum	9.865772°	34.066052°
KA46	2	2,5	0,8	-	Evaporite	Gypsum	9.864970°	34.066726°

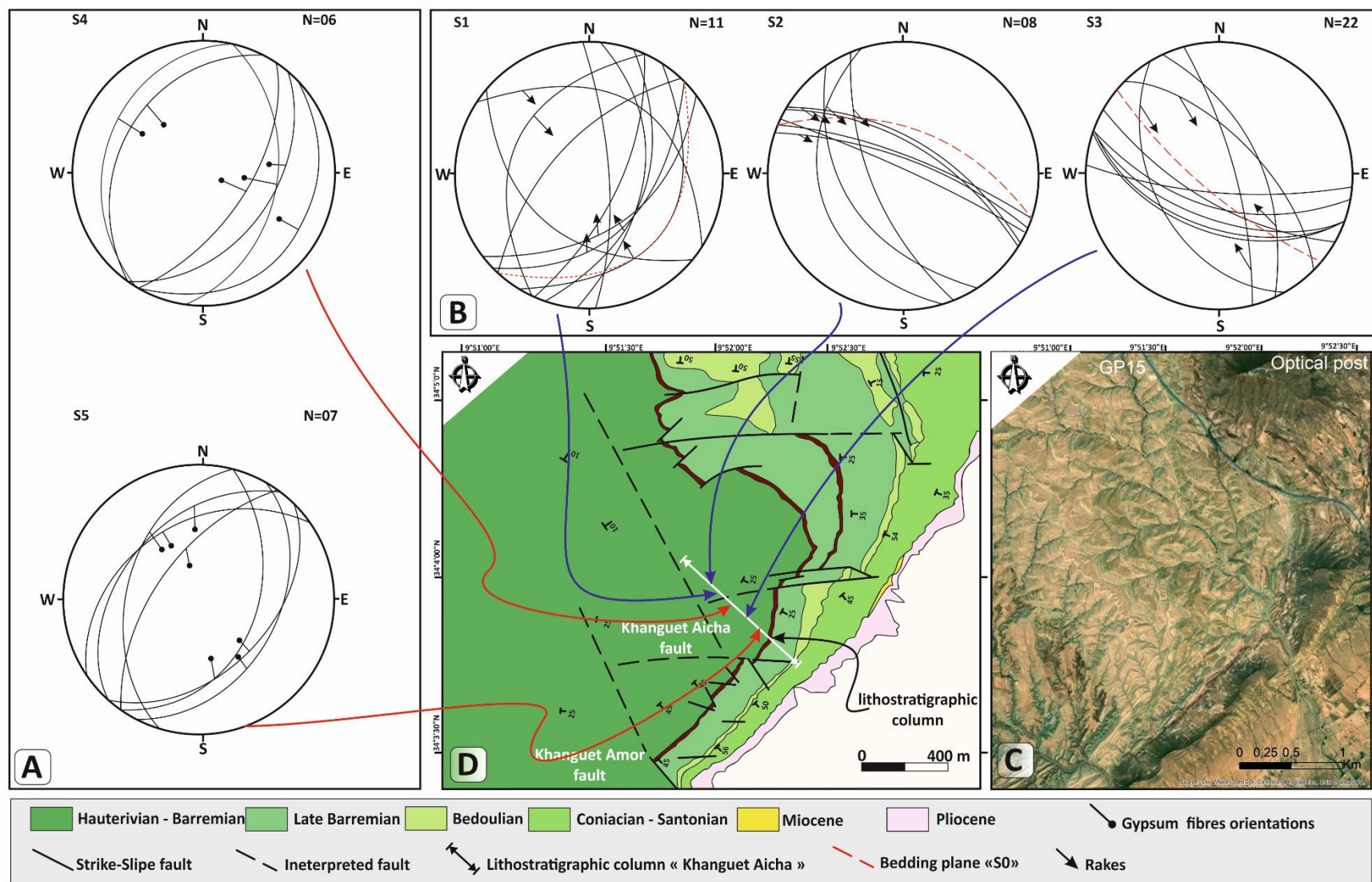


Figure 76: A : projection stéréographique de l'orientation des fibres des BPV. B : Projection stéréographique de failles et joints. C : Image satellitaire montrant la localisation de la colonne lithostratigraphiques et les stations de mesure. D : Carte géologique simplifiée de la région étudiée.

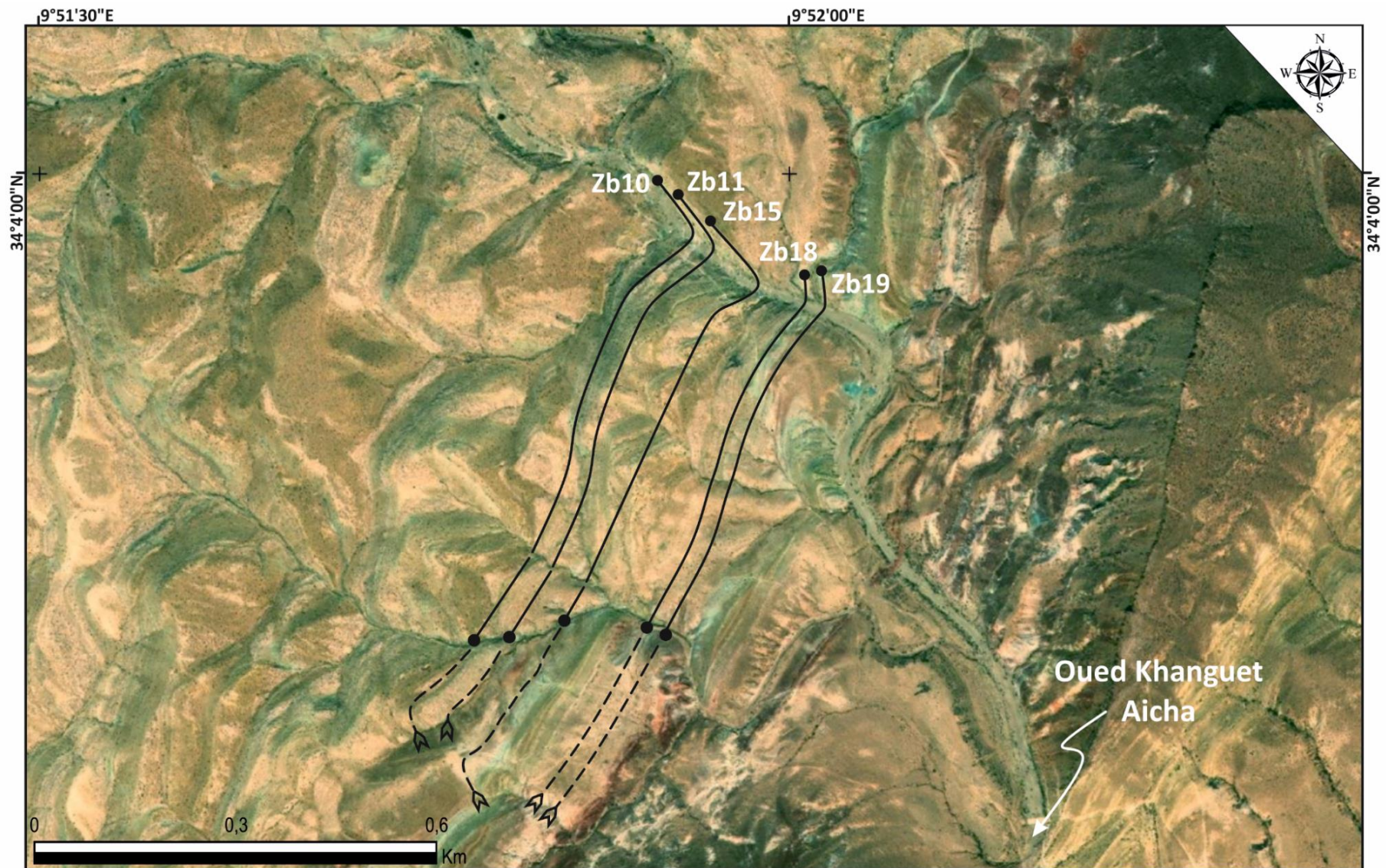


Figure 77: Image satellitaire montrant la localisation de la coupe d'Oued Khanguet Aicha, 5 niveau des BPV ont été cartographiés.

2. Coupe d'Oued Khanguet Amor – flanc sud de ZBAS

Une deuxième colonne lithostratigraphique sur le flanc sud de l'anticlinal de Zemlet El Beidha à été établie dans le but de caractériser le BPV à l'affleurement dans la formation Bouhedma, la réalisation de plusieurs colonnes litho stratigraphies nous permet de répondre à trois questions (i) l'ampleur de la fracturation hydraulique naturelle est la même sur toute la structure anticlinale de Zemlet el Beidha ? (ii) la morphologie des BPV est-il toujours typique que celle observé au niveau Oued Khanguet Aicha ? (iii) est-ce qu'il y a une variation notable de l'épaisseur des BPV au niveau d'oued Khanguet Amor ? Pour répondre à ces trois questions on a appliqué la même méthodologie de travail qu'oued Khanguet Aicha (Fig.78).

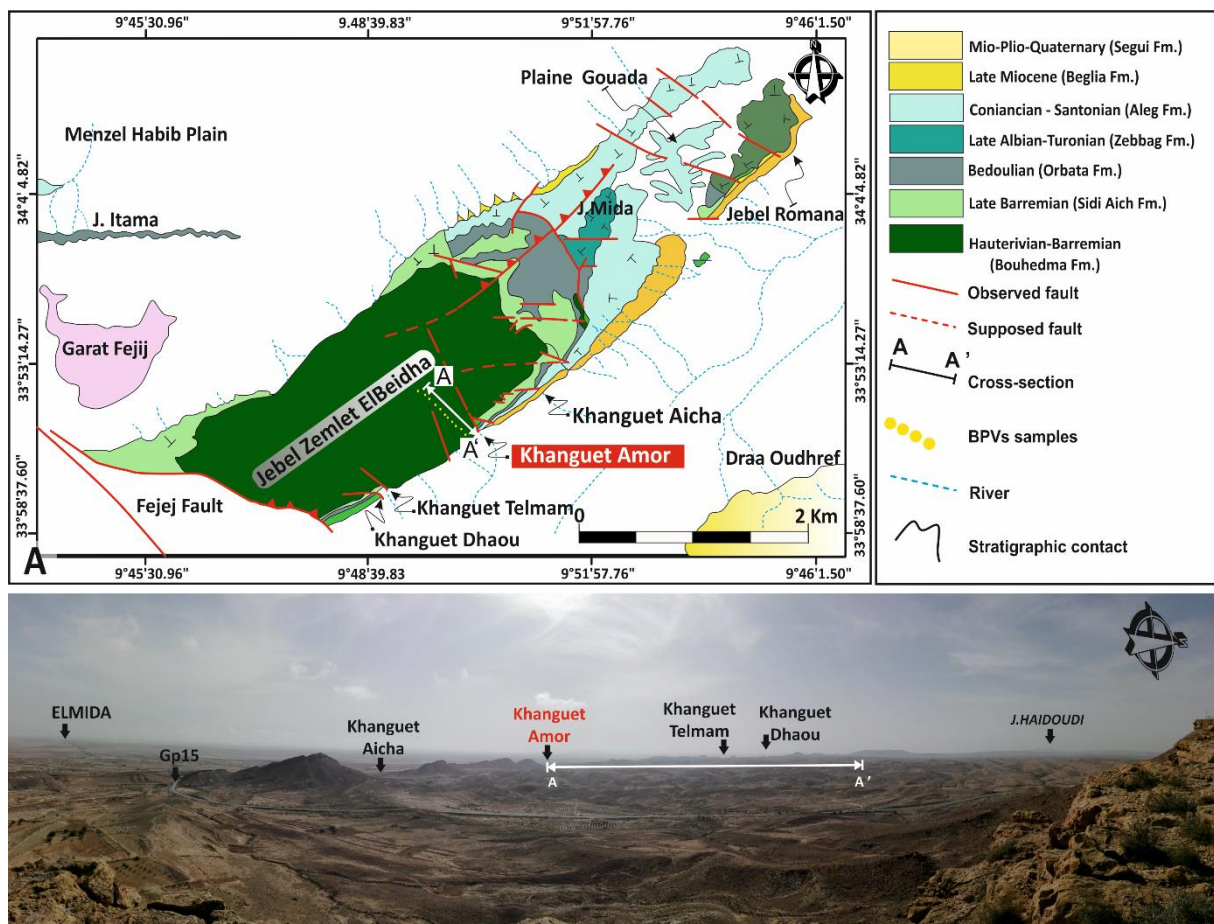


Figure 78: A) Carte de localisation de la colonne lithostratigraphiques de Khanguet Amor, le point jaune présente les niveaux des BPV échantillonnés. (B) Vue panoramique montrant la localisation de la colonne lithostratigraphique de Khanguet Amor.

2.1. Analyses des failles majeures au niveau de Khanguet Amor

Plusieurs stations de mesure, situées sur le flanc sud de l'anticlinal de Zemlet El Beidha vers le cœur de la structure, ont été effectuées. Le pendage devient plus important en allant

vers le SE de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha et varie entre 45 et 57°. L'analyse et le traitement des mesures effectuées nous permet de déterminer la direction de raccourcissement maximale affectant la zone d'étude. Au niveau de cette station on a caractérisé deux familles des failles, N156° et N100° à N110°. La représentation stéréographique de toutes ces mesures et la surface structurale « S0 » ont permis de déterminer un état de contrainte compressif de direction N165° à 170° (Fig.70).

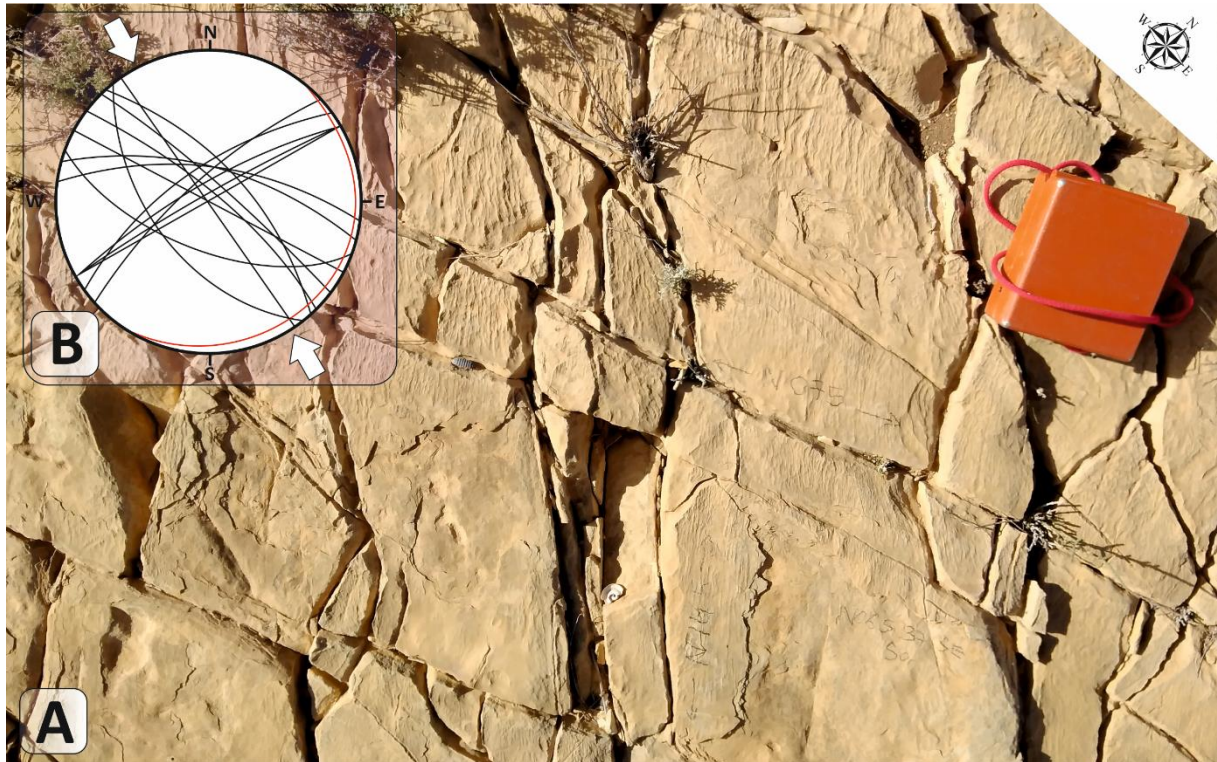


Figure 79: A) Photographie, représentation stéréographique et interprétation des fractures mesurées sur l'affleurement carbonaté de la formation Bouhedma. (B) Représentation stéréographique des fractures et de la surface structurale S0 et interprétation de la direction de raccourcissement.

En remontant dans la série, un niveau carbonaté affecté par un réseau de fracture a été identifié. L'étude des familles des joints a montré une dominance de la famille de direction N090 contre une autre famille de direction N165. Dans cette station on n'arrive pas à déduire l'état de contrainte vu l'absence d'arguments nécessaires et convaincants (Fig.71).



Figure 80: Photographie, représentations stéréographiques et interprétations des fractures mesurées au niveau de Khanguet Amor. (A) Photo de plan d'une fracture et des joints. (B) Représentation stéréographique des fractures et de surface S0.

D'autres stations de mesures de failles et joint au niveau de Khanguet Amor ont été effectuées le long du flanc sud de l'anticlinale de Zemlet El Beidha. Ces sites sont affectés par des réseaux de fractures assez intenses. La caractérisation de ces fractures et la disposition des fibres ont conduit à la détermination d'un état de contrainte de raccourcissement de direction proche de N155 (Fig. 72)

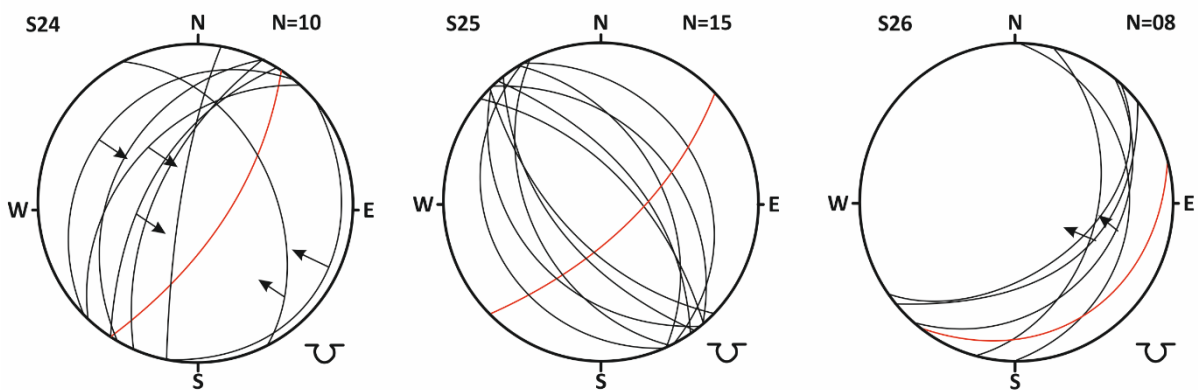


Figure 81: Projections stéréographiques de failles et joints au niveau d'oued Khanguet Aicha.

Plusieurs structures se forment en témoignage de cette réorganisation des contraintes, à titre d'exemple, les fentes de tension au niveau des calcaires du crétacé inférieur de la formation Bouhedma, les structures observées au niveau d'oued Khanguet Amor, flanc sud de l'anticlinale de Zemlet el Beidha (Fig. 73) et les jeux inverses vers les NW et

le SE des failles obliques montrent bien l'existence d'une composante compressive de direction NW-SE.

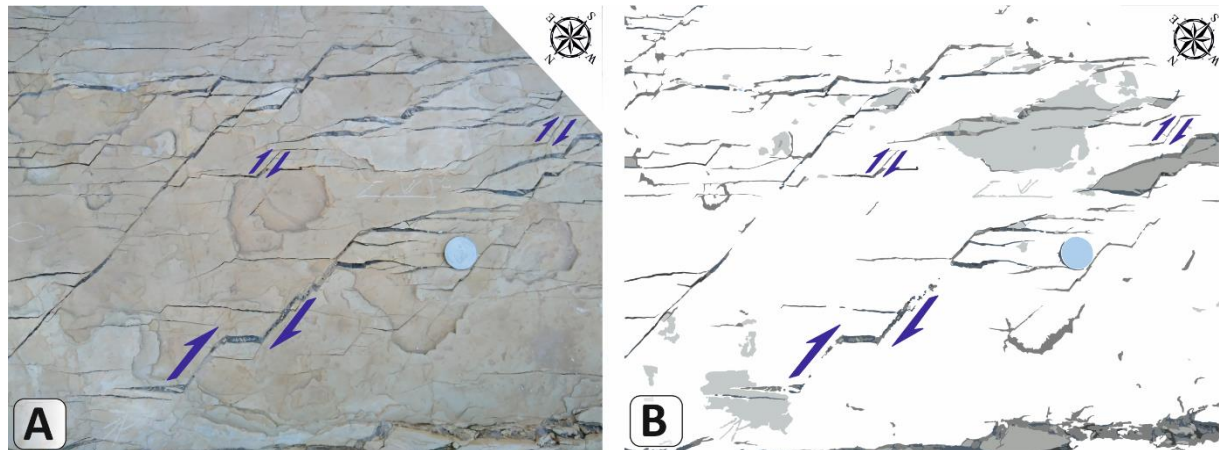


Figure 82: (A) Photo de fente de tension et des microfailles inverse au niveau du calcaire de la formation Bouhedma, flanc sud de l'anticlinale de Zemlet El Beidha. (B) croquis de fentes de tension et de microfaille montrant une direction de raccourcissement NW-SE.

La cartographie géologique, de la région de Khanguet Aïcha combinée aux images satellitaire montre également de nombreuses failles de type « strike-slip fault » orientées N100- 110°E. Ces failles sont bien exprimées dans le flanc sud de l'anticlinal de Zemlet el Beidha. Les failles Khanguet Aïcha et Khanguet Amor apparaissent sur la carte comme des « strike-slip fault », elles affectent les séries allant du l'Hauteriviennes jusqu'à l'Albien et sont scellées par des dépôts Coniaciens-Santonien. Cette activité tectonique a engendré une variation des épaisseurs et de la lithologie en allant vers le cœur de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. La formation Bouhedma devient de plus épaisse en allant vers la partie SW de la structure anticlinale. Cette dernière a fait l'objet de l'étude de la fracturation hydraulique et tectonique. L'ampleur de la fracturation hydraulique au niveau de Khanguet Amor devient plus important, avec de niveau de BPV plus épaisse et avec une morphologie complexe qui reflète l'interaction fluide-roche et l'effet de l'apport de l'activité tectonique sur la génération de la surpression de fluides, la distribution et l'expansion des fractures hydrauliques naturelles.

2.2. Distribution des BPV

Les niveaux de BPV sont facilement observables le long de l'affleurement de la formation Bouhedma, le long d'oued Khanguet Amor. De ce fait, une colonne lithostratigraphique, le long d'Oued Khanguet Amor dans le flanc sud de l'anticlinal de Zemlet el Beidha, à échelle millimétrique, a été établie dont le but d'identifier et échantillonner les

différents niveaux de BPV en affleurement et le traitement de stations microtectoniques afin de déterminer la relation entre les BPV et la contrainte tectonique régionale (Figs.74, 75). Le long de la colonne lithostratigraphiques, nous avons bien repéré l'emplacement de chaque niveau de BPV le long de la colonne lithostratigraphique. La classification de BPV de gypse se fait on se basent sur certains paramètres qui ont été pris en considération dans notre cas d'étude à savoir : l'épaisseur de BPV, continuité et/ou discontinuité de BPV, la roche encaissante et l'orientation de BPV. Ces niveaux des BPV sont remarquables à l'affleurement et ils sont généralement associés soit à des niveaux argileux ou à des niveaux gypseux. Plusieurs stations ont été à la base d'une étude détaillée de ces différentes fractures (Fig.74).

La cartographie géologique de la région de Khanguet Aïcha combinée aux images satellitaires montre également de nombreuses failles de type « strike-slip fault » orientées N100- 110°E. Ces failles sont bien exprimées dans le flanc sud de l'anticlinal de Zemlet el Beidha. Les failles de Khanguet Aïcha et Khanguet Amor apparaissent sur la carte comme des « strike-slip fault », elles affectent les séries allant de l'Hauterivien jusqu'à l'Albien et sont scellées par des dépôts coniacien-santonien. Cette activité tectonique a engendré une variation des épaisseurs et de la lithologie en allant vers le cœur de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. La formation Bouhedma devient de plus épaisse en allant vers la partie SW de la structure anticlinale. Cette dernière a fait l'objet de l'étude de la fracturation hydraulique et tectonique. L'ampleur de la fracturation hydraulique au niveau de Khanguet Amor devient plus important, avec des niveaux de BPV plus épaisses et avec une morphologie complexe. Le maximum d'épaisseur des BPV enregistré dans la zone d'étude est identifié au niveau d'oued Khanguet Amor avec une épaisseur de 55 cm et une longueur qui dépasse les 30 m (Fig.74).

La distribution de BPV dans la formation Bouhedma conserve toujours la même distribution dans les séries évaporitique en affleurement. Les niveaux de BPV continuent et épaisses sont toujours associée à des épais niveaux argileux ou bien à l'interface entre l'argile et les gypses de la formation Bouhedma, par contre le niveau de BPV discontinue et moins épaisses sont associée à des couches de gypse. Au niveau d'oued Khanguet Amor le veins oblique sont très abondante par rapport à celle observé au niveau de Khanguet Aïcha. Le maximum d'épaisseur de BPV enregistré dans la zone d'étude est identifié au niveau d'oued Khanguet Amor avec une épaisseur de 55 cm et une longueur qui dépasse le 30 m (Fig.74).

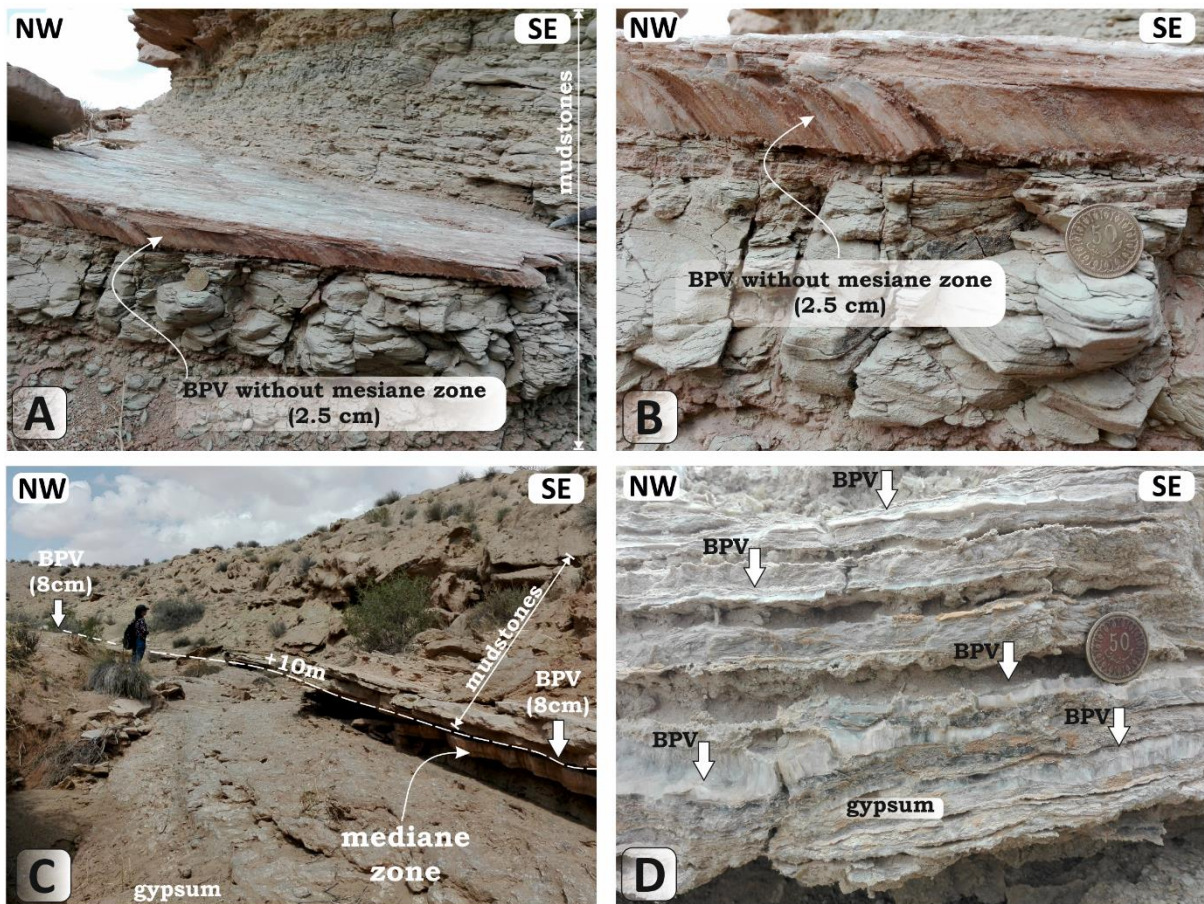


Figure 83: Distribution de BPV dans la formation Bouhedma, colonne lithostratigraphiques d'oued Khanguet Amor. (A) Un niveau de BPV qui occupe la partie centrale de couche d'argile (2.5cm) et sur une longueur qui dépasse le 10 mètre. (B) Un niveau de BPV sans une zone médiane avec de fibre fortement déformé dans la partie supérieure de la veines et de veines légèrement déformé dans la partie inférieure. (C) un niveau de BPV à l'interface argile/gypse avec une dont l'épaisseur égale à 8 cm et avec une longueur qui dépasse le 10 mètre. (D) Plusieurs niveau de BPV discontinue et avec une épaisseur millimétrique à centimétriques.

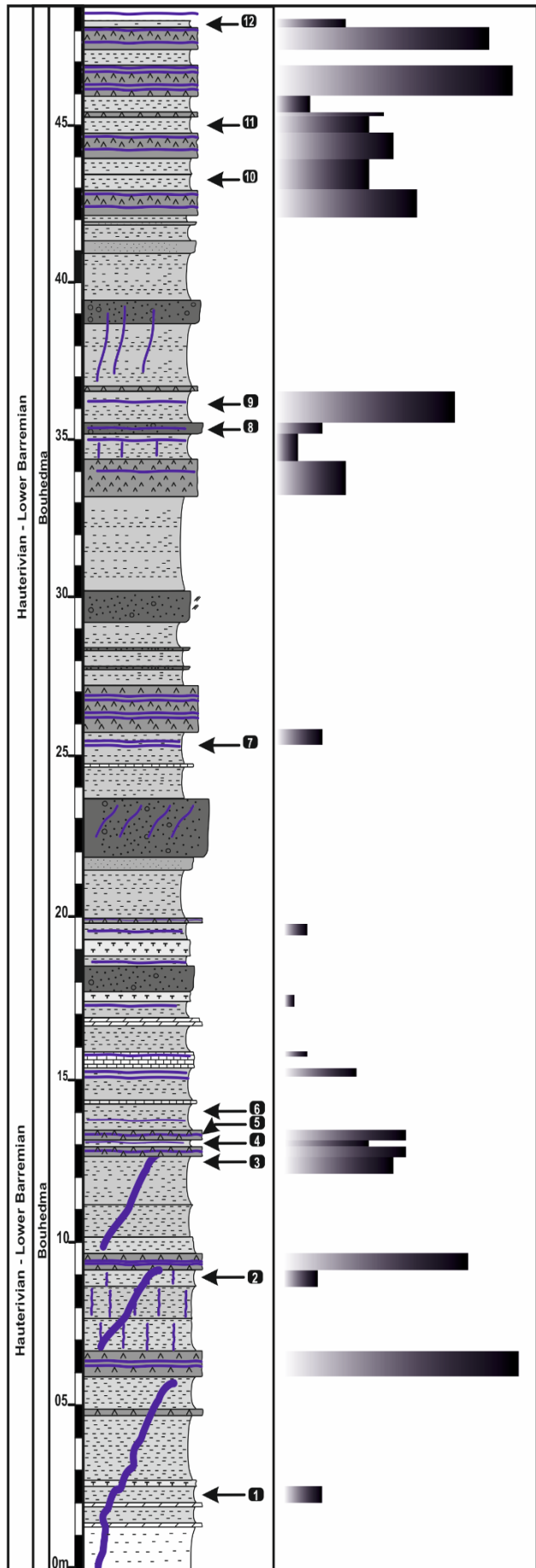
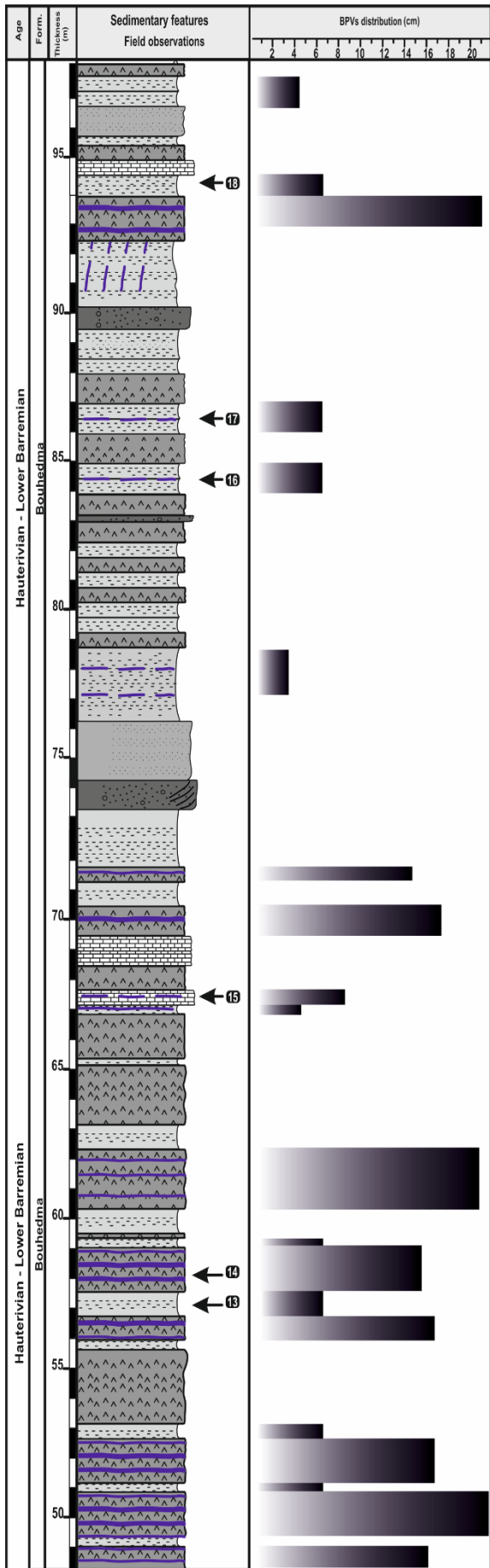
2.3. Morphologie de BPV

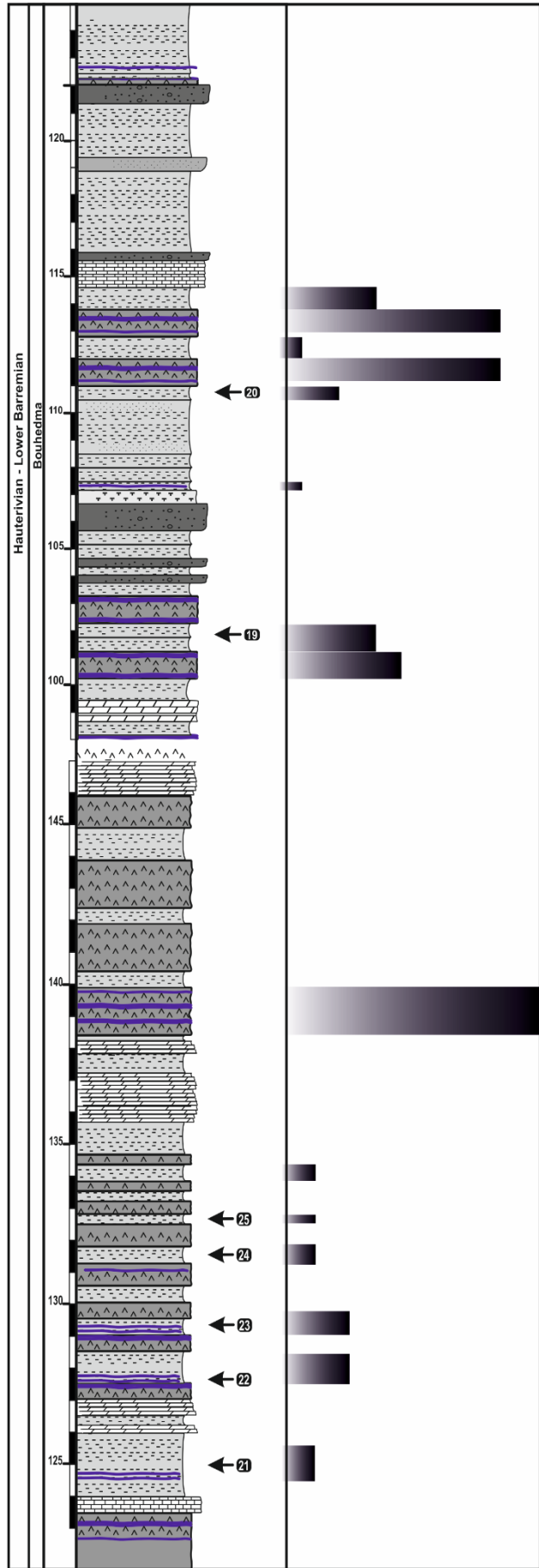
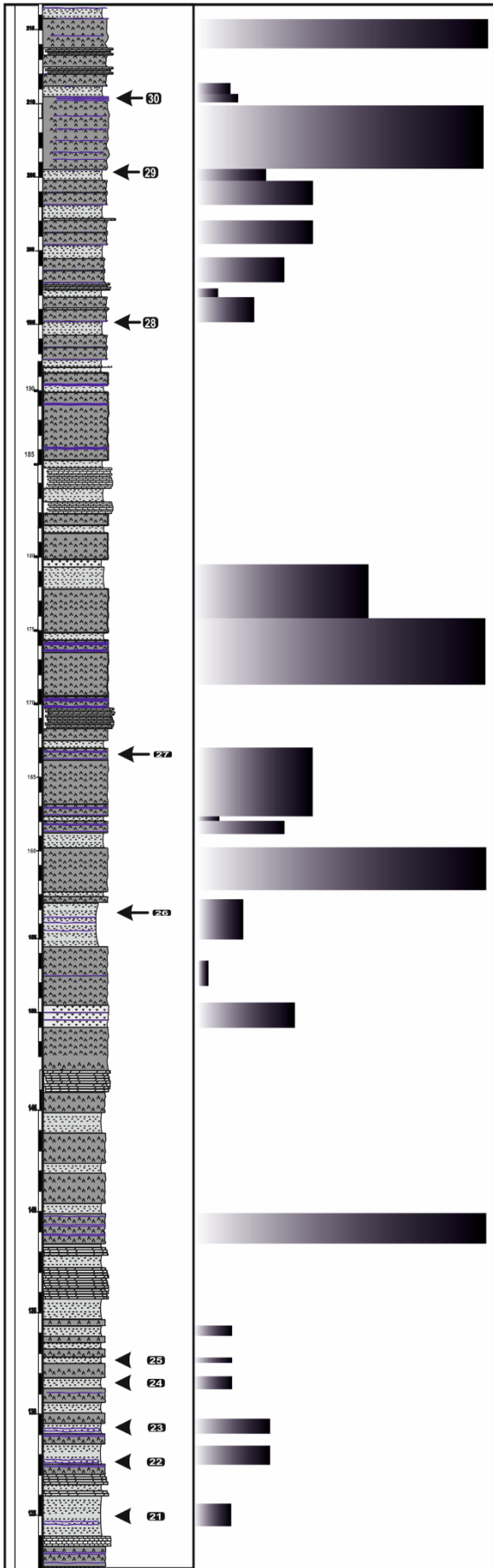
La majorité des veines, au niveau de Khanguet Amor, contiennent du gypse fibreux comme constituant principal. Les fibres de gypse sont droites et perpendiculaire aux épontes. Certaines veines sont constituées d'une fine ligne médiane avec quelques inclusions des fragments d'argile. Dans ces veines, les fibres de gypse se développent des deux côtés de la zone médiane. En revanche, d'autres veines ne présentent pas de zone médiane et contiennent des fibres de gypse qui s'étendent sur toute la largeur de la veine. Comme observé au niveau d'Oued Khanguet Aicha la zone médiane n'est pas obligatoire située au centre de la veine, elle peut se retrouver d'une manière asymétrique dans la veine.

Les fibres de gypse observés sont orientées perpendiculairement aux parois des veines. Au contraire, d'autres niveaux de BPV présentent des fibres de gypse qui sont obliques par rapport aux parois des veines. Les veines inclinées contiennent également des fibres obliques qui sont rarement perpendiculaires aux parois de la veine. Par exemple, un angle de 54° est montré entre ces fibres et les parois de la veine.

De nombreuses veines de gypse dans la zone d'étude présentent une géométrie sigmoïdale, ce qui peut refléter une contrainte différentielle dans la zone locale (Meng et al., 2017). Dans certains niveaux de BPV, les fibres de gypse sont toutes orientées dans la même direction, indépendamment de leur localisation et de leur orientation. Par conséquent, les angles entre l'inclinaison des fibres et les parois des veines présentent des variations et dépendent des angles de pendage de la veine. Plusieurs mesures de l'orientation de fibres des BPV réalisées sur toute la colonne levée et aussi on mesure l'angle entre les fibres et les parois de la veins, 90% de ces mesures varient entre 60°-90°. On peut observer sur un même niveau de BPV des fibres sigmoïdes d'une coté et de fibre verticale non déformé de l'autre côté.

Des pointes de veines effilées dont l'épaisseur diminue dans le sens de la propagation de la veine sont identifiables dans certaines veines de gypse, essentiellement dans les couches de gypse. Les pointes sont généralement courbées vers les parois d'une veine voisine. Il est intéressant de noter que les fibres vers l'extrémité ne partagent pas toujours les mêmes orientations que celles de la veine principale. Les extrémités des veines sont interprétées comme résultant de perturbations de la contrainte dans la zone d'extrémité où les champs de déformation élastique autour de deux veines se chevauchent. La géométrie des pointes courbes suggère que les pointes se propagent vers les parois adjacentes des veines c'est-à-dire des structures préexistantes, en cherchant à maintenir un angle élevé par rapport à la contrainte principale minimale σ_3 . Dans ce cas, la propagation de la veine pourrait être dominée par le champ de contrainte locale plutôt que par les contraintes régionales. La ramification des veines se produit fréquemment pendant la propagation latérale des veines. La ramification peut être distinguée par l'épaisseur approximativement égale de la somme de toutes les branches de la veine principale (Meng et al., 2017). Il est communément observée qu'une branche conserve la même orientation que la veine principale et partage également la même orientation des fibres. Les branches de deuxièmes ordre, qui sont dévié des directions initiales, contiennent des fibres orientées différemment.





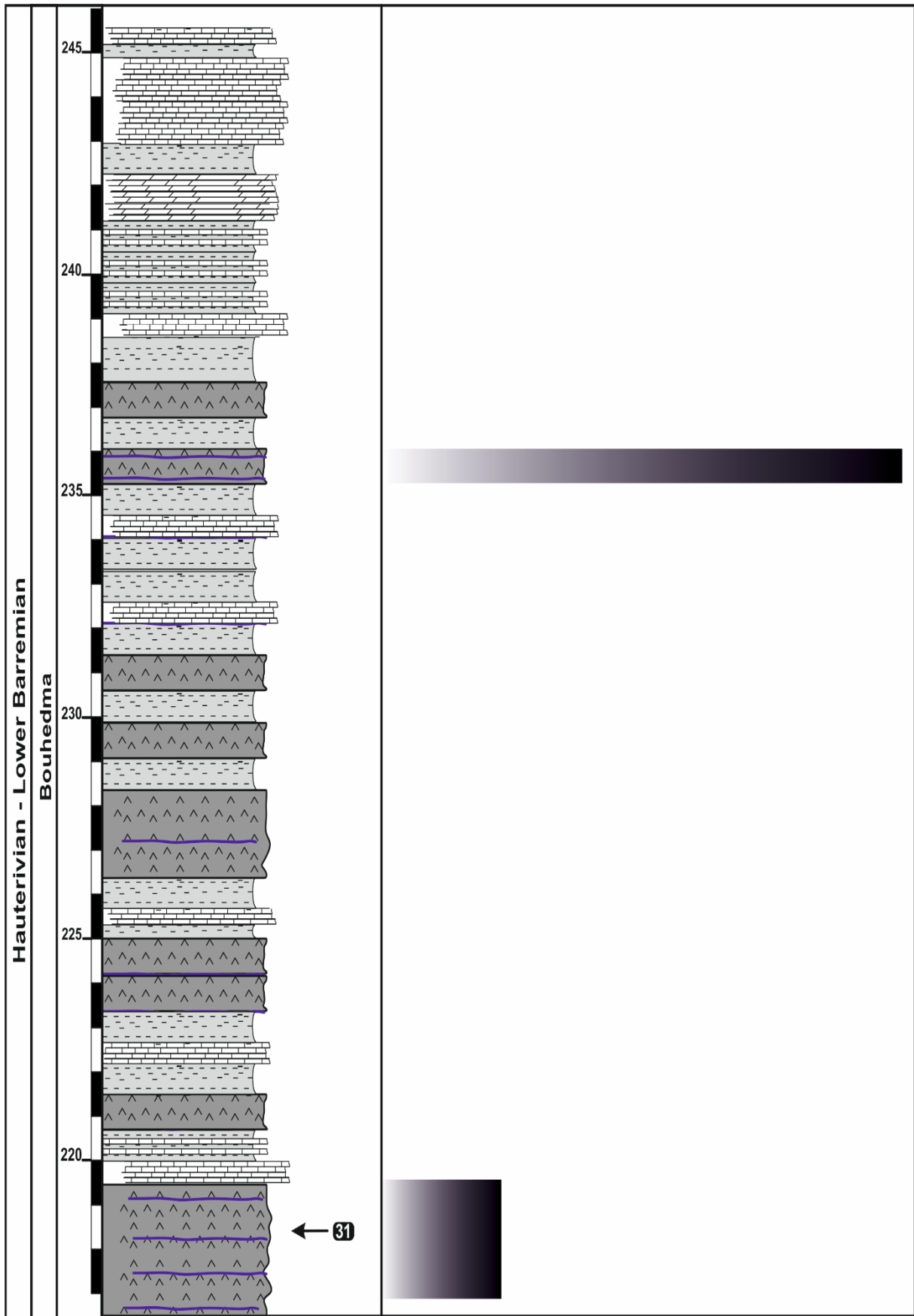


Figure 84 : Colonne lithostratigraphiques d'oued Khanguet Amor, les épaisseur de BPV sont représenté par les histogramme.

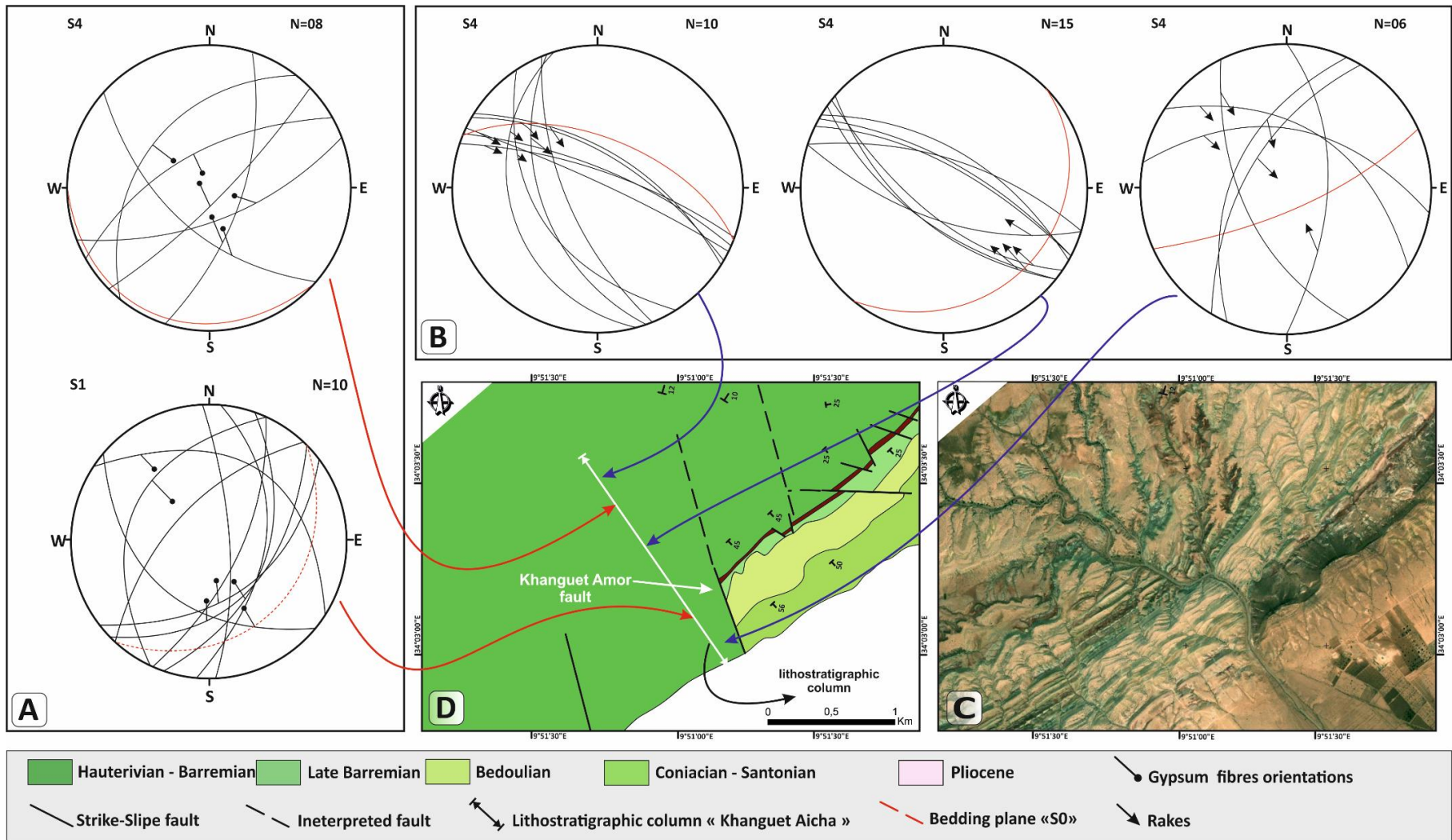


Figure 85: (A) projection stéréographique de l'orientation de fibre de BPV. (B) Projection stéréographique de failles et joints. (C) & (D) Image satellitaire montrant la localisation de la colonne lithostratigraphiques et les stations de mesure.

3. Coupe d'Oued Khanguet Telmam – flanc sud

La troisième colonne lithostratigraphique est située dans le Sud-Est de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha (X : 34° 3'4.66"N ; Y :9°49'37.94"E / X : 34° 2'14.16"N ; Y :9°50'16.62"E). La coupe lithostratigraphique est de direction NW-SE, seul la formation Bouhedma affleure au niveau d'oued Khanguet Telmam. L'épaisseur de la formation devient de plus en plus importante en allant vers la partie SE de la structure anticlinale de Zemlet el Beidha, cette variation des épaisseurs et de lithologie est étroitement liée à l'activité tectonique affectant la zone d'étude au moment de sédimentation de la formation Bouhedma. L'ampleur de la fracturation hydraulique devient de plus en plus intense avec une complexité de la structure interne de BPV, on peut dire qu'il y a une relation étroite entre l'activité tectonique, la charge sédimentation et les BPV (Fig.77).

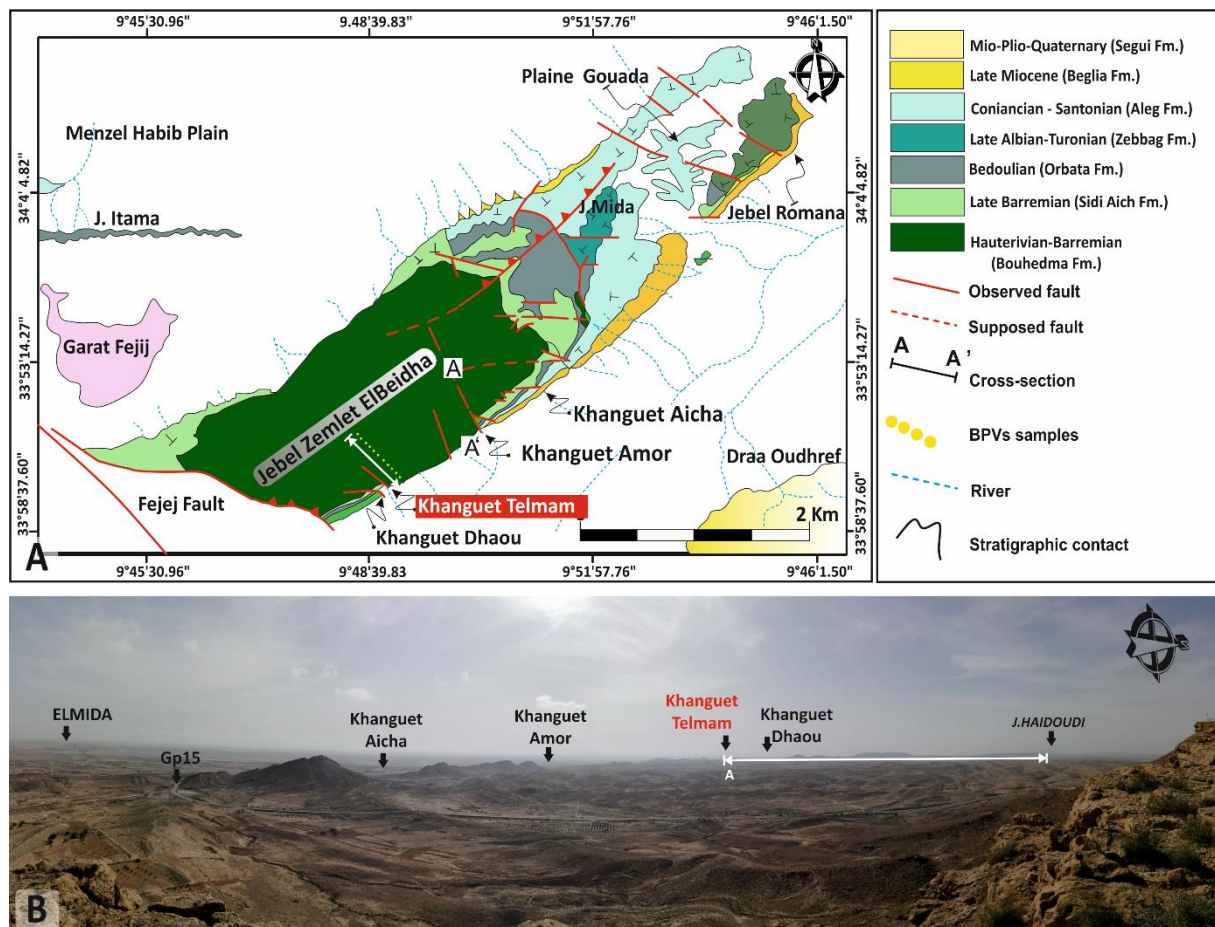


Figure 86: (A) Carte de localisation de la colonne lithostratigraphique le long d'oued Khanguet Aicha, les points jaunes sont le niveau de BPV échantillonnée. (B) Vue panoramique du flanc sud de l'anticlinale de Zemlet El Beidha.

En allant vers le Sud-Est de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha, les alternances argilo-gypseuse et carbonatées de la formation Bouhedma, qui montrent des pendages forts vers le Sud-Est, de l'ordre de 70°, constituent des bons endroits pour caractériser des fractures. Une première station de mesure a été étudiée mais elle n'a pas abouti à la détermination de la direction de raccourcissement vue l'absence des marqueurs de mouvement (Fig.78)



Figure 87: (A) & (B) Photographie et représentation stéréographique des fractures mesurées sur l'affleurement carbonaté de la formation Bouhedma.

3.1. Distributions de BPV

L'alternance argilo-gypseuse de la formation Bouhedma expose des réseaux de fractures très denses, qui sont remplies pas des gypses fibreux (Fig.79). Le BPV observé dans la formation Bouhedma, le long d'oued Khanguet Telmam, conserve toujours la même localisation des BPV déjà observé dans deux premières coupes. Les BPV sont généralement localisés dans les argiles et le gypse de la formation Bouhedma. Cependant, au niveau d'oued Khanguet Telmam on note la présence d'une nouvelle lithologie comportant de BPV obliques. Les BPV observé dans les carbonate et le sable sont des BPV oblique perpendiculaire aux

couches, l'épaisseur de ces BPV varie entre 2 mm et 7 cm sur une longueur métrique à décamétrique (Fig.79).



Figure 88: (A) Photo typique de BPV dans l'alternance argilo-gypseuse de la formation Bouhedma. (B) Plusieurs niveaux de BPV discontinue dans le couche de gypse. (C) Deux niveau de BPV a l'interface argile/gypse.

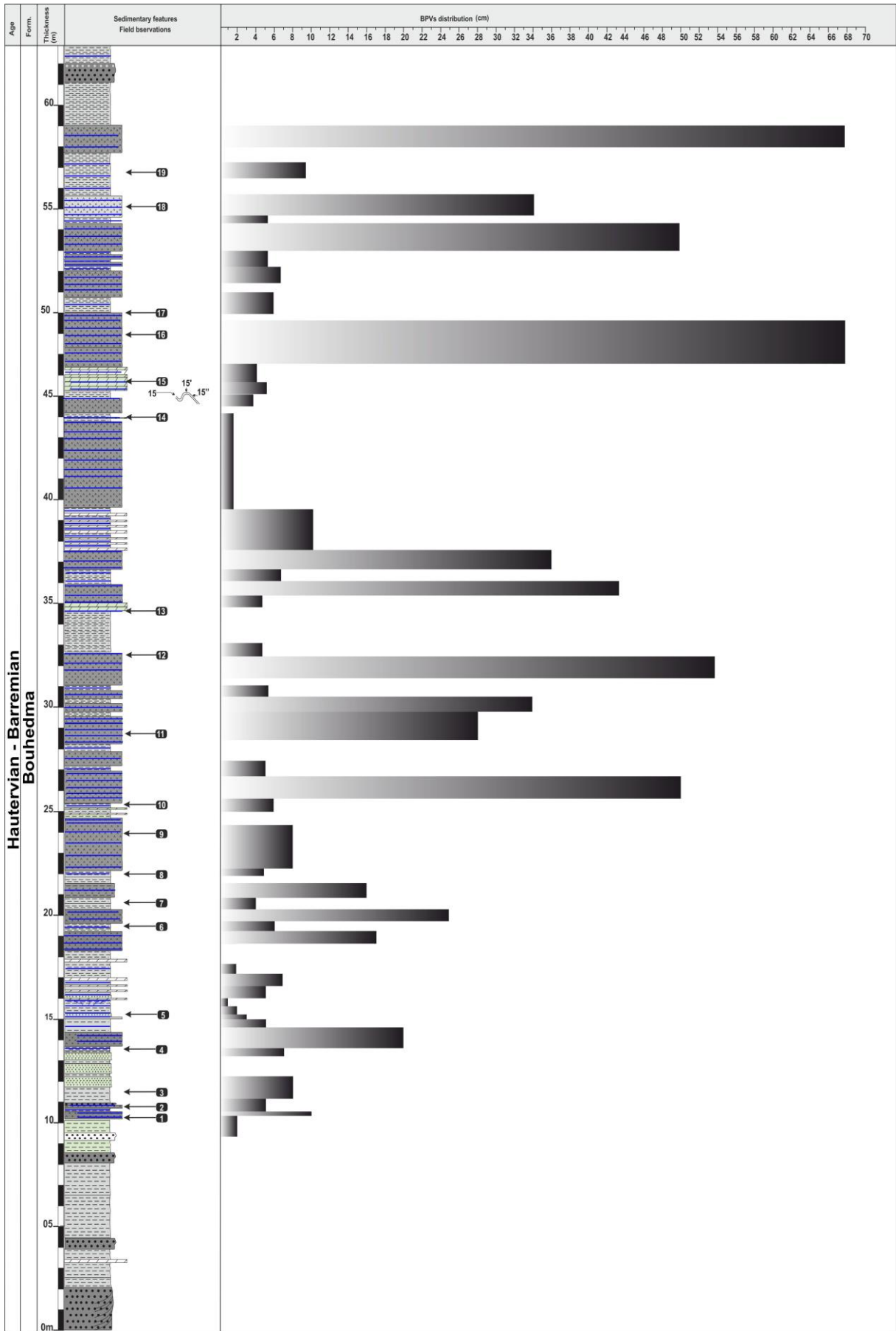
L'épaisseur des veines de gypses au niveau d'oued Khanguet Telmam, sont variant entre 1cm – 25 cm de largeur et une longueur de quelques millimètres à une dizaine de mètres (Fig.79). Les BPV de gypse observés au niveau de Khanguet Telmam sont plus complexes que ceux au niveau de Khanguet Aicha. Des veines sub-horizontales et d'autres obliques, et parfois ramifiées sont souvent observées, alors que l'épaisseur des veines l'épaisseur de BPV principale gale à l'épaisseur cumulative de tous les ramifications de la veins principale (Fig.79).

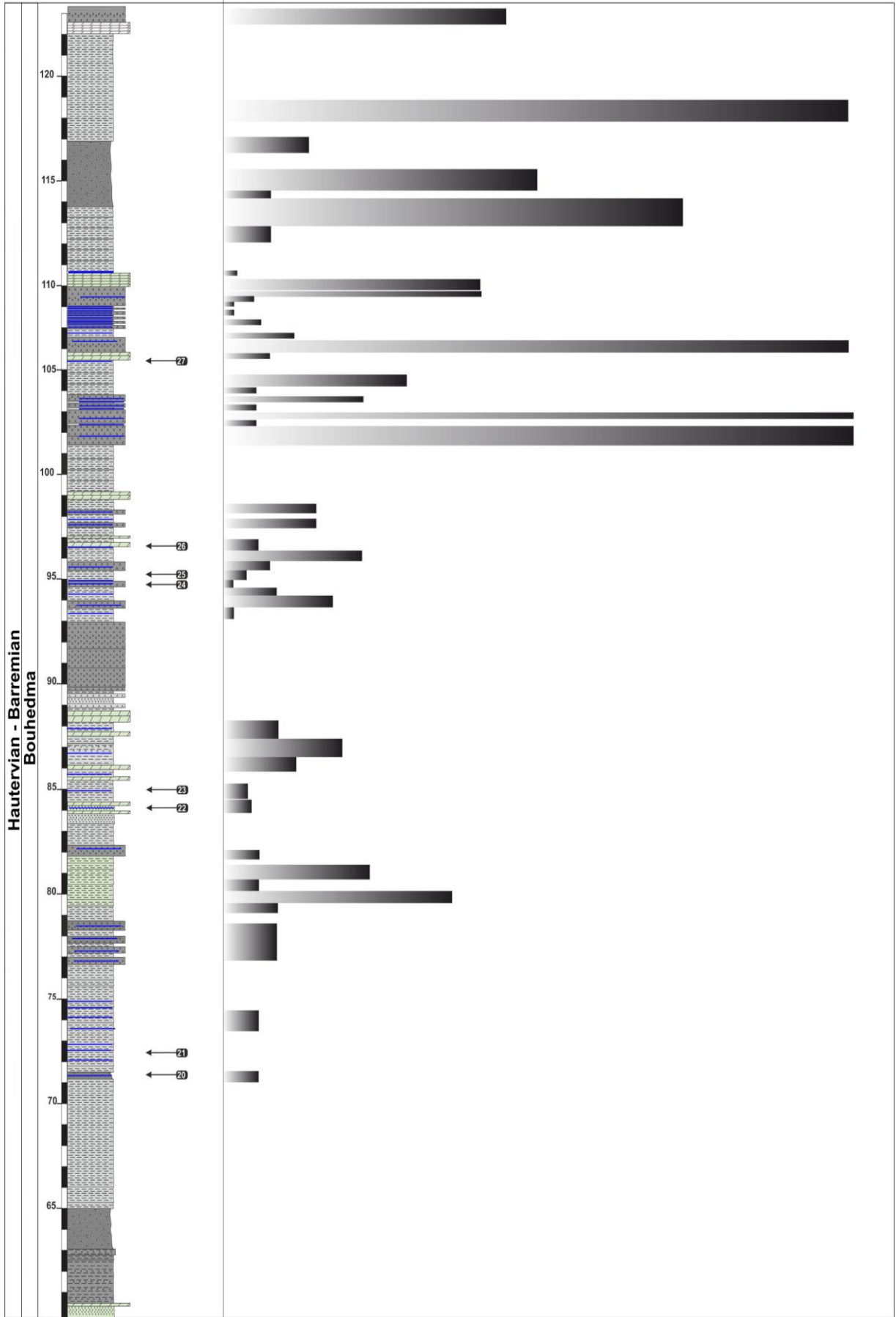
Les petites veines présentent généralement des extrémités effilées qui se pincent dans les marnes, ou s'incurvent vers les veines voisines. Les veines sub-horizontales se présentent fréquemment comme des ensembles de veines en échelon (Fig. 79). Les pointes des veines voisines s'incurvent vers la veine voisine et coalescent avec elle, piégeant ainsi des fragments de roche encaissante entre les extrémités des veines. Des caractéristiques similaires ont également été observées par Virgo et al. (2014) et Meng et al. (2017).

1.1. Morphologies de BPV

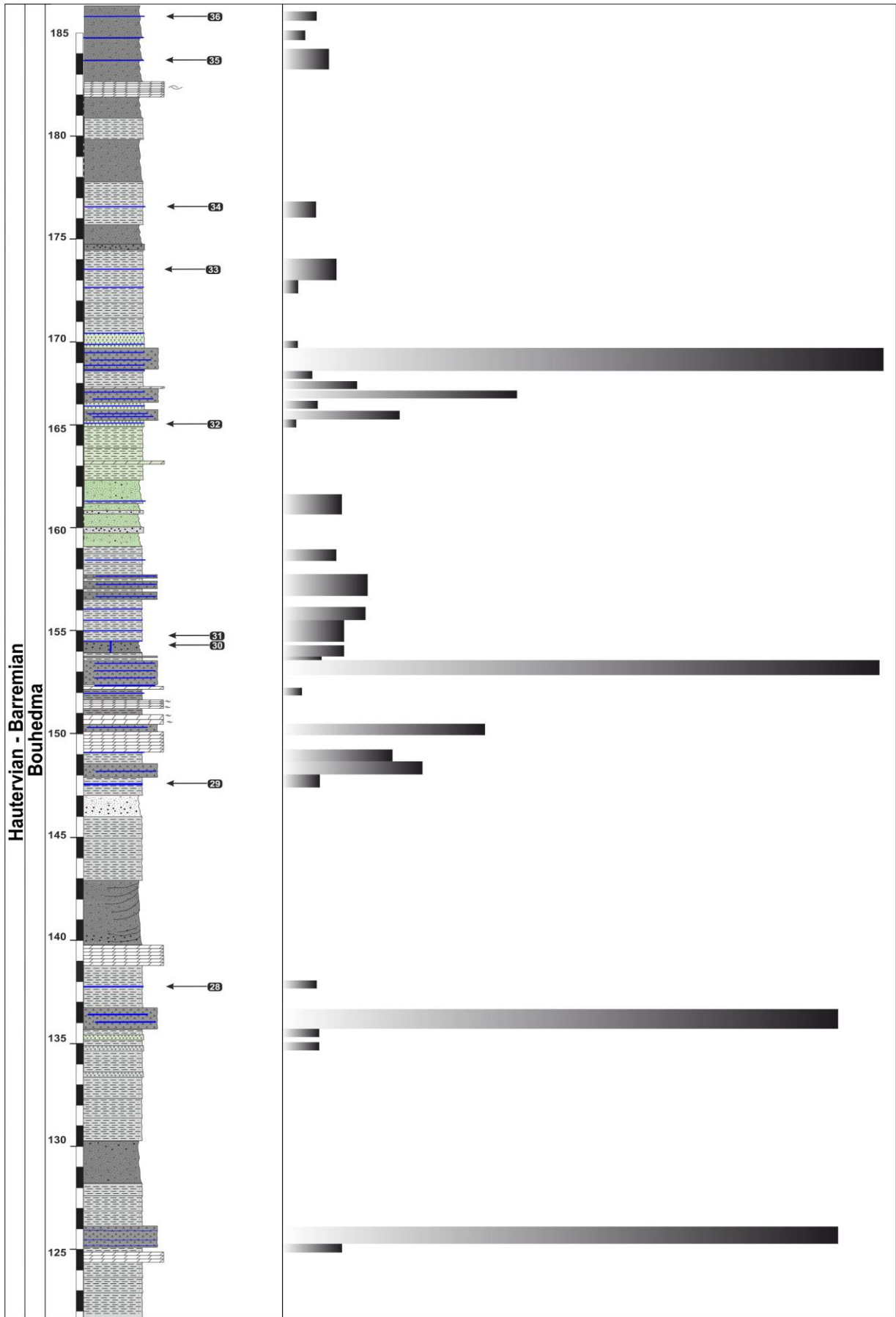
Selon l'orientation de la veine, on peut classer ces structures en deux catégories : (i) Les veines sub-horizontales orientées parallèlement à la stratification, au niveau du flanc sud de l'anticlinal de Zemlet El Beidha, de direction NE-SW et (ii) les veines sub-verticales ou obliques, orientées E-W à NW-SE. Les veines obliques traversent souvent toute une série de sédiments et recoupent aussi les veines sub-horizontales (Fig.59 & Fig.60), avec une longueur allant de quelques millimètres à environ 4 m. Certaines veines sub-horizontales présentent des formes sigmoïdales, indiquant la direction de la contrainte compressive latérale (σ_n).

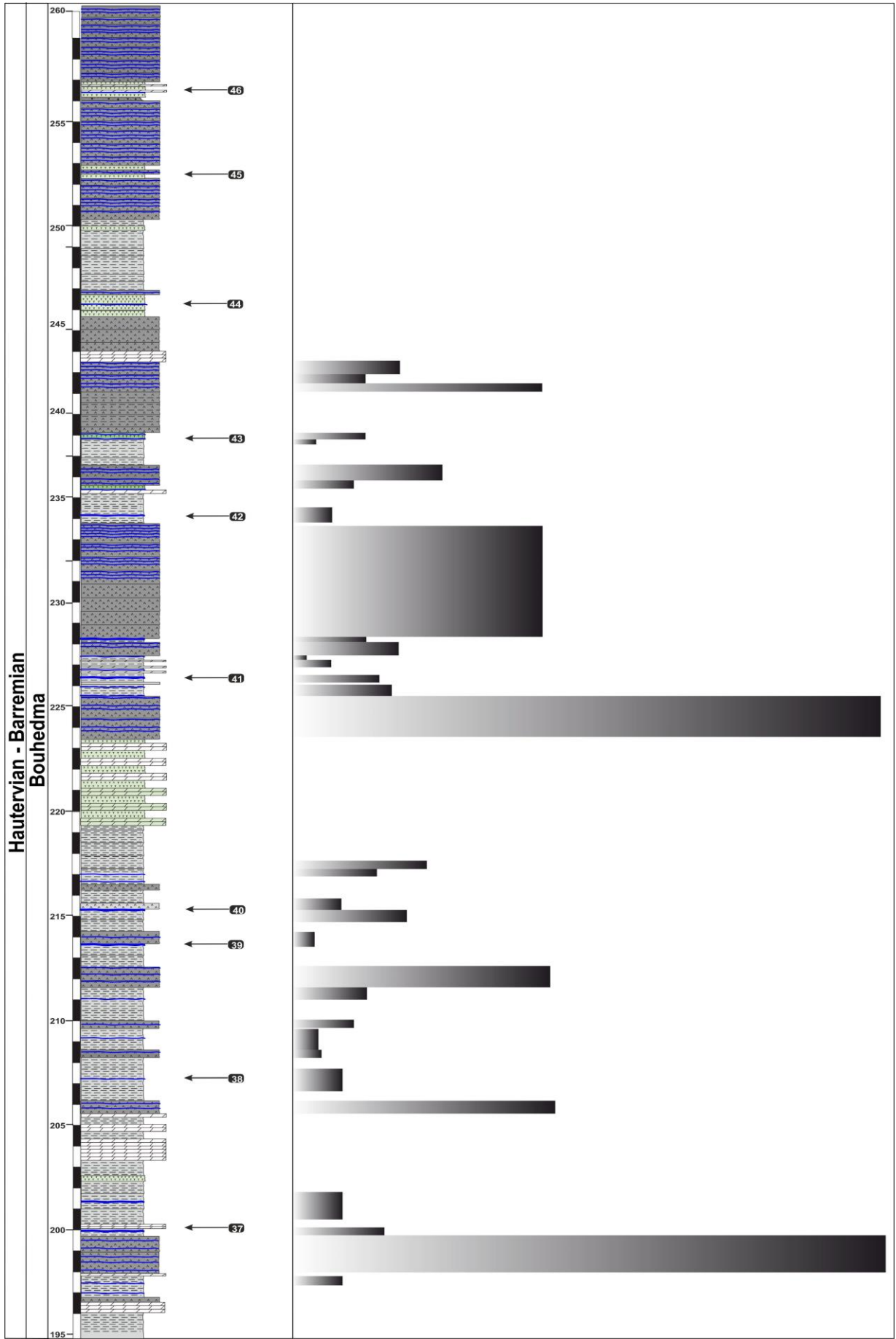
L'intersection des veines de gypse orientées différemment est couramment observée, dans la partie SW de la structure anticlinale de Zemlet le Beidha, au niveau de l'alternance argilo-sableux de la formation Bouhedma, sans l'identification d'un recoupement systématique d'un ensemble par un autre. Bien que les veines qui se croisent soient couramment observées, qui se recoupent entre eux (Fig.59 Fig. 60). Cette interprétation est évidente à partir des fibres orientées de manière cohérente dans les veines, qui sont interprétées comme ayant rempli les segments horizontaux et abrupts de manière synchrone.



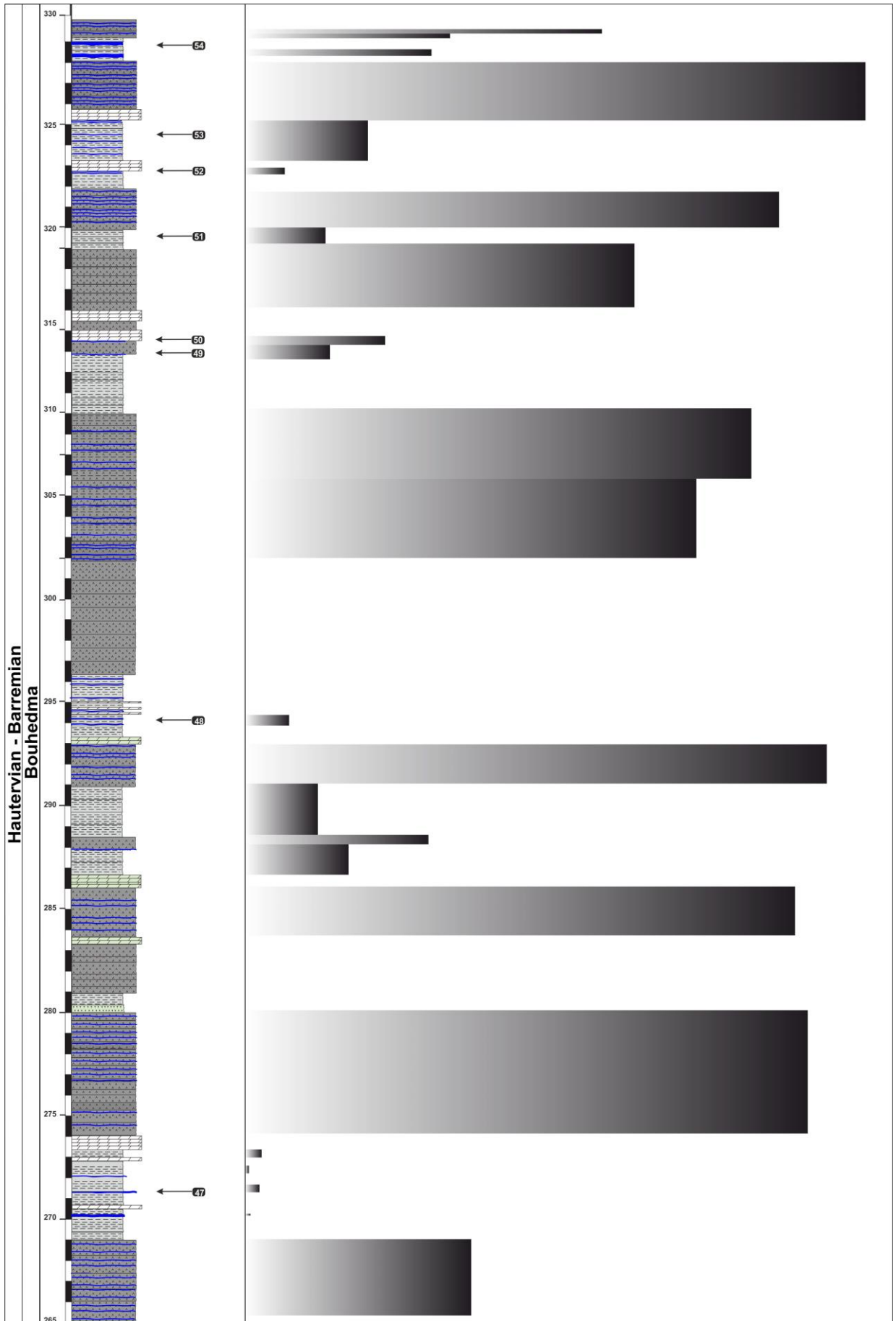


Hautervian - Barremian
Bouhedma





Hautervian - Barremian
Bouhedna



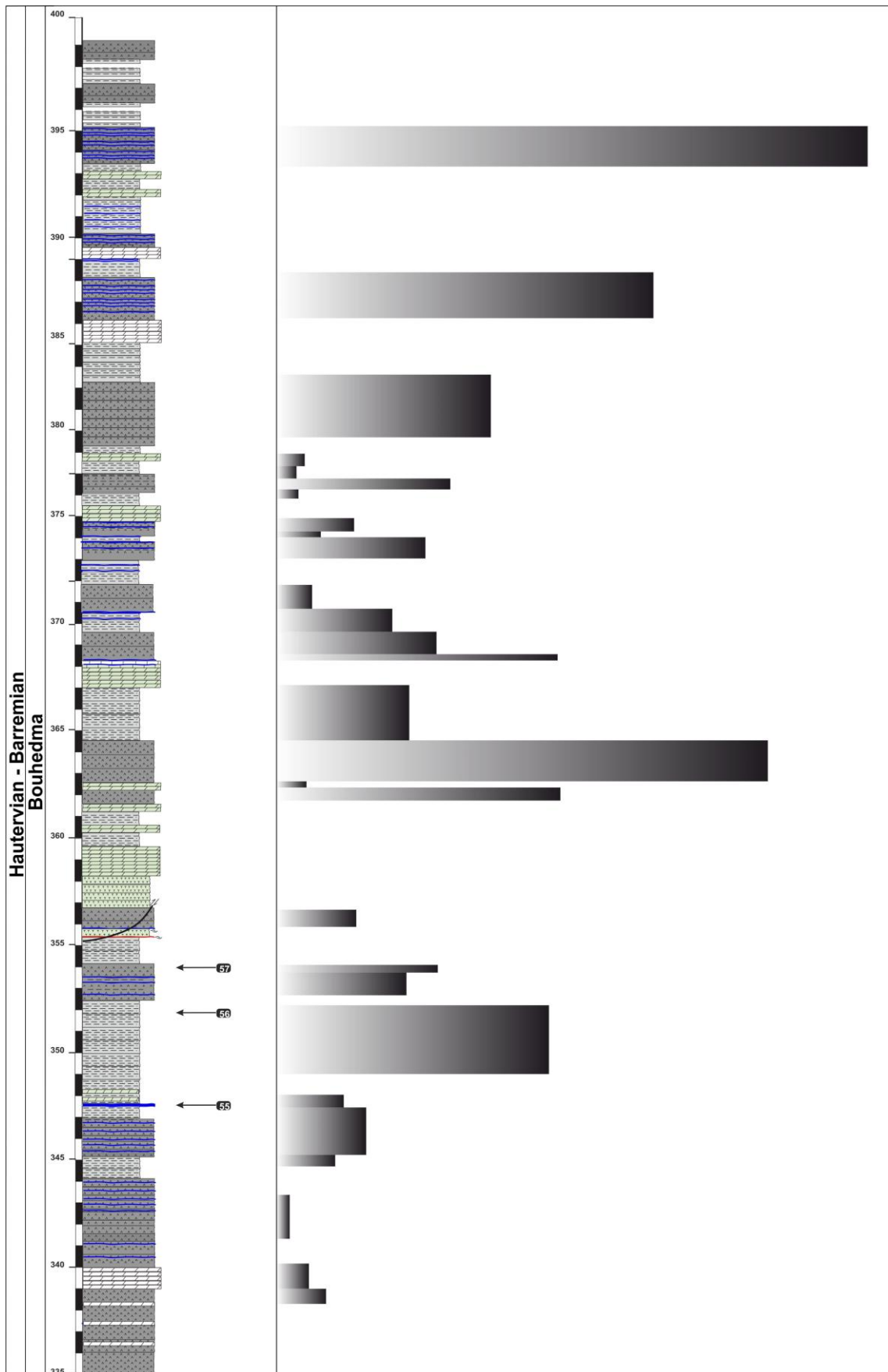


Figure 89: Colonne lithostratigraphique d'oued Khanguet Telmam, les épaisseurs de BPV sont représentées par les histogrammes.

Les veines de gypse au niveau de Khanguet Oued Telmam sont principalement remplies de cristaux de gypse fibreux qui sont obliques par rapport aux parois des veines (Fig.61), indiquant une composante de cisaillement. Les cristaux sont alignés parallèlement et en forme d'aiguille. Les fibres uniques présentent généralement une continuité optique et leur largeur reste constante (Figs. 61B & 61C).

La plupart des veines de gypse, notamment les veines subhorizontales, présentent une zone médiane fine entourée des fibres de gypse de part et d'autre. La zone médiane n'est pas strictement située dans la partie centrale des veines de gypse et peut être plus proche des parois de la veine supérieure ou inférieure. La zone médiane renferme essentiellement des inclusions de la roche encaissante. Localement, ces fragments inclus dans la zone médiane gagnent de taille et s'organisent en forme lenticulaire associés à des structures en échelon. Les inclusions sont principalement des mudstones dans les ouvertures qui résultent de la déformation de veines de gypses suite à une contrainte compressive horizontale σ_h .

Outre les BPV observés, le long de la colonne lithostratigraphiques, on remarque souvent des veines ramifiées essentiellement associées à des épais niveaux de gypse et d'argile. Cette ramification se produit pendant la propagation de la veine, distinguée par une épaisseur approximativement égale à la somme de toutes les branches de la veine principale (Meng et al., 2017). Il est communément observé qu'une branche conserve la même orientation que la veine principale et partage également la même orientation des fibres. Les ramifications de la veine principale de gypse, qui ont dévié des directions initiales, contiennent des fibres orientées différemment. Par exemple, les fibres des veines mères à fort pendage indiquent une transtension sinistrale de ces veines, tandis que les fibres des branches à faible pendage indiquent une transtension dextrale. Dans cette station, des fentes de tension ont été identifiées. La représentation stéréographique de ces éléments microtectoniques et les interprétations de directions moyenne de fentes de tension, on peut déduire un état de contrainte de direction NW-SE de l'ordre de N152.

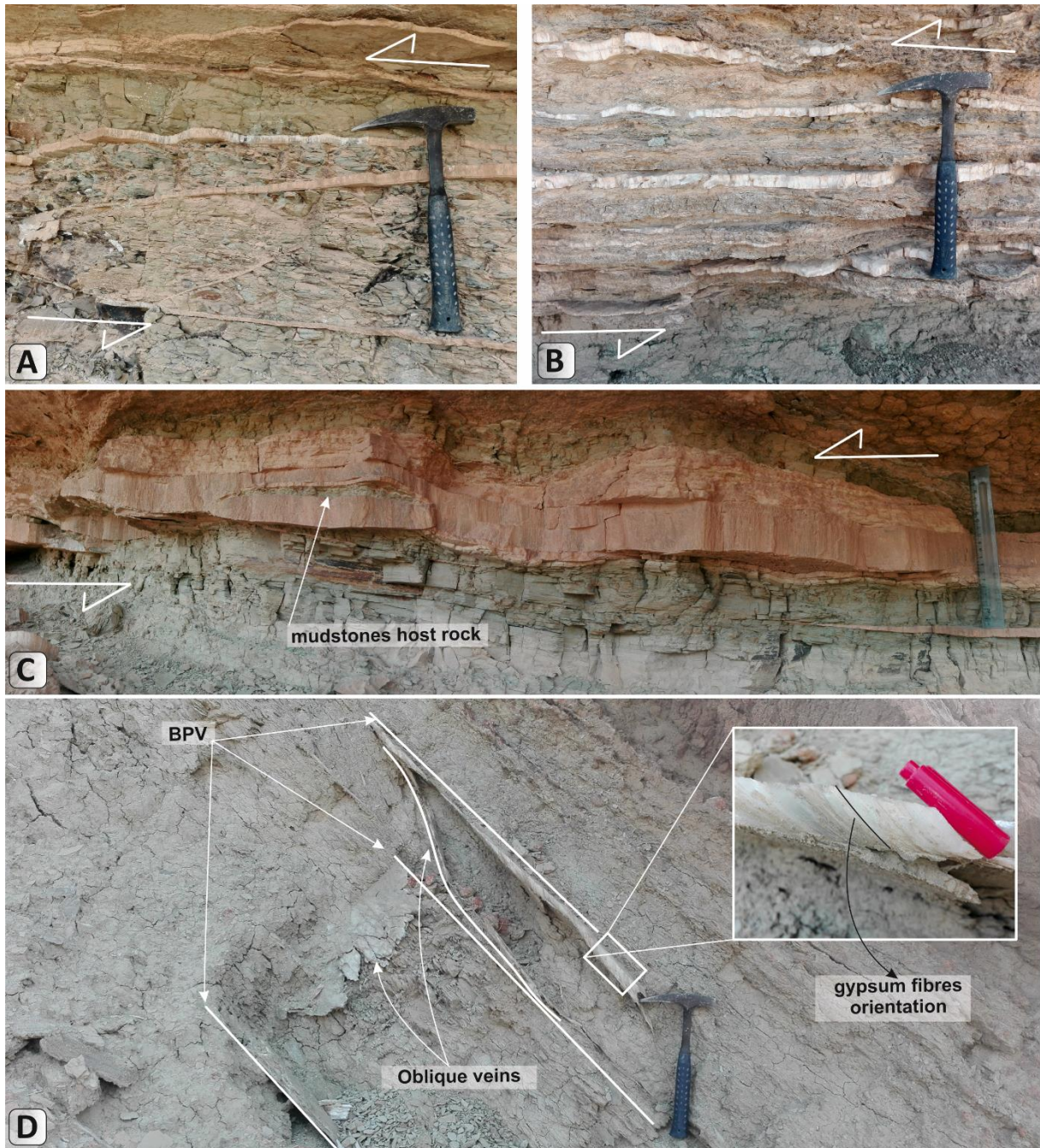


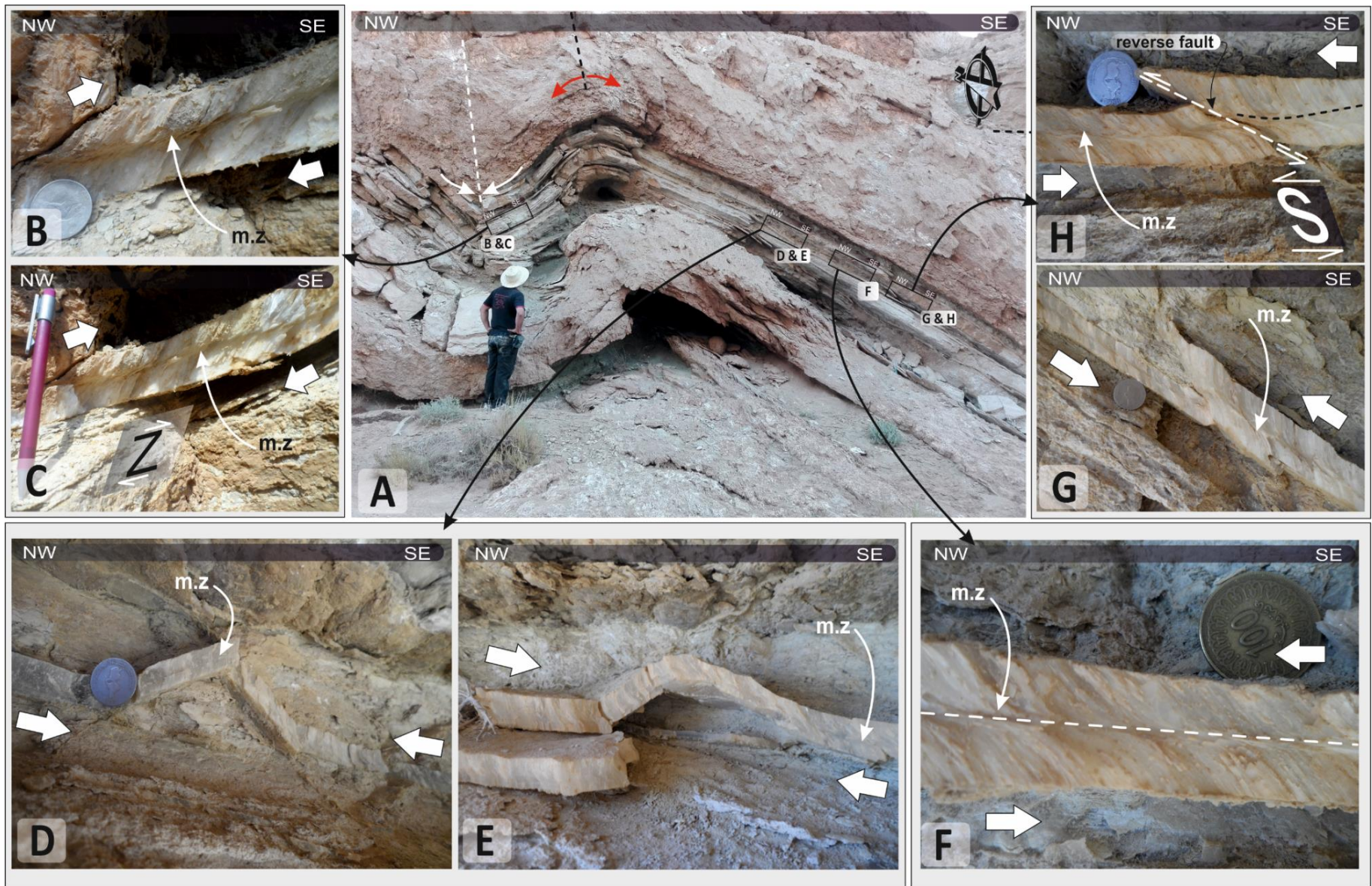
Figure 90: photos typique de veins de gypse observé un niveau de Oued Telmam. (A) de veins oblique donnant une forme sigmoïdale qui reflète la direction de raccourcissement affectant la roche encaissant qui est à l'origine de déformation de veins de gypse. (B) alternance d'argile et gypse de la formation Bouhedma, on observe que le niveau continue sont au niveau de argiles et les niveau discontinue sont au niveau de gypse. (C) de forme en échelon au niveau de BPV avec de fragment de la roche encaissante. (D) deux veins subhorizontale qui sont lié par une veins oblique.

Les veines obliques, qui relient deux veines parallèles à la stratification situées dans des horizons différents, sont couramment observés (Fig.61A & 61D). Ces veines obliques se trouvent généralement le long de fractures préexistantes qui ont ensuite été remplies de gypse fibreux. La Figure 61 montre des veines obliques le long des plans de deux failles normales préexistantes. Les failles, dont les parois suspendues et les parois inférieures sont corrélées par les bandes vertes dans les marnes rouges, présentent une portée de faille de 14 cm. Les segments des failles entre deux veines sub-horizontales sont remplis d'une veine de gypse de 2,8 cm d'épaisseur reliant les veines sub-horizontales. Les gradins et les veines sub-horizontales présentent une transition douce sans signes des relations transversales sans aucun témoin des relations transversales. Le reste des segments des failles est soit stérile, soit rempli des veines de gypse beaucoup plus fines que les veines en escalier. Bien que les veines en gradins soient obliques par rapport aux sub-horizontales, elles partagent la même orientation des fibres. Les fibres dans Les fibres des veines sub-horizontales présentent une transtension sinistrale, tandis que celles des veines en gradins ont une transtension dextrogyre. Dans la veine en escalier ont une transtension dextre, le remplissage de la veine en escalier est considéré simultanément comme à la création des veines sub-horizontales. Les veines en gradins pourraient avoir profité des plans de faille/fracture préexistantes en tant que des plans de faiblesse lorsque les veines sub-horizontales ont rencontré les plans des failles lors de leur déplacement latéral.

A partir des observations de terrain et des mesures effectuées, des informations précieuses sur la relation entre les structures tectoniques (plis, failles) et les fractures hydrauliques naturelles associées à la surpression des fluides (fractures remplies et BPV) ont été déduites. Quant au plissement, il affecte les roches sédimentaires ainsi que les BPV. L'orientation des fibres et la morphologie sigmoïdale et en échelons des BPV constituent un bon témoin de l'ouverture des veines et de la direction principale du raccourcissement. Dans la Figure 62, des formes en 'Z' et en 'S' ont été observées le long d'une structure plissée unique indique le synchronisme entre le pliage et la croissance des fibres BPV et la croissance des fibres (Fig.62). De nombreux exemples des failles inversées traversant les BPV ainsi que des structures en échelon et en duplex dans les VBP, avec de nettes variations d'épaisseur pour le BPV ont été, également, identifiés.

La relation entre les fractures obliques remplies et les BPV est partiellement expliquée. En fait, trois interactions différentes ont été déterminées : i) les fractures obliques qui recoupent les BPV, ii) L'interconnexion entre les fractures remplies et les BPV et iii) les BPV qui recoupent les veines obliques (Figs. 62).

Figure 91 : (A) Structure de l'anticlinal montrant la relation entre l'ouverture de la BPV, la déformation et la formation de la structure sigmoïde et en échelon. (B et C) le BPV contient des failles de chevauchement dans le flanc sud de la structure anticlinale. (D) BPV avec une forme sigmoïdale dans le flanc nord de la structure anticlinale indiquant la direction du raccourcissement (E) le BPV a tendance à être légèrement en échelon, avec des pointes sigmoïdales fournissant des preuves de liaison.



VII. Modèle photogrammétrique pour l'extension 3D des BPV

Le modèle de photogrammétrie présenté ci-dessous a été acquis après plusieurs missions du terrain effectuées au niveau d'Oued Khanguet Amor. L'anticlinal de Zemlet el Beidha ([Tableau.7](#)), a été reconstruit par Mr David Peigné, ingénieur au laboratoire de géosciences le Mans afin de créer un modèle 3D d'un affleurement qui permet de visualiser la distribution, l'orientation et l'épaisseur de BPV à partir d'un modèle 3D. L'examen de ce modèle facilite l'identification des fractures puis l'extraction et l'utilisation des données générées. L'objectif de cette partie est donc, de suivre les fractures via une modélisation 3D de l'affleurement de la formation Bouhedma dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha, constituée d'un canyon sinueux de 200 m de long permettant d'apprécier et d'anticiper la morphologie 3D des fractures.

L'approche de la photogrammétrie est appliquée dans plusieurs domaines à savoir l'utilisation de la photogrammétrie en géosciences pour la modélisation des affleurements géologiques naturels parfois inaccessibles, (supports de cette étude ([Figur. 82](#))). La difficulté de la tâche d'acquisition, est relative au choix d'une orientation et à la mise à l'échelle de l'objet mesuré avec des précisions suffisantes pour l'exploitation des données dans l'analyse géologique. De plus, le nombre d'images acquises constitue un paramètre primordial pour un temps du calcul rapide et efficace.

Dans ce contexte, les objectifs de cette étude sont de mettre en place un processus d'acquisition de données 3D par méthode photogrammétrique en utilisant des matériels facilement transportables (appareil photo, cibles, règle de mise à l'échelle) et à bas coût et une mise en œuvre la plus simple possible en limitant le nombre d'images acquises et en conservant une précision suffisante pour l'analyse géologique des affleurements rocheux.

Principe de la modélisation 3D : utilisation de la photogrammétrie

Pour réussir la modélisation, il faut veiller à ce que les photos soient de bonne qualité (élimination de photos présentant des zones floues), et qu'elles se recouvrent correctement (élimination des photos seules). Quand il y a un grand nombre de photos, il faut travailler avec un groupe fermé de photos afin de ne pas rallonger les temps de calcul (suivant la puissance

de calcul). Pour cette étude, les photos ont été classées en 7 groupes afin de développer sur chaque zone sur le modèle 3D de l’affleurement au niveau d’Oued Khanguet Amor.

1. Méthodologie

Le protocole d’acquisition 3D d’un affleurement du terrain consiste à i) modéliser en 3D un affleurement géologique via un nuage des points puis à ii) mettre en place un canevas d’appui permettant la mise à l’échelle et l’orientation du nuage de points, une étape indispensable pour réaliser des mesures structurales sur le modèle 3D. Les photographies sont acquises à l’aide de l’appareil photo Canon EOS 80D avec une taille de pixel au sol inférieure à 0,2 cm. Ces images sont ensuite traitées sur le logiciel Photoscan pour générer le nuage de points géoréférencées à l’aide d’un distancemètre. Le protocole complet d’acquisition est détaillé ci-dessous (Fig.83).

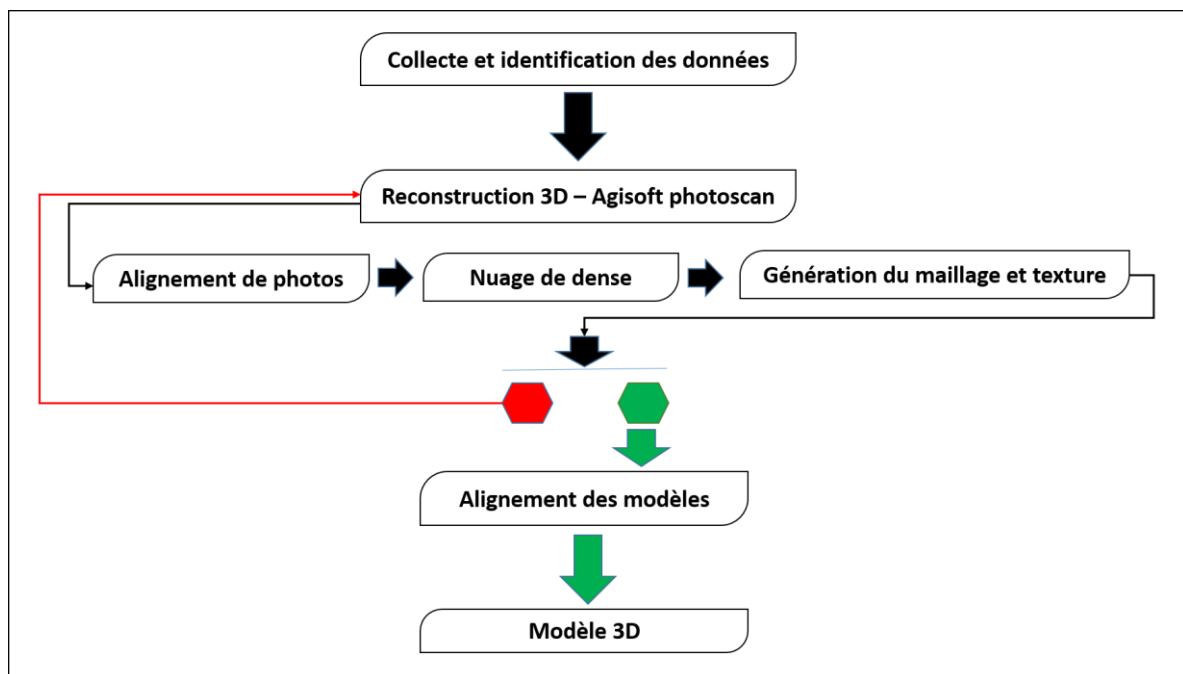


Figure 92: Méthodologie de travail pour la reconstruction d’un modèle 3D d’un affleurement géologique.

Les prises de vue sont réalisées suivant un protocole mis en place pour modéliser des parois rocheuses à proximité des ouvrages ferroviaires (Tronchon, 2012 ; Bakkouch, 2013) avec une meilleure adaptation pour réduire les zones d’occlusion et augmenter la précision du modèle sur le haut de la paroi (Fig 84, 85). Avec cette stratégie d’acquisition, où les prises de vues convergentes ne sont réalisées qu’une fois sur trois, la redondance d’observation est assurée en limitant le nombre d’images acquises.

2. Modèles 3D obtenu pour le canyon d'oued Khanguet AMOR

Le canyon photographié commence à 10m d'épaisseur. Le modèle numérique de ce canyon conserve tous les détails. Ainsi, les fractures ont été pointées sur une dizaine de mètres d'épaisseur et une vingtaine de mètres de longueur du canyon d'oued Khanguet Amor, flanc sud de l'anticlinal de Zemlet El Beidha. Il est important de préciser que les BPV ont été identifiés uniquement sur leurs parties visibles à l'affleurement. Un BPV entier d'un bout à l'autre en 3D n'est pas pu être observé au moment que nombreux BPV discontinus ont pu être identifiés en 2D. Au niveau de l'affleurement ainsi qu'au niveau du modèle, leurs terminaisons « en pointe » comme celles décrites par Meng et al. (2017) est observées. Dans ce nuage de points, un total de 20 BPV ont été mis en évidence et ont été classifiés en deux catégories, à savoir les BPV et les BPV discontinus. Les principales informations décrivant leurs dimensions sont détaillées dans le Tableau 1.

Tableau 3: les mesures du terrain effectuées pour caractériser la fracturation hydraulique naturelle au niveau de l'affleurement à modéliser (Canyon de Oued Khanguet Amor, Anticlinale de Zemlet El Beidha, chaîne nord des chotts, SE de la Tunisie)

BPV N°	Equidistance (m)	Fibre orientation
1	2.55	N150 52 SW 35 SW
2	2.80	N145 71 SW 68 NE
3	1.9	N158 66 SW 41SW
4	1.15	N155 50 SW 83 SE
5	1.20	N147 61 SW 86SW
6	0.35	N162 56 SW 84 SE
7	2.80	N155 45SW 66SW
8	0.70	N 165 62 SW 83SW
9	0.95	N 162 56 SW 85 SE
10	0.90	N 150 52 SW 35 SW
11	0.40	N 158 60 SW 60 NW
12	3.75	N 158 56 SW 82 SW
13	1	N 167 69 SW 85 SW
14	2.40	N 160 53 SW 80 SW
15	1.20	N 158 51 SW 87 SW
16	0.68	N 158 48 SW 85 SW
17	1.52	N 158 48 SW 85 SW
18	0.55	N 175 70 SW 87 SW
19	1.35	N 150 38 SW 77 SW
20	2.54	N 148 40 SW 78 SW

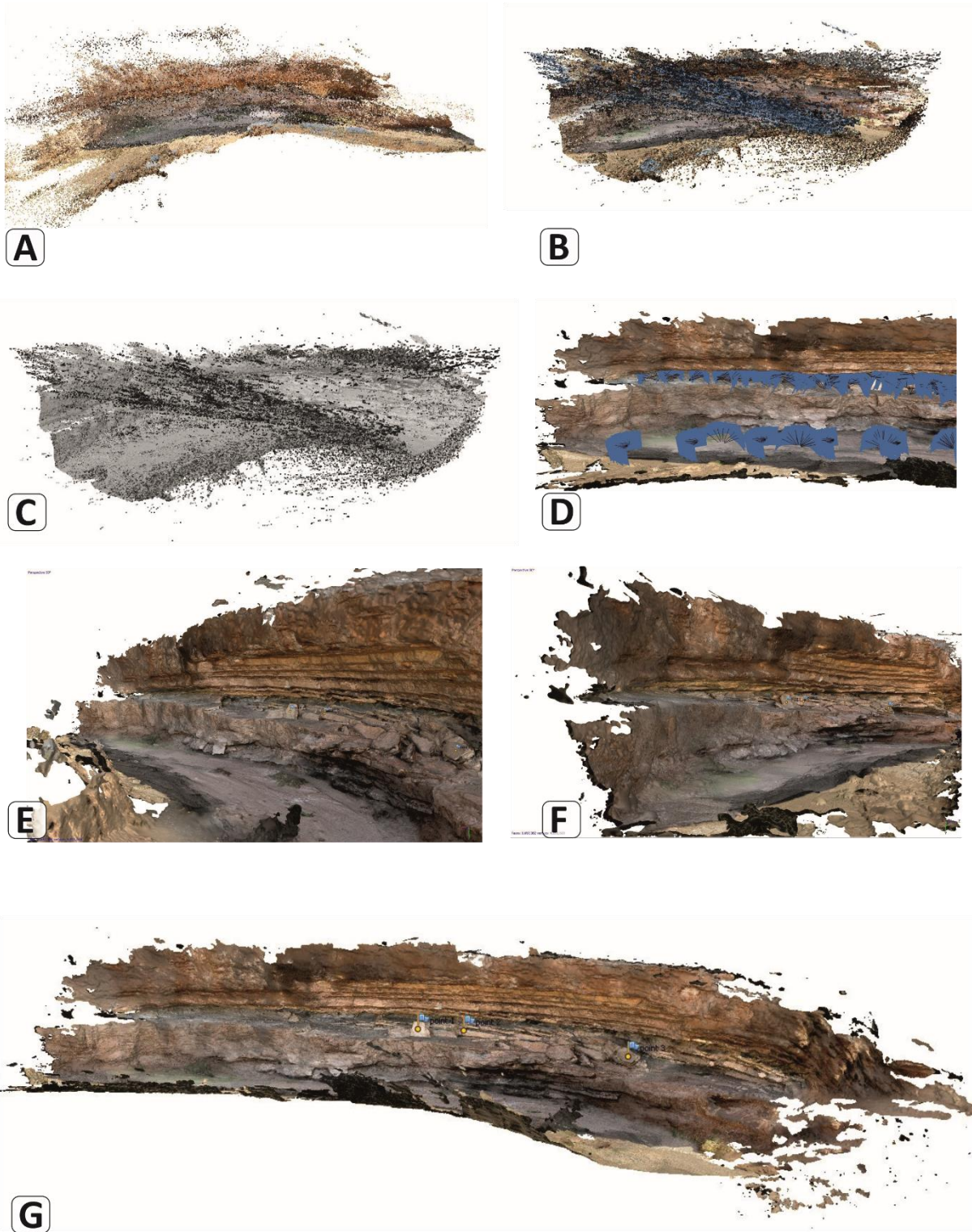


Figure 93: A : Alignement des photos qui permet de calibrer le modèle à l'état initial et de déterminer la corrélation entre l'image et le lot des photos . B & C : Nuage de points dense, cette l'étape suivante permet de construire le nuage des points denses, le nuage final sur lequel le travail doit se compléter afin d'obtenir un maillage et une texture. D, E & F : Génération du maillage et texture qui permet de de générer un maillage triangulaire qui va relier les points entre eux afin de fournir un modèle plein

Les BPV observés sont continus classés en BPV sub-horizontales et BPV obliques ou bien on peut parler sur de veines en fente de tension dans la même direction de la contrainte maximale. Ces résultats confirment que la formation de BPV était simultanée à la phase compressive affectant la zone d'étude. Les orientations des BPV sont toutes aux alentours de N150 à N175 / 70 à 80 SW, l'intégralité de leurs mesures est détaillée dans le tableau 3. Une faille décrochante inverse a été identifiée avec des orientations N 30 à N 50 et des pendages sub verticaux. Les données discutées ci-dessus sont illustrées dans le tableau 3 et les figures 54 et 85.

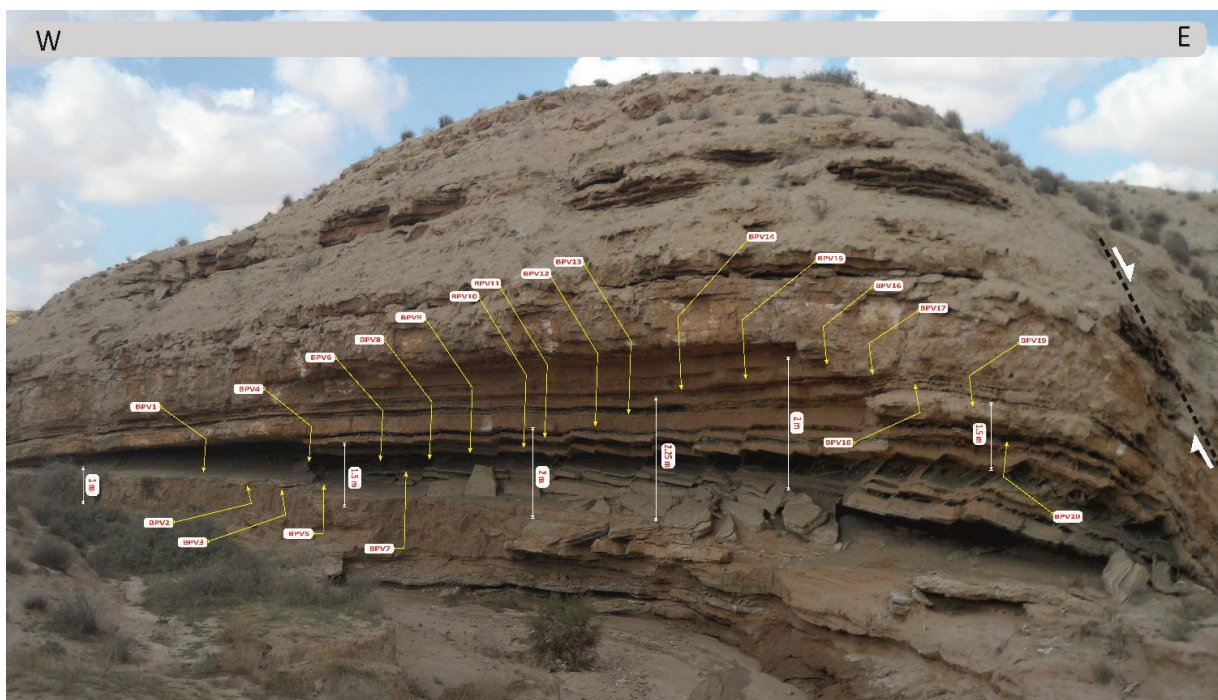


Figure 94: L'affleurement du site à modéliser dans le canyon de Oued Khanguet Amor, Chaîne nord des chotts, Sud-Est de la Tunisie.

L'approche de la photogrammétrie a été appliquée sur un affleurement spectaculaire au niveau d'oued Khanguet Amor, où le niveau de BPV est identifiable à l'affleurement et accessible pour faire les différentes mesures de pendage, d'épaisseur et d'orientation des fibres. L'acquisition des données a été faite d'une manière précise et structurée en prenant les différentes vues de l'affleurement pour garantir une bonne résolution et pour enregistrer le maximum de détails, qui assurent un temps de calcul rapide et efficace et un modèle 3D le plus proche de la réalité. L'analyse structurale à partir des données photogrammétriques nécessite toujours la mesure des azimuts et des pendages de plans de la fracture avec une boussole du terrain pour avoir des valeurs de référence. De plus, une analyse de la géologie

du site étudié est évidemment indispensable vu que certaines fractures étaient difficilement identifiables sur un nuage de points.

Le modèle de photogrammétrie du terrain permet de caractériser et d'analyser la distribution de BPV du gypse dans la formation du le canyon d'oued Khanguet Amor en 2D et 3D, ainsi que de distinguer les BPV continus, les BPV discontinus et les autres fractures telles que les failles décrochantes inverses, le pendage du niveau de BPV et l'orientation des fibres du gypse sont primordiales afin de mettre en valeur le rapport entre la croissance des fibres du gypse et la contrainte tectonique maximale affectant la structure anticlinale au moment de la génération et la croissance des fibres. Les BPV de gypse observés dans ce modèle peuvent servir pour l'interprétation, les mesures et l'analyse de la fracturation hydraulique naturelle afin d'appréhender la fréquence des ces fractures sur plusieurs dizaines de mètres ainsi que leur répartition spatiale. De plus, la longueur et l'extension maximale des BPV ont pu être justifiées et étudiées à l'aide de ce modèle 3D ; les BPV continus ayant des dimensions décamétriques et les BPV discontinus ayant des dimensions centimétriques à métriques. Toutes les données de longueur/épaisseur ont été détaillées dans le tableau ci-dessous.

Des contraintes perdurent sur le terrain en particulier sur la mise en place et la gestion des cibles sur des parois verticales. Il apparaît parfois difficile de positionner ces cibles à plusieurs mètres de haut : la surabondance des cibles peut pallier ce problème en réduisant leur nombre et en positionnant moins régulièrement en hauteur. Le rapport entre la hauteur des parois et la largeur du canyon est aussi contraignant quand il est important : le manque de recul entraîne des visées tangentes sur les cibles ce qui est à éviter au maximum. Si cela n'est pas possible, la qualité des résultats est largement dégradée. Des améliorations sont envisageables sur le matériel avec par exemple l'enregistrement des données pour éviter les erreurs de transcription ainsi que l'utilisation d'un récepteur GNSS permettant des positionnements centimétriques. L'analyse structurale à partir des données photogrammétriques géoréférencées avec la méthode mise en place (boussole, distomètre avec inclinomètre sur trépied avec rotule graduée, récepteur GNSS de randonnée) nécessite toujours de mesurer des azimuts et pendages des plans des fractures avec une boussole et un clinomètre sur le terrain pour avoir des valeurs de référence. De plus, une analyse de la géologie du site sur le terrain est toujours indispensable.

4. Discussions

Cette étude a montré que les BPV sont fréquemment observés au sein de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. Ils sont surtout présents dans la partie basale de la Formation et présentent des cristaux fibreux de gypse et d'anhydrite. L'évaluation de la variabilité de la composition chimique des BPV est un paramètre clé pour comprendre l'origine du fluide responsable de leur formation. Dans ce contexte, des études antérieures ont démontré le rôle de la génération des fluides par des réactions chimiques entre autres la génération d'hydrocarbures (Rodrigues et al., 2009 ; Cobbold et al., 2013 ; Zanella et al. 2015a, 2015b) ou les transformations minéralogiques (Sherman et al., 1972 ; Machel, 1985 ; Gustavson et al., 1994 ; El Tabakh et al., 1998 ; Philipp, 2008). Dans la zone d'étude, aucun témoin de la matière organique n'est présent. Les roches sédimentaires formant la Formation de Bouhedma sont essentiellement constituées d'une alternance argilo-gypseuse avec l'intercalation des bancs carbonatés dans l'unité basale de la formation Bouhedma qui devient de plus en plus sablo-argileuse vers la partie sommitale. En se basant sur cette séquence sédimentologique, la production et la surpression de fluides semblent être relatives aux mécanismes de transformation minéralogique de gypse en anhydrite (déshydratation/hydratation). Cette explication trouve sa justification dans de nombreuses études précédemment publiées portant sur les veines de gypse (Shearman et al., 1972 ; Machel, 1985 ; Gustavson et al., 1994 ; El Tabakh et al., 1998 ; Cosgrove, 2001 ; Ahmadi, 2006 ; Philipp, 2008 ; Akrouf et al., 2011a ; Cobbold et al., 2013 ; Rustichelli et al., 2016 ; Adouani et al., 2019 ; De Toffoli et al., 2020).

Dans un tel contexte, des réactions déshydratation/ hydratation entre le gypse et l'anhydrite peuvent se produire en raison de contexte géodynamique du bassin, puis lors de la déformation des sédiments. En raison de la très faible perméabilité du gypse, des marnes et des mudstones, le fluide inertiel contenu dans les strates est piégé et donc localisé à l'intérieur ou aux limites des niveaux de gypse (Fig. 87). Par conséquent et en raison de sa composition Sablo-argileuse, aucun niveau BPV n'est observé dans la partie supérieure de la Formation de Bouhedma alors que des veines obliques sont détectées avec une épaisseur millimétrique dans cette partie (Fig.87).

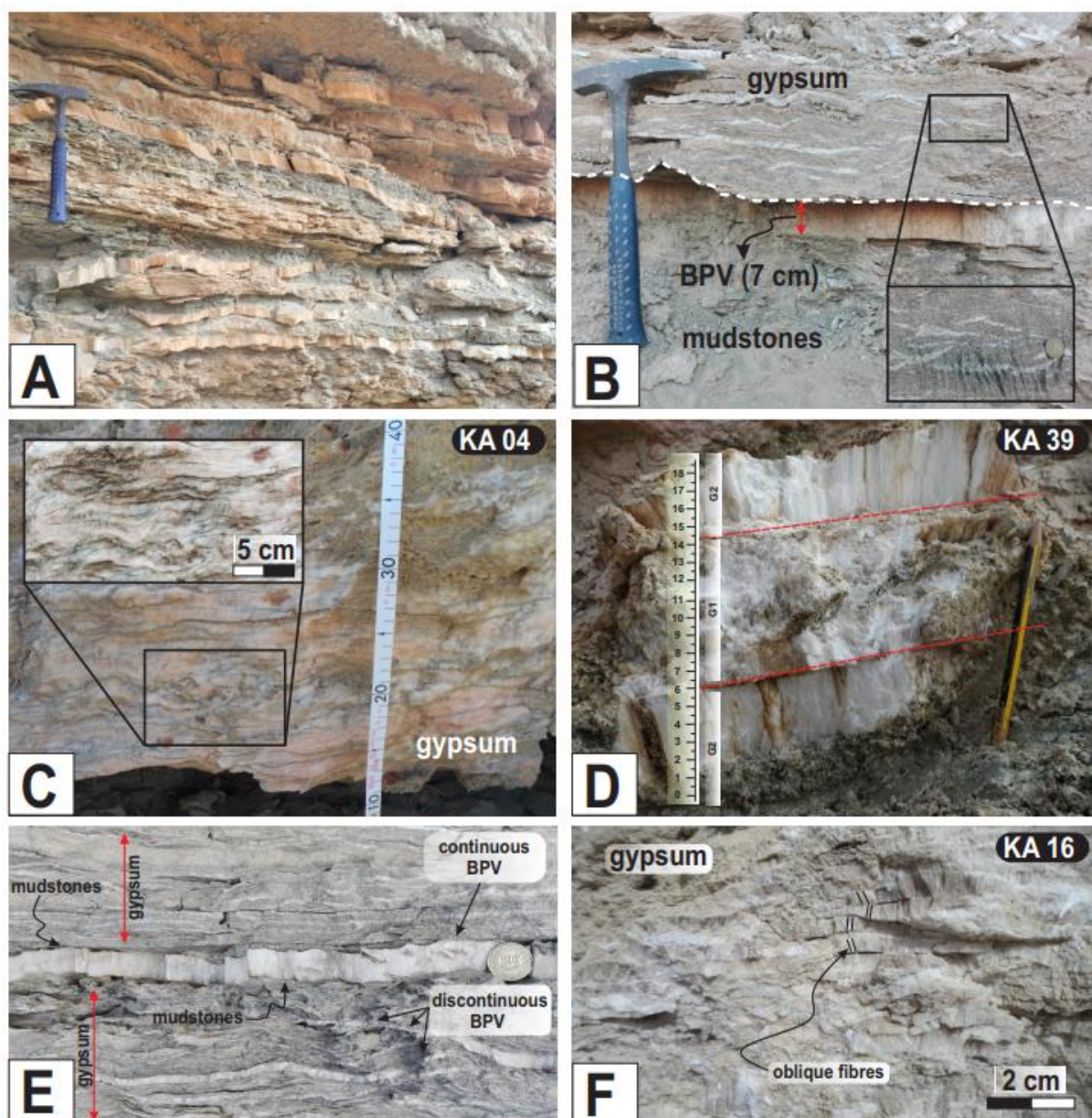


Figure 95: Photographies de la distribution des BPV dans la formation de Bouhedma (A) Veines continues parallèles au litage dans la formation de Bouhedma. (B) Veines discontinues dans les couches de gypse. (C) Réseau très dense du VBP dans les couches de gypse. (D) Exemple de VBP continue développée au sein de mudstones. G1 : première génération & G2 : deuxième génération. Les lignes rouges marquent les limites entre les deux générations. (E) BPV continu dans une couche de gypse. (F) Réseau dense de veines de fibres de gypse.

Il est souvent admis que les veines antitaxiales peuvent offrir un bon potentiel pour déduire les déformations et comprendre les histoires cinématiques de l'ouverture et la déformation des veines (Ellis, 1986 ; Spencer, 1991 ; Fisher et Brantley, 1992 ; Jessell et al. et al., 1994 ; Passchier et Trouw, 1996 ; Stowell et al., 1999 ; Bons, 2000 ; Means et Li, 2001 ; Andreani et al., 2004 ; Bons et Montenari, 2005 ; Bons et al., 2012). Les cristaux fibreux, dont il est suggéré qu'ils sont contrôlés par les déplacements, ont été fréquemment utilisés pour

reconstruire les trajectoires d'ouverture des veines, c'est-à-dire la croissance et le développement des veines, en réponse au mouvement relatif de la paroi de la roche encaissante. Cependant, les fibres cristallines ne suivent pas nécessairement les déplacements pendant la croissance de la veine dans tous les cas, particulièrement pour les veines qui ont été formées à la suite d'une succession des événements de crack-seal (Cox et Etheridge, 1983 ; Gaviglio, 1986 ; Cox, 1987 ; Williams et Urai, 1989 ; Urai et al., 1991 ; Koehn et Passchier, 2000). Les observations et l'analyse de l'orientation des fibres de BPV permettent de déduire la direction de raccourcissement et confirment l'hypothèse souvent discutée admettant que les fibres permettent d'enregistrer et de suivre l'ouverture de la veine et la déformation de la roche encaissante.

Les fibres sont obliques par rapport aux parois des veines, suggérant que les veines de gypse fibreux dans la formation Bouhedma se sont formées suite à une contrainte compressive. Le sens de la contrainte compressive peut être déduit des relations spatiales entre les fibres obliques et les parois des veines. Les fibres obliques dans les veines de gypse peuvent donc être utilisées comme un indicateur de sens de cisaillement. La présence des gypses fibreux dans le plan d'une faille normale ne signifie pas que le remplissage fibreux n'est pas le résultat d'un régime extensif, mais par contre il est le résultat d'une réactivation des failles et/ ou fractures préexistantes qui ont été ensuite remplies par de gypse fibreux. Les preuves de cette interprétation résident dans le fait que les fibres de gypse sont généralement orientées de la même manière que la marche de la veine, indiquant que les fibres se sont développées en même temps dans tous les segments des veines, y compris les marches.

Des informations supplémentaires sur le mécanisme et la direction de l'ouverture d'une veine peuvent être déduites par des inclusions solides de la roche encaissante ou des phases minérales qui se sont développées simultanément au cours de la croissance de la veine (Ramsay, 1980 ; Cox et Etheridge, 1983 ; Hilgers et Urai, 2002, 2005). Les veines parallèles au lit analysées dans cette étude contiennent de fréquentes bandes d'inclusion de la roche hôte parallèles aux parois des veines. On a proposé que ces réseaux linéaires se forment en raison du mécanisme de crack-seal (Ramsay, 1980), où les inclusions de la roche hôte parallèles aux parois indiquent que l'ouverture s'est produite parallèlement à la paroi de la fracture. Les inclusions seraient piégées à la suite d'une perte d'adhérence entre la veine et la roche encaissante (Hilgers et Urai, 2002).

Les évidences de la tectonique compressive au niveau de la structure anticlinale sont souvent observées, où les veines de gypse empreinte la direction de contrainte compressive ; (i) des failles inverses qui ont affecté le niveau de BPV sont très abondantes sur le deux flancs de la structure anticlinale (Fig88.A-B), (ii) D'autres BPV qui sont observés montrent des structures plissées en réponse à une contrainte tectonique horizontale parallèle aux couches (Fig88.E-F), (ii) la forme sigmoïdale des fibres, les structures en échelons avec des fragments de la roche encaissante dans la zone médiane et la zone fibreuse sont souvent identifiées (Fig88.C-D). Toutes ces indications confirment que la compression tectonique latérale joue un rôle important dans la formation des veines de gypse dans les argiles de la formation Bouhedma.

Les observations de terrain, l'analyse et le traitement des mesures de failles, joints, et orientation des fibres et l'analyse pétrographique des BPV confirment une direction de raccourcissement en commun entre les failles majeures et l'orientation des fibres de gypse. Cette contrainte est conforme à la direction de plissement de l'anticlinale de Zemlet El Beidha au cours du Cénozoïque (Zargouni, 1984 ; Ben Ferjani et al, 1990 ; Buroillet, 1991 ; Louhaïchi et Tlig, 1993 ; Hlaim, 1999 ; Bouaziz et al., 2002 ; Ahmadi, 2006 ; Ouali, 2007 ; Gharbi, 2013 ; Gharbi et al., 2013 ; Ahmadi et al., 2019 ; Khalfi et al., 2019 ; Haji et al., 2020 ; Abdelkader et al., 2020). Les études tectoniques et microtectoniques des réseaux de fracturations qui affectent les séries du Crétacé inférieur dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha ont montré une direction de raccourcissement régionale de l'ordre de N155 à N170 pour les fractures tectoniques et hydrauliques observées le long de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha (Figs.89 - 90) ; une direction indiquée également par les études antérieures.

L'étude microtectonique des veines de gypse fibreux dans la formation Bouhedma, au niveau de différents sites au sein de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha, a montré une variation spatio-temporelle des azimuts de l'orientation des fibres de BPV. Cette variation est observée à l'échelle d'une station comme à l'échelle d'un site. Les azimuts rencontrés dans les sites étudiés sont, majoritairement de direction NW-SE (Figs.89- 90). Les fibres de gypse affichent, alors, la même direction que les failles et les fractures affectant la zone d'étude. Donc, on peut conclure que la mise en place de veines de gypses est synchrone à la phase compressive Atlasique responsable de la formation des structures anticlinales dans la Tunisie et plus précisément au niveau de notre zone d'étude de Zemlet El Beidha. Les observations

péetrographiques des fibres de BPV montrent plus qu'une phase de croissance. Ces veines, alors, ont été initiées à partir du Miocène jusqu'à la phase compressive Post-villafranchienne et elles ont continué le développement en réponse à la contrainte compressive par la croissance antitaxiale des fibres et la déformation des fibres donnant des structures sigmoïdales et d'autres en échelon.

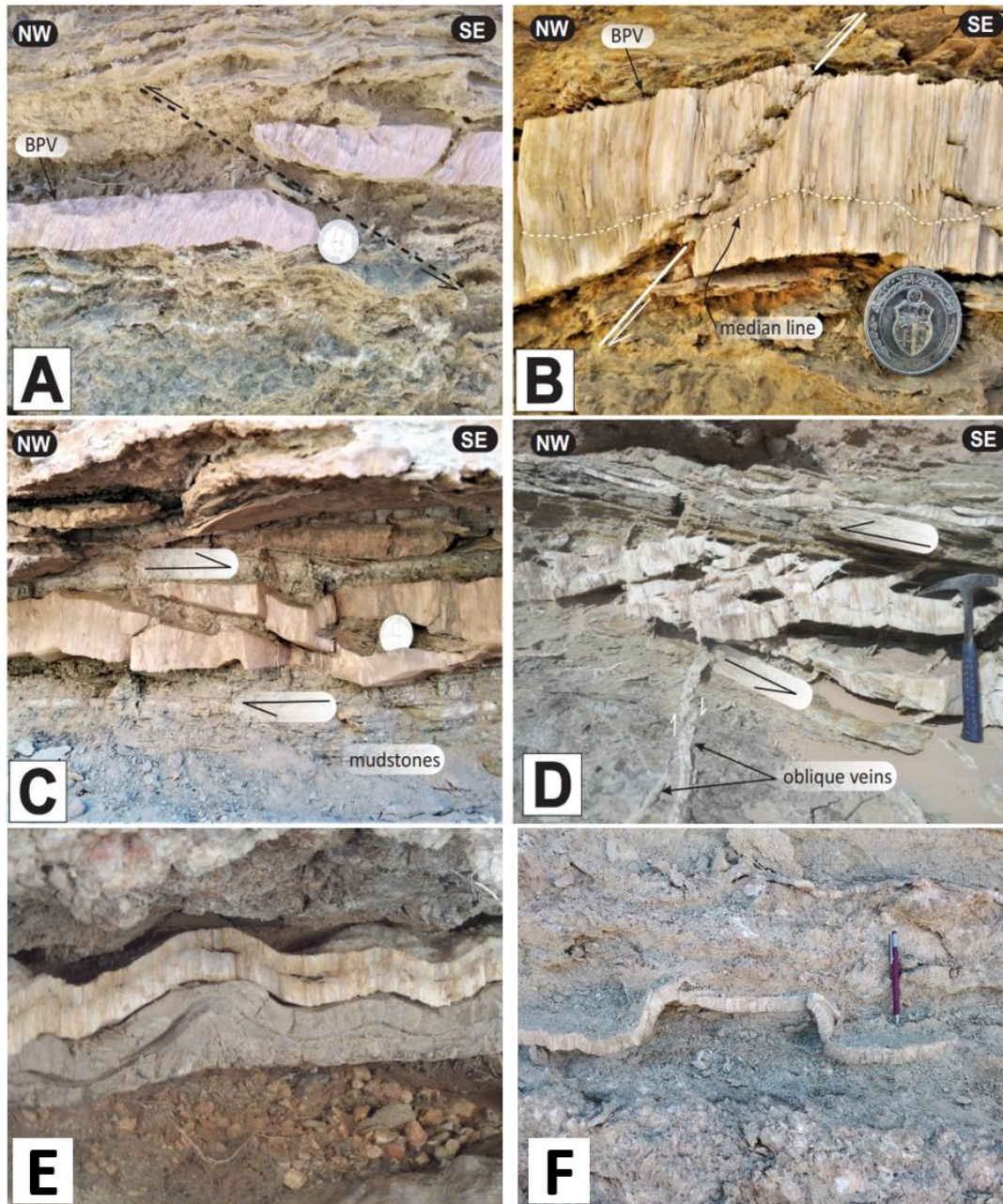


Figure 96 : Les évidence de raccourcissement dans le BPV. (A) Faille inverse affectant le niveau de BPV au niveau du flanc sud de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. (B) Faille inverse affectant niveau de BPV au niveau du flanc nord de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. (C) Structure en échelon enregistrée au niveau du flanc nord de la structure anticlinale indiquant une direction de raccourcissement NW-SE. (D) Structure en échelon enregistrée au niveau du flanc sud de la structure anticlinale indiquant une direction de raccourcissement NW-SE. (E) & (F) Niveaux de BPV plissés ; exemples types de l'effet de la contrainte compressive latérale.

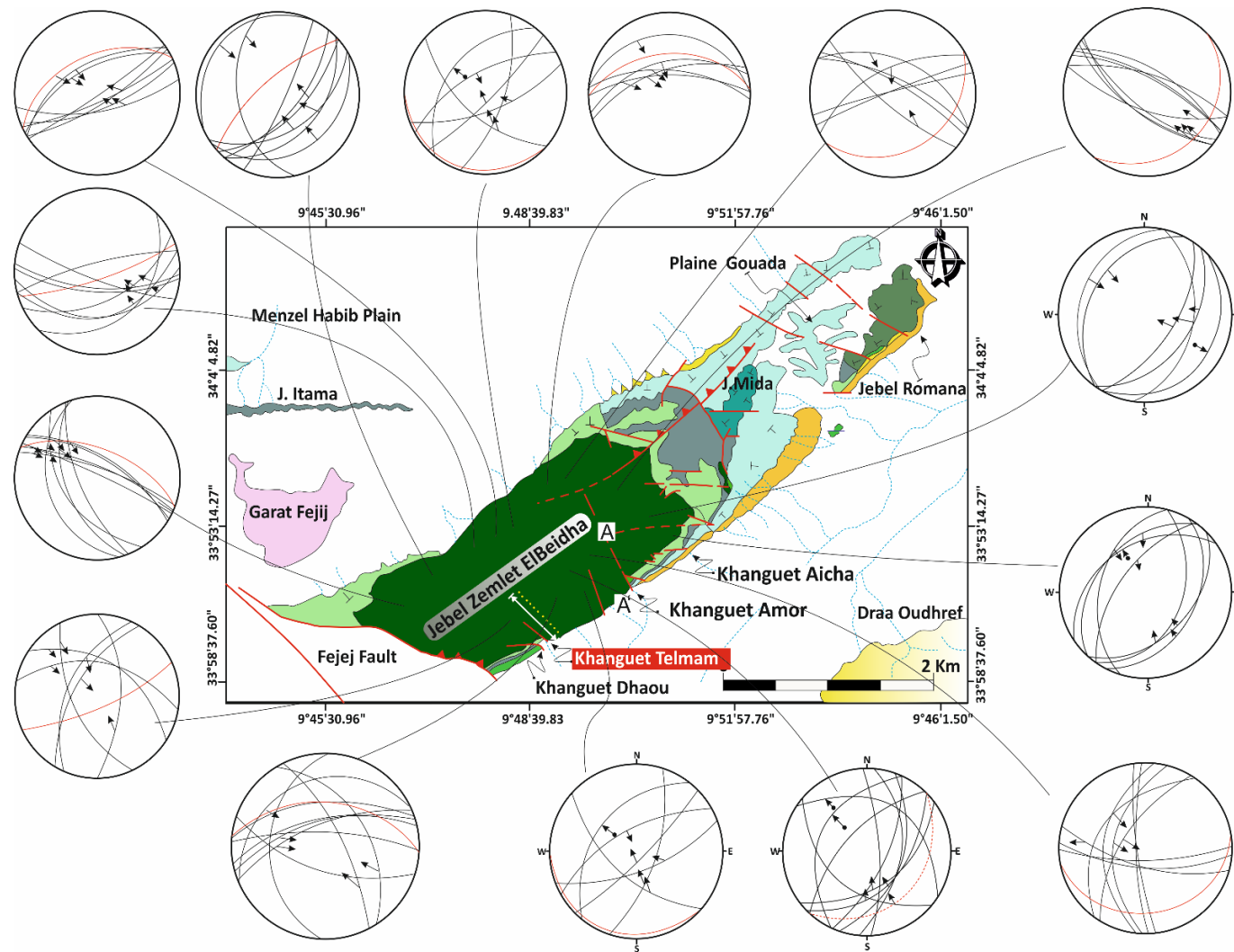


Figure 97 : Synthèse des résultats des projections stéréographiques des failles et joints rencontrés le long de colonne lithostratigraphique effectuée dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha.

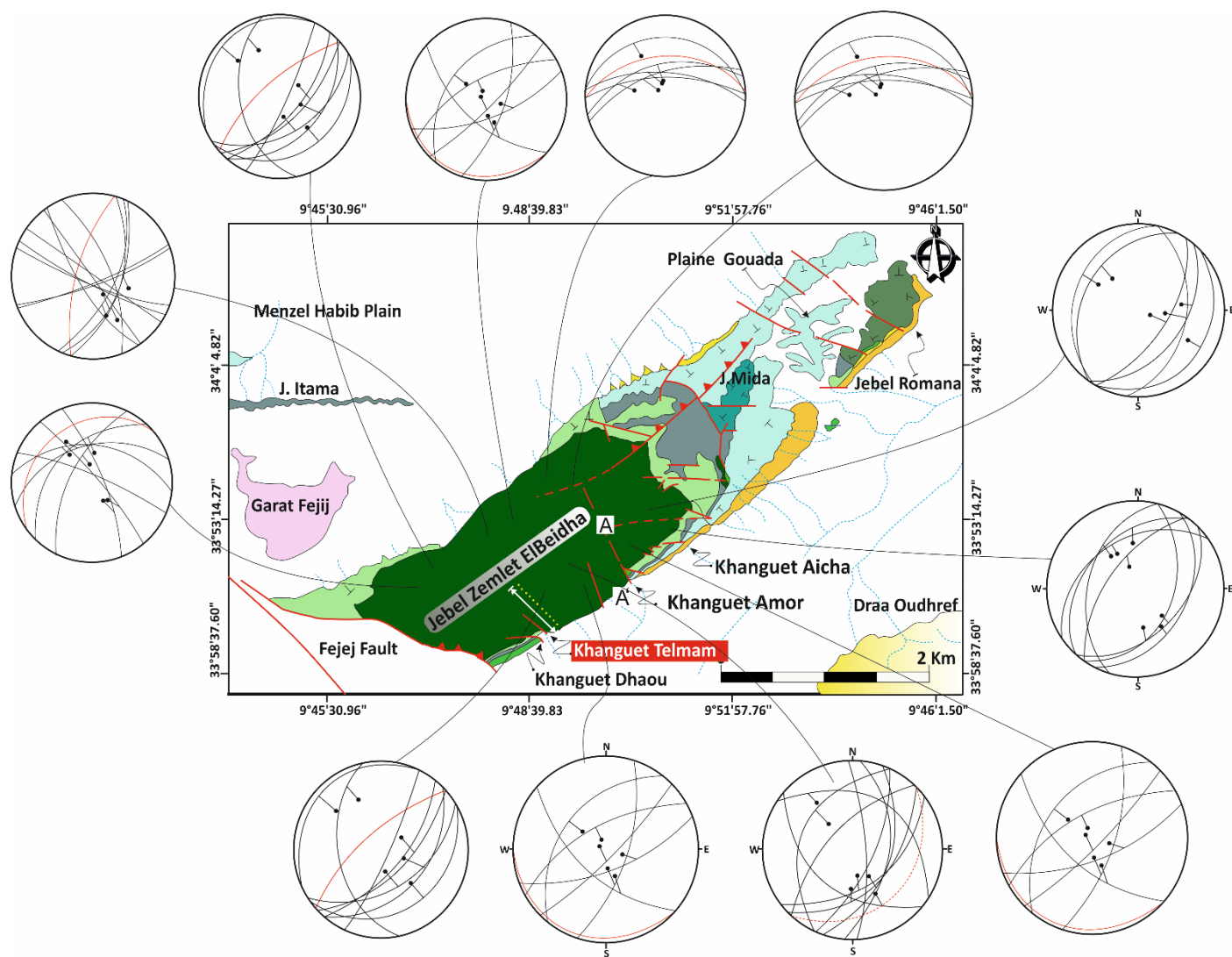


Figure 98 : Synthèse des résultats des projections stéréographiques de l'orientation des fibres gypseuses rencontrées le long de colonne lithostratigraphique effectuée dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha.

Pour comprendre le scénario de la déformation des séries sédimentaires observées sur terrain, un modèle a été proposé :

1- initialement ; les strates ont été déposées horizontalement par rapport au substratum. Dès que la tectonique devient active, un premier régime tectonique à contraintes compressives parallèlement aux couches a pris naissance conduisant à la création de toutes les structures cassantes, généralement associées aux zones du cisaillement simple. Ces fractures peuvent être associées à un système de fentes en échelon, des veines horizontales (BPVgypseux), ou à un système conjugué de type Riedel des ensembles conjugués des joints des cisaillements (Fig. 91).

2- Au cours de la première phase de pliage, le raccourcissement parallèle aux couches permet la création des veines de forme sigmoïdale sur les deux flancs de plis en raison d'un simple cisaillement local.

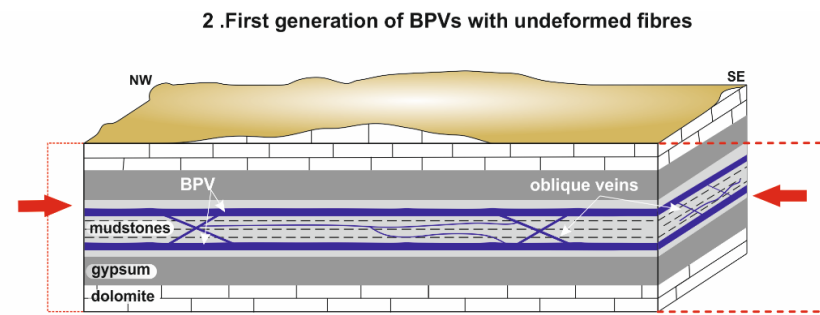
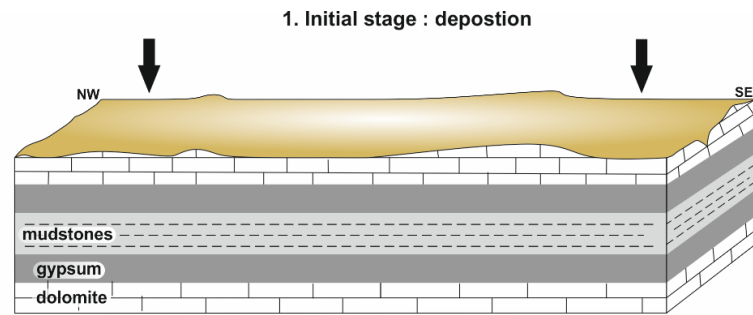
3- Au moment de la croissance des plis, d'autres structures ont pris place à savoir :

- Les zones d'extrados, en allongement, sont découpées par des demi-fentes de traction et par des failles normales limitant des grabens allongés parallèlement à l'axe des plis
- Dans la zone d'intrados, en raccourcissement ; se forment souvent des stylolithes, associés à des fentes de traction parallèles à la surface plissée (Fig. 91). Ces fractures (micro ou macro fractures) constituent donc des chemins pour l'épuisement de la surpression au niveau des couches plissées. On peut dire qu'au niveau de ces stades, la surpression commence à décroître. Dès que les strates sont en affleurement, la pression décroît progressivement à la normale. En cas où la compression serait encore active, les BPVs et les veines devineraient plissés.

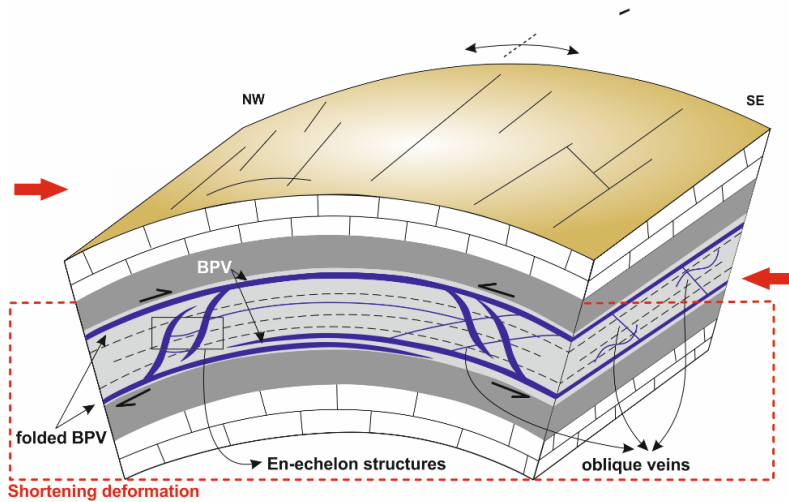
Cette étude a permis de mettre en évidence, l'existence de plusieurs autres phases des surpressions historiques en alternance avec des phases de dissipation ou de dépressurisation. Ces évènements successifs expliqués par le modèle conceptuel proposé décrivent l'évolution de la pression interstitielle en fonction du temps géologique pour cet intervalle. Ce modèle permet de déterminer, à chaque étape, la ou les cause(s) impliquée(s) dans la génération de la surpression et, à moindre certitude, le temps nécessaire pour la dissipation de cette surpression (Fig.91)

Cette étude montre que les veines parallèles à la stratification BPV, sont abondantes et clairement observées dans la Formation de Bouhedma au niveau de l'anticlinal de Zemlet El Beidha (chaîne des Chotts du Nord - Sud de la Tunisie. Les BPV ne sont pas distribuées au hasard dans les roches sédimentaires. Ils sont surtout présents dans la partie inférieure de la Formation et ils sont principalement localisés aux dans le mudstones, gypse ou bien à la limite gypse/mudstones. Les BPV affectent l'ensemble de la ZBAS démontrant la grande continuité de la propagation des BPV. Les discontinuités sédimentaires, alors, jouent un rôle majeur sur la formation de plans de faiblesse qui facilitent la formation et la propagation des BPV.

La transformation minéralogique de gypse en anhydrite(déshydratation/hydratation) au cours de l'enfouissement puis de l'exhumation de la formation Bouhedma, est capable de générer de la surpression de fluide et la minéralisation et la croissance antitaxiale des veines fibreuses. En effet, les fibres de BPV sont souvent fortement déformées et présentent des structures sigmoïdes et 'en-échelon', indiquant une déformation pendant la croissance de la fibre. Ces transformations ont conduit à une surpression de fluides dans les roches très peu perméables amplifiée par le raccourcissement du bassin. En conséquence, les VBP sont principalement formés par une combinaison de plusieurs mécanismes comme la fracturation hydraulique naturelle et les contraintes tectoniques de la formation de Bouhedma. A la base de ces observations, le traitement des mesures effectuées et l'analyse pétrographique de gypse fibreux, ont montré que les BPV ont été développées selon une succession de plusieurs étapes du Miocène au Villafranchien.



3. Shortening during Miocene: generation of BPVs with curved fibres, 'en-échelon' structures, filled fractures, folds and faults.



4. Folding during post-Villanfranchian : generation of BPVs with curved fibres and oblique filled fractures cross-cutting the first stage.

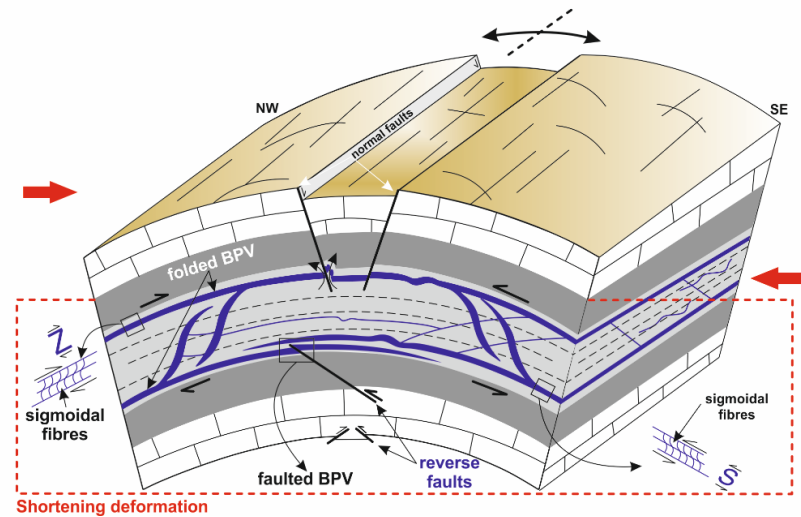


Figure 99: Modèle synthétique de la génération de BPV dans la zone d'étude. 1. Stade initial du dépôt de Fm. Bouhedma. 2. L'enfouissement avant la phase compressive Miocène : génération de BPV continus et discontinus, avec des fibres droites et non déformées à l'intérieur du mudstones ou à l'interface gypse /mudstones 3. Raccourcissement pendant la phase compressive Miocène : génération de VBP avec des fibres « en échelon » fractures remplies, plis et failles. 4. Raccourcissement pendant la phase post-Villafranchien : génération de VBP avec des fibres sigmoïdales et des fractures obliques remplies qui recoupent le premier stade.

Chapitre 6 :

Pétrographie, composition des BPV

I. Introduction

Les veines minérales sont largement présentes dans les différents bassins sédimentaires et les ceintures orogéniques (Cobbold et al., 2013 ; Li et al., 2013a), l'étude de ces structures jouent un rôle indispensable dans l'analyse des processus géologiques par un examen détaillé de leur forme, leur orientation et leurs microstructures qui permet d'enregistrer des informations sur le champ des paléo-contraintes et indique les processus de déformation dans les roches (Durney and Ramsay, 1973 ; Ramsay et Huber, 1983 ; Bons et al., 2012 ; Cobbold et al., 2013). Certains paramètres, tels que la composition des fluides, température et pression, peuvent être, également, interprétés par l'analyse des inclusions fluides. Les BPV sont, parmi les structures les plus recherchées vu qu'elles sont couramment utilisées pour suivre les trajectoires de l'ouverture des veines (Durney et Ramsay, 1973 ; Casey et al., 1983 ; Ramsay et Huber, 1983 ; Passchier et Urai, 1988 ; Spencer, 1991).

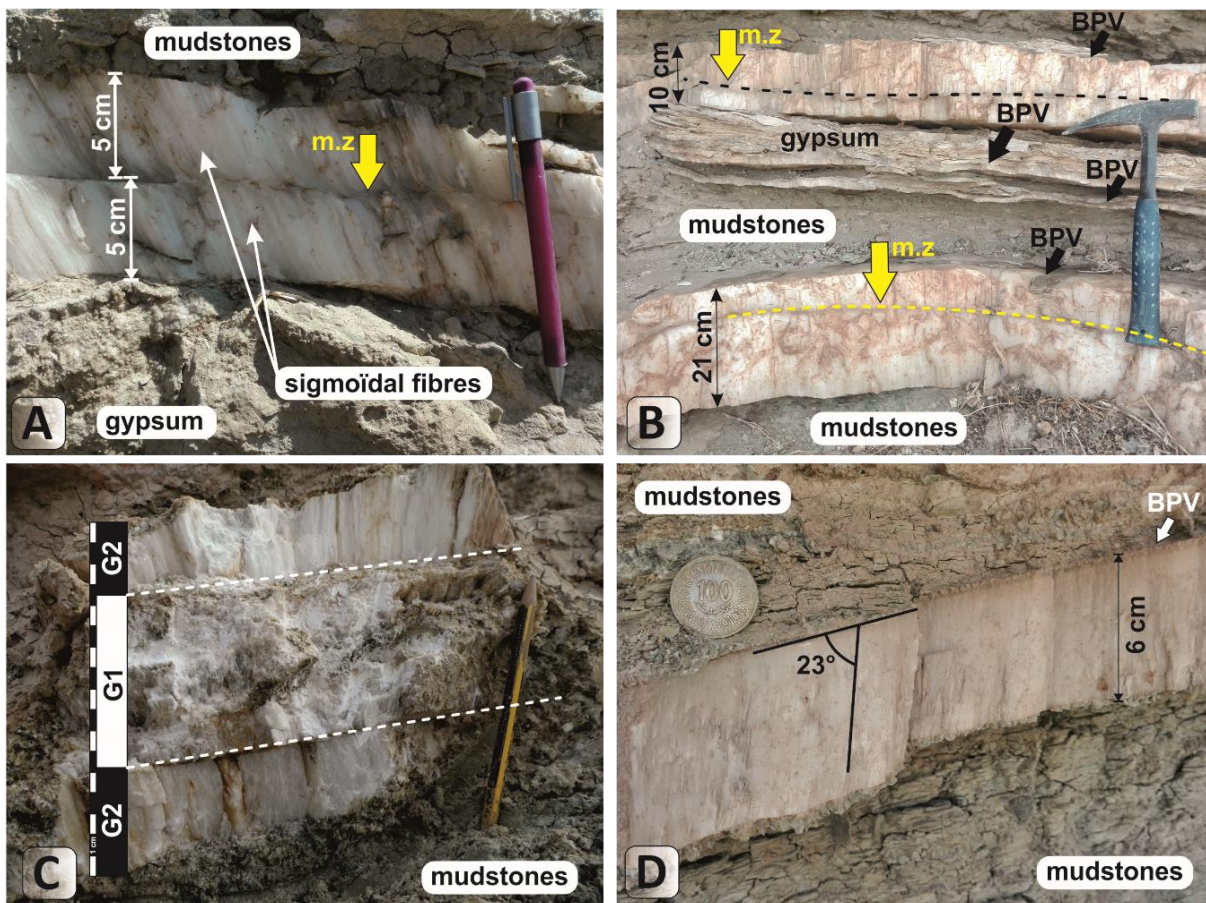


Figure 100: Caractéristiques pétrographiques des veines du gypse fibreux. **A :** BPV de gypse parallèles à la strate de couche. Les fibres du BPV de gypse sont rectilignes et inclinées par rapport aux parois de la veine. **B :** zones médianes des BPV du gypse fibreux. **C :** un niveau de BPV de 18 cm qui comportent deux générations de cristallisation séparées par la ligne blanche. **D :** BPV du gypse avec des fibres verticales fortement inclinées de 23° par rapport à la paroi de la veine, avec l'absence de la zone médiane et des fibres sur toute la BPV du gypse.

Néanmoins, les structures observées illustrent une fréquente asymétrie d'une même génération de part et d'autre de la zone médiane (Figs.100-101). Il est fréquemment observé au niveau des lames analysées d'un BPV comportant une génération avec une épaisseur bien plus importante d'un côté que de l'autre (Figs. 100-101), une caractéristique aussi commune pour les veins comportant plusieurs générations de BPV de gypse.

Certaines BPV n'ayant pas le même nombre de générations d'un côté à l'autre de la zone médiane. Ces observations démontrent que le BPV n'a pas un modèle unique de formation et de croissance cristalline comme il est déjà mentionné par Rodrigues et al., (2009). Sa morphologie semble bien plus complexe et pourrait être contrôlée par des différences rhéologiques entre les parties supérieure et inférieure de BPV, contrôlant la croissance cristalline ainsi que la réouverture de la fracture lors de la cristallisation d'éventuelles générations postérieures.

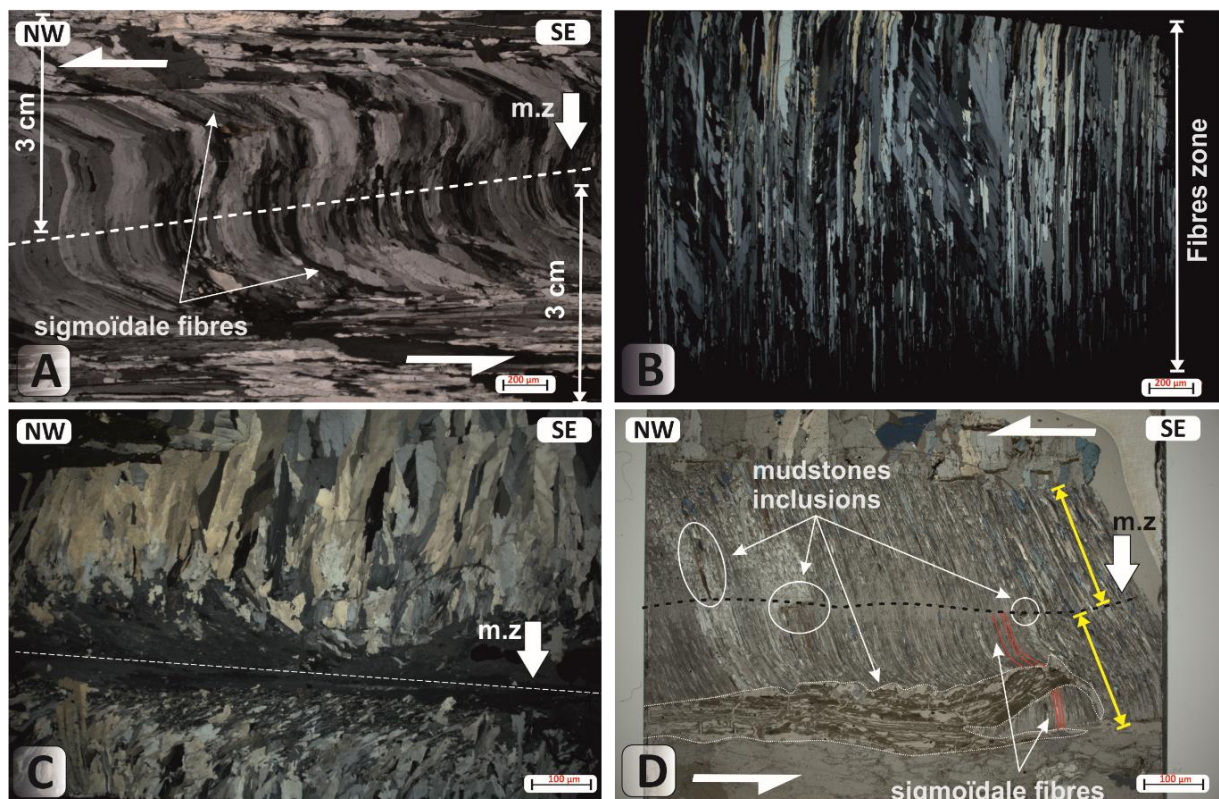


Figure 101 : **A** : BPV de gypse symétrique avec une zone médiane et des fibres qui présentent une forme sigmoïdale. **B** : BPV de gypse avec des fibres perpendiculaires aux parois de la veine, en absence de la zone médiane. **C** : Zone médiane des veines fibreuses, constituée de cristaux en blocs et de multiples fragments de roche hôte. Les fibres de gypse présentent des limites droites et lisses en lumière polarisée. **D** : BPV montrant une zone médiane et une zone fibreuse, avec des fragments de la roche encaissante au niveau de la zone médiane et entre les fibres.

II. Description des BPV de gypse

1- Zone médiane

Toutes les BPV de gypse fibreux contiennent deux parties, la zone médiane et deux zones fibreuses de part et d'autre de celle-ci, ce qui constitue un caractère distinctif des veines fibreuses antitaxiales (Durney et Ramsay, 1973 ; Oliver et Bons, 2001 ; Bons, 2001 ; Bons and Montenari, 2005 ; Bons et al., 2012). La zone médiane de BPV de gypse est généralement située au centre de la veine et approximativement parallèle aux parois de la veine (Figs. 102A-D-G). La zone médiane n'est pas nécessairement située au centre des veines de gypse (Fig. 102B-C). Elle dépend de la différence des taux de croissance des fibres de part et d'autre (Barker et al., 2006). Dans une BPV de gypse, il y a généralement un chevauchement des zones médianes montrant des zones médianes obliques par rapport aux parois de la veine (Fig. 102E-H). Une telle caractéristique est interprétée comme étant formée par la coalescence des BPV en échelon pendant la propagation latérale.

La zone médiane se compose généralement de cristaux de gypse en blocs ou irréguliers, dont la largeur varie entre 50 μm à 2 cm (Fig. 102D-H). Elle est considérée comme le substrat pour la croissance des cristaux fibreux (Bons et Montenari, 2005 ; Bons et al., 2012). Les cristaux du gypse dans la zone médiane sont généralement distribués de manière aléatoire, montrant la caractéristique de veine de tension (Fig. 102E), alors que certains cristaux sont en bloc indiquant par cette distribution orientée subparallèle aux veines (Fig. 102D-E), une composante de cisaillement. De nombreux fragments de la roche de la paroi sont observés dans la zone médiane (Fig. 102B-D-E), qui sont formés, probablement, par « crack-seal » (Oliver et Bons, 2001 ; Bons et Montenari, 2005 ; Meng et al., 2017b). La zone médiane peut, parfois, être caractérisée par une ligne sans cristaux de remplissage (Figs. 102-103).

Tous les types de BPV de gypse documentés à l'anticlinale de Zemlet el Beidha présentent des caractéristiques similaires au microscope. La variété du gypse fibreux est caractérisée par des cristaux parallèles, fibreux à des cristaux en forme de diamant, qui sont incolores en lumière polarisée non analysée (LPNA). En revanche, les cristaux présentent une faible biréfringence (premier ordre) et une extinction directe en lumière polarisée analysée (LPA), une caractéristique typique du gypse pur (Fig. 103).

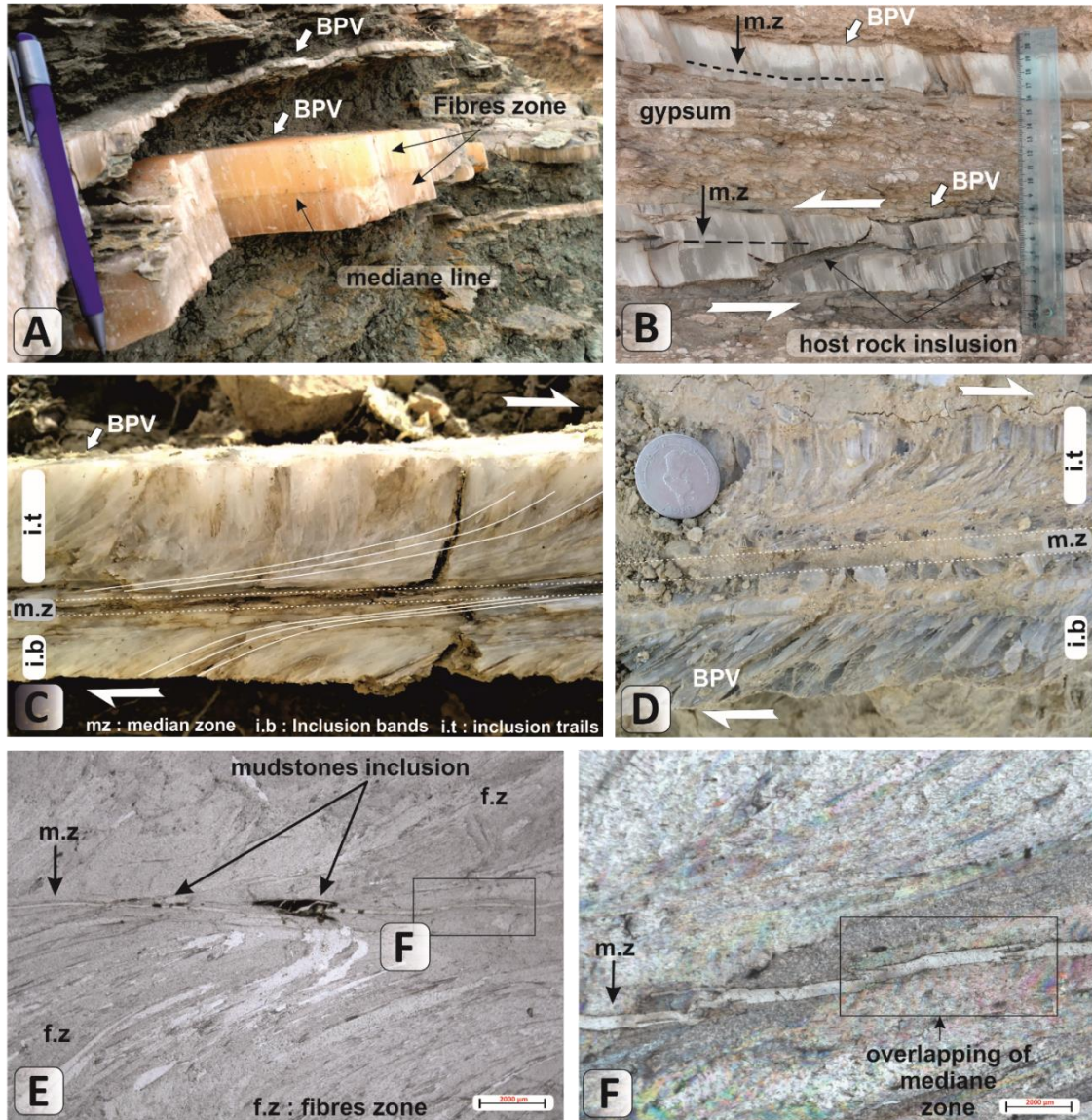


Figure 102: Caractéristiques pétrographiques des BPV. **A :** BPV de gypse, les fibres de gypse sont fortement inclinées par rapport aux parois de la veine. Notez que la zone médiane se trouve au centre de la veine. **B :** BPV de gypse fibreuses dans un baquet de gypse (1m). **C :** Zone médiane d'une veine fibreuse de gypse d'une certaine largeur. Les fibres présentent une forme incurvée avec une plongée accrue vers la paroi de la veine. **D :** Veines de gypse fibreuses montrant la zone médiane et la zone fibreuse. Les cristaux dans la zone médiane montrent une distribution orientée et les fibres de gypse sont courbées, notez que la bande d'inclusion de la roche hôte est parallèle à l'interface entre la zone médiane et la zone fibreuse. **E :** Zone médiane des veines fibreuses de gypse, constituée de cristaux en blocs et de multiples fragments de roche encaissante. **F :** Chevauchement de la zone médiane dans une BPV de gypse fibreuse individuelle.

Les cristaux sont plastiquement courbés à différents degrés par rapport à la paroi de la veine et présentent une continuité optique. Les cristaux courbés présentent de nombreuses surfaces de clivage, le plus souvent perpendiculaires au grand axe des cristaux et elles sont, dans certains cas, parallèles à cet axe. Des preuves de cristaux fibreux brisés ont également

été observées, ainsi que des cristaux ultérieurs qui se sont soit développés à partir de l'axe long des cristaux, soit à partir des surfaces de clivage (Fig.103). Aucune continuité optique n'est identifiée entre les deux ou plusieurs générations de cristaux. Certaines veines ont une suture interne qui est rarement préservée comme une surface irrégulière.

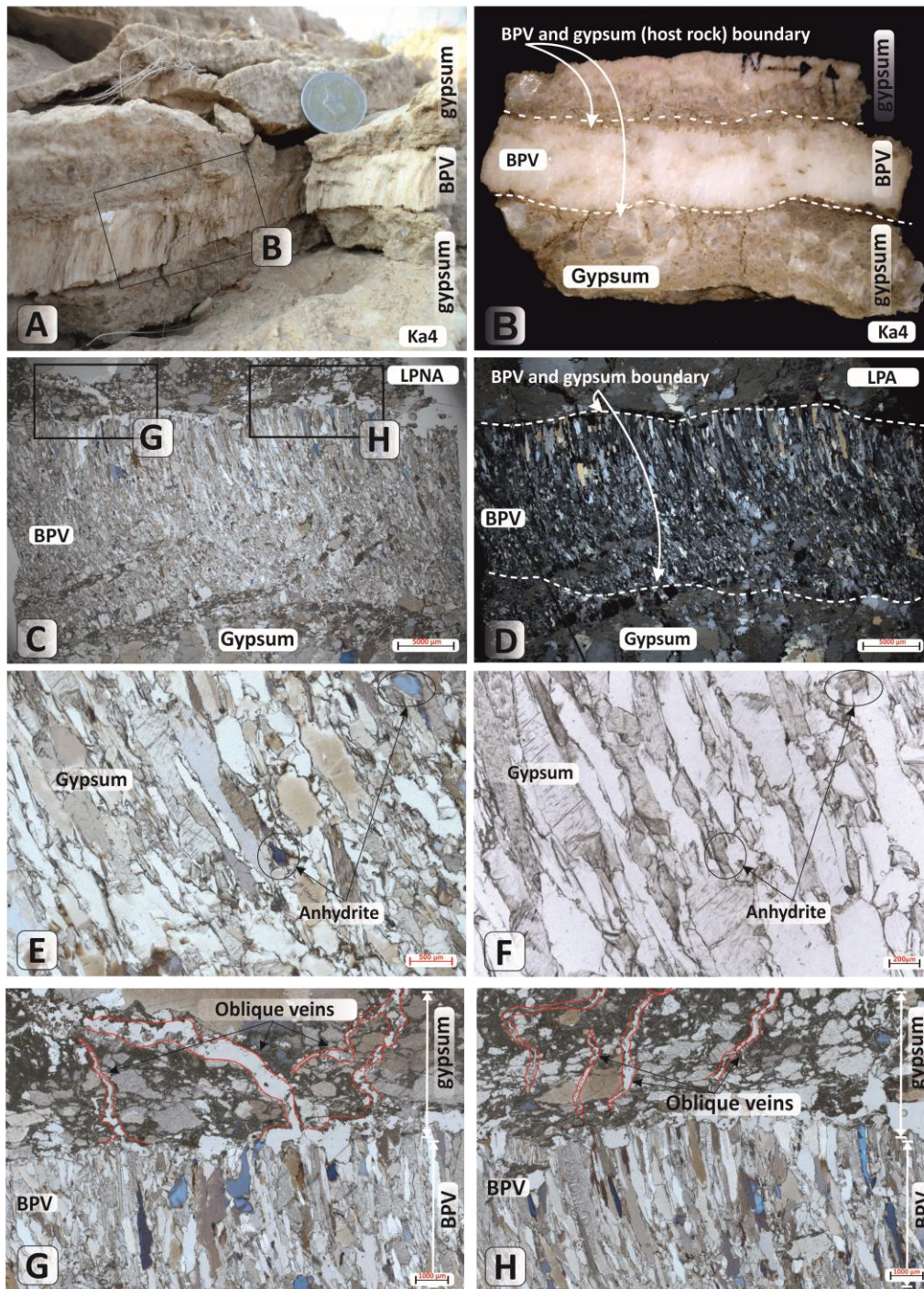


Figure 103: Caractéristiques pétrographique de BPV de gypse. **A&B** : BPV dans un banc de gypse. **C&D** : Observation pétrographique en LPA and LPNA de BPV de gypse, notons que le BPV est sans une zone médiane. **E&F** : Le BPV est composée essentiellement de gypse et un faible pourcentage d'anhydrite. **G&H** : veins oblique reliant le BPV la roche encaissante.

2- Zone fibreuse

Les BPV veines présentent une grande variété de forme, morphologie et épaisseur. Ce dernier allant de quelques millimètres à 54 cm dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha (Figs.104-105). Le BPV de gypse présente généralement une ligne médiane, qui contient des fragments de la roche encaissante (Fig.104F-G, Fig.105). Les cristaux de gypse fibreux sont optiquement continus à travers la ligne médiane et orientés approximativement perpendiculairement à la paroi de la veine (Figs.104-105). Les fibres de gypse, des deux côtés de la zone médiane, montrent principalement une luminescence biréfringente, typique du gypse sous microscope optique.

Les zones fibreuses de la BPV du gypse sont situées de part et d'autre de la zone médiane (Figs.104-105), présentant une différence significative en termes de texture et de morphologie. La zone fibreuse des BPV du gypse est généralement caractérisée par des cristaux fibreux présentant un rapport longueur/largeur élevé (Figs.104-105). La largeur des fibres individuelles est souvent constante dans le sens de la croissance. Typiquement, les fibres de gypse sont droites et forment avec un angle élevé ou sub-perpendiculaire aux parois de la veine (Figs.104-105). Certaines fibres sigmoïdales apparaissent dans les zones fibreuses (Figs.104-105), résultant, probablement, d'un cisaillement (Meng et al., 2017b). Dans la zone fibreuse, les fibres de gypse sont généralement alignées parallèlement avec des limites cristallines lisses (Figs.104-105) (Bons et Montenari, 2005).

L'analyse pétrographique des échantillons de BPV sous LP et/ou LPA, quel que soit au niveau du flanc sud ou du flanc nord de la structure anticlinale de Zemlet el Beidha, indique la même orientation des fibres de gypse, où on observe des fibres sigmoïdes de part et d'autre de la zone médiane dans le cas où le BPV présente une zone médiane. Pour le BPV sans une zone médiane, les fibres sont soit perpendiculaires à la paroi de la veine soit oblique en réponse à une contrainte compressive latérale affectant la roche encaissante. Outre que le gypse la composante majeure de BPV de gypse, ces structures montrent également de faible pourcentage d'anhydrite.

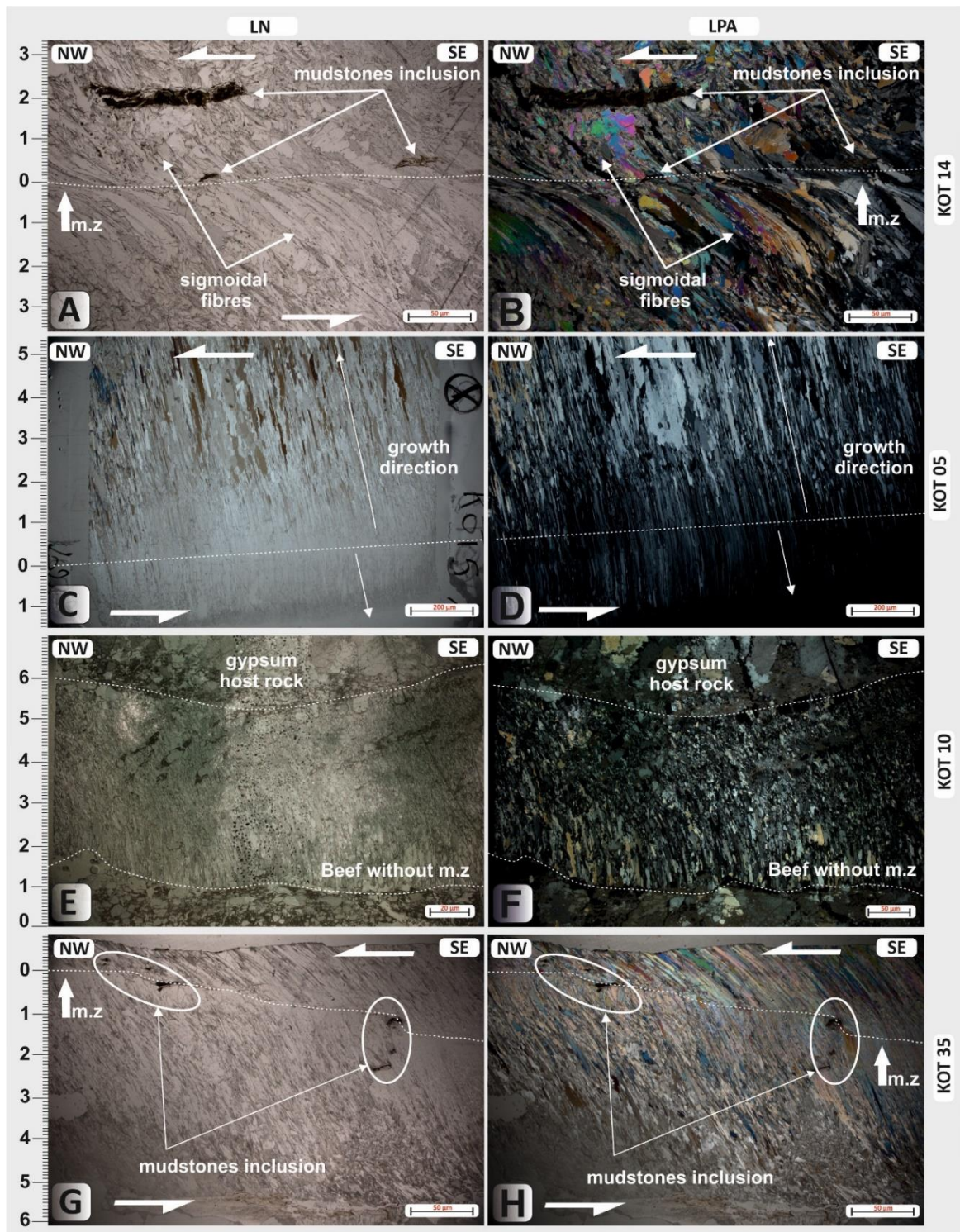


Figure 104 : Caractéristiques pétrographique BPV de gypse en lumière naturelle et en lumière polarisé analysé, les échantillons sélection au niveau du flanc sud de l'anticlinal de Zemlet El Beidha. **A & B :** BPV de gypse avec des fibres sigmoïdes et des inclusions de fragments de la roche encaissante au niveau de la zone médiane et la zone fibreuse. **C & D :** photo de BPV de gypse asymétrique avec la zone médiane vers la partie basale de la veine, les fibres sont légèrement obliques par rapport à la paroi de la veins. **E & F :** photo typique de BPV de gypse sans zone médiane avec de fibres de gypse sur toutes la veins. **G & H :** photo de BPV de gypse asymétrique avec la zone médiane vers la partie sommitale de la veine, les fibres sont légèrement obliques par rapport à la paroi de la veins avec l'inclusion de fragment de mudstones dans la zone médiane.

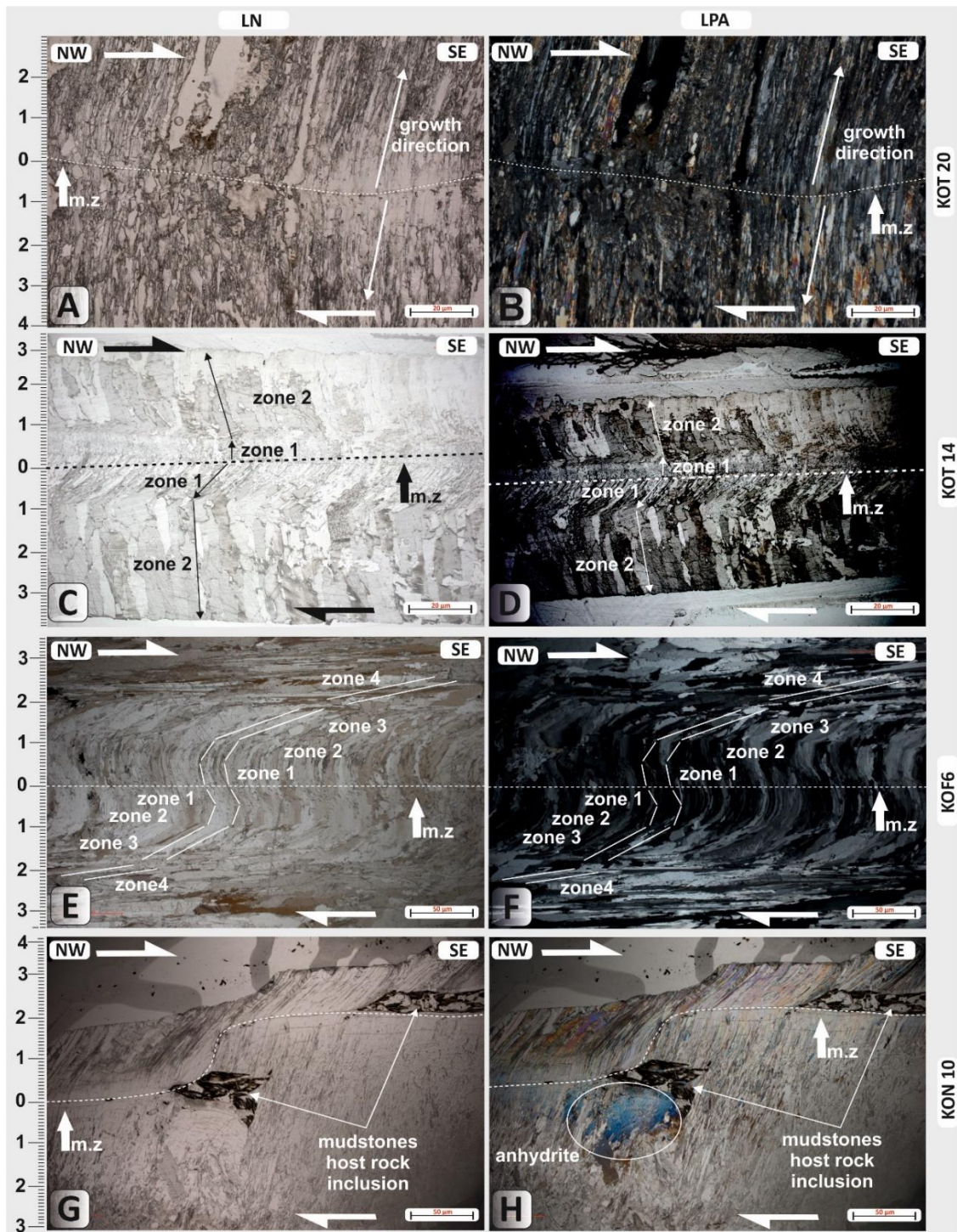


Figure 105: Caractéristiques pétrographique BPV de gypse en lumière naturelle (LN) et en lumière polarisée analysée (LPA), les échantillons sélection au niveau du flanc nord de l'anticlinal de Zemlet El Beidha. **A & B :** photo typique de BPV symétriques avec une zone médiane au centre de la veine et zone fibreuse de part et d'autre de la zone médiane. **C & D :** photo de BPV de gypse asymétrique, les fibres sont légèrement obliques par rapport à la paroi de la veine, montrant deux zones de déformation (Zone 1 et Zone 2). **E & F :** photo de BPV de gypse asymétrique, les fibres sont légèrement obliques par rapport à la paroi de la veine, montrant 4 zone de déformation (Zone 1 à Zone 2). **G & H :** photo de BPV de gypse asymétrique avec la zone médiane vers la partie sommitale de la veins, les fibres sont légèrement obliques par rapport à la paroi de la veins avec l'inclusion de fragment de mudstones dans la zone médiane.

III. Inclusions solides

De multiples inclusions solides de la roche encaissante sont piégées dans des veines fibreuses de gypse, qui peuvent être divisées en trois types selon leur morphologie et leur emplacement dans les veines. Le premier type d'inclusion solide est piégé dans la zone médiane des veines de gypse, présentant des formes lenticulaires, en bandes ou irrégulières. Le deuxième type d'inclusion solide est observé entre les fibres de gypse, décrit souvent comme une croissance déplacée des veines adjacentes originales dans la direction normale à la veine (Hilgers et Urai, 2005 ; Meng et al., 2018b ; Wang et al., 2018). Le troisième type est constitué, par contre, d'inclusions solides lenticulaires entre les veines en échelon (Fig.) avec la présence des fragments de la roche encaissante.

IV. Analyse par microscopie électronique à balayage

Les observations du terrain couplées avec les analyses pétrographiques et les observations au microscope électronique à balayage MEB, permet de déterminer que la composition minéralogique des échantillons sélectionnés de bedding-parallel veins sont composée essentiellement du gypse fibreux de l'ordre de 100%. Certains BPV peuvent comporter également des cristaux d'anhydrite noyés dans des fibres de calcite, qui sont de l'ordre de 5% du volume total de la coupe mince. Des BPV d'anhydrite avec une morphologie en blocs allongés (Fig.107- Annexe II) et localisés principalement au niveau de la zone fibreuse de BPV ont été, pareillement, observés.

Dans les BPV, il est très fréquent d'observer des fragments d'argile piégés au niveau de la zone médiane et la zone fibreuse. L'imagerie BSE montre que la zone opaque contient deux composantes distinctes (Fig.107 – Annexe II) et la cartographie en imagerie EDS permet de connaître leur composition (Fig.107 - Annexe II), à savoir une partie argileuse et une autre remplie du gypse. L'étude des veines de gypse au MEB a permis de mettre en évidence la complexité de la composition minéralogique des BPV. En effet, ils ne se composent pas tous uniquement du gypse, mais peuvent aussi contenir des cristaux d'anhydrite et des fragments d'argiles piégés dans les fibres de la zone médiane de BPV de gypse

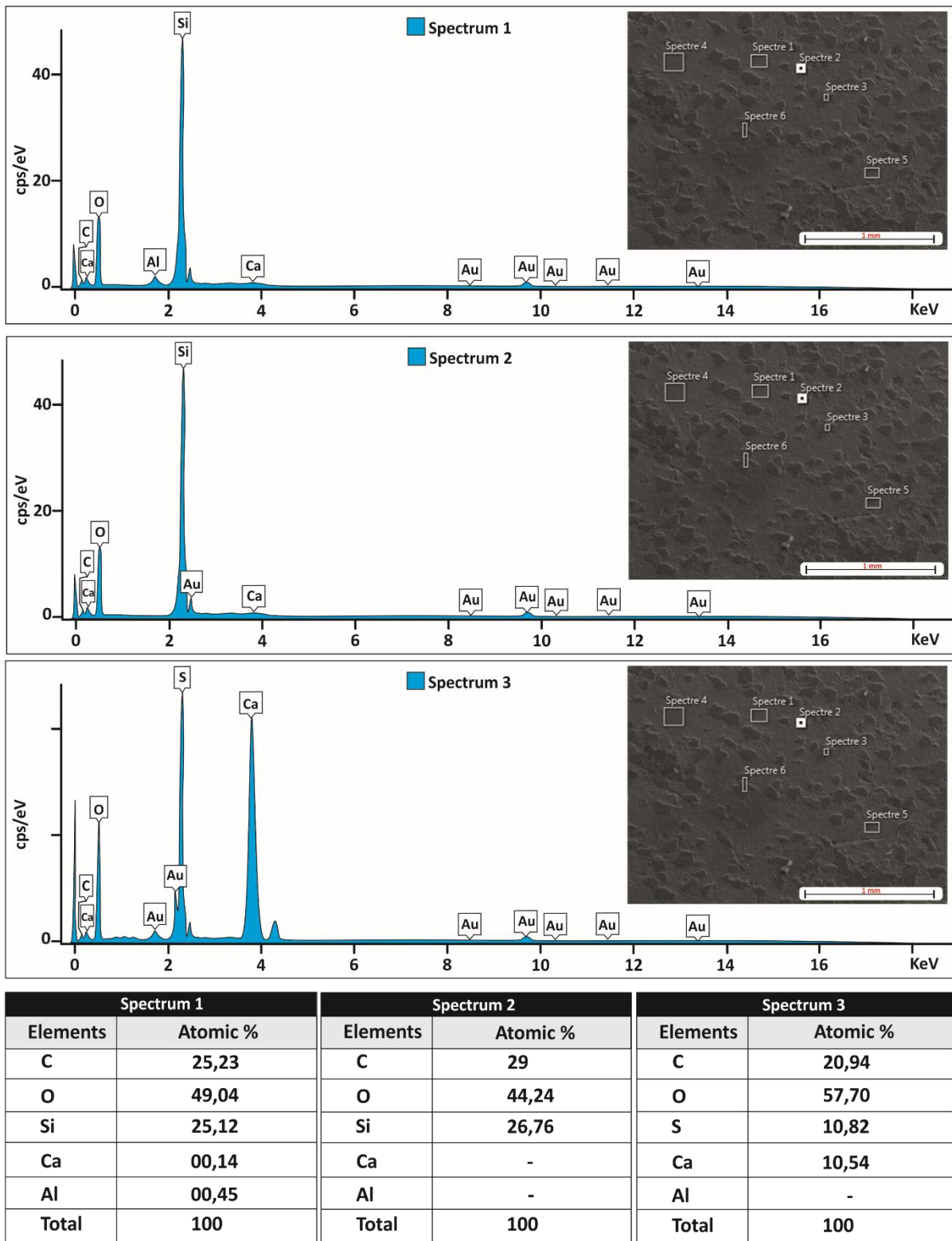


Figure 106: Analyses microscopiques de la composition des BPV de la formation Bouhedma. Les trois spectres représentent la composition de BPV de gypse au niveau de la zone médiane. On observe que les veines analysées sous MEB sont formées.

V. Synthèse

Plusieurs auteurs suggèrent que les fibres peuvent enregistrer les déformations appliquées sur la roche encaissante (Cox, 1987 ; Cox and Etheridge, 1983 ; Durney and Ramsay, 1973 ; Taber, 1918 ; Urai et al., 1991 ; Ukar et al., 2017). Avec une texture variable, certains BPV présentent des fibres déformées, alors que d'autres affichent des fibres perpendiculaires à la stratification (Fig.107 – Annexe II). Au sein d'un même BPV, également, d'une génération à une autre, certaines structures peuvent enregistrer une déformation (Fig.107 – Annexe II) quoique d'autres illustrent des phases sans contraintes tectoniques compressives (Fig.107 – Annexe II). A une échelle encore plus fine, les déformations peuvent être enregistrées uniquement d'un seul côté de la zone médiane (Fig.107 – Annexe II).

En outre, aucune tendance inter-BPV n'a pu être établie entre la chronologie des générations des fibres déformées et non-déformées. La déformation enregistrée par ces structures est donc dite aléatoire, variable d'un BPV à l'autre. Ce paramètre suggère que les BPV et leurs générations ne sont pas mis en place d'une manière contemporaine, mais à des époques différentes comportant des états de contraintes divergents. Si les BPV étaient tous développés au même instant dans l'histoire du bassin, la même texture (déformée et non déformée) et le même nombre de générations du gypse doivent être observés. De ce fait, la diversité de la texture des BPV rencontrée dans la zone d'étude reflète une évolution polyphasique de ces structures.

Les BPV de gypse se présentent souvent d'une manière asymétrique de la zone fibreuse, au sein d'une même génération, de deux côtés de la zone médiane. Cette asymétrie est probablement liée à la différence de rhéologie de la roche encaissante. Faisant le relais de l'étude menée par Rodrigues et al., (2009), une déformation de mudstones et de gypse au contact des BPV a été observée. Si la roche encaissante est plus compétente d'un côté que de l'autre du BPV, sa croissance cristalline se verra atténuée, et les fibres se développent, alors, à moindre importance du côté du banc compétent que dans les argiles moins compétentes.

Les BPV de gypse peuvent renseigner sur la direction de la contrainte maximale (σ_1). Certaines BPV de gypse, observées dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha, enregistrent les épisodes de contraintes tectoniques compressives via la déformation des

fibres de gypse lors de la genèse des BPV. Dans cette même zone, les BPV ne présentent pas la même texture. Les générations de BPV de gypse, leurs symétries et/ou asymétries par rapport à la zone médiane, et la déformation des fibres de BPV sont caractéristique de chaque exemple des BPV analysé dans la formation Bouhedma. Ces arguments suggèrent que les BPV de gypse ne se sont pas mis en place au cours d'une même phase (même stade) de l'histoire d'évolution du bassin, mais que leur génération s'étend sur une longue période.

L'orientation des fibres de BPV gypse dans les sections des lames minces et les niveaux de BPV observés sur terrain ont tous la même orientation quel que soit au flanc sud ou nord de la structure anticlinale de Zemlet el Beidha, indiquant une direction de raccourcissement commune responsable à la génération et à la déformation de ces BPV de gypse, dans le quadrant NW-SE, N160 à N170°, compatible avec la phase compressive atlasique.

Les critères pétrographiques des BPV de gypse sur les lames minces analysées en lumière analysée polarisée et lumière polarisée non analysée ainsi que sous MEB, à savoir zone médiane, direction de croissance de fibres de BPV de gypse, continuité optique des fibres de gypses et l'orientation de fibres par rapport à la paroi de la BPV de gypse, suggèrent un mécanisme de croissance antitaxiale avec un développement continu.

L'analyse des BPV observés dans la zone d'étude affirme la signature d'une ou plusieurs phases de compression pour une même BPV de gypse. Cette particularité fut décrite par de précédents auteurs pour les BPV de gypse ([Meng et al., 2019](#)).

Conclusions générales & Perspectives

L'étude menée dans ce doctorat consiste à démontrer l'importance des mécanismes de surpression de fluides et de fracturation hydraulique naturelle dans les bassins sédimentaires, en particulier dans ou aux bords des roches évaporitiques. L'analyse des veines fibreuses parallèles à la stratification « BPV » a été faite par le biais des approches sédimentologiques, morphologiques, tectoniques, structurales et pétrographiques. Grâce à celle-ci, des résultats (i) d'ordre fondamental et (ii) d'intérêt local, sur le mode de génération de ces structures ont été obtenus. L'une des conclusions majeures de cette étude est le lien qui existe entre la génération de ces veines de gypse-anhydrite fibreux et la génération de surpression de fluide et la fracturation hydraulique naturelle qui en découle lors d'une compression de la zone de chotts.

Par une étude détaillée, menée essentiellement sur les évidences des veines fibreuses parallèles à la stratification de la roche « BPV », nous avons illustré la grande étendue spatiale de ces veines dans la structure anticlinale de Zemlet El Beidha. L'analyse des échantillons de veines montrent que les composants majeurs sont le gypse et l'anhydrite, minéraux notamment disponibles dans les roches hôtes de ces veines. La disponibilité des éléments chimiques constituant les minéraux de ces veines est donc un paramètre primordial à leur localisation dans la colonne stratigraphique. Cette conclusion corrobore les conclusions faites par d'autres auteurs sur les veines de calcite fibreuse ou de quartz dans d'autres bassins à travers le monde (e.g. [Rodrigues, 2008](#) ; [Cobbold et al., 2013](#) ; [Gale et al., 2014](#) ; [Zanella et al., 2015](#)). Cependant, la présence de ces éléments n'est pas le seul facteur discriminant. En effet, la disponibilité des éléments n'est pas suffisante. Il est nécessaire de remobiliser ces éléments, en le transportant, même très proche, de leur origine. Aussi la température joue un rôle primordial dans ce processus chimique. Comme [Cobbold et al. \(2013\)](#) l'ont suggéré, des températures allant jusqu'à 60°C sont nécessaires à cette remobilisation. Au regard de la zone d'étude, il est raisonnable d'envisager que ces températures soient atteintes à environ 1.5 à 3 kms. D'autres constituants sont présents dans les BPV et autres veines obliques minéralisées comme des fragments de roches encaissantes attestant d'un événement de fracturation. L'origine des fluides responsables de la minéralisation des veines est donc locale à l'échelle de la formation sédimentaire.

Afin de mieux comprendre le processus de la mise en place des BPV et leur étendue spatiale, quatre coupes lithostratigraphiques ont été détaillées à échelle millimétrique dans la zone d'étude. Au niveau de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha, les BPV sont très répandus, particulièrement, dans les dépôts du Crétacé inférieur de la formation Bouhedma, ce qui rend l'étude de ces veines de gypse dans cette séquence sédimentaire particulièrement intéressante. En effet, ces structures sont fréquemment observées dans la partie basale de la formation Bouhedma, et plus particulièrement dans, ou aux alentours directs, des argiles et des gypses de la formation Bouhedma. Cette répartition des BPV dans la colonne stratigraphique est notamment en adéquation avec les observations de la littérature quant à la disponibilité des éléments chimiques constituant les BPV (e.g. [Rodrigues, 2008](#) ; [Cobbold et al., 2013](#) ; [Gale et al., 2014](#) ; [Zanella et al., 2015](#) ; [Larmier et al., 2020](#)). Des veines obliques (entre 1 à 5 mm d'épaisseur) se localisent dans la partie sommitale de la formation Bouhedma, dans des niveaux encaissants essentiellement argilo-sableux quasiment dépourvus des BPV. Cette observation est primordiale et permet d'envisager que les BPV et les veines obliques sont liées en termes de migration de fluide minéralisateur. Ainsi, les veines obliques servent de drains à la migration des fluides permettant leur migration transverse à la séquence sédimentaire alors que les BPV permettent la migration des fluides le long d'interfaces sédimentaires marquées par la stratification des roches. L'analyse structurale des veines obliques, des failles remplies de gypse, des joints et de l'orientation des fibres des BPV montre que la migration des fluides et la fossilisation des fractures (remplissage minéralogique) se sont déroulés pendant une période de déformation compressive affectant la zone d'étude. Ces conclusions sont supportées par l'observation de nombreux niveaux de BPV montrant des fibres minérales courbes de forme sigmoïdale. De plus, certains niveaux des BPV peuvent être interprétés comme des niveaux de décollement servant de zones propices au glissement banc-sur-banc intra-formation sédimentaire. Les surfaces striées aux extrémités des veines attestent de cette dynamique syn-épaississement des veines. Au regard de la zone d'étude située dans la chaîne nord de Chotts en Tunisie et des orientations des veines sus-mentionnées, il est fortement probable que le meilleur timing de génération soit contemporain de l'inversion du bassin au Cénozoïque. Plus précisément, et en appuyant sur les observations du terrain et les analyses des failles majeures, joints, BPV, orientation de fibres et stries, ces phénomènes

pourraient être synchrones des déformations au cours du Miocène et/ ou du Post-villafranchien (orientation de la contrainte majeure N140 à N175).

Comme évoqué précédemment, l'un des paramètres clés dans la compréhension des BPV est leur distribution spatiale. Dans cette étude, il est possible de constater que les BPV sont clairement divisés en 2 groupes : (i) à l'intérieur d'un faciès sédimentaires et (ii) à l'interface de faciès sédimentaires. Les BPV aux interfaces sédimentaires sont les plus nombreux, représentant 75% de la totalité des BPV dans la zone d'étude. Ces résultats soulignent l'importance des zones de contrastes rhéologiques mécaniques. Ces niveaux semblent en effet être des points de faiblesse rhéologique clé permettant la formation des veines à ces interfaces. Ces BPV sont souvent associés à une morphologie 2D et 3D très continue, les zones de faiblesse leur permettant de s'étendre sur des longueurs pluri-décimétriques à kilométriques. Les autres BPV, représentant un quart de la totalité de ces fractures, sont localisées au sein des argiles et du gypse. Leur morphologie 2D et 3D présente des formes lenticulaires qui ne dépassent pas les quelques mètres de long. Un dernier faciès a été identifié, présentant un shale comportant un regroupement très dense de BPV de faibles tailles (millimétriques à centimétrique) appelé micro-BPV généralement obliques qui met en contact deux niveaux de BPV. Au niveau d'Oued Khanguet Amor les BPV de gypse sont plus fréquents par rapport à Oued Khanguet Aïcha. Vers le SW de la structure anticlinale de Zemlet El Beidha les BPV de gypse deviennent de plus en plus abondants et plus épais. Un niveau de 54 cm a été observé au niveau d'Oued Khanguet Amor. Pour l'exemple traité d'Oued Khanguet Telmane, c'est l'affleurement de la série de la formation Bouhedma dans le SW de la structure anticlinale qui a fait l'objet d'une étude minutieuse de ces structures. Dans la coupe lithostratigraphique, les filons des BPV sont principalement constitués du gypse et d'anhydrite et contiennent des fragments de la roche encaissante généralement des mudstones. Le style de déformation dans le bassin est contrôlé par la tectonique compressive latérale. En effet, les décollements sont nombreux dans ce bassin et apparaissent à la partie centrale de mudstones ou à l'interface mudstones/ évaporite. C'est en particulier dans ces zones déformées à la génération de surpression de fluides, ce qui a favorisé la mise en place des décollements à l'interface de deux faciès argile/gypse.

Suite aux observations énumérées ci-dessus et la présence des BPV dans la formation Bouhedma, la question des origines de la formation de ces veines est ouverte. Les mécanismes

à l'origine de ces structures géologiques sont encore débattues. Cependant, ce travail montre des liens forts entre la formation de ces veines, leur distribution spatiale, leur composition minéralogique et les structures tectoniques locales. Au regard des éléments mentionnés ci-dessus, il est raisonnable de penser que la formation des BPV dans la zone de Zemelt El Beidha est la conséquence de plusieurs mécanismes géologiques se déroulant au Cénozoïque. Ainsi, il est possible d'interpréter ces structures comme étant le résultat de 2 phases distinctes : (i) la formation des fractures initiales localisant la veine et (ii) l'ouverture et la minéralisation de la veine. Cette interprétation est notamment documentée dans plusieurs articles scientifiques portant sur l'étude de ces veines dans plusieurs bassins sédimentaires à travers le monde. L'exemple des BPV de gypse dans la zone de Zemelt El Beidha est un élément géologique important dans le paysage mondial. Cette zone d'étude, encore non étudiée auparavant dans cette thématique de recherche, s'impose donc comme exemple géologique d'intérêt international.

Ce travail de thèse a ainsi permis de mettre en évidence le développement d'une surpression de fluide durant deux phases de compression l'une d'âge Miocène (Serravallien-Tortonien) et l'autre d'âge Quaternaire (Post-Villafranchien). Ces surpressions s'expriment notamment par l'apparition de fractures hydrauliques, matérialisées par le BPV et/ou les veines de gypse. Ces phénomènes pourraient être expliqués par la transformation minéralogique de gypse en anhydrite lors de la déshydratation et/ou hydratation, ainsi que par l'augmentation de volume associée, conduit par un mécanisme de transfert de charge à la fracturation hydraulique de la roche.

Perspectives

Les résultats obtenus durant ce travail de thèse apportent des nouveaux éléments de réponse quant à la genèse des BPV. Néanmoins, ils soulèvent aussi de nombreuses autres questions scientifiques. De ce fait, de nouvelles pistes de recherche afin de mieux contraindre les interactions fluides – roches dans les différents bassins sédimentaires et essentiellement dans roches mères matures.

Bien que le lien entre la contrainte tectonique horizontale et les BPV est actuellement fortement ébauché, la relation entre les paramètres pétrophysiques (e.g. porosité et perméabilité), et les paramètres minéralogiques est partiellement étudiée vu le manque des données représentatives de la zone en question. Nous suggérons d'effectuer une caractérisation pétrographiques détaillée de différents faciès sédimentaires dans la zone d'étude (porosité, perméabilités...). Il sera ensuite possible d'utiliser ces paramètres pour trouvé des matériaux analogues qui vont servir dans l'établissement d'un modèle analogue.

L'étude et les observations de terrain ont permis de mettre en évidence les morphologie 3D des BPV, qui constituent des fractures hydrauliques naturelles. Néanmoins, il serait intéressant de coupler des colonne lithostratigraphique avec la localisation des BPV à un modèle numérique de photogramétrie, dans un premier temps sur la totalité de la structure anticlinale de Zemelt el Beidha et les structure voisinantes (Jebel Bouhedma, Jebel Ben Younes, Jebel Orbata, Jebel Aziza...), puis d'exporter la méthode dans d'autres roche mères comportant des BPV (Formation Fahdhène, Formation Bahloul, Formation BouDabbous et la Formation Mcherga...). L'intérêt majeur de comprendre si les BPV de la Formation Bouhedma, peuvent servir d'analogues dans les bassins évaporitiques des autres bassins. Les conclusions des travaux de cette thèse pourraient ainsi aider à la compréhension globale des interactions fluides – roches dans d'autres bassins. Dans un autre aspect, certaines de ces roches, est essentiellement les roches mères comportent un intérêt scientifique et économique mondiale (e.g. Barnett Shales, Woodford shales, Haynesville shales, etc ...). Cette donnée est intéressante pour l'optimisation de la fracturation hydraulique induite, sachant les fractures naturelles influencent les trajectoires des fractures induites.

Les informations acquises sur les origines des fluides, pourraient être complétées par des analyses du strontium et rubidium (ratio $87\text{Sr} / 86\text{Sr}$ et $87\text{Rb}/86\text{Sr}$). Nous suggérons d'effectuer ces analyses dans les BPV, sa roche encaissante ainsi que dans les évaporites de la formation Bouhedma. Cette analyse permettrait d'avoir une réponse claire quant à la contribution de cette formation évaporitique dans les fluides dans la structure anticlinale de Zemelt El Beidha. Ainsi, l'utilisation du LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry) aboutirait à une échelle d'observation plus précise, permettant de contraindre de manière plus précise l'évolution compositionnelle élémentaire du fluide au cours du temps.

La construction d'un modèle numérique ainsi qu'un modèle analogique 2D et 3D, a permis de suivre l'évolution de la surpression de fluides dans les sédiments et la reproduire pour retracer les différentes phases de croissance de fibres de BPV au moment de la surpression de fluides et la fracturation hydraulique naturelle. L'influence de la tectonique compressive lors de la genèse des BPV de gypse a été soulignée dans ce manuscrit. En revanche, pour les BPV de calcite associé à des roches mères de pétrole, la seule méthode permettant de remonter à ces données de paléo-contrainte est l'étude des macles de calcite dans les BPV comme marqueurs des paléo-contraintes. Ainsi, associées à une étude thermobarométrique permettant de remonter à l'âge des BPV, les macles de calcite permettront de quantifier l'état de contraintes de manière très précise dans l'histoire du bassin.

L'application de l'approche des inclusions fluides, géochimie organique et isotopie permet d'apporter plus des réponses sur le timing, l'origine de fluide en surpression et les mécanismes à l'origine de la surpression de fluide dans les différents bassins sédimentaires et les roches mère de pétrole. Nous suggérons donc de compléter cette étude avec un set d'analyses d'inclusions fluides plus important, notamment avec les puits, pour pouvoir localiser les inclusions aqueuses et hydrocarbonées et ainsi remonter aux conditions thermo barométriques. De plus, nous suggérons que l'étude de ces deux types d'inclusions, appliquées à chaque génération d'un BPV, serait intéressante. En effet, les résultats permettront de dire si les générations se mettent en place de manière quasi-synchrones avec des surpressions égales, ou dans des états de contraintes différents, impliquant des âges distincts

Références bibliographiques

- AADNOY B.S. (1991)** – Effects of Reservoir Depletion on Borehole Stability, *J. Pet. Sci. Eng*, 6, 57.
- ABBÈS C, TURKI MM, TRUILLET R (1981)** - Un élément structural nouveau dans l'Atlas tunisien : le contact tangentiel décakilométrique à vergence Ouest des Jebels Ousselat et Bou Dabbous (axe Nord-Sud Tunisie). *CR Acad Sci Paris* 292 :173-176.
- ABBÈS A., TLIĞ S. (1991)** - Tectonique précoce et sédimentation de la série crétacée dans le Bassin des Chotts (Tunisie du sud). *Géologie Méditerranéenne*, Tome XVIII, n°3, 1991, pp. 149-161.
- ABBÈS C., ABDELJAOUAD S., BEN OUEZDOU H. (1994)** - Carte Géologique d'El Hamma au 1/100.000, feuille no. 74. Institut National de recherche Scientifique de Tunisie et Service Géologique Nationale d'Office Nationale de Mines, Tunisie.
- ABBES C., ZARGOUNI F. (1986)** - Anatomie d'un couloir de décrochements : le couloir de Hadifa (Chaîne Nord des Chotts-Tunisie). *Rev. Sc. de la Terre*, vol. 4, Tunisie.
- ABDALLAH. H., RATP. (1987)** – Le rôle de la faille de Gafsa dans le jeu transgressif et régressif au Crétacé supérieur de la Chaîne nord des Chotts (Tunisie). In colloque Transgression et Régression au Crétacé, France et région voisines ; *Mém. Géol. De l'Univ., Dijon*, 1985, n°11, pp. 233-242.
- ABDELJAOUAD S. (1983)** – Étude stratigraphique, sédimentologique et structurale de l'extrémité orientale de la Chaîne Nord des Chotts. Thèse de 3^{ème} Cycle. *Fac. Sci. Tunis*. 148 p.
- ABDELJAOUAD S. (1987)** - Sur l'âge Paléocène supérieur-Miocène des dépôts continentaux à calcrètes ou dolocrètes de la Formation Bouloufa en Tunisie méridionale. Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), III (4), pp. 777–781.
- ABDELJAOUED S., SASSI S., TRIAT J.M., TRUC G. (1984)** – Nouvelles précisions stratigraphiques et bio stratigraphiques (Mollusques terrestres et Charophytes) sur l'Éocène de continental de la Tunisie centrale et méridionale : Intervalle Paléocène supérieur-Ludien. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, Fasc. 22 suppl., pp. 73-77.
- ABDELJAOUED. S (1985)** – Les déformations tectoniques dans la partie orientale de la chaîne nord des chotts : Nature et chronologie. *Notes serv. Géol. Tunisie* n°51.
- ABDELJAOUED. S., ZARGOUNI F. (1981)** – Mise en évidence d'une tectonique intra-Crétacée dans l'extrémité orientale de la Chaîne des Chotts. *Actes du premier Congrès National des Sciences de la Terre, Tunis*, pp 285-290.
- ABDELJAOUED. S (1991)** – Les dolocrètes et les calcrètes du Paléocène – Eocène. Tunisie méridionale. Thèse es sci. *Univ. Tunis II*, p.246.
- ADDIS M.A., YASSIR N., HENNING A. (1998)** – Problems in pore pressure detection: distinguishing between overpressure and wellbore instability in pressure regimes in sedimentary basins and their prediction. *American Association of Drilling Engineers Industry Forum*, p6.
- ADIL S. (1993)** – Dynamique du Trias dans le Nord de la Tunisie : Bassins en relais multiples de décrochements, magmatisme et implications minières. Thèse de 3^{ème} cycle, *Univ. Tunis II*, p248.
- AHMADI R. (2006)** – Utilisation des marqueurs morphologiques, sédimentologique et Microstructuraux pour la validation des modèles cinématiques de plissement, thèse de doctorat, Université de Nantes.

AHMADI R., OUALI J., MERCIER E., MANSY J. L., VAN-VLIET LANOË B., LAUNEAU P., RHEKHISS F., RAFINI S. (2006) - The geomorphologic imprints of hinge migration in the Fault-related folds: a case study in Southern Tunisian Atlas. *Journal of Structural Geology*, 28, pp. 721–728.

AISSAOUI D. (1984) – Les structures liées à l'Accident Sud-Atlasique entre Biskra et le Jebel Mandra, Algérie, évolution géométrique et cinématique. Thèse 3ème Cycle, Univ. L. Pasteur, Strasbourg. 205 p.

AKROUT D., AFFOURI H., AHMADI R., MERCIER E. & MONTACER M. (2011A) – Source rock Characterization and petroleum systems in north Ghadames basin, southern Tunisia. *Resource Geology*, 5, (3).

AKROUT D., AHMADI R., MERCIER E. & MONTACER M. (2011B) – Natural hydrocarbon accumulation related to formation overpressured interval; study case is the Saharan platform (Southern Tunisia). *Arab J Geosci*, DOI 10.1007/s12517-011-0287-6.

AKROUT D. (2011) - Caractérisation de la surpression de fluides interstitiels dans des forages pétroliers : essais de modélisation analogique et apport à l'étude des réservoirs et à l'évolution structurale et organo-sédimentaire de bassins pétroliers du Sud de la Tunisie. Thèse de Doctorat, ENIS, Sfax. Tunisie. 200p.

AMOURI M., BOUAZIZ S., ENNIFAR S., JALLOULI C., TRICART P. (1995) – le gîte manganésifère du Jebel Aziza (Chaîne des chotts) : étude de la minéralisation dans son cadre morpho structural et paléogéographique. *Note serv. Géol, Tunisie*, n°58, pp.133-150.

ARIS, Y., COIFAIT, P.E., GUIRAUD, M., (1998) - Characterisation of Mesozoïc-Cenezoïc deformation and paléostress fields in the central Constantinois, North-East Algeria. *Tectonophysics*. 290, 59-85.

ATKINSON B.K. (1987) – Introduction to fracture mechanics and its geophysical applications. In Atkinson, B., editor, *Fracture mechanics of rock*. Academic Press Inc., London.

AUBERT (1881) – Note sur la géologie de l'extrême sud de la Tunisie. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3, 19, pp. 408-413.

B

BALEN, R.V. AND CLOETINGH, S., (1995) - Neural network analyses of stress induced overpressures in the Pannonian basin. *Geophys. J. Int.*, 121 : 532-544.

BANTON O., BANGOY L.M. (1997) – Hydrogéologie, multi science environnementale des eaux souterraines. AUPELF-UREF, *Ste Foy*, 459.

BARKER C, (1972) – Aquathermal pressuring. Role of temperature in development of abnormal pressures zones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.74, p.1254-1261.

BARKER S.L.L., COX S.F., EGGINS S.M., GAGAN M.K. (2006) - Micro chemical evidences for episodic growth of antitaxial veins during fracture-controlled fluid flow. *Earth and Planetary Science Letters* 250, pp. 331-344.

BARNABA P.F. (1965) – Studio stratigraphico sul Cretaceo della Tunisie Meridional-*Riv. Ital. Paleont., Milano*, 71, 3. p. 883-922.

Bédir M. (1988) – Géodynamique des bassins sédimentaires du Sahel de Mahia (Tunisie orientale) de l'Aptien à l'Actuel. *Sismo-stratigraphie, sismo-tectonique et structurale. Récupérations pétrolières et sismiques*. Thèse de Spécialité, Université de Tunis. *Revue des Sciences de la Terre (Tunisie)*, V.9, 242 p.

BÉDIR, M., ZARGOUNI, F., TIG, S., BOBIER, C., (1992) - Subsurface geodynamics and petroleum geology of a transform margin basin in The Sahel of Mahdia and El Jem (Eastern Tunisia). AAPG Bull. 7 (9), 1417-1442.

BÉDIR M. (1995) - Mécanismes géodynamiques des bassins associés au couloir de coulissements de la marge atlasique de la Tunisie : seismo-stratigraphie, seismotectonique et implications pétrolières. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 416p.

BEHLKE R.F. (1986) – Development of second generation controlled diffusion air-foils for multistage compressors turbozachinery vol 100, p. 32.

BEILY A. (1972) – Le problème de la conception du Miocène Nord Tunisien. Annales des Mines et de la Géologie, Tunis n°16, pp. 257-261.

BEKINS, B.A. AND DREISS, S.J., (1992) - A simplified analysis of parameters controlling dewatering in accretionary prisms. Earth and Planetary Science Letters, 109(3-4) : 275-287.

BEKINS, B., MCCAFFREY, A.M. AND DREISS, S.J., (1994) - Influence of kinetics on the smectite illite transition in the Barbados accretionary prism. J.G.R., 99(B9) : 18147-18158.

BEKINS, B., MCCAFFREY, A.M. AND DREISS, S.J., (1995) - Episodic and constant flow for the origin of low-chloride waters in a modern accretionary complex. Water Resources Res., 31(12) : 3205-3215.

BEN AYED N. (1980) – Le rôle des décrochements E-W dans l'évolution structurale de l'Atlas tunisien. C.R.Somm. Soc. Géol. France, Fasc. 1, p. 29-32.

BEN AYED N. ET VIGUIER C. (1981) – Interprétation structurale de la Tunisie atlasique C.R. Acad. Sc. Paris, t, 292, II, p. 1445-1448.

BEN AYED N. (1986) – Évolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. Thèse d'État, université Paris-11. 327 p.

BEN AYED N. (1993) – Évolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. Annales des mines et de la géologie N°32, Edition du service géologique de la Tunisie, 286 p.

BEN FERJANI, A., BUROLLET, P.F., MEJRI, F., (1990) - Petroleum geology of Tunisia, ETAP Memoir eds., 194 p.

BEN HAJ ALI M., JEDOUI Y., DALI T., BEN SALEM H., MEMMI L. (1985) – Carte géologique de la Tunisie au 1/500 000. EDT. Service Géologique. Office National des Mines.

BEN OUEZDOU H. (1984) - Stratigraphie des dépôts quaternaires continentaux du golfe de Gabès (Sud tunisien). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 299, sér, II, n° 19, p. 1351-1354.

BEN OUEZDOU H. (1994) – La partie méridionale des steppes tunisiennes : étude géomorphologique. Thèse de Doctorat en géographie physique, F.Sc. Humaines et Sociales, Tunis.

BEN SALEM H. (1992) – Contribution à la connaissance de la géologie du Cap Bon : stratigraphie, tectonique et sédimentologie : Thèse de Spécialité, Université de Tunis II, p.203.

BEN YOUSSEF M., BIDY A., KAMOUN F., ZOUARI H. (1985) – L'Albien moyen- Supérieur à Knemicéras forme la base de la transgression crétacée au Tebaga de Médenine (Tunisie Méridionale). C.r.a.sc, Paris série II n°19, pp 965.300.

BEN YOUSSEF M., PEYBERNES B. (1986) – Données micropaléontologiques et bio stratigraphiques nouvelles sur le Crétacé inférieur marin du sud Tunisien. *Journal of African Earth Sciences*, vol5, No 3, pp217 – 231.

BERGERAT F., BUROZ C., ANGELIER J. (1992) – Plaeostress inferred from macrofractures, Colorado, Plateau Western U.S.A. *Tectonophysics*, Amsterdam, 206, pp. 219- 243.

BERRY F.A.F. (1973) – High fluid potentials in California Cost Ranges and their tectonic significance. *A.A.B.G. Bull.*, 57, 1219-49.

BIELY A., BUROLLET P.F., LAJMI T. (1974) - Etude géodynamique de la Tunisie et des secteurs voisins de la méditerranée. *Notes Serv. Géol. Tunisie*, Vol. 41, pp. 23-38.

BIGELOW E.L. (1994) – Global occurrences of abnormal pressures, in W. H. Fertl, R. E. Chapman, and R. F. Hotz, eds., *Studies in abnormal pressures. Developments in Petroleum Science*, 38 : pp. 1–17.

BIJU-DUVAL B. (1999) – Géologie sédimentaire : bassins, environnements de dépôts, formation du petrol. I.F.P., Paris, 735.

BISMUTH H., BOLTENHAGEN C., DONZE P., LE FEVRE J., SAINT MARC, P., (1981) - Le Crétacé moyen et supérieur du Jebel Semmama (Tunisie du centre-nord); micropaléontologie évolution sédimentologique. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf- Aquitaine* 5, 193e267.

BJORLYKKE K. (1994) – Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins, in J. Parnell, ed., *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins: Geological Society (London) Special Publication*, 78: pp. 127-140.

BJORLYKKE K. and KAARE HOEG (1997) – Effects of burial diagenesis on stresses, compaction and fluid flow in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 14, No. 3, pp. 267 276.

BLIGH. (1999) – Chott Fedjej #3/3A, Final well report, v (1), Tunisia, Inc, 95p.

BLANPIED C. (1978) – Structure et sédimentation superficielle en mer Pélagienne (côte orientale de la Tunisie): Thèse de troisième Cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, p.119.

BLONDEL, T., (1991) - Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen de Tunisie centrale. Thèse de Doctorat, Université de Genève, 409p.

BLONDEL (1991) – Les séries à tendance transgressive marine de Miocène inférieur à moyen de Tunisie central. Thèse Univ de Genève. N 2469, ISSN.1012-2990.

Blouin, A., (2019) - Mud generation from stratified sediments in a context of mud volcanism: the role of gas. *Earth Sciences. Université de Pau et des Pays de l'Adour. English. NNT : 2019 PAUU3040.tel-02881953.*

BOBIER C, VIGIER C, CHAARI A, CHINEA (1991) - The post-Triassic sedimentary cover of Tunisia: Seismic sequences and structures. *Tectonophysics* 195 :371-410.

BOCCALETTI M., CONEDERA C., DAINELLI P., GOCEV P. (1985) – Tectonic Map of the western Mediterranean area (scale: 1/2 500 000).

BORGE, H., (2002) - Modelling generation and dissipation of overpressure in sedimentary basins : an example from the Halten Terrace, offshore Norway. *Mar. Petrol. Geol.*, 19(3) : 377-388.

BOUAZIS. (1995) – Etude de la tectonique cassante dans la Plate-forme et l'Atlas Saharien (Tunisie méridionale) : Evolution des paléo champs de contraintes et implications géodynamiques. Thèse Doc. Es-Sci. Univ. Tunis II, Fac. Sci. Tunis, 485 p.

BOUAZIS S., BARRIER E., SOUSSI M., TURKI M.M., ZOUARI H. (2002) – Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357 : 227–253.

BOUKADI N (1994) - Structuration de l'Atlas de Tunisie : signification géométrique et cinématique des nœuds et des zones d'interférences structurales au contact des grands couloirs tectoniques. Thèse de Doctorat 3ème cycle, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 249p.

BOUKHALFA K., LI G., BEN ALI W., SOUSSI M. (2015) - Early Cretaceous spinicaudatans (“conchostracans”) from lacustrine strata of the Sidi Aïch Formation in the northern Chotts range, southern Tunisia: Taxonomy, biostratigraphy and stratigraphic implication. *Cretaceous Research*, 56, pp. 482 - 490.

BOUR B.A., O'RIEN M.A., LOCKWOOD W.L., GOLDSTEIN E.S., BODMER R., TAGHERT P.H., ABMAYR S.M., NGUYEN H.T. (1995) – *Drosophila* MEF 2: a transcription factor that is essential for myogenesis. *Genes. Dev*, 9(6), pp. 730-741.

BOUR, O., LERCHE, L. AND GRAULS, D., (1995) - Quantitative models of very high fluid pressure: the possible role of lateral stress. *Terra Nova*, 7(1).

BOUROS C. (1990) – Signification tectonique des joints en domaine tabulaire : exemples du plateau du Colorado (Utah, Arizona, New Mexique). Ph Thesis, Univ de Pierre et Marie Curie, Paris, France.

BREDEHOEFT J.D., WESELY J.B., FOUCH T.D. (1994) – Simulations of the origin of fluid pressure, fracture generation and the movement of fluids in the unita basin, Utah, AAPG. Bull, 78 (11), pp. 1729 - 1747.

BUCKLAND W., DE LA BECHE H.T. (1835) – On the Geology of the Neighbourhood of Weymouth and the Adjacent Parts of the Coast of Dorset. *Transactions of the Geological Society, London*, s2e4, pp.1e46.

BUROLLET P. F. (1956) – Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale. *Annales des Mines et de la géologie*. N°18. 345 p.

BUROLLET P.F. (1982) - Dynamique des bassins néo crétacés en Tunisie in livre j ciblane Gabriel, *Ibid.*, n°26, pp, 111-120, Fig5.

BUROLLET P.F., DESFORGES G. (1982) – Dynamique des bassins néo-crétacés en Tunisie. *Mém, Géo. Univ. Dijon*.7.

BUROLLET P.F. ET BUSSON G. (1983) – Plate-forme saharienne et Mesogée au cours du Crétacé. *Notes et mémoire Compagnie Français des Pétroles n°18* , p. 17-26.

BUSSON, G., (1972) - Le Mésozoïque saharien. 2ème partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens : 2 tomes, éd. C.N.R.S. Géol. no. 11. Paris.

BYERLEE, J.D., (1978) - Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116 : 615 626.

CASTANY G. (1951) – Étude géologique de l'Atlas Tunisien Oriental. Annales des mines et de la géologie N°8,632 p.

CASTANY G., DELAPPARENT A.F. (1952) – Discordance et phase de plissement dans l'extrême Sud Tunisien et en Tripolitaine. Extrait du bull. géol., France, 6, II, pp.253-259.

CAVAZZA W., F. ROURE, W. SPAKMAN, G. M. STAMPFLI & P. A. ZEIGLER (2004) – The TRANSMED Atlas – The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer ed., Berlin Heidelberg. 141 p., CD (8 transects x 2).

CHIHIL L. (1984) – Étude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine et des structures voisines : Jebel Selloum et Jebel Maargaba. - Thèse 3ème cycle, Univ. Paris XI, Centre d'Orsay, 116 p.

CHIHIL L. (1995) - Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. Thèse de Doctorat 3ème cycle, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 324p.

CHIHIL L., PHILIP, H., (1999) - Le bloc atlaso-pélagien : place et évolution géodynamique dans le contexte subduction-collision de la Méditerranée centrale (Afrique du nord-Sicile) du Miocène au Quaternaire. Notes du Service géologique de Tunisie, 65, 49-68.

CHIHIL L. (1995) – Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne : étude structurale et leur signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. Thèse Doct. Es Science. Géol., Tunis, 325 pp.

CLOOSE. (1932) – Feather joints as indicators of the direction of movements on faults, thrusts, joints and magmatic contacts. Nati. Acad. Sci. Proc. V 18 pp. 387- 395.

COBBOLD, P.R. AND CASTRO, L., (1999) - Fluid pressure and effective stress in sandbox models. Tectonophysics, 301: 1-19.

COBBOLD, P.R., DURAND, S., MOURGUES, R., (2001) - Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments. Tectonophysics 334, 245–258.

COBBOLD P.R., ROSSELLO E.A. (2003) - Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology, 20, 429–443.

COBBOLD, P.R., MOURGUES, R., BOYD, K., (2004) - Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. Marine and Petroleum Geology 21, 1013–1025.

COBBOLD P.R., RODRIGUES N. (2007) – Seepage forces, important factors in the formation of horizontal hydraulic fractures and bedding-parallel fibrous veins (“BPV” and “cone in cone”). Geo-fluids 7, pp. 313 332.

COBBOLD P.R., ZANELLA A., RUFFET G., RODRIGUES N., LOSETH H. (2012) - BPV (Bedding parallel Fibrous Veins): Worldwide Occurrence and Significance in Terms of Fluid Overpressure, Hydrocarbon Generation and Mineralization (Including Sulfides, Emerald, Uranium or Gold). American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, Long Beach, California. 22-25 April.

COBBOLD, P.R., ZANELLA, A., RODRIGUES, N., LØSETH, H. (2013) - Bedding-parallel fibrous veins (BPV and cone-in-cone): worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. Marine and Petroleum Geology 43, 1-20, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2013.01.010.

COLTON-BRADELY, V.A.C. (1987) – Role of pressure in smectites dehydration-effects on geopressure and smectites-to-illite transition: AAPG Bulletin, v.71,9,1414-1427.

COQUE R. (1962) – La Tunisie présaharienne, étude géomorphologique. Ed. A. Colin, Paris, 476 p.

CREUZOT G., MERCIER E., OUALI J., TURKI M. (1992) – Héritage distensif synsédimentaire et structuration chevauchante : apports de la modélisation du chevauchement alpin de Zaghwan (Atlas tunisien). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 314, Série II, p. 961-965.

D

DE GRAFF J.M., AYDIN A. (1987) - Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth. Geological Society of America Bulletin, v 99, pp. 605-617.

DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P., BIJU-DUVAL B. (1986) – Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, pp. 241–315.

DESLIGNERIS G., BERTHE D., LEDESERT J., QUOIX J. (1950) – Anticlinal du chott Fejej. Rapport interne, SEREPT (inédit).

DLALA M., (1984) – Tectonique récente et microtectonique de la région de Kasserine (Tunisie centrale). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Sc. et Tech. De Languedoc, Montpellier, 143 p.

DLALA, M., (1992) - Sismotectonique study in Northern Tunisia. Tectonophysics, 209, 171-174.

DLALA, M., (1995) - Évolution géodynamique et tectonique superposées en Tunisie implications sur la tectonique récente et la sismicité. Thèse de Doctorat Es-Sciences, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 389p.

DURAND-DELGA, M., FONTBOTÉ, J.M., (1980) - Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Géologie des Chaînes Alpines issues de la Téthys, 26 Congr Gèol Int, Paris, Mèm BRGM 15 :67–85.

E

EL EUCHI H., FOURATI L., HAMOUDA F., SAIDI M. (1998) – Structural style and hydrocarbon habitat in Northern Tunisia. Field Trip Guide Book. ETAP Mém, vol. 13, Tunis, Tunisia, 72 pp.

ELLOUZ N. (1984) – Étude de la subsidence de la Tunisie atlasique, orientale et de la mer pélagienne. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 84 (29), 139 p.

ENGLDER (1982) – Is there a genetic relationship between selected regional joints and contemporary stress within the lithosphere of North America. Tectonics, 1, 2 : pp. 161- 177.

ETAP (ENTREPRISE TUNISIENNE D'ACTIVITES PETROLIERES). (1996) – Fejej permit, Tunisia, Ben Hassine-1 : well completion report, v (1), 358p.

F

FAKRAOUI M. (1990) – Étude stratigraphique et structurale des chaînes des chotts (Tunisie méridionale) : évolution géométrique et cinématique liée à l'accident sud-atlasique. Unpublished thesis ; 3^{ème} cycle, Univ. Tunis II, 243p.

FAKRAOUI M., RABIA M.C., ABBES C., ZARGOUNI F. (1991) – Carte géologique de la Tunisie, Feuille de Bir Rekeb (N° 73). Échelle 1/100 000. Edt. Service géologique, ONM.

FEKI M., RIGANE A., GOURMELEN C., (2005) – Tectonique distensive fini-Aptienne au Jebel el Hamra de Kasserine (Tunisie centro-occidentale). Notes du Service Géologique de Tunisie, t. 73, 77-89.

FERTL W.H. (1976) – Abnormal formation pressure, implication to exploration, drilling, and production of oil and gas reservoirs : Amsterdam. Elsevier, 382 p.

FLEMING M., FLIN R., MEARNES K., GORDON R. (1998) - Offshore workers' perceptions of risk: comparisons with quantitative data. Risk Analysis 18, 103±110.

FOURNIE D., (1978) – Nomenclature lithostratigraphiques des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire en Tunisie. -Bull. Centre Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine, Pau, 18 fig., pp. 97-148.

FRIGUI, M., (2003) - Le Néogène aux environs de la région de Mahdia: Enregistrements tectono-eustatiques et conséquences paléogéographiques. D.E.A., Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 104p.

FRIZON DE LAMOTTE, D., & BUIL, D. (2002) – La question des relations entre failles et plis dans les zones externes des chaînes de Montagne: ébauche d'une histoire des idées au cours du XXème siècle. Travaux du Comité Français d'Histoire de la Géologie, troisième série, t. XVI, n°3, p. 47-62.

FRIZON DE LAMOTTE D., SOUQUE C., GRELAUD S. & ROBIN Ph. (2002) – Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin. Short review and examples from the corbière transfer zone (France). Bull. Soc. Géol. France, t. 173, n°5, p 461-469.

G

GALE, J. F. W., LAUBACH, S. E., OLSON, J. E., EICHHUBL, P., AND FALL, A., (2014) - Natural fractures in shale: a review and new observations: AAPG Bulletin, v. 98, p. 2165–2216.

GALE, J. F.W., SARA J. ELLIOTT, STEPHEN E. LAUBACH. (2018) - Hydraulic Fractures in Core from Stimulated Reservoirs: Core Fracture Description of HFTS Slant Core, Midland Basin, West Texas: presentation at the Unconventional Resources Technology Conference held in Houston, Texas, USA, 23-25 July 2018.

GAUTHIER B., ANGELIER J. (1986) – Distribution et signification géodynamique des systèmes de joints en contexte distensif : un exemple dans le rift de Suez. C. R. Acad. Sci., Paris, 303, série II, n°12 : pp. 1147- 1152.

GE, S. AND GARVEN, G., (1992) - Hydromechanical modeling of tectonically driven groundwater flow with application to the Arkoma foreland basin. Journal of Geophysical Research, 97(B.6) : 9119-9144.

GHANMI M. (2003) – Géodynamique de la plateforme saharienne et sa marge septentrionale au crétacé. Son évolution vers l'Atlas septentrional, interférences du Rifting et l'Halocinèse. Habilitation Universitaire, université Tunis El Manar.

GHANMI M. (2003) – Géodynamique de la plateforme saharienne et sa septentrionale au Crétacé. Son évolution vers l'Atlas septentrionale, interférences du Rifting et d'Halocinèse. Univ Tunis El Manar, pp. 35 - 48.

GHANMI M., POTFAJ M., LOUHICHI L., MAMOUBA. (1987) – Carte géologique du sud de la Tunisie feuille au 1/100.000° de Kébili. ONM, Tunis, feuille n°81.

GHARBI M. (2013) - Relationship between the Southern Atlas foreland and the Eastern margin of Tunisia (Chotts-Gulf of Gabes): Tectono-sedimentary fault kinematic and balanced cross: section approaches. Thèse de Doctorat, Sfax, Tunisie, 202p.

GHARBI M., MASROUHI A., ESPURT N., BELLIER O., EL AMARI A., BEN YOUSSEF M., GHANMI M. (2013) – New tectono-sedimentary evidences for Aptian to Santonian extension of the Cretaceous rifting in the northern Chotts range (southern Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 79, 58e73.

GRAULS, D., (1998) - Overpressure assessment using a minimum principal stress approach. In: A. Mitchell and D. Grauls (Editors), *Overpressures in petroleum exploration*. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Pau, France, pp. 137-147.

GUIRAUD R., BOSWORTH W., THIERRY J., DELPLANQUE A. (2005) – Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43, pp. 83–143.

GUIRAUD R., MAURIN J.C. (1992) – Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics* 213, pp. 153-168.

GUIRAUD R., MAURIN J.E. (1992) - Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. In: P.A Ziegler (Editor), *Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa*. *Tectonophysics*, 213: pp. 153-168.

H

HADJ SASSI, M., (2002) - Étude Tectonique et Gravimétrique du fossé de Grombalia et de ses environs (Tunisie Nord Orientale). *D.E.A. Sci. Géologiques, Univ. Tunis El Manar*, 132p.

HEZZI I. (2014) - Caractérisation géophysique de la plateforme de Sahel, Tunisie nord-orientale et ses conséquences géodynamiques. *Geophysics*. Thèse de Doctorat, Université Rennes 1. France.

HLAIEM A. (1999) – Halokinesis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas. *Tectonophysics* 306, p. 79-95. à

HOGDSON R.A. (1961) – Classification of structures on joint surfaces. *Am. Journ. Sci.* 259: pp. 493 – 502.

HUBBERT M.K., WILLIS D.G. (1957) – Mechanics of hydraulic fracturing. *AIME* 210, pp. 153–166.

HUBBERT, M.K. AND RUBEY, W.W., (1959) - Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1 Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70: 115-166.

HUNT J.M. (1990) – Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments, *A.A.P.G. Bul.*, 172: pp. 1–12.

I

IRWIN G.R. (1958) - In “*Handbuch der physic. v. VI Elasticity and plasticity*” (ed. Flügge, S.). Springer, Berlin, pp. 551-590.

J

JAEGER J.C. AND COOK, N.G.W., (1979) - *Fundamentals of rock mechanics*, third edition. Chapman and hall, London, 593 pp.

JAEGER J.C., COOK N.G.W., ZIMMERMAN R.W. (2007) - Fundamentals of rock mechanics. Blackwell Publishing Ltd, V.-4th Ed.

JAUZEIN A. (1967) - Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne. Tunisie septentrionale. Ann Mines et Géol Tunisie, 22, p. 475.

JAUZEIN A. et PERTHUISOT V. (1981) – Accident de socle et plissement de couverture. 1ere Cong. Nat. Sci. Terre. Tunis. p.39.

JOWETT E.C., CATHLES L.M., DAVIS B.W. (1993) – Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins. A.A. P. G. Bulletin, 77 : pp. 402-413.

K

KACEM, J., (2004) - Étude sismotectonique et évaluation de l'aléa sismique régional du Nord-Est de la Tunisie - Apport de la géophysique dans l'identification des sources sismogéniques. Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 168p.

KAMMOUN Y. (1981) - Étude néotectonique de la région de Monastir-Mahdia (Tunisie orientale). Univ. Paris XI.

KERSHAW S ET GUO L. (2015) - BPV and cone-in-cone calcite fibrous cements associated with the end-Permian and end-Triassic mass extinctions: Reassessment of processes of formation.

KULANDER B.R., BARTON C.C., DEAN S.L. (1979) – The application of factory to core and outcrop: fracture investigation. U.S. Departement of Energy. 160p.

L

LAARIDHI-OUAZZA N. (1994) – Etude minéralogique et géochimique des épisodes magmatiques mésozoïque et miocène de la Tunisie/ Thèse Es-Sciences – Univ. Tunis II, p.466.

LAFTINE R., DUPONTE E. (1948) - Plissement Pliocène supérieur et mouvement quaternaire en Tunisie. C.R. Acad. Sc., v. 227, p. 138-140.

LAURENT, P., KEM, H., & LACOMBE, O., (2000) - Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophasic samples. Part II. Axial and triaxial stress experiments. Tectonophysics, 327, 131-148.

LAVILLE E., PIQUEA., AMRHARM., CHARROUD M. (2004) - A restatement of the Mesozoic Atlasic rifting (Morocco). J. Afr. Earth Sci. 38, pp. 145-153.

LAZZEZ M., BEN YOUSSEF M. (2008) - Relative Sea-level Changes of the Lower Cretaceous Deposits in the Chotts Area of Southern Tunisia. Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 17. pp. 835–845.

LEE M.K., BETHKE C.M. (1994) – Groundwater flow, late cementation, and petroleum accumulation in the Permian Lyons Sandstone, Denver Basin. AAPG Bull, 78 : 217-237

LOUHAICHI M., TIGS. (1993) – Tectonique synsédimentaire des séries crétacées post-barrémiennes au Nord-est de la chaîne des Chotts (Tunisie méridionale). Géologie Méditerranéenne, XX, 1, 53 - 74.

LOUHAÏCHI M.A., TLIG S. (1993) - Tectonique synsédimentaire des séries post-Barrémiennes au Nord-Est de la chaîne Nord des Chotts (Tunisie méridionale). *Géologie Méditerranéenne* XX (1), pp. 53–74.

LOUHAÏCHI M.A., TLIG S. (1993) - Tectonique synsédimentaire des séries post-Barrémiennes au Nord-Est de la chaîne Nord des Chotts (Tunisie méridionale). *Géologie Méditerranéenne* XX (1), 53–74.

LUO X.R., VASSEUR G. (1992) – Contributions of compaction and aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions. *A.A.P.G. Bull.*, 76, pp. 1550–1559.

M

Magara K. (1978) – Compaction and Fluid Migration, *Practical Petroleum Geology*, Elsevier Scientific Publishing Company.

MANAÏ TAYECH B., OTERO O. (2005) – Un nouveau gisement Miocène à ichthyofaune au Sud de la chaîne des chotts (Tunisie méridionale) : paléoenvironnement et Paléobiogéographie. *Paléovol*, U (5), pp. 405-412.

MANN, D.M. AND MACKENZIE, A.S., (1990) - Predictions of pore fluid pressures in sedimentary basins. *Mar. Petrol. Geol.*, 7 : 55-65.

MATTAUER M., MERCIER, J.L. (1980) - Microtectonique et grande tectonique. *Mém. H. S. Soc. Géol. Fr.* N°10.

MEISSNER F.F. (1978) – Petroleum Geology of the Bakken Formation Williston Basin, North Dakota and Montana. In: N.C. Dutta (Editor), *Geopressure. Geophysics reprint series*, pp. 201-223.

MEKRAZI A. (1975) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la région de Gabès Nord. Thèse de 3^{ème} cycle. Bordeaux. 169p.

MERCIER J., Vergely P. (1992) – Tectonique. Collection, geosciences, Edit. DUNOD, Paris, Univ. Paris-sud, Orsay, 214p.

MIRANDA, T.S., SANTOS, R.F., BARBOSA, J.A., GOMES, I.F., ALENCAR, M.L., CORREIA, O.J., FALCÃO, T.C., GALE, J., NEUMANN, V.H., (2018) - Quantifying aperture, spacing and fracture intensity in a carbonate reservoir analogue : Crato Formation, NE Brazil, *Marine and Petroleum Geology*, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2018.07.019.

MITCHUM R.M., J.R. (1977) – Seismic stratigraphy and global changes sea level, part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. *Seismic stratigraphy – Application to hydrocarbon exploration*. A.A.P.G. *Mém.* 26, p. 205-212.

MOORE, J.C., ORANGE, D. AND KULM, L.D., (1990B) - Interrelationship of fluid venting and structural Evolution: Alvin observations from the frontal accretionary prism, Oregon. *JGR*, 95(B.6): 8795-8808.

MOORE J.C., VROLIJK P. (1992) – Fluids in accretionary prisms. *Rev. Geophys.*, 30: 113-135.

MORLEY C.K., GUERIN G. (1996) – Comparison of gravity-driven deformation styles and behavior associated with mobile shales and salt. *Tectonics*, 15(6): pp. 1154-1170.

MOURGUES, R., (2000) - Surpressions de fluides et glissements gravitaires : modélisation analogique des zones en extension. DEA Thesis, université de Rennes1, 17 pp.

MOURGUES, R., COBBOLD, P.R., (2003) - Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling. *Tectonophysics*, 376, 1-2, 75-97

M'RABETA (1981) - Stratigraphie, sédimentation et diagenèse des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Paris Sud, Orsay, France, 540p.

M'RABET A., (1987) - Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie Centrale. -Ann. Mines Géol., Tunis, n°30, 412 p.

M'RABET A., MEJRI F., BUROLLET P. F., CHANDOUL H. (1993) - Recueil des coupes types de Tunisie. Crétacé. - Mém. ETAP, Tunis, n°8B, 123 p.

MULHEBEGER W.R. (1961) – Conjugate joint sets of small dihedral angle. J. Geology, 62: pp. 211 – 219.

N

NEUZIL C.E. (2000) - Osmotic generation of anomalous fluid pressures in geological environments. Nature, 403: 182-184.

O

OSBORNE M.J., SWARBRICK R.E. (1997) – Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation, AAPG Bulletin, 81: 1023– 1041.

OUALI J. & E. MERCIER (1997) – The Neogene structural evolution of the western margin of the Pelagian Platform, central Tunisia: discussion. Journal of Structural Geology, Vol. 19, No. 9, pp. 1249-1252.

OUTTANI F., B. ADDOUM, E. MERCIER, D. FRIZON DE LAMOTTE, J. ANDRIEUX (1995) - Geometry and kinematics of the south Atlas front, Algeria and Tunisia. Tectonophysics, 249, pp. 233-248.

P

PATRIAT M., ELLOUZ N., DEY Z., GAULIER J.M., BEN KILANI H. (2003) - The Hammamet, Gabes and Chotts basins (Tunisia): a review of the subsidence history. Sediment. Geol. 156, 241–262.

PERKINS L.A., JOHNSON M.R., MENICK M., PERRIMON N. (1995) - Control of cell fate by the protein tyrosine phosphatase. Crockscrew, A, Dros, Res, Conf, 36, 58.

PERVINQUIERE L. (1903) – Etude géologique de la Tunisie centrale. Thèse.P.R. de Rudeval edit, Paris, 359.

PHILIP H., ANDRIEUX. J., DLALA M., CHIHI L., BEN AYED N. (1986) – Evolution tectonique mio-plio-quadernaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale) : implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. Bull. Scoc. Géol, France, 1989, n°4, pp. 559-568.

PHILIP, H., (1987) - Plio-Quaternary evolution of stress field in Mediterranean, zones of subduction and collision. Annals Geophysics, 5b, 301-320.

PIQUE A., A BRAHIM L., AIT OUALI R., AMRHAR M., CHARROUD M., GOURMELEN C., LAVILLE E., REKHISS F., TRICART P. (1998) - Évolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. Bull. Soc. Géol., France, 6 t. 169, 797–810. pp. 217–231.

PIQUEA., BRAHIM A., AIT OUALI L., AMRHARR., CHARROUD M., GOURMELEN M., LAVILLE C., REKHISS E., TRICART P. (1998) - Évolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. Bull. Soc. Géol, France, 6 t. 169, 797–810. pp. 217–231.

PIQUÉ A., P. TRICART, R. GUIRAUD, E. LAVILLE, S. BOUAZIZ, M. AMRHAR & R. AIT OUALI (2002) – The Mesozoic–Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. *Geodinamica Acta*, Vol. 15, Issue 3, July 2002, p. 185-208.

PLATT, J.P., (1990) - Thrust mechanics in highly overpressured accretionary wedges. *JGR*, 95(B.6) : 9025-9034.

POLLAR D.D., AYDIN A. (1988) – Progress in understanding jointing over the past century. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100: pp. 1181-1204.

PRICE N.J. (1966) - Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Oxford University Press, Cambridge.

R

RABIAA M.C. (1984) – Etude géologique de la région des chotts (Sud Tunisien) par Télédétection spatiale : détection de la radioactivité naturelle et analyse hydrogéochimique. Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : Géologie appliquée, Univ. Bordeaux 1, 186p, U, pl, h, t.

RHULAND M. (1973) – Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associées à divers modèles structuraux. *Bull. Sci. Géol. Strasbourg*, 26, pp. 91- 113.

RICHERT, J.P., (1971) - Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie. *Notes du Service géologique de Tunisie*, 34 : Travaux de géologie tunisienne, 4, 114-121.

RIGANE A., FEKI M., GOURMELEN C., MONTACER M. (2010) - The “Aptian Crisis” of the South-Tethyan margin: new tectonic data in Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 57, pp. 360-366.

ROBERT J.C. (1961) – Feather fracture and the mechanics of rock jointing. *Am. Journ. Sci.* 259, pp. 481-492.

RODRIGUEZ MONREAL F., VILLAR H.J., BAUDINO R., DELPINO D., ZENCICH S. (2009) - Modeling an atypical petroleum system: A case study of hydrocarbon generation, migration and accumulation related to igneous intrusions in the Neuquen Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 26, pp. 590-605.

ROUVIER H. (1977) – Géologie de l'extrême Nord tunisien. Thèse Doct. Es-Sc., Univ. Pierre ET Marie Curie, Paris, France.

S

SAID A., BABY P., DOMINIQUE C., OUALI J., (2011A) - Structure, paleogeographic inheritance, and deformation history of the southern Atlas foreland fold and thrust belt of Tunisia. *Tectonics*, Vol. 30, TC6004, doi :10.1029/2011TC002862.

SCHAMEL S. (1982) – Geologic setting of the Tunisian Atlas. Work shop notes and guide book « the structural style of Tunisian Atlas ». *tunis* 29 sep. – 20 Oct. P.2-12.

SEREPT (SOCIETE DE RECHERCHES ET D'EXPORTATION DE PETROLE EN TUNISIE). (1952-1953) – Rapports géologiques des sondages n°1et 2, 19p, 13p.

SIBSON, R.H., (1996) - Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18: 1031-1042.

SIBSON, R.H., (2000) - Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, 29: 469-499.

SMITH R.E., WILTSCHKO D.V. (1996) – Generation and maintenance of abnormal fluid pressures beneath a ramping thrust sheet: isotropic permeability experiments. *Journal of Structural Geology*, 18(7) : pp. 951-970.

SOYER C. (1987) – Inversions structurales le long de la direction atlasique en Tunisie centrale : Le Jebel Boudinar. Thèse Doct. Sci., Univ. Sci. Tech. Méd., Grenoble, 280 p.

SOYER C., TRICART P. (1987) – La crise aptienne en Tunisie centrale : approche paléostratigraphique aux confins de l'Atlas et de l'Axe Nord-Sud. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t, 305, série II.

SPEED, R., (1990) - Volume loss and defluidization history of Barbados. *JGR*, 95(B.6) : 8983-8996.

SWARBRICK R.E., OSBORNE M.J (1998) – Mechanisms that generate abnormal pressures: An overview. *A.A.P.G. Memoir*, 70: pp. 13-34.

SWARBRICK R.E., OSBORNE M.J., GRUNBERGER D., YARDLEY G.S., MACLEOD G., APLIN A.C., LARTER S.R., KNIGHT I., AULD H.A. (2000) – Integrated study of the Judy field (Block 30/7a), an overpressured central North Sea oil/gas field. *Marine and Petroleum Geology*, 17(9), pp. 993–1010.

SWARBRICK R.E., OSBORNE M.J., YARDLEY G.S. (2002) - Comparison of overpressure magnitude resulting from the main generating mechanisms. In: Huffman, A.R., Bowers, G.L. (Eds.), *Pressure regimes in sedimentary Basins and their Prediction*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 76, pp. 1-12

SWEZEY C.S. (1996) - Structural controls of Quaternary depocentres within the Chotts region of the southern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, Vol22 N. 2 pp. 335 – 347.

T

TERZAGHI, K.V, (1923) - Die Berechnung der Durchlässigkeit des Tonen aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungsscheinungen. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung IIA* 132, 125e138.

Tingay M.R.P., Morley C.K., Laird A., Limpornpipat O., Krisadasima K., Pabchanda S., Macintyre H.R. (2013) - Evidence for overpressure generation by kerogen-to-gas maturation in the northern Malay basin. *AAPG Bull* 97 :639–672.

TLAG S., ER-RAOUI L., BEN AISSA L., ALOUANI R. et TAGORTI M.A. (1991) – Tectonogenèses alpine et atlasique: deux événements distincts de l'histoire géologique de la Tunisie. Corrélation avec des événements clés de la Méditerranée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, tome 312, série II, p.259-301.

TRICART P., TORELLI L., ARGNANI A., REKHISS F., ZITELLINI N. (1994) - Extensional collapse related to compressional uplift in the alpine chain off northern Tunisia (Central Mediterranean), *Tectonophysics*, 238(1-4), pp.317-329.

TURKI MM (1985) - Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan–Nebhana. Thèse de Doctorat d'état, Faculté des sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, Tunis et *Rev Sc Terre de l'UST (INRST)*, 7, 262p.

U

UNGERER P., BEHAR E., DISCAMPS D. (1983) – Tentative calculation of the overall volume expansion of organic matter during hydrocarbonogenesis from geochemistry data: implications for primary migration. In: M. Bjoroy (Editor), *Advances in organic geochemistry*. John Wiley: 129-135.

UNGERER, P., BURRUS, J., DOLIGEZ, B., CHENET, Y. AND BESSIS, F., (1990) - Basin evaluation by integrated 2D modeling of heat transfert, fluid flow, hydrocarbon generation and migration. A.A.P.G Bull., 74: 309-335.

V

VAN BALEN R.T., CILOETINGH S. (1995) – Neural Network analyses of Stress-Induced over pressures in the Pannonian basin. Geophysical Journal International, 121, pp. 532-544.

VAN RENSBERGEN P.V., MORLEY C.K., ANG D.W., HOAN T.Q. & LAM N.T. (1999) – Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3D seismic data from the Baram delta, Offshore Darussalam. Journal of the Geological Society, London, 156, pp. 633-650.

VAUFREY R. (1932) - Le plissement Acheulo-Moustérien des environs de Gafsa. Géogr., Phys. Dyn., v. V1, p. pp. 209-325.

W

WANG G.Y., Shi Y., HWANG W.T., CHEN H. (1990) – Hydrogeologic processes in the Oregon Washington accretionary complex. JGR, 95(B.6), 9009-9023.

WERNER P. (1979) – Attitude et fracturation des gros bancs calcaires dans divers modèles structuraux : anticlinal de Cantavieja (Espagne), anticlinal de Cingoli (Italie), George de la Bourne (Massif Central). Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. De Strasbourg.

WHEELER R.L., DIXON J.M. (1980) – Intensity of systematic joints : method and application. Geology, 8, pp. 230- 233.

Y

YAÏCH, C., (1984) - Étude géologique des chaînons du Chérahil et du Krechem El Artsouma (Tunisie centrale). Liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes. Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle, Besançon, 265p.

YASSIR, N.A., (1998) - Overpressuring in compressional stress regimes - causes and detection, Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mem, Pau, pp. 13-18.

YASSIR N.A., ADDIS M.A. (2002) – Relationships between pore pressure and stress in different tectonic settings. A.A.P.G. Memoir, special volumes, pp. 79-88.

Z

Zanella, A., (2013) - Suppression de fluides et fracturation de roches mères en différents contextes tectoniques : Modélisation analogique et exemples de terrain : Université de Rennes 1, France, 175 p.

ZANELLA, A., COBBOLD, P. R., RUFFET, G. & LEANZA, H. A. (2015) - Geological evidence for fluid overpressure, hydraulic fracturing and strong heating during maturation and migration of hydrocarbons in Mesozoic rocks of the northern Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 62, 229–42.

ZANELLA, A., COBBOLD, P. R. & BOASSEN, T. (2015) - Natural hydraulic fractures in the Wessex Basin, SW England: widespread distribution, composition and history. Marine and Petroleum Geology 68, 438–48.

ZHANG B, YIN C Y, GU Z D, ZHANG J J, YAN S Y, WANG Y. (2015) - New indicators from bedding parallel BPV veins for the fault valve mechanism. *Science China : Earth Sciences*, 58 : 1320–1336, doi : 10.1007/s11430-015-5086-6.

Zhang J. (2011) - Pore pressure prediction from well logs: methods, modifications, and new approaches. *Earth Sci Rev* 108 :1–33

ZARGOUNI, F., DELTEI, J., TRUILLET, R., (1979) - Interprétation des éléments structuraux alpines de l'axe N-S dans le cadre d'une genèse polyphasée (Tunisie centrale). 7ème Réunion, ann. Sc. Terre. Lyon, 468p.

ZARGOUNI F., RUHLAND. M. (1981) – Style de déformation du Quaternaire récent lié au coulissement de la faille de Gafsa, et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridional tunisien. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 292, II, pp. 912-915.

ZARGOUNI F. (1984) – Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas tunisien méridional. Évolution récente de l'accident sud atlasique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 299, sér. II, 2, p. 71-76.

ZARGOUNI F. (1985) – Tectonique de l'Atlas Méridional de Tunisie : Évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. *Revue. Sc. Terre. Tn.*, 3 :304p.

ZARGOUNI F., RABIAA M.C., ABBES C. (1985) - Rôle des couloirs de cisaillement de Gafsa et de Negrine-Tozeur dans la structuration du faisceau des plis des chotts, éléments de l'accident sud-atlasique. *CRASC.P.*, 301 ; 11, pp. 831-883.

ZITOUNI L. (1992) – Géodynamique des bassins jurassique et crétacés inférieurs de l'Atlas central de Sidi Aïch-Majoura et implications pétrolières. D.E.A, Univ. Tunis II.

ZITOUNI L., BÉDIR M. ET TLIG S. (1993C) – Organisation bassinale jurassique de subsurface le long des couloirs tectoniques NS en rameaux de l'Atlas central tunisien. 14ème Meet. Régi. Sédim. Marrakech. Maroc. 27-29. Avr.p.346.

ZOBACK K, M.D, AND HELAY J.H. (1984) – Friction, faulting and in situ stress: *Annales Geophysicae*, V.2.p.689-698.

ZOUAGHI T., BEDIR M., ABDALLAH H., INOUBLI M.H. (2009) - Seismic sequence stratigraphy, basin structuring, and hydrocarbon implications of Cretaceous deposits (Albian-Maastrichtian) in central Tunisia. *Cretaceous Research* 30, pp. 1-21.

ZOUARI H (1995) - Évolution géodynamique de l'Atlas centro-méridional de la Tunisie : stratigraphie, analyses géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire. Thèse de Doctorat d'état, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 278p.

ZOUAGHI T., FERHI I., BÉDIR M., BEN YOUSSEF M., GASMI M., INOUBLI, M.H. (2011) - Analysis of Cretaceous (Aptian) strata in central Tunisia, using 2D seismic data and well logs. *Afr. Earth Sci.* 61, pp. 38–61

Annexe I

Tableau 4 : Localisation de veins de gypse dans le monde entier. Il s'agit d'une synthèse de travaux antérieurs entre 2013 et 2021.

Gypsum veins								
N°	Country	Area	Host rock		Compositions of fibres	Origin	References	
			Name	Age				Type
1	United Kingdom	Boulby, Cleveland	(No name)	Permian	Mudstones	Gypsum	Compressive stresse	Cosgrove (2009)
2	United Kingdom	Bristol Channel	Mercia Mudstone Fm	Triassic	Mudstones	Gypsum	Mineralogical transformation Compressive stress	Cosgrove (1995, 2001), Philipp (2008)
3	United Kingdom	South Devon	Mercia Mudstone Fm	Triassic	Mudstones	Gypsum	(Not reported)	Gallois (2001)
4	United Kingdom	Cheshire Basin	Mercia Mudstone Fm	Triassic	Mudstones	Gypsum	(Not reported)	Richardson (1920), Gustavson et al. (1994)
5	United Kingdom	Cumbria, Vale of Eden	Eden Shales Fm	Permian	Mudstones	Gypsum	Mineralogical transformation	Shearman et al. (1972), Hughes (2003)
6	France	Paris Basin, Lorraine	Marnes Irisées	Triassic	Marl	Gypsum	(Not reported)	Maubeuge (1991)
7	Spain	Basque-Cantabrian Basin	Zumaia-Algorri Fm	Late Cretaceous	Marl-limestones	Gypsum	Disequilibrium compaction Mineralogical transformation	Abalos and Elorza (2011)
8	Spain	Lorca Basin	Serrata Fm	Miocene	Evaporite	Gypsum	(Not reported)	Geel (1976), Benali et al. (1995)
9	Italy	Volterra Basin	Radicondoli Fm	Miocene	Evaporite	Gypsum	Mineralogical transformation	Testa and Lugli (2000)
10	Latvia	Salaspils	(No name)	Devonian	Evaporite	Gypsum	(Not reported)	Website
11	Tunisia	Tataouine	Zmilet Haber Fm	Early Jurassic	Marine shale/evaporite	Gypsum	Mineralogical transformation	Akrout et al., 2021
12	Tunisia	Gafsa Basin	Formation Selja	Paléocène-Yprésien	Evaporite	Gypsum	Mineralogical transformation Compressive stresse	Khalfi, 2017
13	Egypt	Luxor	Esna Fm	Palaeocene	Evaporite	Gypsum	Compressive stresse	Cobbold et al. (2008)
14	United Kingdom	Boulby, Cleveland	(No name)	Permian	Mudstones	Gypsum	Compressive stresse	Cosgrove (2009)

15	Oman	Ras-al-Hamra, Muscat	(No name)	Late Cretaceous	Shale and limestones	Gypsum	Compressive stress	Hilgers and Urai (2005)
16	Bolivia	Chaco Basin	Yecua Fm	Miocene	Shallow-marine shale	Gypsum	(Not reported)	Hulka et al. (2006)
17	U.S.A.	Texas Panhandle	Quaternary Fm	Permian	Mudstone	Gypsum	Disequilibrium compaction Mineralogical transformation	Collins (1984)
18	U.S.A.	Appalachian Basin	Camillus Fm, Salinas Gp	Silurian	Mudstone	Gypsum	Mineralogical transformation	Taber (1918)
19	U.S.A.	Texas Panhandle	Quaternary Fm	Permian	Mudstone	Gypsum	Disequilibrium compaction Mineralogical transformation	Gustavson et al. (1994)
20	U.S.A.	Appalachian Basin	Camillus Fm, Salinas Gp	Silurian	Mudstone	Gypsum	Disequilibrium compaction Mineralogical transformation	Gustavson et al. (1994)
21	U.S.A.	Newark Basin	Passaic Fm	Triassic	Mudstone	Gypsum	Disequilibrium compaction Mineralogical transformation	El-Tabakh et al. (1998)
22	Canada	Canada Basin, Alberta	Nisku Fm	Devonian	Mudstone	Gypsum, anhydrite	Compressive stress	Machel (1985)
23	Canada	Saskatchewan	(No name)	Carboniferous	Mudstone	Gypsum	Mineralogical transformation Disequilibrium compaction	Kendall (1975)
24	Argentina	Altiplano	Sijes Fm	Miocene	Evaporite	Gypsum	Mineralogical transformation	Ortí and Alonso (2000)
25	Argentina	Neuquen Basin	Vaca Muerta Fm	Late Jurassic	Marine shale	Gypsum, oil	Hydrocarbon cracking Compressive stress	Larmier, 2020
26	Australia	Amadeus Basin	Bitter Springs Fm	Late Proterozoic	Dolomite	Gypsum	Disequilibrium compaction Mineralogical transformation	Stewart (1979)
	Australia	Amadeus Basin	Bitter Springs Fm	Late Proterozoic	Dolomite	Gypsum	Disequilibrium compaction Mineralogical transformation	Gustavson et al. (1994)

27	Australia	Amadeus Basin	Bitter Springs Fm	Late Proterozoic	Dolomite	Gypsum	Disequilibrium compaction Mineralogical transformation	Gustavson et al. (1994)
28	China	Qaidam Basin	Shangganchaigou Fm	Miocene	Limestone	Gypsum	Compressive stresse	Neubauer et al. (2010)
29	Bolivia	Chaco Foreland Basin	Yecua Fm	Late Miocene	Mudstones	Gypsum	(Not reported)	Hulka et al., 2006
30	London	Bristol Channel Basin	Mercia Fm	TRIASSIC	mudstones	Gypsum	Compressive stresse	Meng et al., 2017
31	U.S.A	Southern utah	MOENKOPI Fm	TRIASSIC	Mudstones	Gypsum	Mineralogical transformation	Young, W.B., 2016
32	Southern Utah	Colorado Plateau	MOENKOPI Fm.	Triassic	Mudstones	Gypsum	Disequilibrium compaction & Compressive stresse	Brennan William Young, 2016
33	Endeavour crater	Cape york	(No name)		Sandstoe	Gypsum	Disequilibrium compaction	Crumpler et al., 2012
34	Gale Crater, Mars	Pahrump	Yellowknife bay Fm.	(No age)	Mudstones	Gypsum	Mineralogical transformation	Kronyak et al., 2015
35	Canada	Edmonton	Nisku Fm.	Upper Devonian	Silty marls/ dolomite	Gypsum, anhydrite	Mineralogical transformation and lateral tectonic stress	Machel, 1985
36	Gale Crater, Mars	(No name)	(No name)	(No age)	(No reported)	Gypsum, anhydrite	Mineralogical transformation	Vaniman et al., 2018
37	Allemagne	Zechstein Basin	Zechstein Formation	Upper Permian	Dolomite	Gypsum	Disequilibrium compaction Mineralogical transformation	WILLIAMS-STROUD, S.C. and Paul, J. 1997
38					Mudstones	Gypsum	Compressive stresse	Zhao et al., 2020
39	China	Ningnan Basin,	Qingshuiying Formation	Neogene				
39	Southern Peru	Pisco Basin	Pisco Fm	Miocene	Dolomite / Sandstone	Gypsum	Mineralogical transformation	Rustichelli et al., 2016
40	Mexico	Coahuila	Aurora Limestone	Late Cretaceous	Marine shale	Gypsum / Calcite	(Not reported)	Lozej and Beales (1997)
	Tunisia	Northern Chotts range	Bouhedma Formation	Lower Cretaceous	Mudstones / Evaporite	Gypsum	Mineralogical transformation Compressive stresse	Abaab et al., 2021

Tableau 5: Localisation de BPV de calcite dans le monde entier. Il s'agit d'une compilation de travaux antérieurs entre 2013 et 2021.

N°	Country	Area	Calcite veins			Compositions of fibres	Origin
			Name	Age	Type		
1	United Kingdom	Somerset	Westbury Fm	Late Triassic	Mudstone, limestone	Calcite	Short, 1904 ; Richardson, 1911, Warrington et al., 1986; Gallois, 2009
2	United Kingdom	South Wales	Westbury Fm	Late Triassic	Mudstone, limestone	Calcite	Richardson , 1905 ; Kelling and moshrif , 1977
3	United Kingdom	South Wales	Carboniferous Lst.	Carboniferous	Mudstone, limestone	Calcite	George 1954
4	United Kingdom	Wales	Welsh Basin	Ordovician	Marine shale	Calcite, dolomite, quartz	Fitches 1987
5	United Kingdom	Wessex Basin, Isle of Purbeck	Purbeck Gp	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite	Webster 1826, Buckland & de la Becge 1835
6	United Kingdom	Wessex Basin, Lyme Regis	Shales-with-BPV Mbr	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Sorby 1860, Lang 1914, Lang et al., 1923, Marshall 1982, Gallois 2008
7	United Kingdom	Wessex Basin, Kimmeridge Bay	Kimmeridge Clay Fm	Middle Jurassic	Marine shale	Calcite	Morgans-Bell et al., 2001
8	United Kingdom	Wessex Basin, Vale of Wardour	Purbeck Gp	Late Jurassic	Limestone	Calcite	Andrews and Jukes-Brown 1894, Reid 1903
9	United Kingdom	Wessex Basin, Isle of Wight	Vectis Fm	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite	Judd 1871
10	United Kingdom	Weald Basin, Sussex	Purbeck Gp	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite	Howitt 1964
11	United Kingdom	Weald Basin, Kent	Wealden Gp, Hastings Beds	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite	Laplugh and Kitchin 1911
12	United Kingdom	Larne Basin, N. Ireland	(No name)	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Shelton 1997
13	United Kingdom	N. Ireland	(No name)	Carboniferous	Marine shale	Calcite	Evans et al., 1998

14	United Kingdom	Inner Hebrides, Scotland	Great Estuarine Gp	Late Jurassic	Marine shale	Calcite	Judd 1878, Harker 1908, Lee 1920, Marshall 1982
15	United Kingdom	Eathie, Cromarty, Scotland	Kimmeridge Clay Fm	Middle Jurassic	Marine shale	Calcite	Wignall and Pickering 1993
16	United Kingdom	Balintore, Cromarty, Scotland	Balintore Fm	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	-----
17	United Kingdom	Ayrshire, SW Scotland	Carboniferous Limestone	Carboniferous	Marine shale	Calcite	Young 1885, Denaeyer 1974c
18	United Kingdom	Staffordshire, England	Milldale Limestone	Carboniferous	Marine shale	Calcite	Cossey et al., 1995
19	United Kingdom	Northampton, England	Estuarine Series	Middle Jurassic	Marine shale	Calcite	Woodward 1893, Thompson 1902
20	United Kingdom	Midlands, England	Blisworth Fm	Middle Jurassic	Marine shale	Calcite	Hendry 2002, Hudson and Clements 2007
21	United Kingdom	North Yorkshire coast, England	Whitby Mudstone Fm	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Fox-Strangways and Barow 1882, Denaeyer 1974c
22	United Kingdom	Eastern England shelf	Kimmeridge Clay Fm	Middle Jurassic	Marine shale	Calcite	Lott 1985, Penn et al., 1986
23	United Kingdom	North Sea, Outer Moray Firth	Alba Sandstones	Eocene	Marine claystone	Calcite	Hillier and Cosgrove 2002
24	Netherlands	North Sea, Dutch Central Graben	Posidonia Fm (Toarcian)	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Trabucho-Alexandre et al., 2012
25	Belgium	Saint-Mard, Prov. Luxembourg	Marnes de Grandcourt Fm	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Denaeyer 1943a
26	France	Paris Basin, Foug, Lorraine	Argiles de la Woëvre	Middle Jurassic	Marine shale	Calcite	Denaeyer 1943b
27	France	Paris Basin, Nancy area, Lorraine	Schistes Carton Fm (Toarcian)	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Guibal 1841, Deaeyer 1943b, 1944b), Maubeuge 1945
28	France	Paris Basin, Blainville, Lorraine	Upper Muschelkalk Fm	Middle Triassic	Limestone and marl	Calcite	Denaeyer 1943b, 1944b, Maubeuge 1945
29	France	Montagne Noire	(No name)	Ordovician	Marine shale	Calcite	Denaeyer 1943b, Bonte 1945b, Becq-Giraudon 1990
30	Germany	Hils Syncline, Hanover	Posidonia Fm	Early Jurassic	Marine shale	Calcite, bitumen, oil	Jochum et al., 1995

31	Poland	Silesia	Gogolin Fm	Middle Triassic	Marine shale , Limestone	Calcite	Kowal-Linka 2010
32	Poland	Silesia	Kupferschiefer	Permian	Marine shale	Calcite, sulphides, gypsum	Jowett 1987
33	Czech Republic	Prague Basin	Liten Fm	Silurian	Marine shale	Calcite, bitumen	Dobes et al., 1999, Volk et al., 2002, Suchy et al., 2002
34	Italy	Rimini	Upper variegated clay	Oligocene	Claystone	Calcite	Perrone et al., 1998
35	Norway	Svalbard	Wilhelmoya Fm	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Dypvik et al., 1985
36	Denmark	Bornholm	Alum Shale	Cambrian	Marine shale	Calcite	Pedersen 1989
37	Sweden	SE Sweden	Alum Shale	Cambrian	Marine shale	Calcite	Thickpenny 1984, Israelson et al., 1996, Egenhoff et al., 2012
38	Sweden	Höganäs Basin, Skane	Rya Fm, Doshult Mbr	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Hausmann 1812, Frandsen and Surllyk 2003
39	Greenland	Kuhn 0, NE Greenland	(No name)	Aptian	Marine shale	Calcite	Donovan 1957
40	Russia	Franz Josef Land, Northbrook Is.	(No name)	Middle Jurassic	Marine shale	Calcite	Newton and Teall 1897, Pompeckj 1900
41	Russia	Siberia	(No name)	Silurian	Marine shale	Calcite	Kolokol'tsev 2002
42	Chine	Junggar Basin	Loucaogou Fm	Permian	Marine shale	Calcite	Jiao et al. (2007)
43	Chine	Junggar Basin	Xiaoquangou Gp	Late Triassic	Marine shale	Calcite	Vincent and Allen (2001)
44	Chine	Junggar Basin	Sangonghe Fm	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Vincent and Allen (2001), Shao et al. (2003)
45	Algeria	NE Constantinois	(No name)	Late Cretaceous	Marine shale	Calcite	David (1952), Durand-Delga (1952)
46	Morocco	Erfoud	Merdani Fm	Carboniferous	Shale	Calcite	Lugli et al. (2005)
47	Morocco	Rif	(No name)	Late Cretaceous	Shale	Calcite	Frizon de Lamotte and Leikine (1985)

48	Oman	Oman Mountains	(No name)	Late Proterozoic	Shale	Calcite	Schwarz and Koehn (2011)
49	Iran	Kopet Dagh Basin, NE Iran	Sanganeh Fm	Late Cretaceous	Marine shale	Calcite	Raisossadat (2004), Mahboubi et al. (2010)
50	Canada	Liard Basin, B. Columbia	Lepine Fm	Late Cretaceous	Marine shale	Calcite	Jowett and Schröder-Adams (2005)
51	Canada	Western Canada	Nordegg Mbr	Late Jurassic	Marine shale	Calcite	Riediger and Coniglio (1992)
52	Canada	British Columbia	Pardonet Fm	Late Triassic	Marine shale	Calcite	Orchard et al. (2001)
53	Canada	Northwest Terr	Hare Indian Fm	Devonian	Marine shale	Calcite	MacKenzie (1972), Al-Aasm et al. (1993, 1996)
54	Canada	Baffin Island	Arctic Bay Fm	Middle Proterozoic	Marine shale	Calcite	Turner and Kamber (2012)
55	Canada	Quebec	Escuminac Fm	Devonian	Marine shale		Woodland (1964), El Albani et al. (2002)
56	Canada	Quebec	Beekmantown -Trenton	Ordovician	Marine limestone	Calcite, quartz	Séjourné et al. (2005)
57	Canada	New Brunswick	Jones Creek Fm	Silurian	Marine shale	Calcite	Woodland (1964)
58	Canada	Cape Breton Island, Nova Scotia	Horton Gp	Carboniferous	Marine shale	Calcite	Woodland (1964)
59	U.S.A	Alaska, Colville River	Nanushuk Fm	Late Cretaceous	Marine shale	Calcite	LePain et al. (2008)
60	U.S.A	Gibson Lake, Montana	Switchback Shale	Cambrian	Marine shale	Calcite	Woodland (1964)
61	U.S.A	Wyoming	Green River Fm	Eocene	Lacustrine shale	Calcite	Brown (1954)
62	U.S.A	Uintah Basin,	Uinta Fm	Eocene	Lacustrine siltstone	Calcite	Woodland (1964)
63	U.S.A	Utah	Wheeler Fm	Cambrian	Marine shale	Calcite	Woodland (1964), Brett et al., 2009
64	U.S.A	Kansas	Kiowa Fm	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite	Twenhofel and Tester (1926), Franks (1969)
65	U.S.A	Kansas, Nebraska, S. Dakota	Pierre Shale, Sharon Springs Mbr	Late Cretaceous	Marine shale	Calcite	Gill et al. (1972)

66	U.S.A	Ohio, Kentucky, W. Virginia Tennessee	Ohio Shale, Cleveland Mbr	Devonian	Marine shale	Calcite	Hoover (1960), Herdendorff (1977), Provo et al. (1978), Broadhead et al. (1982)
67	U.S.A	New York	Northeast Shale, Canadaway Mbr	Devonian	Marine shale	Calcite	Gilman and Metzger (1967)
68	U.S.A	New York, Pennsylvania	Marcellus Shale	Devonian	Marine shale	Calcite	Taber (1918), Evans (2011)
69	U.S.A	Pennsylvania	Portage Flags	Devonian	Marine limestone	Calcite	Gresley (1894)
70	U.S.A	Tennessee	Holston Fm	Ordovician	Marine limestone	Calcite	Tobin et al. (1996)
71	U.S.A	Parke County, Indiana	Staunton Fm	Carboniferous	Marine shale	Calcite	Woodland (1964)
72	U.S.A	Oklahoma	Atoka Fm	Carboniferous	Marine shale	Calcite	Hammes et al. (2011)
73	U.S.A	Fort Worth, West Texas	Barnett Shale	Carboniferous	Marine shale	Calcite	Milliken et al. (2012)
74	U.S.A	West Texas	Smithwick Fm	Carboniferous	Marine shale	Calcite	Gale and Holder (2010)
75	U.S.A	East Texas	Carrizo Sandstone	Eocene	Fluvial sandstone	Calcite	Enos and Kyle (2002)
76	U.S.A	Louisiana	Haynesville Shale	Late Jurassic	Marine shale	Calcite	Spain and Anderson (2010), Hammes and Fréebourg (2012), Milliken and Day-Stirrat (2012)
77	U.S.A	Alabama	Conasauga Shale	Cambrian	Marine shale		Pashin (2011)
78	Mexico	Sierra Madre	La Casita Fm	Jurassic	Marine shale	Calcite, quartz, pyrite, bitumen	Lefticariu (2005), Fischer et al. (2005, 2009)
79	Mexico	Coahuila	Aurora Limestone	Late Cretaceous	Marine shale	Calcite, gypsum	Lozej and Beales (1997)
80	Mexico	Mexican Fold-Thrust Belt	(No name)	Cretaceous	Limestone, shale	Calcite, quartz	Fitz-Diaz et al. (2011)
81	Colombia	Muzo, Coscuez	Paja Fm	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite, quartz, pyrite, emerald	Branquet et al. (1999)
82	Colombia	Zipaquirá, Sesquilé	Lutitas del Macanal Fm	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite	Authors' own observations
83	Barbados	Scotland District	Basal Complex, Joes River Fm	Eocene	Marine shale	Calcite, bitumen	Speed (1990), Parnell et al. (1994)

84	Trinidad & Tobago	Trinidad	Cruse Fm	Tertiary	Marine shale	Calcite	Geol. Soc. Trinidad Newsletter, March 2003.
85	Venezuela	Maracaibo	La Luna Fm	Late Cretaceous	Marine shale	Calcite	Pratt et al. (1993), Macsotay et al. (2003)
86	Venezuela	Orinoco Heavy Oil Belt	Oficina Fm	Early Miocene	Marine shale	Calcite	Hedberg et al. (1947), Renz (1957), Fary (1980), Martinius et al. (2012)
87	Suriname	Demerara Rise	(No name)	Late Cretaceous	Marine shale	Calcite	ODP Shipboard Scientific Party (2003)
88	Brazil	Solimoes Basin	Jutai Fm	Devonian	Marine shale	Calcite	Rubinstein et al. (2005)
89	Brazil	Lower Amazon Basin	Curua Fm, Barreirinha Mbr	Devonian	Marine shale	Calcite	Stauffer (1911)
90	Brazil	Araripe Basin	Crato Fm	Albian	Lacustrine shale	Calcite	Silva (2003)
91	Peru	Talara Basin	Palegreda Fm	Eocene	Marine shale		Iddings and Olsson (1928)
92	Argentina	Yavi, Altiplano, Jujuy	(No name)	Ordovician	Marine shale	Calcite (partly silicified)	Harrington and Leanza (1957), Woodland (1964)
93	Argentina	Neuquén Basin	Los Molles Fm	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Authors' own observations
94	Argentina	Neuquén Basin	Vaca Muerta Fm	Late Jurassic	Marine shale	Calcite, bitumen	Parnell et al. (2000), Rodrigues et al. (2009)
95	Argentina	Neuquén Basin	Agrio Fm	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite, bitumen	Authors' own observations
96	Argentina	Magellan Basin	Rio Mayer Fm	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite	Riccardi et al. (1987)
	Argentina	Neuquén Basin	Vaca Muerta Fm	Late Jurassic Early Cretaceous	Marine shale	Calcite	Ukar et al., 2017
97	Chile	Magellan Basin	Rincon Negro Fm	Late Cretaceous	Marine shale	Calcite	Cecioni (1957)
98	Falkland Islands	Falkland Plateau		Late Jurassic	Marine shale	Calcite	Tarney and Schreiber (1976), Maillot and Bonte (1983)

99	Antarctica	Livingston Island	President Beaches Fm	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite	Crame et al. (1993), Torres et al. (1997)
100	Antarctica	Ohio Range, Transantarctic Mountains	Discovery Ridge Fm	Devonian	Marine shale	Calcite	Doumani and Tasch (1965)
101	Rep. South Africa	Kalahari		Quaternary	Calcrete	Calcite	Watts (1978)
102	Zambia	Zambezi Valley	Madumabisa Fm, L. Karoo Gp	Permian	Marine shale	Calcite	Molyneux (1909), Nyambe and Dixon (2000)
103	Congo	Nyangwe, Lualaba River	Lukuga Series	Permian	Marine shale	Calcite	Denaeyer (1939c)
104	Tanzania	Ruhuhu Basin	Idusi Fm, Lilangu Fm	Permian	Marine shale	Calcite	Catuneanu et al. (2005)
105	Tanzania	Kilwa Peninsula, SE coast	Kivinje Fm, Kilwa Gp	Eocene	Marine shale	Calcite	Nicholas et al. (2006), Pearson et al. (2006)
106	Madagascar	Morondava Basin	Sakamena Fm	Permian	Marine shale	Calcite	Radelli (1975)
107	Madagascar	Morondava Basin	salô II Fm, Isalo III Fm	Early Jurassic	Marine shale	Calcite	Lacroix (1923), Denaeyer (1943b), Museum Collection (Geosciences-Rennes)
108	Australia	Lachlan Orogen, N S W.	Murrumbidgee Gp	Devonian	Marine limestone, shale	Calcite	Barker et al. (2006)
109	Australia	Queensland, Carpentaria Basin	Rolling Downs Gp	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite	Daintree (1872), Ingram (1972)
110	New Zealand	Kaipara Harbour North Auckland		Late Cretaceous	Marine shale	Calcite	Marshall (1926)
111	United Arab Emirates	Abu Dhabi	Simsima Fm	Upper Cretaceous	Dolostones, limestone	Calcite	S. Morad et al. (2010)
112	Australia	Northern Flinders Ranges	Tindelpina Shale member	Neoproterozoic–Cambrian Adelaidean Sequence	Shale	Calcite	Paul D. Bons et Michael Montenari (2005)
113	France	Causses Basin	Toarcian shale	Toarcian	shale	Calcite	Mélody Lefèvre et al. (2015)
114				Tertiary	Limstone	Calcite	R. C. Lindholm (1974)
115	China	Hubei Province	Chihhsia Fm.	upper Lower Permian	organic-rich calcareous shale	Calcite	HaoYu et al. 2015

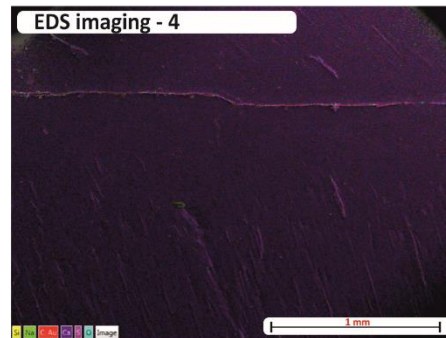
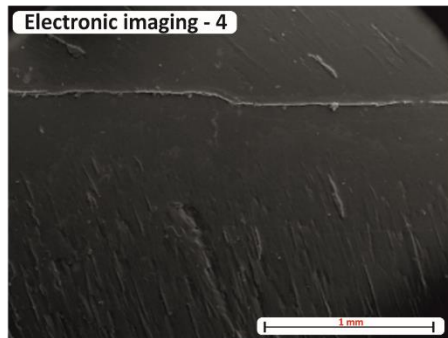
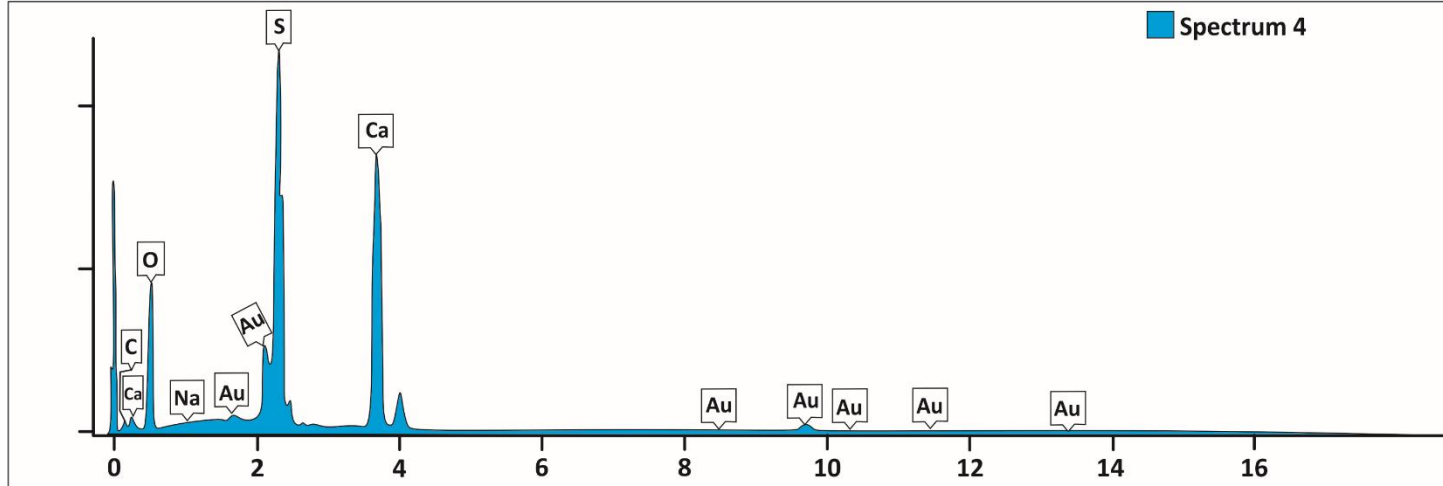
116	Italy	Alpi Apuane	Carrara marbles	Lower Liassic	carbonate	Calcite	Luca Vaselli et al. 2012
117	Tunisia	Tedjerouine, NW Tunisia	Fahdène Fm.	Albian-Early Cenomanian	Black shales	Calcite	Hallek et al., 2020
118	China	Tianshan Mountain,	Bashijiqike Fm.	Cretaceous	Mudstone	Calcite	Sun et al., 2017
119	Argentina	Neuquén Basin	Vaca Muerta Fm	lower Tithonian to lower Valanginian	Mudstones	Calcite	M.R. Lanz et al., 2020
120	Argentina	Neuquén Basin	Vaca Muerta Fm	Late Jurassic Early Cretaceous	Mudstones	Calcite	Ravier E., et al., 2020
121	China	Lower Yangtze Platform	Leping Fm.	Permian	Shale	Calcite / Quartz	Huang et al., 2021
123	U.S.A.	Palo Duro Basin	Wolfcamp strata	Permian	Mudstones	Calcite	Collins (1984)
124	Tunisia	Mahjoub structure	Fahdhen Fm.	Albian - Cenomanian	Mudstones	Calcite	Hallek et al., 2019

Tableau 6: Localisation de BPV de quartz dans le monde entier. Il s'agit d'une compilation de travaux antérieurs entre 2013 et 2021.

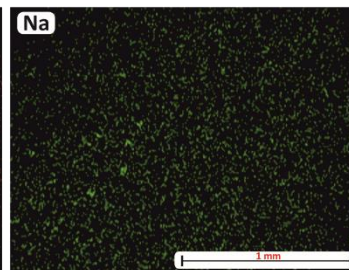
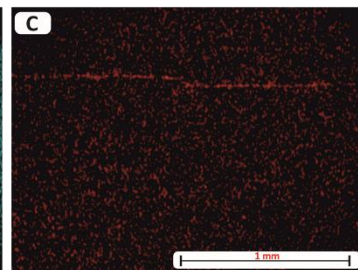
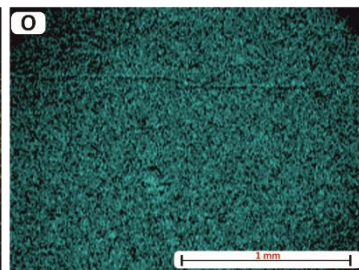
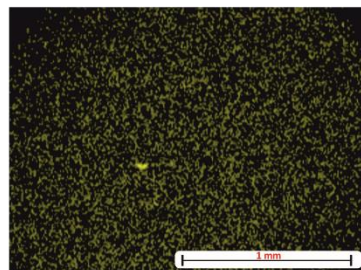
N°	Country	Area	Quartz veins			Compositions of fibres	Origin
			Name	Host rock			
				Age	Type		
1	United Kingdom	Devon	Culm Fm	Carboniferous	Marine turbidite	Quartz	Tanner (1989)
2	United Kingdom	Dolaucothi, Wales		Ordovician	Marine turbidite	Quartz, gold, sulphides	Annels and Roberts (1989)
3	France	Poligné, Brittany	Riadan Fm	Silurian	Marine sandstone/shale	Quartz	Authors' own observations
4	Germany	Ardennes	Rurberg-Heimbach	Devonian	Shale	Quartz	Van Noten et al. (2011)
5	Spain	Extremadura		Devonian	Shale	Quartz, gold, sulphides	Sanderson et al. (1994)
6	Rep. South Africa	Witwatersrand Basin	Carbon Leader Reef	Archaean	Shale	Quartz, gold, uraninite, sulphides	Parnell (1999), England et al. (2002) Grové and Harris (2010)
7	Rep. South Africa	Eastern Transvaal	Transvaal Supergroup	Paleoproterozoic	Dolomite and shale	Quartz, gold, sulphides	Harley and Charlesworth (1996)
8	Namibia	Ondundu	Kuiseb Fm	Neoproterozoic	Marine turbidite	Quartz, gold, sulphides	Forsys Metals
9	Australia	New South Wales	Hill End	Silurian-Devonian	Marine turbidite	Quartz, gold, sulphides	Watt (1898), Windh (1995)
10	Australia	Victoria	Bendigo-Ballarat Slate	Ordovician	Marine turbidite	Quartz, gold, sulphides	Jessell et al. (1994), Fowler (1996), Willman (2007)
11	Australia	Western Australia	Hamersley Gp	Palaeoproterozoic	Banded iron formation	Quartz, hematite (Tiger's Eye)	Brown et al. (2004), Hilgers and Urai (2005)
12	New Zealand	Preservation Inlet	Preservation Fm	Ordovician	Marine turbidite	Quartz, gold, sulphides	Begbie et al. (2005)
13	Canada	Meguma, N. Scotia	Goldenville Fm	Ordovician	Marine turbidite	Quartz, gold, sulphides	Henderson and Henderson (1986) Sangster and Smith (2007)

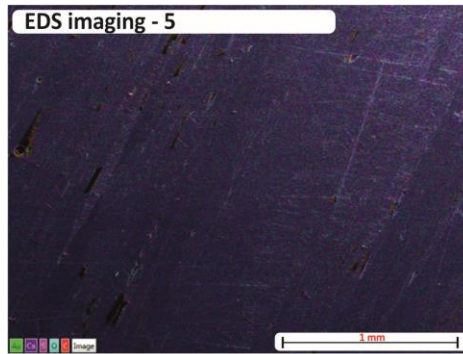
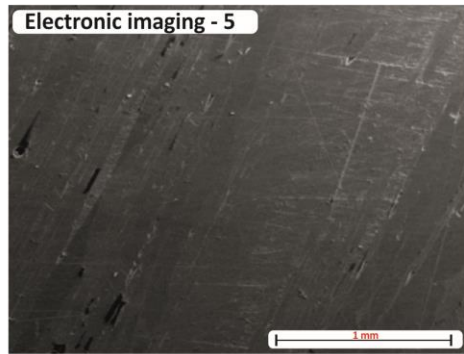
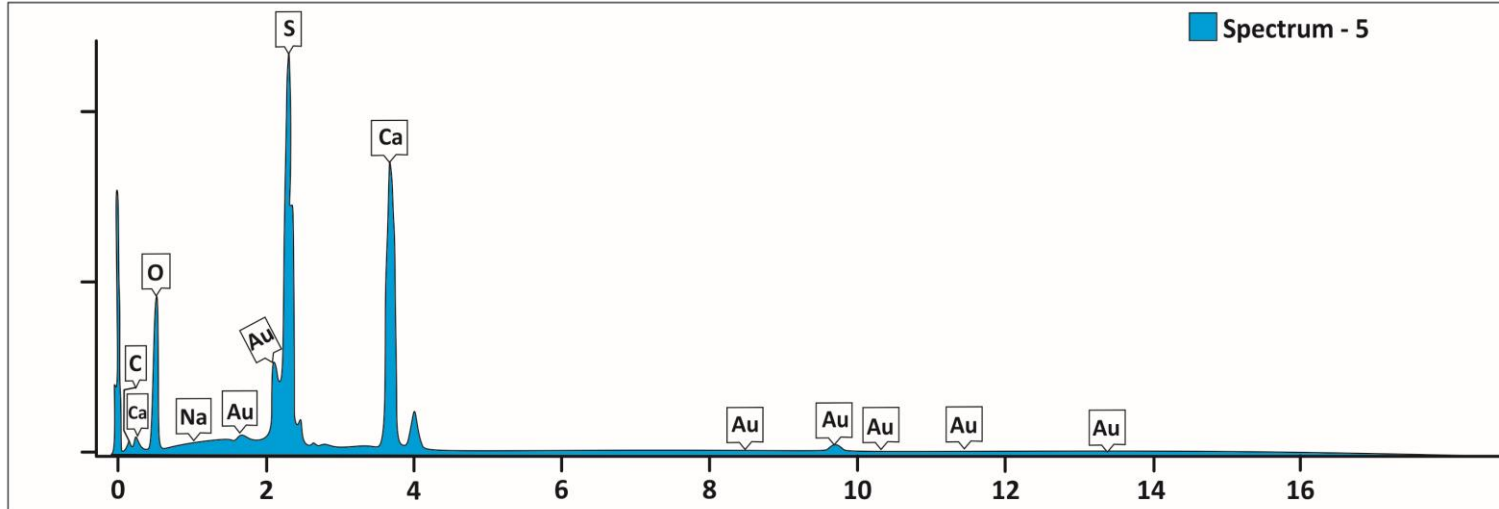
14	Canada	British Columbia	Gog Gp	Cambrian	Marine turbidite	Quartz, gold, sulphides	Foster (1987), Shaw and Morton (1990)
15	Argentina	Jujuy	Puna Turbidite C	Ordovician	Marine turbidite	Quartz, gold, sulphides	Golden Arrow
16	Peru and Bolivia	Eastern Cordillera	San Jose Fm	Ordovician	Marine turbidite	Quartz, gold, sulphides	Fuchs (1898), Fornari and Herail (1991)
17	Russia	Sukhoi, Lena, Siberia	Khomolkho Fm	Neoproterozoic	Shale and silt	Quartz, gold, sulphides	Distler et al. (2004), Large et al. (2011)
18	Brazil	Quadrilátero Ferrífero	iron-formation	Archean–Paleoproterozoic	granite–greenstone	Quartz	Barbosa et al., 2012
19	China	Lower Yangtze Platform	Leping FM.	Permian	Shale	Quartz	Huang et al., 2021
20	South Norway	Hallingdal area	Gardnos	Late-Proterozoic	conglomerate	Quartz	Andersen et al., 1995
21	Northeastern Mexico	Sierra Madre Oriental	Nuncios Fold Complex	Upper Jurassic and Cretaceous	calcareous mudstone / Shale	Quartz	Fischer et al., 2009
22	U.S.A.	Fort Worth, Texas	Barnett Fm	Carboniferous	Marine shale	Quartz	Gale and Holder (2010)
23	China	Lower Yangtze Platform	Leping Fm.	Permian	Shale	Calcite / Quartz	Huang et al., 2021
24	Mexico	Sierra Madre Oriental	Nuncios complex	Upper Jurassic & Cretaceous	calcareous mudstones / Shale	Quartz	Fischer et al., 2009
25	Mexico	Sierra Madre	La Casita Fm	Jurassic	Marine shale	Calcite, quartz, pyrite, bitumen	Leticariu (2005), Fischer et al. (2005, 2009)
26	United Kingdom	South Wales	Carboniferous Lst.	Carboniferous	Mudstone, limestone	Calcite	George 1954
27	Mexico	Mexican Fold-Thrust Belt	(No name)	Cretaceous	Limestone, shale	Calcite, quartz	Fitz-Diaz et al. (2011)
28	Colombia	Muzo, Coscuez	Paja Fm	Early Cretaceous	Marine shale	Calcite, quartz, pyrite, emerald	Branquet et al. (1999)
29	United Kingdom	Wales	Welsh Basin	Ordovician	Marine shale	Calcite, dolomite, quartz	Fitches 1987



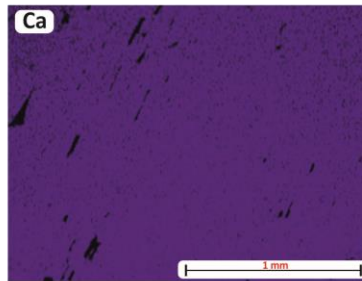
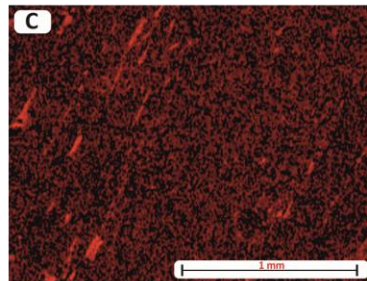
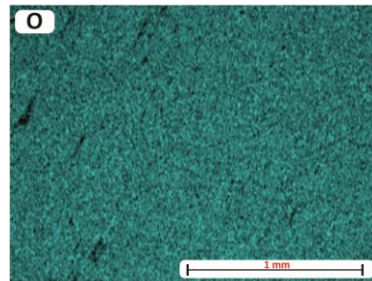
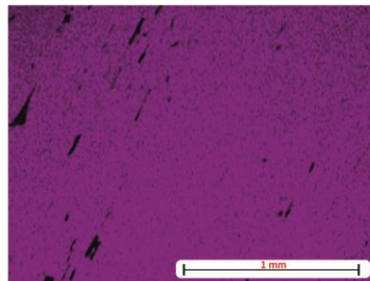


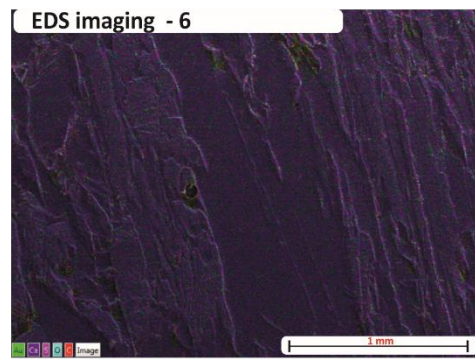
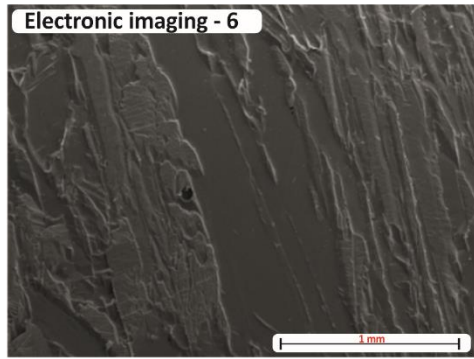
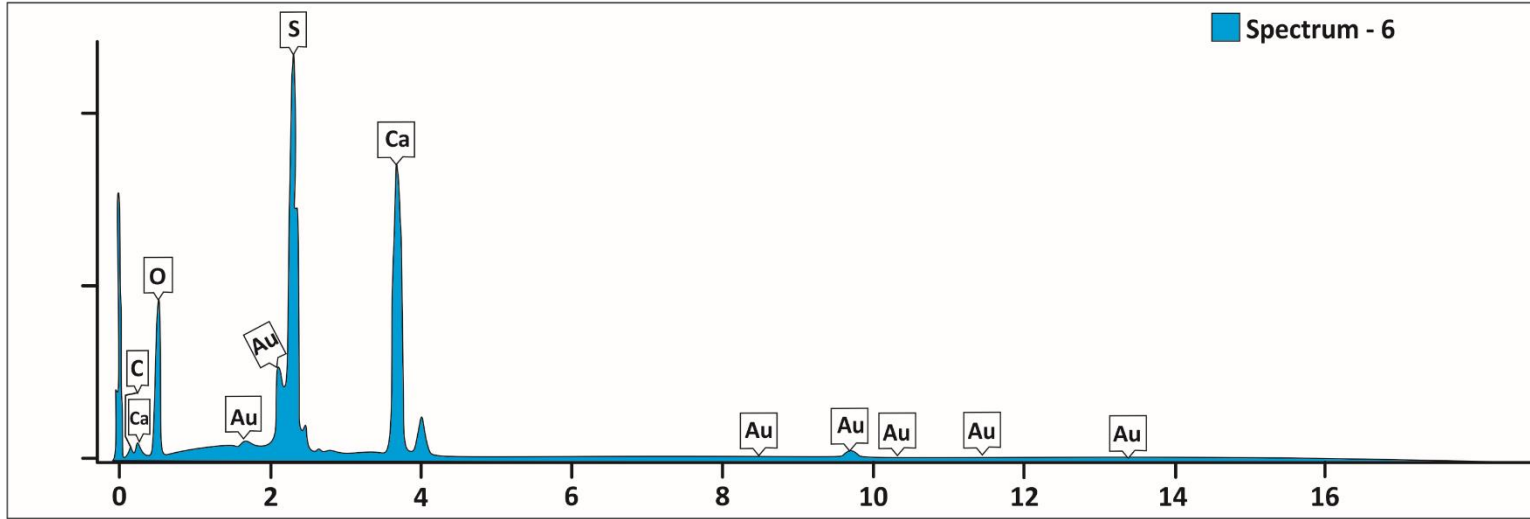
Elements	Atomic %
C	22,17
O	56,09
Na	00,12
S	10,99
Ca	10,63
Total	100



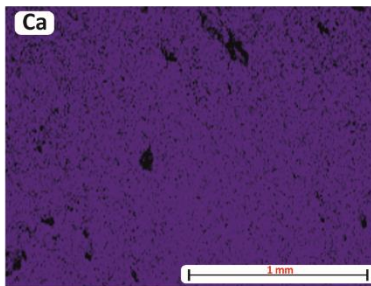
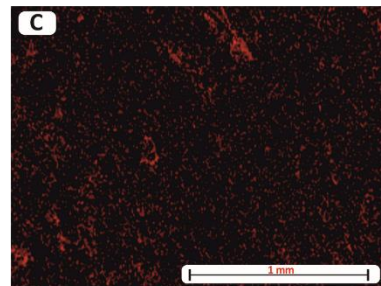
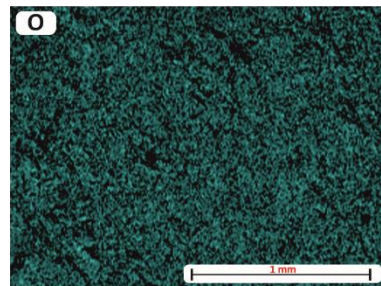
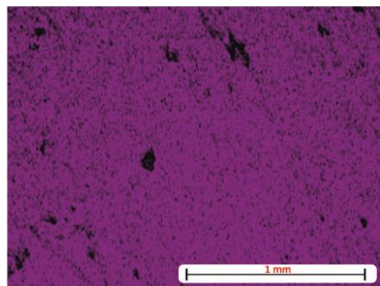


Elements	Atomic %
C	28,16
O	52,63
Na	00,07
S	09,77
Ca	09,36
Total	100





Element	% atomique
C	30,91
O	49,55
S	09,87
Ca	09,66
Total	100





Annexe II



Timing and distribution of bedding-parallel veins, in evaporitic rocks, Bouhedma Formation, Northern Chotts, Tunisia

Nabil Aabaab^{a,b,c,*}, Alain Zanella^b, Dhaou Akrouit^{a,d}, Régis Mourgues^b, Mabrouk Montacer^a

^a U.R. 3G - Géosystèmes, Géoréources et Géoenvironnements, UR13ES80, Faculté des Sciences de Gabès, Tunisia

^b Le Mans Université, Géosciences Le Mans, LPG UMR 6112, 72085, Le Mans, France

^c Institut Supérieur des Sciences et Techniques des Eaux de Gabès, Université de Gabès, Gabès, Tunisia

^d École Supérieure Polytechniques, 4303, Cité Cadres, Sebkhia Nouakchott, Mauritania

ARTICLE INFO

Keywords:

Bedding parallel veins
"Beef"
Gypsum
Fluid overpressures
Lower cretaceous
Tunisia

ABSTRACT

Bedding-parallel veins, 'BPV', are widespread worldwide especially within sediments of low permeability such as mudstones, marls and evaporitic formations. Gypsum, calcite or quartz fibrous minerals compose these geological features as well as less common components such as bitumen. These structures are heavily studied as they provide significant information about the paleo-stress states, host rock deformation and fluid flow. In the Bouhedma Formation, Northern Chotts Range, Southern Tunisia, although gypsum BPV are clearly observed there is particularly a dearth of published data concerning their characterization. Petrographic examination, tectonic and micro-tectonic analysis of both of the BPV and host rocks were conducted to determine their origin and the formation mechanism of the bedding-parallel fibrous gypsum veins in the Bouhedma Formation.

Field studies indicate that the host rocks for the BPV are mostly mudstones and evaporites. The BPV are especially localized within the lower part of the Bouhedma Formation, at boundaries between these sedimentary beds. The deformed gypsum and anhydrite fibers composing the BPV indicate vein growth during the shortening of the basin from the Miocene through Villafranchian times. We argue that the BPV are the result of fluid overpressure and natural hydraulic fracturing in low-permeable sediments due to mineralogical transformations and tectonic compression.

1. Introduction

Natural hydraulic fractures are common in sedimentary basins worldwide, especially within strata of low-permeability (Cobbold et al., 2013; Gale et al., 2014; Zanella et al., 2020). In many cases, bedding-parallel veins 'BPV', also called 'beef veins' (Buckland and De la Bèche, 1835), represent this natural hydraulic fracture process (Philipp, 2008). The BPV are known to be composed of fibrous minerals containing either quartz, calcite or gypsum for the most common ones (Cobbold et al., 2013). Given their role in the potential fluid redistribution in sedimentary basins, the BPV have been heavily studied during the last two decades, especially those of calcite composition in basins related to hydrocarbon resources (e.g. Rodrigues et al., 2009; Meng et al., 2017a; Weger et al., 2018; Ukar et al., 2020), and those of gypsum composition especially in evaporitic sediments (Shearman et al., 1972; Machel, 1985; Gustavson et al., 1994; El Tabakh et al., 1998; Cosgrove, 2001; Philipp, 2008; Cobbold et al., 2013; Rustichelli et al., 2016; Meng

et al., 2017b, 2017c, 2019).

Veins are categorized into three kinds based on the direction of crystal growth, crystal shape, and the number of growth generation: stretched vein, syntaxial vein, and antitaxial vein (Durney and Ramsay, 1973; Bons and Montanari, 2005; Bons et al., 2012). Ramsay (1980), Hilgers and Urai (2002), and Bons et al. (2012) argue that stretched veins are produced by numerous crack-seal events, and that the crystals in stretched veins typically have serrated boundaries or radiator structures owing to the opening in different positions of veins. In syntaxial veins, minerals grow from both sides to the centre of the veins. Thus, minerals fill space created by a cracking event (Wilson 1994; Bons et al., 2012). Antitaxial veins are characterized by a mineral growth from the centre toward both sides of the veins. The formation of antitaxial veins are still debated. Indeed, several key mechanisms seem to be involved and widely studied as the natural hydraulic fracturing, the force of crystallization, the tectonic stresses, and the presson dissolution (Bons et al., 2012; Zanella, 2013).

* Corresponding author. Le Mans Université, Géosciences Le Mans - LPG UMR 6112, 72085, Le Mans, France.

E-mail address: nabil.abaab.etu@univ-lemans.fr (N. Aabaab).

<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104461>

Received 13 April 2021; Received in revised form 30 September 2021; Accepted 1 October 2021

Available online 9 October 2021

0191-8141/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Because of the special crystal morphology, the formation mechanism of antitaxial veins have been extensively discussed in terms of formation and growth process (Durney and Ramsay, 1973; Ramsay, 1980; Cox, 1987; Urai et al., 1991; Passchier and Trouw, 1996; Means and Li, 2001; Bons and Montanari, 2005; Rodrigues et al., 2009; Bons et al., 2012; Cobbold et al., 2013; Meng et al., 2017a, 2017b, 2017c, 2018a; Luan et al., 2019; Zhao et al., 2020) and Larmier et al. (2021) showed that BPV are complex and record many structural events during their growth. The published data agreed that the hydraulic fracture caused by fluid overpressure is most likely the cause of the BPV formation (Sherman et al., 1972; Stoneley et al., 1983; Cosgrove, 2001; Philipp, 2008; Rodrigues et al., 2009; Li et al., 2013; Cobbold et al., 2013; Zanella et al., 2014, 2015a, 2015b; Meng et al., 2017a, 2017b; Wang et al., 2018). Several key parameters are furthermore involved in the formation of the BPV such as the fluid overpressure (e.g. Mourgues and Cobbold, 2003; Cobbold and Rodrigues, 2007; Zanella et al., 2014; 2015a, 2015b; Meng et al., 2017a, 2017b; Wang et al., 2018), the generation of hydrocarbons (Zanella et al., 2014; 2015a; 2015b), the force of crystallization (Keulen et al., 2001; Means and Li, 2001; Barker et al., 2006; Nollet et al., 2009; Bons et al., 2012; Wang et al., 2018; Meng et al., 2018b, 2019) and the tectonic stresses (Meng et al., 2017b; Ukar et al., 2020; Zanella et al., 2020).

Gypsum BPV have been extensively studied and often associated with hydraulic fracturing process (Shearman et al., 1972; Machel, 1985; Gustavson et al., 1994; El Tabakh et al., 1998; Cosgrove, 2001; Ahmadi, 2006; Philipp, 2008; Cobbold et al., 2013; Rustichelli et al., 2016; Meng et al., 2017b, 2017c, 2019; De Toffoli et al., 2020; Zhao et al., 2020). Thus, anhydrite hydration to gypsum with volume increase and injection of external fluid are considered as the origin of fluid overpressure which leads to the formation of these BPV (Philipp, 2008). However, Machel (1985) argued that the hydration of anhydrite is not prerequisite for the formation of fibrous gypsum veins, which may result from overpressure or tectonic compression, or a combination of both processes. Meng et al. (2017b) and Berthelon et al. (2021) have recently demonstrated that the occurrence of fluid overpressure can be a consequence of tectonic compression during basin inversion. Osborne et Swarbrick (1997) and Cosgrove (2001) also supported this point and argued that fluid overpressure may be sufficiently high to form horizontal BPV during basin inversion. In addition, halite dissolution and sediments exhumation were also proposed to be the origin of gypsum BPV (Gustavson et al., 1994; El Tabakh et al., 1998). In a recent review, Zanella et al. (2020) demonstrated that a compressive tectonic activity is required to generate BPV and highlighted the importance of the force of crystallization during such geological processes.

The study of the BPV, especially gypsum BPV, is not well developed in the northern part of Africa. There is a dearth of published data about these BPV structures (Ahmadi, 2006; Akrouf et al., 2011). In the Ghdamès Basin, southern Tunisia, a significant overpressure interval was highlighted and well characterized by Akrouf (2012) and gypsum BPV are identified in the Liassic sediments especially in the Zmilet Haber Fm.

In this contribution, we combine structural and petrographic analysis on gypsum BPV, host mudstones and evaporites from the Bouhedma Formation exposed in the ZBAS (Zemlet El Beidha Anticline Structures), Southern Tunisian Atlas (Fig. 1) in order to investigate distribution and timing of generation of such BPV.

2. Geological setting

2.1. Tectonic setting

The tectonic evolution of the African and Eurasian plates during the Meso-Cenozoic Era has appeared with the creation of distinct structural domains with several fault and anticlines (Philip et al., 1986; Bouaziz et al., 2002) (Fig. 1A). From north to south, three domains are identified in Tunisia, Northern part of the African plate (Fig. 1A): the Tellian

domain, the fold Atlasic domain (including the Northern Tunisian Atlas, The Middle Tunisian Atlas and the Southern Tunisian Atlas) and the Saharian platform (Fig. 1A). In the south, the southern Tunisian Atlas fold-and-thrust belt (Fig. 1A) is limited by two major NW trending faults systems: the Gafsa fault system and the Negrine-Tozeur fault system (Zargouni et al., 1985; Abbès and Zargouni, 1986; Burollet, 1991; Abbès et al., 1994; Zouari, 1995, 1999; Hlaïem, 1998, 1999; Bédir et al., 2001; Gharbi et al., 2014) (Fig. 1). The Gafsa fault system (N140°) affects the Bou Ramli, the Ben Younes and the Orbata anticlines in the northern part and the Zemlet el Beidha (our area of study) and the Koudiat Hammamet anticlines in the southern part (Zargouni, 1984; Zargouni et al., 1985; Abbès and Zargouni, 1986; Burollet, 1991; Abbès et al., 1994; Boutib and Zargouni, 1998; Hlaïem, 1999). The Negrine-Tozeur fault system, which borders the west of the Gafsa-Metlaoui basin, is parallel to the Gafsa fault system (Zargouni, 1984; Zargouni et al., 1985) (Fig. 1).

Our area of study, the Zemlet el Beidha Anticline Structure ZBAS, belongs to the southern Atlasic front of Tunisia in the eastern part of the E-W trending northern Chotts range, is oriented N060° to N030° (Fig. 1). Based on the previous tectonic study in Tunisia we identified two major tectonic phases which are responsible for the growth and deformation of the majority of anticline due to compressive tectonic stresses occurring from the Neogene to current times. A tectonic phases characterized by the NW - SW shortening direction is attributed to the serravalian-Tortonian age, and another phases characterized by NNW-SSE to N-S shortening direction is attributed to post-villafranchian age (Fig. 2). This area consists of a south-verging asymmetrical anticline with a curved axis, which curves from E-W to NE-SW orientation (Abdeljoud and Zargouni, 1981; Zargouni and Ruhland, 1981; Zargouni et al., 1985; Gharbi et al., 2013). The southern forelimb of the ZBAS commonly displays subvertical faults, previously interpreted by several authors as strike-slip faults (Abdeljoud and Zargouni, 1981; Zargouni et al., 1985; Abbès et al., 1994; Gharbi et al., 2013; Haji et al., 2020). The ZBAS rests between the Southern Atlasic fold-and thrust belt to the north and the little deformed Saharan Platform to the south (Zargouni, 1984; Ben Ferjani et al., 1990; Burollet, 1991; Hlaïem, 1999; Bouaziz et al., 2002) (Fig. 1B). The ZBAS is affected by E-W fault trend southward and by N-S fault trend northward (Louhaïchi and Tlig, 1993). Thus, in this area, the Miocene and the Quaternary are considered as the major compressive phases in Atlasic areas in Tunisia, in particular in the Chotts range (Fig. 2) (Ahmadi, 2006; Ouali, 2007; Ahmadi et al., 2019; Khalifi et al., 2019).

2.2. Sedimentary setting

Lithostratigraphic sequences in Tunisia's southern Atlas are characterized by significant lateral variations in thickness and facies based on outcrops data (Gharbi, 2013). The Lower Cretaceous series contain a siliciclastic, clay, dolomites and sandstones layers. From bottom to top, the following formations are described (Figs. 1C–3): the Bouhedma Fm. (400–2000 m thick carbonates-clays-evaporites sequence (Hauterivian), Abdeljoud and Zargouni, 1981; Lazze and Ben Youssef, 2008), The Sidi Aïch Fm. (200 m thick sequence of shaly sandstones and ferruginous sandstones (Barremian), Abbès and Tlig, 1991; Louhaïchi and Tlig, 1993; Ben Youssef and Peybernes, 1993; Chaabani and Razgallah, 2006; Gharbi, 2013; Boukhalfa 2015; Li et al., 2017), Orbata Fm. (dolomites, marls and sandstones (Aptian), Ben Youssef and Peybernes, 1993), Zebbag Fm. (marls, dolomites, evaporites (Albian-Turonian), Aleg Fm. (marls, limestones and evaporites (Turonian-Early Campanian). The Segui Fm, interpreted as syntectonic deposits acknowledged to be the product of erosion of the uplifted structures during Cenozoic compressional events, rest unconformably over the Neogene and Cretaceous Formations (Gharbi, 2013).

The sedimentary rocks crop out well in the ZBAS area, especially those of lower Cretaceous to late Miocene ages (Figs. 1C–3). The lithostratigraphic chart of the Cretaceous series shows three principal

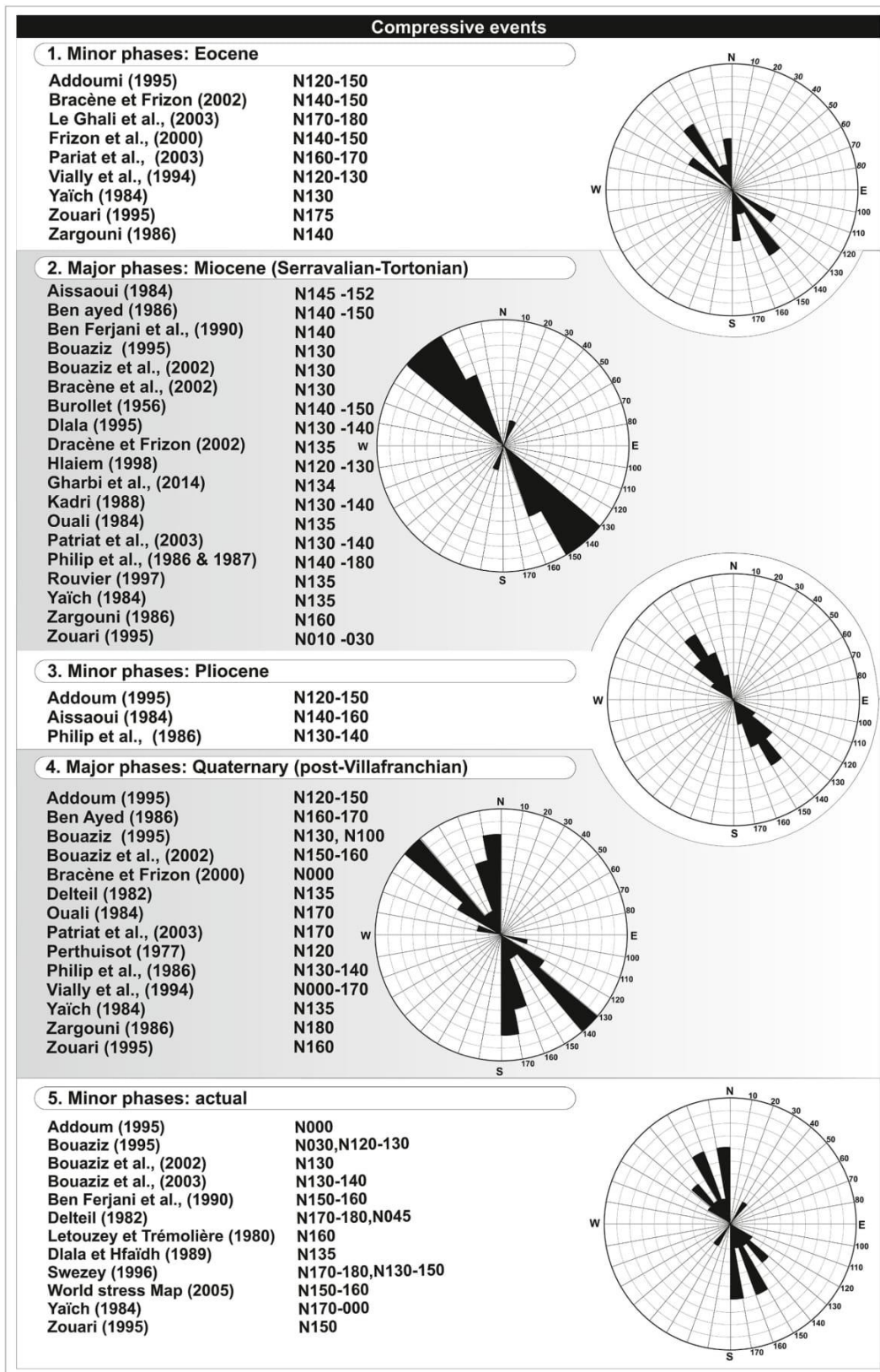


Fig. 2. Rose diagram synthesis of the compressive stress phases. Miocene and Quaternary are considered as the major compressive phases in Central Tunisia and Gafsa basin (modified from Ahmadi, 2006; Ouali, 2007; Ahmadi et al., 2019; Khalfi et al., 2019).

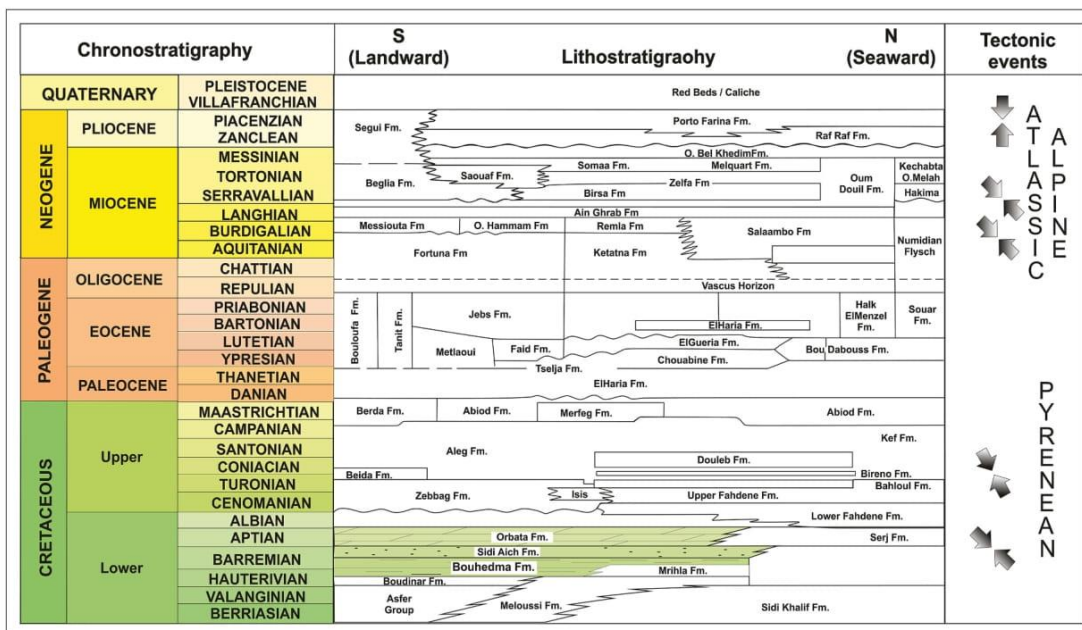


Fig. 3. The lithostratigraphical chart shows that the Bouhedma Formation is intercalated between two main lower Cretaceous detrital deposits of the Continental Intercalaire.

formations, in ascending order (Figs. 3 and 4) (Abdeljouad and Zargouni, 1981; M'Rabet, 1981; Abbès and Zargouni, 1986; Gharbi et al., 2013; Boukhalfa et al., 2015): The Bouhedma Formation, was introduced by Burolet (1956) and M'Rabet (1981) at the locality type of Jebel Bouhedma in the south of Tunisia. In the ZBAS area, about 70 km to the south of the type locality, the Bouhedma Formation is described as a thick succession (120–900m) of limestones, dolomites, evaporites and sandstones (Abdeljouad and Zargouni, 1981; Gharbi et al., 2013; Boukhalfa et al., 2015). The exact age of the formation is still debated (Fig. 3C). M'Rabet (1981) assigned the Bouhedma Formation at the Gafsa Basin (Jebel Sidi Aich) to the Barremian. Damotte et al. (1987) attributed the fossiliferous (ostracods and echinoids) claystones (equivalent lower part of the Bouhedma Formation at Jebel Mrhila, central Tunisia), to the upper Hauterivian, based on ostracods assemblage while Chakhma et al. (1990) proposed a Hauterivian–upper Barremian age based on the fossiliferous claystones (Figs. 1C–3).

The Bouhedma Formation is overlain by the shale-rich sands and ferruginous sandstones of the Sidi Aich Formation. Being 70 m thick, this formation was introduced by Burolet (1956) from the typical locality at Jebel Sidi Aich in southwestern Tunisia (Boukhalfa, 2015) (Figs. 1C–3). The massive dolomites of the Orbata Formation (lower Aptian) overlain the Sidi Aich (Ben Youssef and Peybernes, 1993; Chaabani and Razgallah, 2006; Gharbi et al., 2013). The Upper Albian deposits are rarely exposed in the ZBAS. They are dominated by dolomitic sandstones, marls, limestones and argillaceous limestones. The Coniacian–Santonian series of the Aleg Formation unconformably overlies the previous series, by a thick sequence of dolomitic sandstones at the base, green marls and bioclastic limestones (Abbès and Tlig, 1991; Louhaichi and Tlig, 1993; Gharbi, 2013). The Abiod Formation conformably overlies the Aleg Formation and consists of limestone banks with intercalations of thin clay layers (Abdeljaouad and Zargouni, 1981; Louhaichi and Tlig, 1993; Gharbi, 2013), (Fig. 3). The Cenozoic series of the studied area are composed by thin Palaeocene marine marls covered by Paleogene and Neogene continental sediments.

3. Method

In order to investigate the distribution and the timing of formation of the BPV in the Bouhedma Formation (Southern Tunisia), we performed a structural analysis on the BPV and host rocks from the Zemlet el Beidha Anticline Structure ZBAS with field work over about 8 weeks (Fig. 1C). All our data come from the ZBAS but we paid particular attention to the 'Khanguet Aicha' cross-section located in the southern-eastern part of our area of study ([A-A'] on Figs. 1C–4). First, we established a sedimentological log from field observations along the 'Khanguet Aicha' stratigraphic log to be able to study the BPV distribution in the sedimentary sequence. Regarding the BPV, we have been focussing on their distribution, their size (continuous or discontinuous), internal structures (fibre morphology) and spatial orientation. Because of the complexity of the BPV shape, we established a continuity criterion as following: "continuous" BPV refers to the BPV with a total length greater than 1 m and "discontinuous" BPV refers to BPV with a total length up to 1 m. All data from the BPV measurements are synthesized on Fig. 4 and Table 1.

The petrographic observations of the BPV have been performed on 18 thin sections coming from samples located in the ZBAS. All these observations have been made with a ZEISS AXIO Zoom V16. For accurate analysis of the relationships between BPV formation and other tectonic structures, we have measured faults and folds geometries as well as non-fibrous gypsum-filled fractures, we have used the WIN-TENSOR and STERONET software for the stereographic projection of the fracture orientations (Faults and BPV).

4. Results

4.1. BPV distribution

Gypsum BPV are widespread in the whole ZBAS area (Fig. 1C). Due to the greater exposure of the Bouhedma Fm. along the southern limb of the anticline, we observed more BPV in this area compare to northern limb of the anticline. BPV exclusively occurred within the Bouhedma Fm. from the base to the middle part (Fig. 4). They are not equally distributed throughout the sedimentary sequence and are often

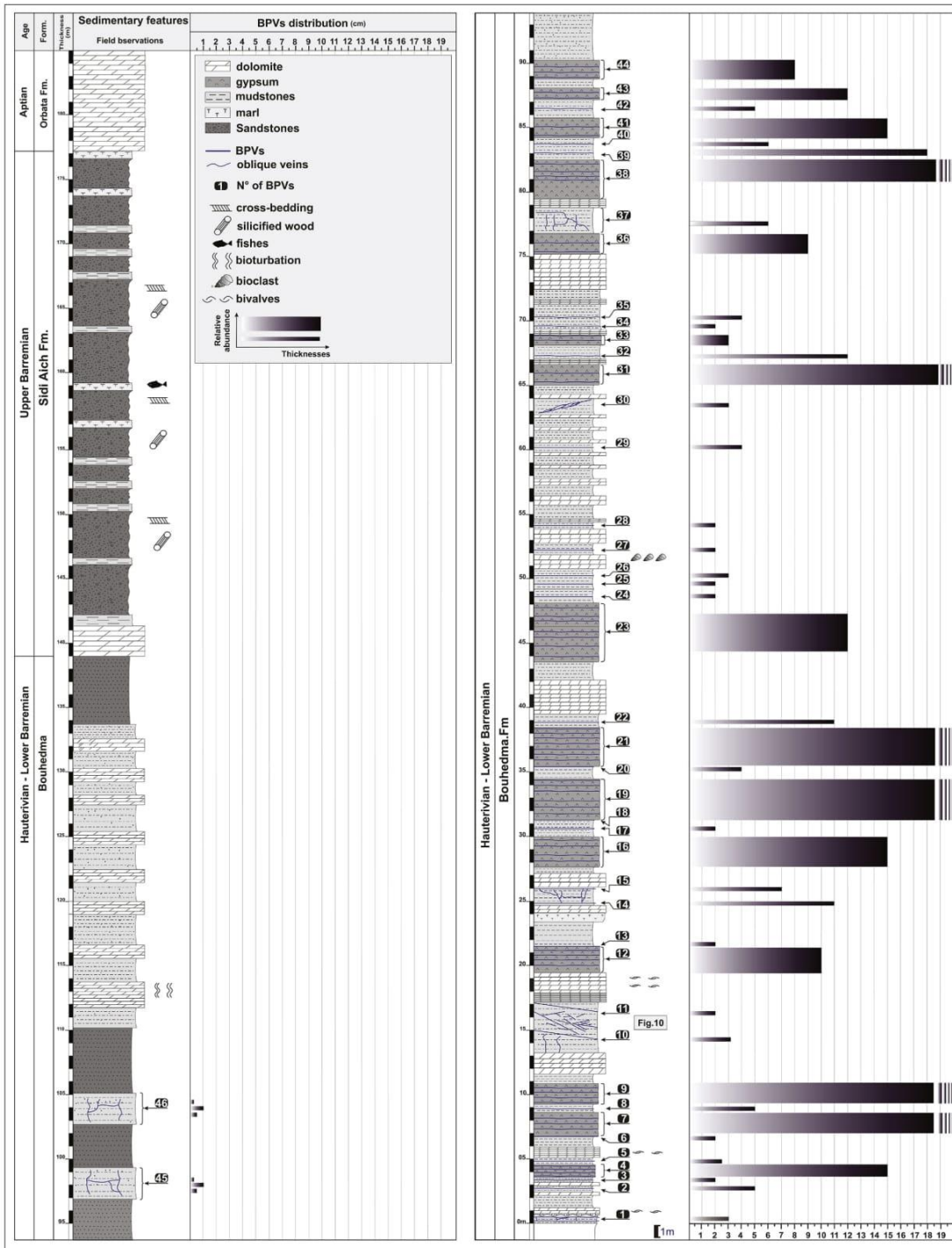


Fig. 4. Photographs of the BPV distribution in the Bouhedma formation (A) Continuous bedding-parallel veins in the Bouhedma Formation. (B) Discontinuous veins within gypsum layers. (C) Very dense network of the BPV in gypsum layers. (D) Example of continuous BPV developed within mudstones. G1: first generation & G2: second generation. The red lines mark the boundaries between both generations. (E) Continuous BPV in gypsum layer. (F) Dense gypsum fibres veins network. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

concentrated around gypsum-bearing layers, which concentrate 35% of the total amount of BPV levels (Figs. 4 and 5). We also observed that the BPV occur close to major tectonic discontinuities such as faults and fractures (Fig. 4). No occurrence of the BPV has been observed in other sedimentary formations.

The BPV are mainly parallel to the bedding but some of them seem to be more oblique in particular those that are discontinuous (Fig. 5A and B and 6). Continuous BPV are more present at the sedimentary interfaces. Indeed, the interface between mudstones and gypsum layers is often marked by a BPV occurrence (Fig. 5B and D). Within gypsum layers, very

Table 1
Synthesis of the sampled BPV in the ZBAS.

Sample N°	Length (cm)	Width (m)	Ratio	Bedding plane (S0)	Host rock	GPS	
						(X)	(Y)
KA1	4	3	1,33	N000 00E	Mudstones	9.863910°	34.067012°
KA2	5	5	1	–	Mudstones	9.863931°	34.066976°
KA3	5	2	2,5	N180 17 E	Mudstones	9.863965°	34.066962°
KA4	20	15	1,33	N186 22 E	Evaporite	9.864273°	34.066813°
KA5	2	2,5	0,8	N160 20 NE	Mudstones	9.864374°	34.066804°
KA6	2	2	1	–	Mudstones	9.864645°	34.066899°
KA7	25	26,3	0,95	N170 13 NE	Evaporite	9.864980°	34.066723°
KA8	8	5	1,6	N155 20 NE	Mudstones	9.864970°	34.066726°
KA9	15	35,7	0,43	N165 16 NE	Evaporite	9.864970°	34.066726°
KA10	2	3,2	0,63	N110 20 NE	Mudstones	9.864998°	34.066748°
KA11	2	2	1	N110 20 NE	Mudstones	9.865051°	34.066744°
KA12	50	10	5	–	Evaporite	9.865353°	34.066344°
KA13	50	2	25	–	Mudstones	9.865404°	34.066291°
KA14	50	11	4,55	–	Mudstones	9.865586°	34.066180°
KA15	50	7	7,15	–	Mudstones	9.866027°	34.065691°
KA16	15	15	1	–	Evaporite	9.866067°	34.065644°
KA17	20	2	10	N120 25 NE	Mudstones	9.866065°	34.065632°
KA18	25	28	0,90	–	Evaporite	9.866207°	34.065589°
KA19	50	4	12,5	–	Mudstones	9.866319°	34.065573°
KA20	50	39,4	1,27	–	Evaporite	9.866640°	34.065496°
KA21	50	11	4,55	–	Mudstones	9.866608°	34.065495°
KA22	60	12	5	–	Evaporite	9.866582°	34.065510°
KA23	80	2	40	N174 30 E	Mudstones	9.866544°	34.065513°
KA24	80	2	40	–	Mudstones	9.866480°	34.065544°
KA25	60	3	20	N178 25 E	Mudstones	9.866409°	34.065551°
KA26	80	2	40	–	Mudstones	9.866319°	34.065573°
KA27	80	2	40	N005 72 E	Mudstones	9.865660°	34.066263°
KA28	80	4	20	–	Mudstones	9.865610°	34.066292°
KA29	40	3	13,33	–	Mudstones	9.865520°	34.066280°
KA30	80	28	2,86	N25 22 E	Evaporite	9.865448°	34.066272°
KA31	80	12	6,67	–	Mudstones	9.865772°	34.066052°
KA32	10	3	3,33	–	Evaporite	9.865764°	34.066089°
KA33	50	2	25	–	Mudstones	9.865713°	34.066120°
KA34	50	4	12,5	–	Mudstones	9.865761°	34.066018°
KA35	40	9	4,44	–	Evaporite	9.866766°	34.065487°
KA36	25	6	4,17	N175 25 NE	Mudstones	9.866741°	34.065479°
KA37	80	22	3,64	N20 37 E	Mudstones	9.866698°	34.065498°
KA38	100	18	5,56	–	Mudstones	9.866674°	34.065512°
KA39	10	6	1,67	–	Mudstones	9.866799°	34.065442°
KA40	80	15	5,33	–	Evaporite	9.867314°	34.065454°
KA41	10	5	2	–	Mudstones	9.867410°	34.065398°
KA42	12	12	1	–	Evaporite	9.867532°	34.065329°
KA43	10	8	1,25	–	Evaporite	9.867736°	34.065252°

thin layers of mudstones are also marked by continuous BPV occurrences (Fig. 5F), which may also occur within mudstones layers. In this case, they are mainly localized at the centre of the layer. Discontinuous BPV especially occur within strata of gypsum (Fig. 5C, E and 5F). They consist of a stack of many BPV levels which is very dense, a few millimeters separating the different BPV strands. In some cases, it is difficult to separate each of them (Fig. 5C–F). As consequence, we noted this occurrence as one strand of BPV.

The thickness range for the BPV population is large, the continuous BPV thickness varied from 2 cm up to 18 cm (e.g. sample KA39, Fig. 5D–C), while the discontinuous BPV show a thickness range between 1 mm and 5 cm (Table 1).

4.2. BPV morphology

BPV are mostly parallel to the bedding in the Bouhedma Formation. This is also the case for the discontinuous BPV organized in several veins layers. ‘En-echelon’ structures are common in such examples and the BPV seem to be all connected (Figs. 6 and 7). Some of the lenticular fragments of the host rock can be embedded and integrated in the echelon veins, creating oblique bridge frameworks towards the vein walls (Fig. 6C–C’). ‘En-echelon’ structures seem to connect two or more BPV levels (Fig. 7B&D). There are especially present at facies boundaries and close to folds. Most of the BPV exhibit the ‘typical’ internal morphology.

Thus, the BPV show a median line from which the minerals started to grow toward the edges of the veins (Figs. 6A–7C). The median line is located usually at the middle of the vein but could be near the edges. The median line is marked by small fragments of mudstones (Fig. 8C and C’). In many cases, we did not observe a median line within BPV (Fig. 6B–B’). In those BPV, gypsum fibers span the entire of the veins (Fig. 6B–B’).

Several BPV display a sigmoidal morphology and the fibers are, consequently, not always perpendicular to the edges of the veins (Figs. 6, 7 and 10 C). The gypsum fibers, irrespective of their location and curvatures, are all oriented 135°–165° (trend line) (Fig. 9). In some cases, fibers are perpendicular to the median line at the middle of the vein and become parallel toward the edges (Fig. 7F–G). For example, between sub vertical fibers and gypsum veins walls of steep veins, an angle of 58° is indicating in Fig. 7E. Vein sizes vary from 2 to 18 cm in thickness, and 5 cm to over tens meters in length in the Khanguet Aicha section (Figs. 4 and 5).

In the ZBAS, a high number of oblique gypsum veins are detected, especially near the BPV (Figs. 6D, 7A and 7B). Adjacent BPV are usually connected by oblique veins, with apparent interconnection and interaction (Fig. 7A–B). In some cases, there is relatively closed spacing between adjacent veins (Fig. 5A, B and 7D). Furthermore, numerous gypsum veins are mutually crosscutting and appear in a dense network without obvious overprinting relationships (Figs. 5F, 6 and 7), suggesting that these veins were probably formed simultaneously as already

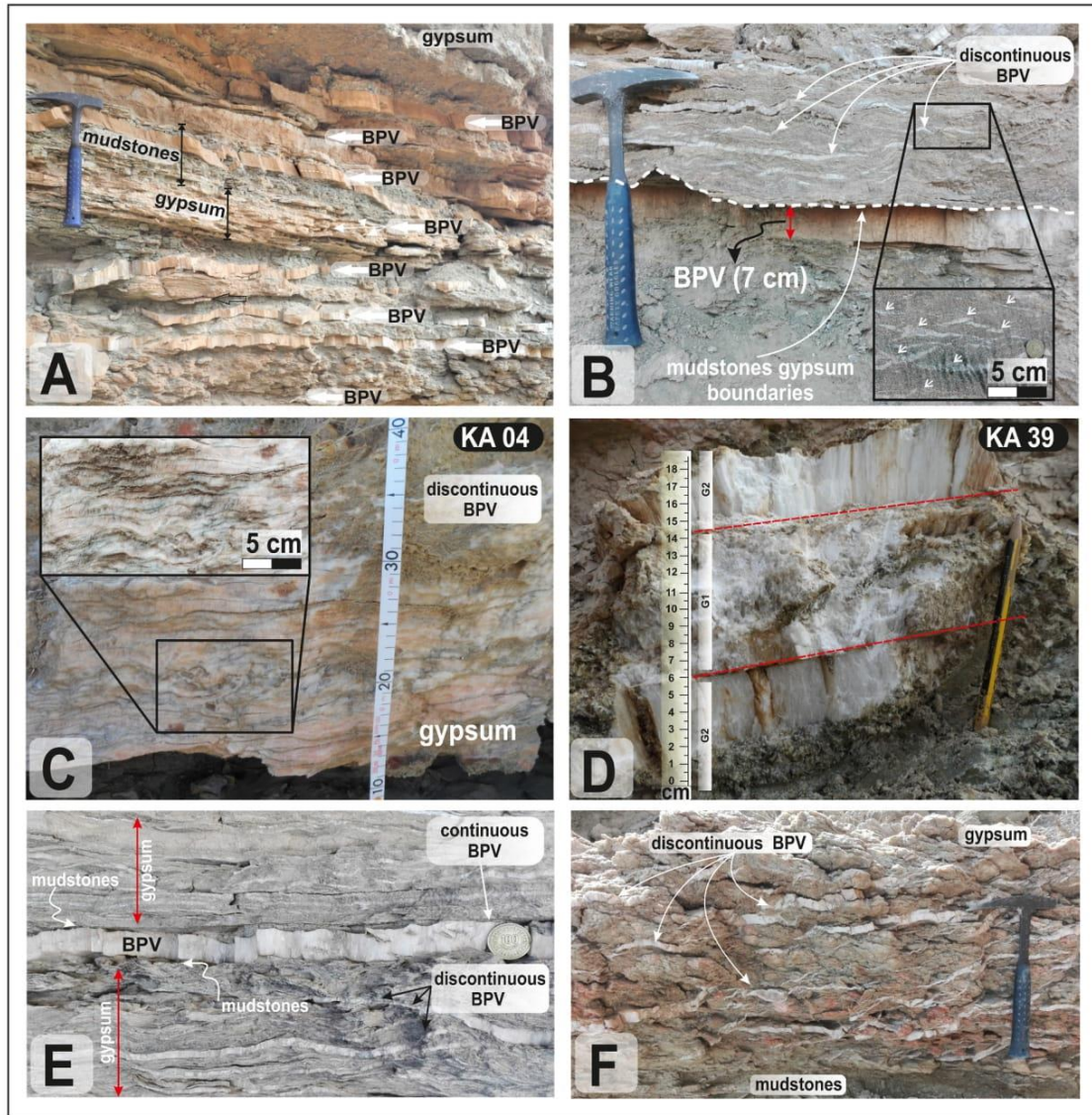


Fig. 5. Detailed lithostratigraphic column of the Khanguet Aicha cross-section with lithological description and the BPV distribution along the Bouhedma Formation. The sampled BPV are highlighted by underlining a BPV numbers (from KA01 to KA46).

show by Zhao et al. (2020). Such characteristics of gypsum veins were also described by Philipp (2008) in the Bristol Channel Basin (Somerset, SW England). In such veins, the gypsum fibers are all oriented in the same direction regardless of their localities and veins wall curvature (Figs. 6–8).

At the end of the veins, branching is commonly observed (Fig. 6C–C'). The total thickness of branching veins (sum of them) is approximately equal to the parent vein (Meng et al., 2017b).

4.3. Petrography

The BPV of the Bouhedma Formation are mainly composed of fibrous gypsum (Fig. 8). We also observed crystals of anhydrite especially in veins located close to gypsum layers (Fig. 8C–C'). Minerals seem to have grown continuously from the median line toward the edges (Fig. 8D–D'). In some cases, several stages of growth can be noted (Fig. 8A, A' and 8B, B') the median line, by various wall rock fragments (Fig. 8C–C'), related to crack-sealing process. The median section, however, consists sometimes of single line without crystals being filled (Fig. 8A–C).

4.4. Folds, faults and filled fractures

In the ZBAS area, tectonic activity has been recorded, since the Cenozoic times. We identified many structures, such as folds and faults, related to these tectonic activities on the field (Figs. 9–11). The analysis of the bedding planes shows that the major folded structure affecting the ZBAS is an anticline fold (Fig. 9A). The anticline axis is oriented N 30°. The dip of strata is higher in the southern limb (35–70° S) than the northern (4–12° N) limb showing an asymmetry of the fold geometry with a curved axis that changes from an E to NE trend from W to E (Fig. 1). Thus, the hinge plane of the fold dip northward and the fold are characterized with an inclined horizontal morphology. The axis of the fold slightly plunges toward the Southwest.

Many faults occur in the ZBAS (Figs. 9–11). Numerous faults have affected the whole sedimentary sequence at different scale from centimeters to multi-kilometers scale (Figs. 1C–11). Our measurements show two main groups of faults (Fig. 9). The first is oriented 100°–110° and consists mainly of reversed faults affecting the folds. Fore thrusts and back thrusts compose this group of faults (Fig. 11). They affect the

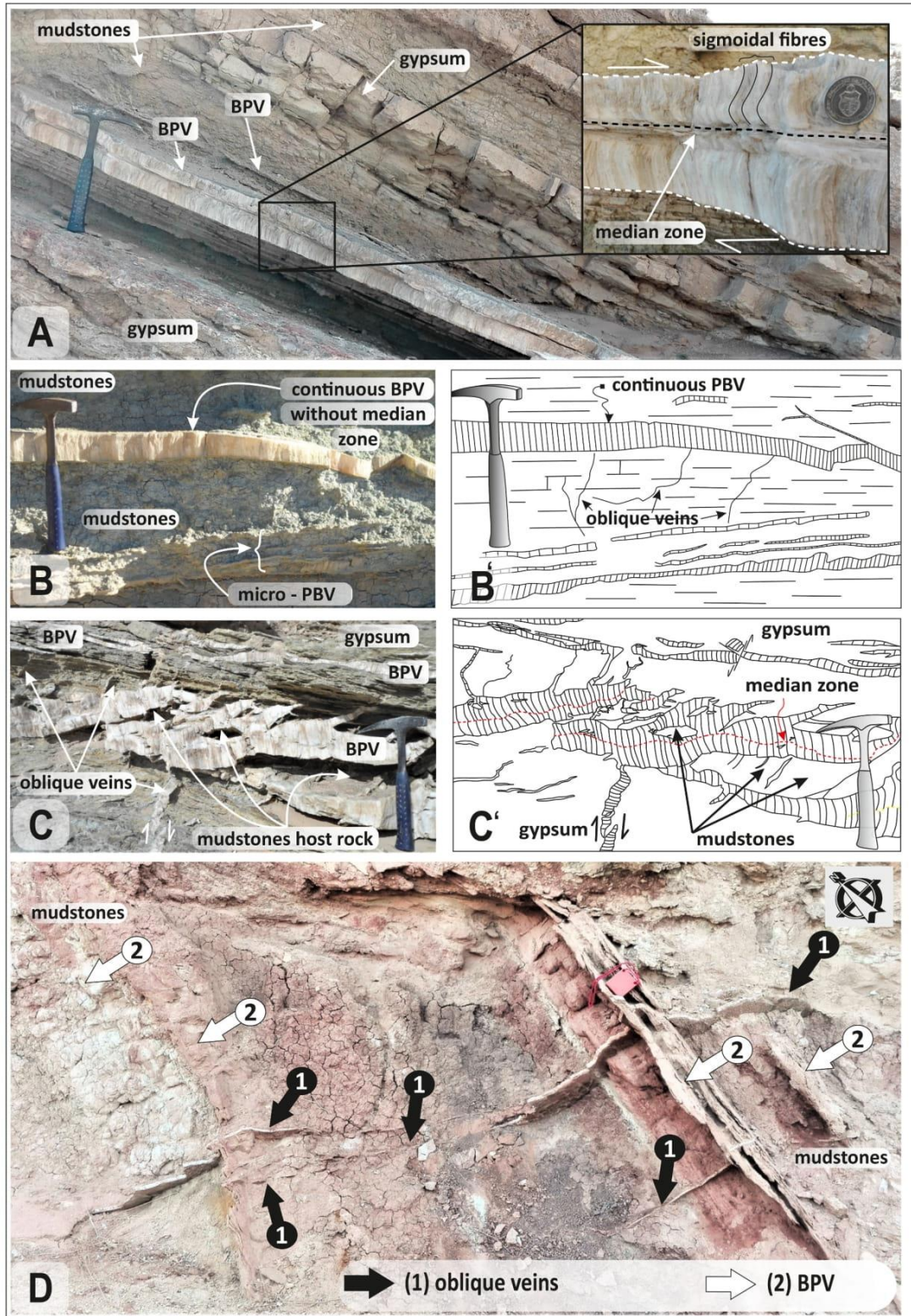


Fig. 6. Photographs showing the common morphologies of gypsum BPV and oblique veins in the Bouhedma Formation, ZBAS. (A). The BPV (12 cm thick) lining the central part of a mudstones sequence in Oued Khanguet Amor. (B) and (B'). Continuous BPV (about 7 cm thick) within mudstones located in Oued Khanguet Aicha. (C) and (C'). Complex of discontinuous BPV localized in a level of mudstones in Oued Khanguet Amor. (D). Oblique gypsum veins and BPV relationship in Oued Khanguet Dhaou.

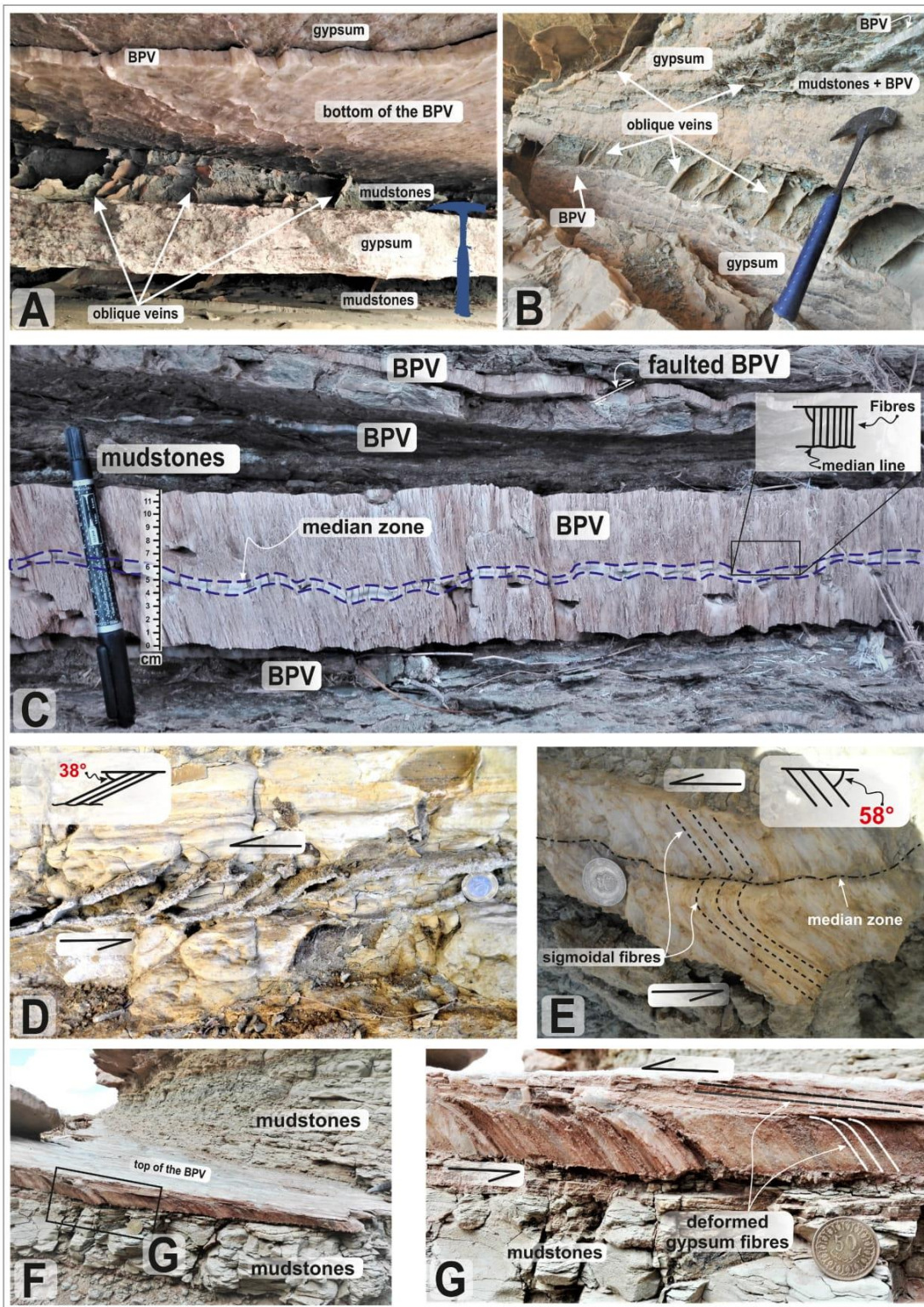


Fig. 7. Photographs showing the common morphologies of gypsum BPV and oblique veins in the Bouhedma Formation, ZBAS. (A) and (B) Oblique veins developed between two BPV. (C) Oblique fibers in a sub-horizontal gypsum veins. (D) Oblique fibres in a BPV (KA29). (E) Oblique fibres in a sub-horizontal gypsum veins (KA14). (F and G) curved shape of the BPV indicating a shear component.

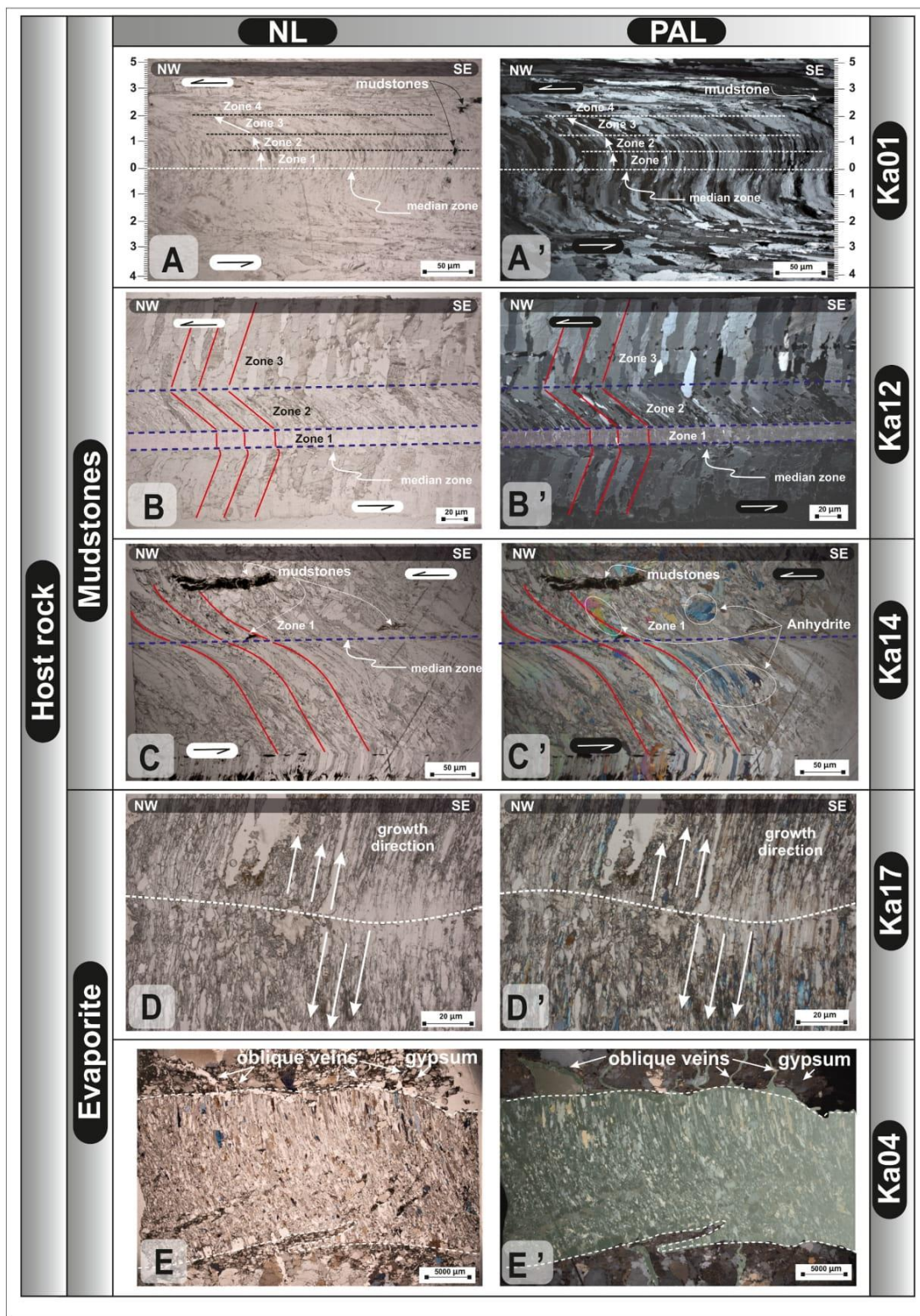


Fig. 8. Petrographic characteristics of the BPV. The gypsum veins are symmetrical about the median line. **(A and A')** According to textures and orientations of gypsum fibres, the BPV can be subdivided into 4 zone with the inclusion of the host rock. **(B and B')** According to textures and orientations of gypsum fibres, the BPV can be subdivided into 3 zone the orientation of the gypsum fibres as resulting from a shear component. **(C and C')** Curved gypsum crystals showing optical continuity. **(D and D')** Median zone without crystals filled and the arrows indicate direction of gypsum fibres growth. **(E and E')** BPV without median line.

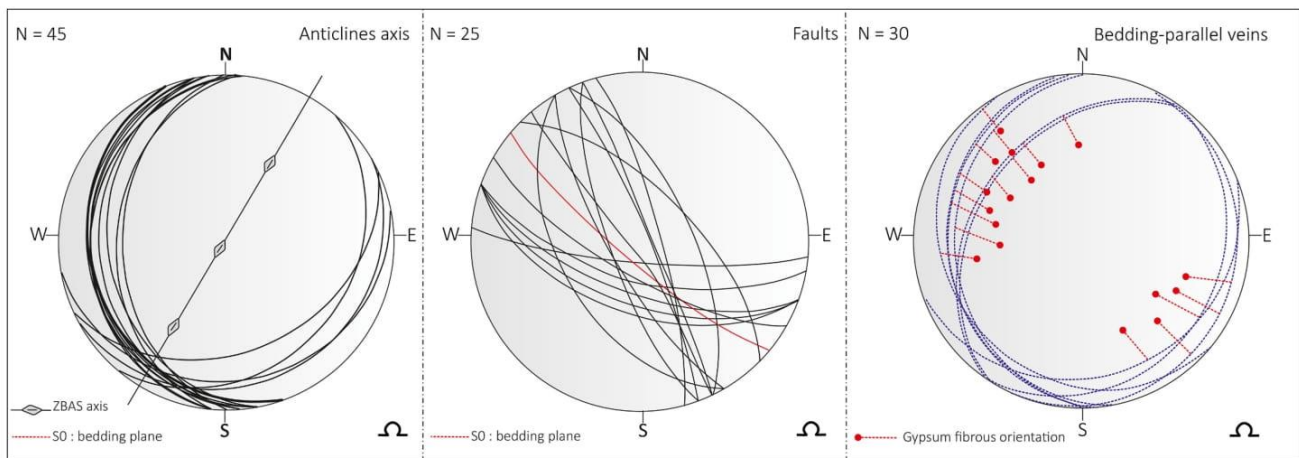


Fig. 9. Stereographic projection of the fracture measurements (A) representation of the traces of the anticline’s axis. (B) representation of faults affecting the studied area. (C) representation of BPV plans and fiber orientation.

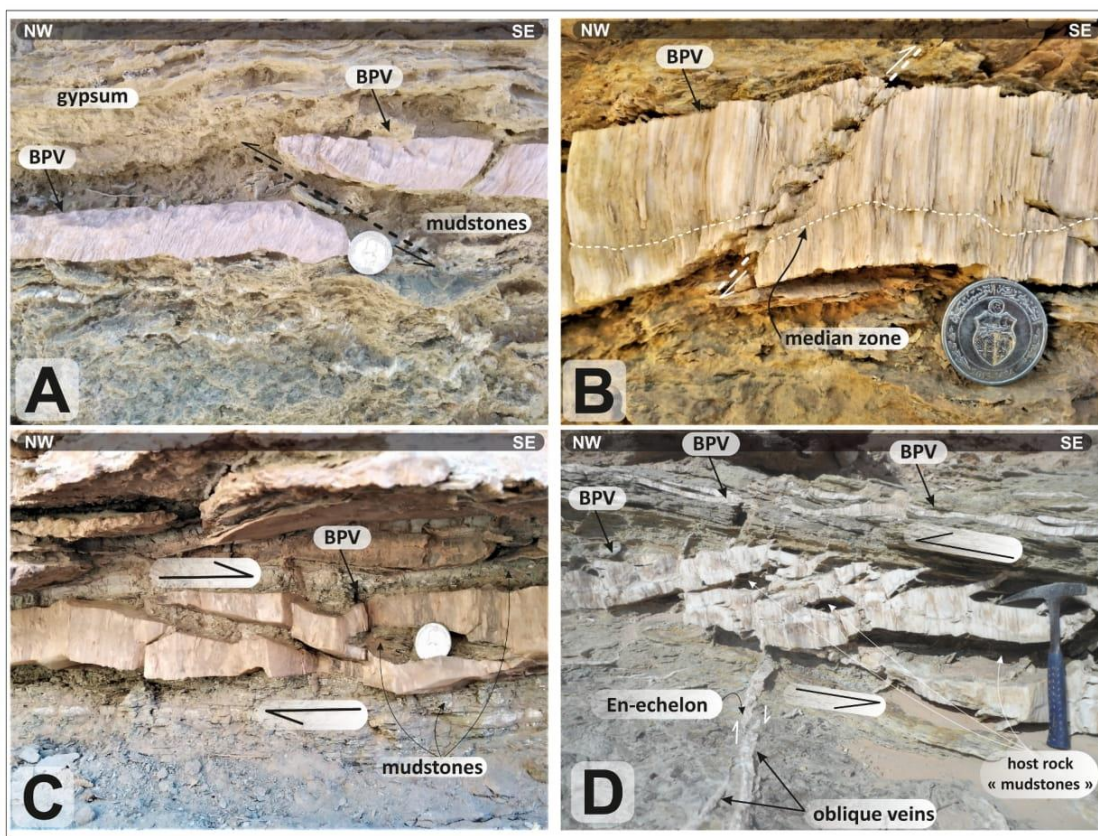


Fig. 10. Evidence for shortening in BPV. (A and B) the BPV contains single thrust fault, fault offsets inner zones, containing vertical fibers but not outer zone containing oblique fibers. (C and D) Bedding parallel veins tend to be slightly en echelon (GPS: X: 34.04392, Y: 9.78606), with sigmoidal tips provide evidence for linkage (GPS: 34.022231, 9.485914).

sedimentary rocks as well as the BPV and other filled fractures. The second group of faults is characterized by a range of orientations from N130° to N175°. Because they represent weakness zones and thus encourage local erosion, these faults are related to the formation of several wadis as the Khanget Aïcha, Amor, Telmam or Dhaou (Fig. 3). This fault group is mainly composed of left-lateral strike-slip faults, mostly sub-vertical.

We observed a large amount of oblique veins in the ZBAS. These fractures are mainly oriented N125°-N170° (Fig. 9) and do not cross-cut the whole Bouhedma Formation. They are concentrated from the lower to the middle part of the sedimentary formation and seem to preferentially affect mudstones and marls of the Bouhedma Fm (Figs. 4–11D). The morphology of filled fractures are from decimeters to pluri decimeters by length and from 1 to almost 30 cm in width (Table 1). Both

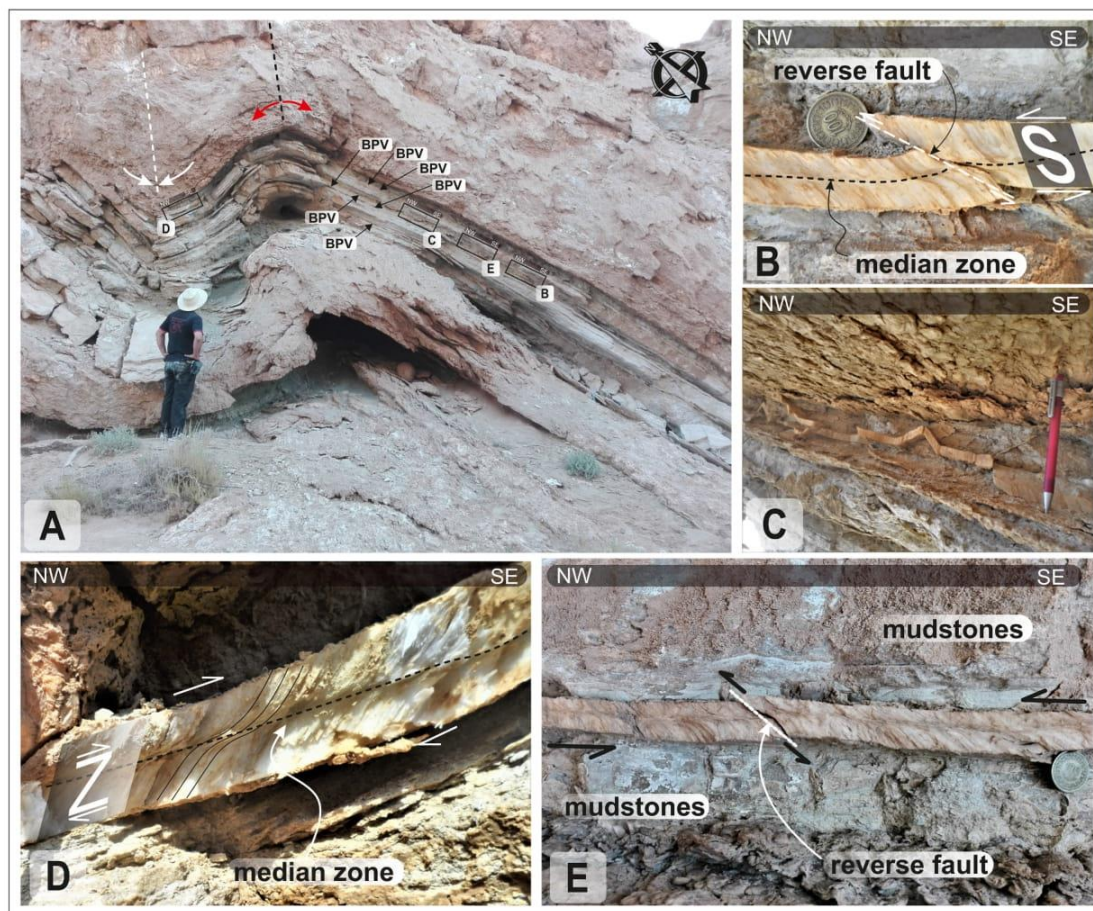


Fig. 11. (A) Anticline structure showing the relationship between BPV opening, deformation and sigmoidal and en echelon structure formation. (B and C) The BPV contains single thrust fault in the southern forelimb of the anticline structures. (D) BPV with a sigmoid shape in the northern forelimb of the anticline structure indicating the shortening direction (E) BPV tend to be slightly en echelon, with sigmoidal tips provide evidence for linkage.

gypsum and anhydrite crystals compose the fractures (Fig. 8C–C'). Regarding the crystals shape, we observed several examples of fibrous minerals as well as non-fibrous. Nevertheless, we didn't observe both fibrous and non-fibrous crystals in a same vein. In outcrop we identified that the biggest oblique filled fractures are composed by non-fibrous gypsum crystals. The relationship between the fibrous criterion and the localization of the fractures is still unclear.

4.5. Relationship between folds, faults, BPV and filled fractures

From our observations and measurements, we managed to get some information about the relationship between tectonic structures (folds, faults) and fluid assisted fractures (filled fractures and BPV). Regarding the folding, it affects the sedimentary rocks as well as the BPV. Curved fibers composing the BPV are good indicators to demonstrate the growth of the mineral during the deformation. The formation of both 'Z' (Fig. 11D). and 'S' (Fig. 11B). curved fibers along a single folded structure indicates the synchronicity between the folding and the BPV fibers growth (Fig. 11). Nevertheless, some of these BPV don't have curved fibers. We observed many examples of reversed faults cross-cutting BPV as well as 'en-échelon' and duplex structures in BPV (Figs. 10 and 11) with clear thickness variations for BPV.

The relationship between oblique filled fractures and the BPV is partially understood. In fact, we observed three different interactions: i) the oblique fractures cross-cut the BPV, ii) both filled fractures and BPV are connected and iii) BPV cross-cut oblique veins (Figs. 8 and 11).

Oblique filled fractures cross-cut folded sedimentary rocks and the folding seems to not affect their morphology.

5. Discussions

Bedding-parallel veins are very common in sedimentary basins worldwide. Many previous studies have demonstrated the great interest of the understanding of such geological features to upgrade our knowledge on the fluid-rocks interactions and potential allied resources (e.g. Cobbold et al., 2013; Gale et al., 2014; Ukar et al., 2020; Zanella et al., 2020). Nevertheless, in Tunisia and especially in the Zemlet El Beidha Anticline Structure (ZBAS), published works report BPV occurrences (Ahmadi, 2006; Akrouit et al., 2011). In our detailed study, we demonstrate that the BPV are frequently observed in the ZBAS area and more specifically within the lower Cretaceous strata of the Bouhedma Formation (Fig. 1C). They especially occur from the lower to the middle part of the Formation and exhibit gypsum and anhydrite fibrous crystals (Figs. 4, 5 and 8C'). The composition of BPV is a key parameter to understand the origin of the fluid responsible of their formation. In this context, previous studies demonstrated the role of the generation of fluid by chemical reactions such as the generation of hydrocarbons (Rodrigues et al., 2009; Cobbold et al., 2013; Zanella et al. 2015a, 2015b) or mineralogical transformations (Sherman et al., 1972; Machel, 1985; Gustavson et al., 1994; El Tabakh et al., 1998; Philipp, 2008). In the area of study, no potential source rock for petroleum is present. The sedimentary rocks composing the Bouhedma Formation is essentially made

of a layering of mudstones, marls and gypsum strata with some occurrences of sandstones in the upper part of the sequence. Due to this sedimentological composition, we infer that both fluid production and fluid overpressure were driven by the mineralogical transformations between anhydrite and gypsum. This idea is in accordance with numerous previous studies focused on gypsum veins (Shearman et al., 1972; Machel, 1985; Gustavson et al., 1994; El Tabakh et al., 1998; Cosgrove, 2001; Ahmadi, 2006; Philipp, 2008; Akrouf et al., 2011a; Cobbold et al., 2013; Rustichelli et al., 2016; Adouani et al., 2019; B De Toffoli et al., 2020). In such a context, reactions between gypsum and anhydrite can occur due to the burial of the basin and then during deformation and exhumation of sediments. Due to the very low permeability of gypsum, marls and mudstones, the fluid contained within the strata is trapped and thus localized within or at boundaries of gypsum levels (Fig. 4). According to Larmier et al. (2021), the composition and internal structures of the BPV are much more complex than previously described in the literature (Fig. 8). Indeed, the more continuous and thicker BPV are located very close to gypsum beds (Figs. 4 and 5). As consequence and due to its sandy composition, no BPV are noted in the upper part of the Bouhedma Formation. The localization of the BPV at boundaries of gypsum beds can also be explained by a mechanical characteristic. In fact, the boundaries between gypsum layers and other beds, such as marls and mudstones, constitutes a mechanical discontinuity acting like a weak plane which can be a preferential zone of fluid pathway and/or damage (Fig. 4A and B). This particular transition of rheology can be activated due to fluid overpressures related to anhydrite/gypsum reactions. Ravier et al. (2020) and Larmier et al. (2021) demonstrated the role of such mechanical discontinuities in the localization of BPV. These mechanical behaviors and in this case the generation of weak planes, find its origins in the orbital parameters that drive the sedimentation (Ravier et al., 2020). One of our observations demonstrates the role of these discontinuities on the localization of the BPV. In this study, we indicate that continuous BPV are more present than discontinuous BPV at these discontinuities (Fig. 4A and B). This selective difference may be attributed to the higher permeability of the discontinuities compare to both sedimentological edges. In consequence, overpressured fluids are concentrated in these particular levels and are likely to migrate laterally and open filled fractures then forming more continuous veins.

The presence of much amount of oblique and sub-vertical filled fractures at different scale in the ZBAS area complexifies the previous schematic representation of fluid migration within the Bouhedma Formation (Figs. 10 and 11). Our observations confirm that the discernibility of these BPV depends on the presence of these filled fractures (Fig. 4). Even the relationship between both oblique filled fractures and the BPV still misunderstood, we explain this by the role of oblique veins on the migration of fluid through the sedimentary strata. Thus, we suggest that both a part of the amount of the BPV and oblique filled fractures were developed synchronously (Figs. 5, 6C & 6D). This is well demonstrated by the connectivity between both features on Fig. 11D.

The literature and our measurements demonstrate that the presence of filled fractures, reverse faults and folds are the consequence of the shortening of the basin during the Cenozoic (Zargouni, 1984; Ben Ferjani et al., 1990; Burolet, 1991; Louhaichi and Tlig, 1993; Hlaïem, 1999; Bouaziz et al., 2002; Ahmadi, 2006; Ouali, 2007; Gharbi, 2013; Gharbi et al., 2013; Ahmadi et al., 2019; Khalfi et al., 2019; Haji et al., 2020; Abdelkader et al., 2020) (Fig. 2). The orientations of the major fold axis (N30°), reverse faults (N120°-N175°) and filled sub-vertical fractures (N100°-N110°) argue in favor of two main deformation periods (Fig. 9). We attach the first tectonic event to the major compressive event of the Miocene. Indeed, numerous of our observations argue in favor of the development of the BPV during a compressive period (Figs. 10 and 11). This is in particular well illustrated with the BPV curved fibers (e.g. Fig. 10). Nevertheless, many faults cross-cut the BPV explained by the generation of faults and oblique structures during the second major compressive event during the post-Villafranchian times (Figs. 10 and

11). Thus, we infer that the BPV development took place from the Miocene until the post-Villafranchian times.

Regarding the formation of the BPV in the ZBAS, we think that the BPV are only present in the Bouhedma Formation because of its composition and the frequent presence of gypsum beds. We identify from our observations 3 main periods of formation for the BPV. Due to burial, chemical reactions affected the gypsum and reverse reaction of dehydration/hydration of the gypsum leading to fluid overpressures and then natural fluid assisted fracturing. As consequence, the first generation of localized, continuous and discontinuous BPV occurred. This generation of BPV exhibits orthogonal and undeformed fibers of gypsum. Then during the major tectonic compressive event, the overpressure rises up and is generalized in the area creating new BPV, much continuous, as well as folds, faults and some filled fractures. This generation of BPV shows curved fibers. Finally, during post-Villafranchian times, other BPV, faults and filled oblique fractures are generated cross-cutting the previous ones (Fig. 12).

Regarding the formation of Gypsum BPV in the Bouhedma Fm, there are two main phases during the formation: (1) the initiation of the fracture, corresponding to the median zone and (2) the filling of the fracture. As previously evocated in the literature, the initiation of the fracture is related to several mechanisms as the fluid overpressure or the tectonic stresses (Zhao et al., 2020; Zanella et al., 2021). Regarding the filling of the BPV, previous authors involved the mechanisms of the fluid overpressure, the force of crystallization and the tectonic stresses. (Philipp, 2008; Ukar et al., 2017; Meng et al., 2018, 2019; Luan et al., 2019; Zhao et al., 2020).

6. Conclusions

In this study, we demonstrate that bedding-parallel veins, BPV, are abundant and clearly observed in the Bouhedma Formation, ZBAS (Northern Chotts range - Southern Tunisia). BPV are not randomly distributed through the sedimentary rocks. They especially occur within the lower part of the Formation and are mainly localized at boundaries between evaporitic beds and mudstones. BPV affect the whole ZBAS demonstrating the high continuity of the BPV propagation. Thus, we infer that sedimentary discontinuities play a major role on the formation of weakness plans that facilitate the formation and propagation of fluid-assisted fractures. Gypsum and anhydrite compose the BPV. Gypsum is dominant in term of occurrence but both, gypsum and anhydrite, exhibit fibrous minerals. We think that BPV origin is linked with mineralogical transformations between gypsum and anhydrite during burial and then exhumation of the Bouhedma Formation. Indeed, the BPV fibers are often highly deformed and show sigmoid and 'en-echelon' structures, indicating a deformation during the fiber growth. These transformations led to fluid overpressure in the very low permeable rocks which has been reinforced by the shortening of the basin. As consequence, we suggest that BPV are mainly formed by a combination of several mechanisms as the natural hydraulic fracturing and tectonic stresses of the Bouhedma Formation. Based on our measurements, we demonstrate that BPV were developed in several stages from Miocene to Villafranchian times.

Authorship statement

Nabil ABAAB:

Conceptualization; Data curation; Formal analysis; Investigation; Methodology; Field observation; data analysis; validation; Visualization; Roles/Writing - original draft; Writing - review & editing.

Alain ZANELLA:

Conceptualization; Data curation; Formal analysis; Investigation; Methodology; Field observation; data analysis; Validation; Visualization; Roles/Writing - original draft; Writing - review & editing.

Dhaou AKROUT:

Conceptualization; Data curation; Formal analysis; Investigation; Methodology; Field observation; data analysis; Validation; Roles/

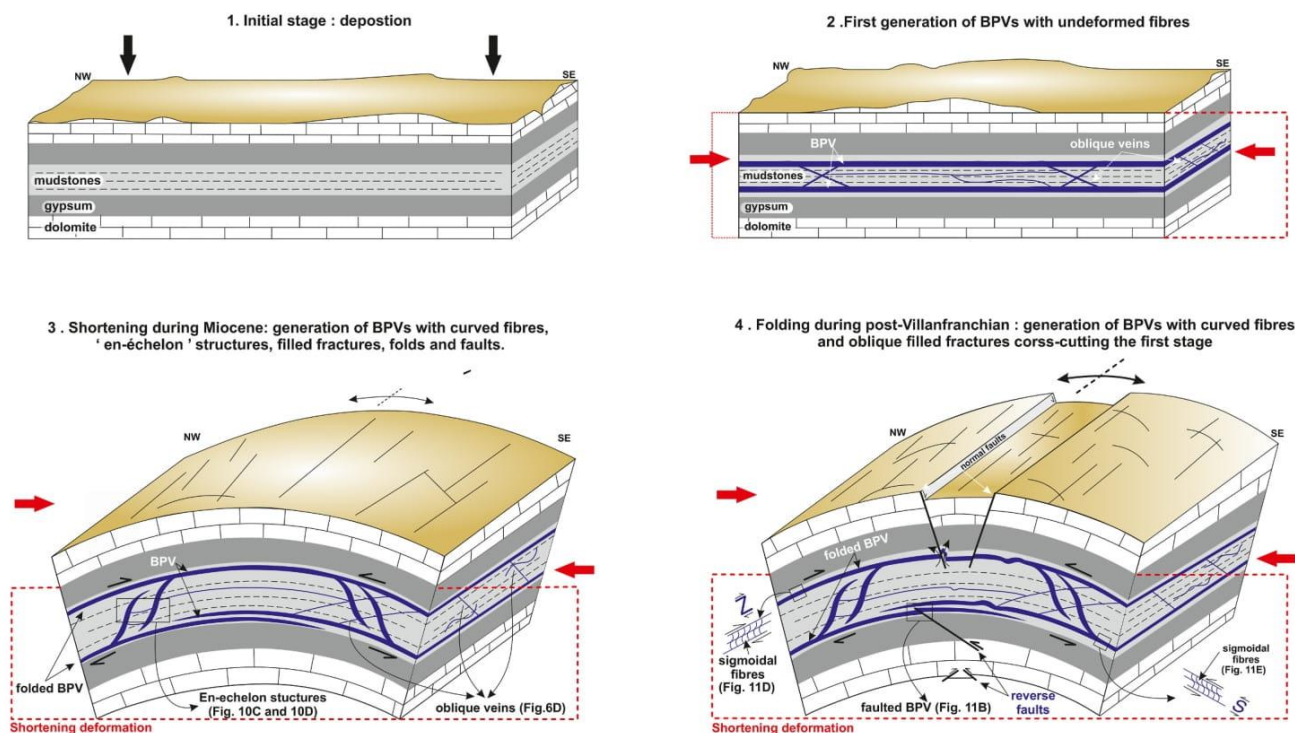


Fig. 12. Synthetic model of generation of BPV in the ZBAS area. 1. Initial stage of the Bouhedma Formation. 2. Burial before Miocene: generation of continuous and discontinuous BPV with orthogonal and undeformed fibers within or at boundaries of gypsum beds. 3. Shortening during Miocene: generation of BPV with curved fibers, 'en-échelon' structures, filled fractures, folds and faults. 4. Shortening during post-Villafranchian: generation of BPV with curved fibers and oblique filled fractures cross-cutting the first stage.

Writing - original draft.

Régis MOURGUES:

Conceptualization; Data curation; Formal analysis; Investigation; Methodology; data analysis, Roles/Writing - original draft; Writing - review & editing.

Mabrouk MONTACER:

Conceptualization; Data curation; Formal analysis; Investigation; Methodology; Roles/Writing - original draft; Writing - review & editing.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

The authors would like to thank, RIADH AHMADI (ENIS, Sfax, Tunisia) for his time and fruitful scientific discussions as well as ABDELBAKET TOUNEKTI, Faculty of Sciences of Tunis, for his help on field work.

References

- Abbès, C., Zargouni, F., 1986. Anatomie d'un couloir de décrochements : le couloir de Hadifa (Chaîne Nord des Chotts-Tunisie). *Rev. Sc. de la Terre* 4 (Tunisie).
- Abbès, A., Tlig, S., 1991. Tectonique précoce et sédimentation de la série Crétacée dans le bassin des Chotts (Tunisie du sud). *Geol. Mediterr.* XVIII (3), 149–161.
- Abbès, C., Abdeljaouad, S., Ben Ouedzou, H., 1994. Carte Géologique d'El Hamma au 1/100.000, feuille no. 74. Institut National de recherche Scientifique de Tunisie et Service Géologique Nationale d'Office Nationale de Mines, Tunisie.
- Abdeljaouad, S., Zargouni, F., 1981. Mise en évidence d'une tectonique intracrétacée dans le secteur de J. Zemlet El Beïda (chaîne des Chotts). *Acte de 1er Congr. Nat. Sc. Terre, Tunis*, t. I 285.

- Abdelkader, S., Kadri, A., Ben Ayed, N., Kim, Y.S., Dooley, T.P., Rajabi, M., Braham, A., 2020. Deformation styles related to intraplate strike-slip fault systems of the Saharan-Tunisian Southern Atlas (North Africa): new kinematic models. *J. Struct. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104175>, 104175.
- Adouani, S., Ahmadi, R., Khelifi, M., Akrouit, D., Mercier, E., Montacer, M., 2019. Pore pressure assessment from well data and overpressure mechanism: case study in Eastern Tunisia basins. *Mar. Georesour. Geotechnol.* <https://doi.org/10.1080/1064119X.2019.1633711>.
- Ahmadi, R., 2006. Thèse de Doctorat, 215pp, Univ. Nantes, Nantes. Utilisation des marqueurs morphologiques, sédimentologique et microstructuraux pour la validation des modèles cinématiques de plissement. Application à l'Atlas méridional tunisien. <http://www.theses.fr/2006NANT2087>.
- Ahmadi, R., Mercier, E., Trigui, H., Abdennaceur Ouali, J., 2019. Relationship between fractures patterns and fold kinematics; the case study of Jebel Sehib, a typical fault propagation fold of southern Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 125, 23–35. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.01.012>.
- Akrouit, D., Ahmadi, R., Mercier, E., Montacer, M., 2011. Natural hydrocarbon accumulation related to formation overpressured interval; study case is the saharan platform (southern Tunisia). *Arabian Journal of Geosciences* 5 (4), 849–857. <https://doi.org/10.1007/s12517-011-0287-6>.
- Akrouit, D., 2012. Caractérisation de la suppression de fluides interstitiels dans des forages pétroliers : Essais de modélisation analogique et apport à l'étude des réservoirs et à l'évolution structurale et organo-sédimentaire de bassin pétroliers du sud de la Tunisie. Thèse Doct. Univ. De Sfax.
- Barker, S.L.L., Cox, S.F., Eggins, S.M., Gagan, M.K., 2006. Microchemical evidence for episodic growth of antitaxial veins during fracture-controlled fluid flow. *Earth Planet. Sci. Lett.* 250, 331–344. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.051>.
- Bédir, M., Boukadi, N., Tlig, S., Ben Timzal, F., Zitouni, L., Alouani, R., Slimane, F., Bobier, C., Zargouni, F., 2001. Subsurface Mesozoic basins in the central Atlas of Tunisia, tectonics, sequence deposit distribution and hydrocarbon potential. *AAPG Bull.* 85 (5), 885–907. <https://doi.org/10.1306/8626CA2D-173B-11D7-8645000102C1865D>.
- Ben Ferjani, A., Burolet, P., Mejri, F., 1990. Petroleum Geology of Tunisia. *Entreprise Tunisienne d'activités pétrolières (ETAP), Mémoire Ed.* p. 194. <https://www.worldatlas.com/title/petroleum-geology-of-tunisia/oclc/22480782>.
- Ben Youssef, M., Peybernes, B., 1993. Données micropaléontologiques et biostratigraphiques nouvelles sur le Crétacé inférieur marin du Sud tunisien. *J. Afr. Earth Sci.* 5, 217–231. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(86\)90013-8](https://doi.org/10.1016/0899-5362(86)90013-8).
- Berthelon, J., Brüch, A., Colombo, D., Frey, J., Traby, R., Bouziat, A., Cacas-Stentz, M.C., Cornu, T., 2021. Impact of tectonic shortening on fluid overpressure in petroleum system modelling: insights from the Neuquén basin, Argentina. *Mar. Petrol. Geol.* 127, 104933. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104933>.

- Bons, P.D., Monteneri, M., 2005. The formation of antitaxial calcite veins with well developed fibres, Oppaminda Creek, South Australia. *J. Struct. Geol.* 27, 231–248. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.08.009>.
- Bons, P.D., Elburg, M.A., Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *J. Struct. Geol.* 43, 33–62. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.005>.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M.M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357, 227–253. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00370-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00370-0).
- Boukhalfa, K., Li, G., Ben Ali, W., Soussi, M., 2015. Early Cretaceous spinicaudatans (“conchostracans”) from lacustrine strata of the Sidi Aïch Formation in the northern Chotts range, southern Tunisia: taxonomy, biostratigraphy and stratigraphic implication. *Cretac. Res.* 56, 482–490. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.06.006>.
- Boutib, L., Zargouni, F., 1998. Disposition et géométrie des plis de l’Atlas centroméditerranéen de Tunisie. Découpage et cisaillement en lanieres tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris* 326, 261–265. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(97\)86816-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(97)86816-4).
- Buckland, W., De la Beche, H.T., 1835. On the geology of the neighbourhood of Weymouth and the adjacent parts of the coast of Dorset. *Trans. Geol. Soc. Lond.* s2 (4), 1–46.
- Burrollet, P.F., 1956. Contribution à l’étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Annales des Mines et de la Géologie Tunisie* 18, 350.
- Burrollet, P.F., 1991. Structures, and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics* 195, 359369. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90221-D](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90221-D).
- Chaabani, F., Razgallah, S., 2006. Aptian Sedimentation: an Example of Interaction between Tectonics and Eustatics in Central Tunisia, 262. Geological Society, London, Special Publications, pp. 55–74. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.262.01.03>.
- Chakhma, H., Donze, P., Razgallah, S., Memmi, L., 1990. Le Crétacé inférieur de la région de Bir El Hafey, précisions chronostratigraphiques sur les formations Bouhedma, Sidi Aïch, Orbata et Zebbag. *Notes du Service Géologique de Tunisie* 56, 9–18.
- Cobbold, P.R., Rodrigues, N., 2007. Seepage forces, important factors in the formation of horizontal hydraulic fractures and bedding-parallel fibrous veins (“beef” and “cone-in-cone”). *Geofluids* 7, 313–322. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2007.00183.x>.
- Cobbold, P.R., Zanella, A., Rodrigues, N., Løseth, H., 2013. Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Mar. Petrol. Geol.* 43, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.01.010>.
- Cosgrove, J.W., 2001. Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: a factor in the dewatering of low-permeability sediments. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 85, 737–748.
- Cox, S.F., 1987. Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement paths. *J. Struct. Geol.* 9 (7), 779–787. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90079-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90079-4).
- De Toffoli, B., Mangold, N., Massironi, M., Zanella, A., Pozzobon, R., Le Mouélic, S., Cremonese, G., 2020. Analyse structurale des réseaux de veines de sulfate dans le cratère Gale (Mars). *J. Struct. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104083>, 104083.
- Damotte, R., Zghal, I., Bismuth, H., 1987. Les marnes de l’Hauteriviens-Barrémien du Jebel Mhrila (Tunisie centrale) : analyse biostratigraphique et contexte paléogéographique. *Cah. Micropaléontol. Nouv. Sér.* 2 (2), 5–24.
- Durney, D.W., Ramsay, J.G., 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: De Jong, K.A., Scholten, R. (Eds.), *Gravity and Tectonics*. Wiley, New York, pp. 67–96.
- El Tabakh, M., Schreiber, B.C., Warren, J.K., 1998. Origin of fibrous gypsum in the Newark rift basin, eastern North America. *J. Sediment. Res.* 68, 88–99. <https://doi.org/10.2110/jsr.68.88>.
- Gale, J.F.W., Laubach, S.E., Olson, J.E., Eichhubl, P., Fall, A., 2014. Natural fractures in shale: a review and new observations. *AAPG Bull.* 98 (11), 2165e2216. <https://doi.org/10.1306/08121413151>.
- Gharbi, M., 2013. Relationship between the Southern Atlas Foreland and the Eastern Margin of Tunisia (Chotts-Gulf of Gabes): Tectono-Sedimentary, Fault Kinematics and Balanced Cross Section Approaches. Ph D Thesis. Univ. of Sfax, Tunisia, p. 202. <http://www.theses.fr/2013AIXM4340/document>.
- Gharbi, M., Masrouhi, A., Espurt, N., Bellier, O., El Amari, A., Ben Youssef, M., Ghanmi, M., 2013. New tectono-sedimentary evidences for Aptian to Santonian extension of the Cretaceous rifting in the northern Chotts range (southern Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 79, 58–73. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.09.017>.
- Gharbi, M., Bellier, O., Masrouhi, A., Espurt, N., 2014. Recent spatial and temporal changes in the stress regime along the southern Tunisian Atlas front and the Gulf of Gabes: new insights from fault kinematics analysis and seismic profiles. *Tectonophysics* 626, 120–136. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.00>.
- Gustavson, T.C., Hovorka, S.D., Dutton, A.R., 1994. Origin of satin spar veins in evaporite basins. *J. Sediment. Res.* 64, 88–94. <https://doi.org/10.1306/D4267D1B-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Haji, T.A., Mounni, Y., Msaddek, M.H., 2020. Fault-style analysis and seismic interpretation: implications for the structural issues of the South-eastern Atlas in Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 172, 103962. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103962>.
- Hilgers, C., Urai, J.L., 2002. Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process. *Tectonophysics* 352, 257–274. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00185-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00185-3).
- Hlaïem, A., 1999. Halokinesis and structural evolution of the major features in Eastern and Southern Tunisian Atlas. *Tectonophysics* 306, 79–95. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00045-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00045-1).
- Hlaïem, A., 1998. Thèse Doctorat. Etudes géophysiques et géologiques des bassins et des chaînes de Tunisie centrale et méridionale durant le mésozoïque et le Cénozoïque, 6. Univ. Des Pierre & Marie Curie, Paris.
- Keulen, N.T., den Brok, S.W.J., Spiers, C.J., 2001. Force of Crystallisation of gypsum during hydration of synthetic anhydrite rock. In: 13th DRT Conference, Deformation Mechanisms, Rheology, and Tectonics. Noordwijkerhout, The Netherlands.
- Khalifi, C., Ahmadi, R., Trigui, H., Ouali, J., Mercier, E., 2019. Kinematic evolution model of fault-related anticline based on the study of the striated pebbles of the related growth-strata: a case study of the Es sathah anticline in southern Tunisian Atlas, Tunisia. *Geotectonics* 53, 419–432. <https://doi.org/10.1134/S001685211903004X>.
- Larmier, S., Zanella, A., Lejay, A., Mourgues, R., Gelin, F., 2021. Geological parameters controlling the bedding-parallel vein distribution in Vaca Muerta Formation core data, Neuquén Basin, Argentina. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* <https://doi.org/10.1306/03122119201>.
- Lazzez, M., Zouaghi, T., Ben Youssef, M., 2008. Austrian phase on the northern African margin inferred from sequence stratigraphy and sedimentary records in southern Tunisia (Chotts and Djefara areas). *C. R. Geosci.* 340 (8), 543–555. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.05.005>.
- Li, W., Dong, Y., Guo, A., Liu, X., Zhou, D., 2013. Chronology and tectonic significance of cenozoic faults in the liupanshan arcuate tectonic belt at the northeastern margin of the qinghai-tibet plateau. *J. Asian Earth Sci.* 73, 103–113. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.04.026>.
- Li, G., Boukhalfa, K., Teng, X., Soussi, M., Ali, W.B., Ouaja, M., Houla, Y., 2017. New Early Cretaceous clam shrimps (Spinicaudata) from uppermost Bouhedma Formation of northern Chotts range, southern Tunisia: taxonomy, stratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Cretac. Res.* 72, 124–133. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2019.01.025>, 2017.
- Louhaichi, M.A., Tlig, S., 1993. Tectonique synsédimentaire des séries post Barrémiennes au Nord-Est de la chaîne Nord des Chotts (Tunisie méridionale). *Geol. Mediterr.* XX (1), 53–74.
- Luan, G., Dong, C., Azmy, Karem, Lin, C., Ma, C., Ren, L., Zhu, Z., 2019. Origin of bedding-parallel fibrous calcite veins in lacustrine black shale: a case study from Dongying Depression, Bohai Bay Basin. *Mar. Petrol. Geol.* 102, 873–885. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.01.010>.
- Machel, H.G., 1985. Fibrous gypsum and fibrous anhydrite in veins. *Sedimentology* 32, 443–454. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1985.tb00523.x>.
- Masrouhi, A., Gharbi, M., Bellier, O., Youssef, M.B., 2019. The southern Atlas Front in Tunisia and its foreland basin: structural style and regional-scale deformation. *Tectonophysics* 764, 1–24.
- Means, W.D., Li, T., 2001. A laboratory simulation of fibrous veins: some first observations. *J. Struct. Geol.* 23, 857–863. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00158-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00158-9).
- Meng, Q., Hooker, J., Cartwright, J., 2017a. Early overpressuring in organic-rich shales during burial: evidence from fibrous calcite veins in the Lower Jurassic Shales-with-Beef Member in the Wessex Basin, UK. *J. Geol. Soc.* 174, 869–882. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-146>.
- Meng, Q., Hooker, J., Cartwright, J., 2017b. Genesis of natural hydraulic fractures as an indicator of basin inversion. *J. Struct. Geol.* 102, 1–20.
- Meng, Q., Hooker, J., Cartwright, J., 2017c. Lithological control on fracture cementation in the Keuper marl (Triassic), north Somerset, UK. *Geol. Mag.* 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.07.001>.
- Meng, Q., Hooker, J., Cartwright, J., 2018. Role of pressure solution in the formation of bedding-parallel calcite veins in an immature shale (Cretaceous, southern UK). *Geol. Mag.* 1–17. <https://doi.org/10.1017/S0016756818000377>.
- Meng, Q., Hooker, J., Cartwright, J., 2019. Progressive accretion of antitaxial crystal fibres: implications for the kinematics and dynamics of vein dilation. *J. Struct. Geol.* 126, 25–36. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.05.006>.
- Mourgues, R., Cobbold, P.R., 2003. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage 629 forces as demonstrated by sandbox modeling. *Tectonophysics* 376, 75–97.
- M’Rabet, A., 1981. Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie Centrale. Unpubl. PhD thesis, Paris-Orsay, p. 540.
- Nollet, S., Koerner, T., Kramm, U., Hilgers, C., 2009. Precipitation of fracture fillings and cements in 633 the Buntsandstein (NW Germany). *Geofluids* 9, 373–385.
- Osborne, M.J., Swarbrick, R.E., 1997. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *AAPG Bull.* 81, 1023–1041.
- Ouali, J., 2007. Structures en rampes tectoniques (Modèles et exemples). Thèse complémentaires. Univ. De Tunis El Manar.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer verlag, berlin. Passchier, C.W., Urai, J.L., 1988. Vorticity and strain analysis using Mohr diagrams. *J. Struct. Geol.* 10, 755–763.
- Philipp, S.L., 2008. Geometry and formation of gypsum veins in mudstones at Watchet, Somerset, SW England. *Geol. Mag.* 145, 831–844. <https://doi.org/10.1017/S0016756808005451>.
- Philip, H., Andrieux, J., Dlal, M., Chihl, L., Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique mio-plioquaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie Centrale) : implication sur l’évolution géodynamique récente de la Tunisie. *Bull. Sco. Géol. France* (8), 55–568. II.
- Ramsay, J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284, 135–139. <https://doi.org/10.1038/284135a0>.
- Ravier, E., Martinez, M., Pellenard, P., Zanella, A., Tupinier, L., 2020. The milankovitch fingerprint on the distribution and thickness of bedding-parallel veins (beef) in source rocks. *Marine and Petroleum Geology, Elsevier* 122, 104643. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104643>.
- Rodrigues, N., Cobbold, P.R., Løseth, H., Ruffet, G., 2009. Widespread bedding parallel veins of fibrous calcite (“beef”) in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén

- Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression. *J. Geol. Soc. Lond.* 166 (4), 695–709. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-111>.
- Rustichelli, A., Di Celma, C., Tondi, E., Baud, P., Vinciguerra, S., 2016. Fibrous gypsum veins as diffuse features and within fault zones: the case study of the Pisco Basin (Ica desert, southern Peru). *J. Struct. Geol.* 173, 405–418. <https://doi.org/10.1144/jgs2015-084>.
- Shearman, D.J., Mossop, G., Dunsmore, H., Martin, M., 1972. Origin of Gypsum Veins by Hydraulic Fracture, V81. *Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy*, pp. 149–155.
- Stoney, R., 1983. Fibrous calcite veins, overpressures, and primary oil migration. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 67 (9), 1427–1428. <https://doi.org/10.1306/03B5BA47-16D1-11D7-8645000102C1865D>, 1983.
- Ukar, E., Baqués, V., Laubach, S.E., Marrett, R., 2020. The nature and origins of decimeter-scale porosity in Ordovician carbonate rocks, Halahatang oilfield, Tarim Basin, China. *J. Geol. Soc.* jgs2019–156 <https://doi.org/10.1144/jgs2019-156>.
- Ukar, E., Lopez, R.G., Gale, J.F., Laubach, S.E., Manceda, R., 2017. New type of kinematic indicator in bed-parallel veins, Late Jurassic–Early Cretaceous Vaca Muerta Formation, Argentina: EW shortening during Late Cretaceous vein opening. *J. Struct. Geol.* 104, 31–47. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.09.014>.
- Urai, J.L., Williams, P.F., van Roermund, H.L.M., 1991. Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. *J. Struct. Geol.* 13, 823–836. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90007-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90007-6).
- Wilson, C.J.L., 1994. Crystal growth during a single-stage opening event and its implications for syntectonic veins. *J. Struct. Geol.* 16, 1283e1296. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90070-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90070-1).
- Wang, M., Chen, Y., Song, G., Steele-MacInnis, M., Liu, Q., Wang, X., Zhang, X., Zhao, Z., Liu, W., Zhang, H., Zhou, Z., 2018. Formation of bedding-parallel, fibrous calcite veins in laminated source rocks of the Eocene Dongying Depression: a growth model based on petrographic observations. *Int. J. Coal Geol.* 200, 18–35. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2018.10.004>.
- Weger, R.J., Murray, S.T., McNeill, D.J., Swart, P.K., Eberli, G.P., Rodriguez Blanco, L., Tenaglia 686, M., Rueda, L., 2018. Paleo Thermometry and Distribution of Calcite Beef in the Vaca Muerta 687 Formation, Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Bulletin* submitted for publication.
- Zanella, A., 2013. Surpression de fluides et fracturation de roches mères en différents contextes tectoniques : modélisation analogique et exemples de terrain. *Sciences de la Terre. Université Rennes 1. Français.* (NNT : 2013REN1S139). (tel-00980281).
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Rodrigues, N., Løseth, H., Jolivet, M., Gouttefangeas, F., Chew, D., 2021. Source rocks in foreland basins: A preferential context for the development of natural hydraulic fractures. *AAPG Bulletin* 105 (4), 647–668. <https://doi.org/10.1306/08122018162>.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Rojas, L., 2014. Beef veins and thrust detachments in Early Cretaceous source rocks, foothills of Magallanes-Austral Basin, southern Chile and Argentina: structural evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation. *Mar. Petrol. Geol.* 55, 250–261. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.006>.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Ruffet, G., Leanza, H.A., 2015a. Geological evidence for fluid overpressure, hydraulic fracturing and strong heating during maturation and migration of hydrocarbons in Mesozoic rocks of the northern Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* 62, 229e242. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.06.006>.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Boassen, T., 2015b. Natural hydraulic fractures in the Wessex Basin, SW England: widespread distribution, composition and history. *Mar. Petrol. Geol.* 68, 438e448. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.09.005>.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., P, R., Rodrigues, N., Løseth, H., Jolivet, M., Gouttefangeas, F., F, Chew, D., 2020. Source rocks in foreland basins: a preferential context for the development of natural hydraulic fractures. *AAPG Bull.* <https://doi.org/10.1306/08122018162>.
- Zargouni, F., 1984. Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas tunisien méridional. Évolution récente de l'accident Sud-atlasique. *C.R. Acad. Sci. Paris* 299 (Série II, no. 2), 179–196.
- Zargouni, F., Rabiaa, M.C., Abbes, C., 1985. Rôle des couloirs de cisaillement de Gafsa et de Negrine-Tozeur dans la structuration du faisceau des plis des chotts, éléments de l'accident sud-atlasique. *CRASC.P* 301 (11), 831–883.
- Zargouni, F., Ruhland, M., 1981. Style de déformations du quaternaire récent lié au coulissement de la faille de Gafsa et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridionale de Tunisie. *C.R. Acad. Sc. Paris* 292, 913–915.
- Zhao, B., Li, R., Wu, X., Qin, X., Zhao, D., Khaled, A., Liu, F., 2020. Petrography and isotopic geochemistry of bedding-parallel fibrous gypsum veins in the Neogene Qingshuiying Formation of the Ningnan Basin, North China: insights for growth model of antitaxial fibrous veins. *J. Struct. Geol.* 132 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103973>.
- Zouari, H., 1995. Evolution géodynamique de l'Atlas centro - méridional de la Tunisie : stratigraphie, analyses géométrique, cinématique et tectono -sédimentaire. Thèse de Doctorat d'État. Université de Tunis II.

Bedding-parallel veins: natural fracturing during compressive stress of the Northern Chotts range, Southern Tunisia.

Nabil ABAAB^{1,2,4*}, Alain ZANELLA¹, Dhaou AKROUT^{3,4}, Régis MOURGUES¹, Mabrouk MONTACER²

a. ¹. L.P.G-UMR 6112, Le Mans Université, France.

². UR3G – Faculté des Sciences de Gabès, Université de Gabès, Tunisie.

³. L'École Supérieure Polytechnique de Nouakchott, Sebkhia Nouakchott, Mauritanie.

b. ⁴ Institut Supérieur des Sciences et Techniques des Eaux de Gabès, Université de Gabès, Gabès, Tunisia.

Abstract

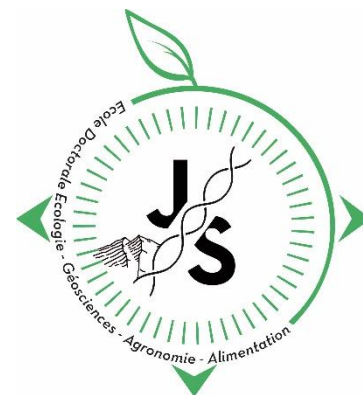
Bedding-parallel veins “BPV” are common in sedimentary basins worldwide within strata with low-permeability. The understanding of such geological structures is of great importance regarding their relationship with natural hydraulic fracturing processes affecting organic-rich shales due to fluid overpressures, especially for BPV of calcite composition. Many examples of BPV of gypsum composition occur in mudstones and evaporitic rocks. This is the case in the Bouhedma Formation in the Northern Chotts range, Southern Tunisia. In this study, we investigate the BPV in order to understand the context of formation of such geological features.

Along the Zemlet el Beidha anticline (ZBAS) localized in the Northern Chotts range, very few descriptions mentioned BPV within the Bouhedma Formation (Hauterivian- Barremian). In our study, we performed 3 main cross-sections and we reported many occurrences of BPV in this area, exclusively localized within the Bouhedma Formation. The distribution of BPV appears to be very dependent of the host rock composition. Thus, BPV are more abundant within evaporitic layers and mudstones of the Bouhedma Formation. In evaporitic layers, BPV are very discontinuous (up to 1 m in length) and thin (up to 6 cm thick). They often show an interconnection shape drawing a dense and complex filled fractures network. In mudstones, BPV are more continuous and thicker (often more than 5 cm thick). Interfaces between both evaporitic rocks and mudstones localized the more continuous and thicker BPV (up to 50 cm thick). BPV are not randomly geographically distributed. Indeed, they are especially numerous along limbs of anticlines, as well as thicker. Regarding, internal structures within BPV, fibers of gypsum are almost always curved showing sigmoidal shape marking an intense deformation during their growth. When BPV are localized along fold hinge, fibers show “S” sigmoid pattern on a limb and “Z” sigmoid pattern on the other limb.

This structural observation demonstrates that BPV growth is coeval with the folding of the basin. We also performed a structural analysis on the orientation of fibers. The major trend for fibers is 140°-180° N. The tectonic history of the Northern Chotts range is complex. Nevertheless, we demonstrate that the growth and thus the opening of BPV was coeval with the shortening period with NW-SE orientation. This direction is consistent with major tectonic structures, as faults and folds axis orientation during the Miocene. In this study, we show that BPV of gypsum composition are very numerous in the Northern Chotts range in Tunisia, especially along the ZBAS. They are distributed in function of the composition of the host rock. Sedimentary interfaces are major mechanical discontinuities localizing the BPV. BPV growth occurred during the shortening and folding of sedimentary rocks during the Miocene.

Key words: *Bedding-parallel veins « BPV », gypsum, anhydrite, fluid overpressure, lower cretaceous, Tunisia.*

* Corresponding author : Nabil ABAAB (Nabil.abaab.etu@univ-lemans.fr)



2nd EGAAL Annual Scientific days – JS EGAAL 2021

Poster 3rd year PhD student

Origin of the gypsum veins associated with the early Cretaceous Bouhedma formation, Northern Chotts range, Southern Tunisia.

Nabil ABAAB^{1,2,3*}, Alain ZANELLA¹, Dhaou AKROUT^{2,3,4}, Régis MOURGUES¹, Mabrouk MONTACER²

1 Le Mans Université, Géosciences Le Mans - LPG UMR 6112, 72085, Le Mans, France

2 U.R: 3G – Géosystèmes, Géo-ressources et Géo-environnements, UR13ES80, Faculté des Sciences de Gabès, Tunisie.

3 Institut Supérieur des Sciences et Techniques des Eaux de Gabès, Université de Gabès, Gabès, Tunisie.

4 École Supérieure polytechniques, 4303 Cité Cadres, Sebkhia Nouakchott, Mauritanie.

Abstract:

Bedding-parallel fibrous gypsum veins, “BPV”, which occur in evaporite basins worldwide, provide significant insights into host rock deformation and fluid flow, although the genetic mechanism remains obscure. BPVs in the evaporite and mudstones of the upper Hauterivian - Barremian Bouhedma Fm of the Northern Chotts range were characterized in the context of regional and local setting. In order to investigate the origin as well as the timing of formation of “BPV” of the Bouhedma Fm, we performed a field work analysis. In our study our first describe the petrology of BPV, then the morphological criteria and their distribution in the sedimentary sequence. Finally, we pay attention to their relationship with tectonic structures as folds and faults.

BPV exclusively appear in the Bouhedma Fm, which is time of vast evaporite production and a high rate of sedimentation in relation to a syn-sedimentary fault affecting the Zemlet El Beidha Anticline Structure “ZBAS”. The host rocks for BPV are mostly mudstones and evaporites, or less commonly carbonates. BPV contain typical fibrous crystals of gypsum and anhydrite. At the center of the veins, the median zone is often composed by fragments of mudstones. BPV are not randomly distributed through the sedimentary succession. Thus, they mainly occur at mudstones/gypsum boundaries as well as within gypsum beds. At boundaries, BPV are thick and very continuous (up to 40 cm thick). However, in evaporitic layers dense anastomosing networks of BPV occur but they are very discontinuous (no more than 1 m in length) and thin (up to 6 cm thick). Within the mudstones BPV are also present and exhibit often more than 5 cm of thickness.

Regarding the time of generation, BPV are affected by the Miocene compressional deformation (folding) event as well as by the Villafranchian contraction. As consequence, oblique filled fractures cross-cut and thus post-date, the BPV of the Bouhedma Fm with a direction of N135-N185. Our observations demonstrate that BPV in the Bouhedma Fm have been developed from Miocene to the post-Villafranchian times with a minimum of 3 stages of formations. We infer that BPV are the result of fluid overpressures in low-permeable mudstones and evaporites. Because the fractures initiated in response to fluid overpressures, they provide a useful analog to subsurface fluid-assisted fracture systems in low-permeability rocks subjected to tectonic compression.

Keywords: fluid-assisted fracturing, gypsum vein, geosciences

LA 1ÈRE ÉDITION DES JOURNÉES INTERNATIONALES EN GÉOSCIENCES ET ENVIRONNEMENT (JIGE2021), 26 ET 27 MARS 2021, AGADIR, MAROC

Potential formation mechanisms of Bedding-parallel gypsum veins in the late Cretaceous Bouhedma Fm, Northern Chotts range, Southern Tunisia.

ABAAB Nabil^{1,2,3*}, ZANELLA Alain², AKROUT Dhaou^{1,3,4}, MONTACER Mabrouk¹.

¹ U.R: 3G - Géosystèmes, Géoressources et Géoenvironnements, UR13ES80, Faculté des Sciences de Gabès, Tunisie.

² Le Mans Université, Géosciences Le Mans - LPG UMR 6112, 72085, Le Mans, France.

³ Institut Supérieur des Sciences et Techniques des Eaux de Gabès, Université de Gabès, Gabès, Tunisia.

⁴ École Supérieure polytechniques, 4303 Cité Cadres, Sebkhia Nouakchott, Mauritanie.

Abstract

Gypsum veins, which developed parallel to the bedding, are widespread in the mudstones and evaporitic series of the Bouhedma Formation, Northern Chotts range, Southern Tunisia. In order to investigate the origin as well as the timing of formation of the bedding parallel veins (BPV) of the Bouhedma Formation, we performed a field work analysis. In our study our first describe the petrology of BPV, the morphological criteria and their distribution of BPV in the sedimentary sequence. Finally, we pay attention to their relationship with tectonic structures as folds and faults.

BPV exclusively appear in the Bouhedma Formation (early Cretaceous) which is time of vast evaporite production and a high rate of sedimentation in relation to a syn-sedimentary fault affecting the Zemlet El Beidha Anticline Structure « ZBAS ». The host rocks for BPV are mostly mudstones and evaporites, or less commonly carbonates. BPV contain typical fibrous crystals of gypsum and anhydrite. At the center of the veins, the median zone is often composed by fragments of mudstones. BPV are not randomly distributed through the sedimentary fill. Thus, they mainly occur at mudstones/gypsum boundaries as well as within gypsum beds. At boundaries, BPV are thick and very continuous (up to 40 cm thick). However, in evaporitic layers dense anastomosing networks of BPV occur but they are very discontinuous (no more than 1 m in length) and thin (up to 6 cm thick). Within the mudstones BPV are also present and exhibit often more than 5 cm of thickness.

BPV are affected by the Miocene folding event as well as by the Villafranchian tectonic. Thus, filled fractures cross-cut the BPV of the Bouhedma Formation with a direction of N135-N185. Our observations demonstrate that BPV in the Bouhedma Formation have been developed from Miocene to the post-Villafranchian times with a minimum of 3 stages of formations. We infer that BPV are the result of fluid overpressures in low-permeable mudstones and evaporites. The motor of these mechanisms could be link to tectonic events.

Key words: Bedding-parallel veins « BPV », gypsum, anhydrite, fluid overpressure, lower cretaceous, Tunisia.

* Corresponding author : Nabil ABAAB (Nabil.abaab.etu@univ-lemans.fr)

Distribution of natural hydraulic fractures (Gypsum BPV veins) within the Bouhedma Formation, Northern Chotts range – Southern Tunisia.

Nabil ABAAB^{a, b, c*}, Alain ZANELLA^a, Dhaou AKROUT^d, Régis MOURGUES^a, Mabrouk MONTACER^b.

^a *Le Mans Université, L.P.G-UMR 6112, avenue Olivier Messiaen, 72085 Le Mans, Cedex 9, France*

^b *U.R : 3G - Géosystèmes, Géoressources et Géoenvironnements (UR13ES80), Faculté des Sciences de Gabès, Tunisie.*

^c *L'institut Supérieur des Sciences et Techniques des Eaux de Gabès, 6072 Zrig Gabès, Tunisie.*

^d *L'École Supérieure Polytechnique de Nouakchott, BP 4303 Cité Cadres – Sebkhia Nouakchott, Mauritanie.*

Abstract

Bedding-parallel veins (BPV), also called “BPV veins”, are common in sedimentary basins worldwide, especially within anisotropic sediments. These geological structures are mainly composed by fibrous minerals such as gypsum, calcite or quartz, and are interpreted to be a marker of fluids-rocks interactions. The veins are organized in a complex as well as very widespread fracture network. BPV result from several geological processes as: hydraulic fracturing of impermeable and anisotropic sediments due to fluid overpressures, ii) the force of crystallization, iii) the addition of external stresses. The understanding of the geometrical distribution of BPV is of great interest to understand the fluid pathways through sediments during their geological history. In the Northern Chotts Range (Southern Tunisia) these structures crop out very well. Nevertheless, their distribution through the sedimentary fill and their lateral continuity remain poorly studied. Thus, we decided the BPV distribution in the Zemlet el Beidha Anticline structure “ZBAS”, Tunisia, to investigate the parameters controlling the distribution of BPV in the Bouhedma Formation (Lower Cretaceous).

In the ZBAS, performed 4 sedimentary and structural logs. We described 46 levels of BPV composed by gypsum minerals mainly distributed in: i) mudstones and ii) evaporitic series of the Bouhedma Formation outcrops. Two different types of BPV are recognized: (i) continuous and (ii) discontinuous. We observed that the continuous BPV are preferentially located in mudstones whereas the discontinuous BPV are predominant in evaporitic beds. These observations tend to demonstrate the role of the lithological composition as well as the role of the anisotropy in the generation and propagation of such veins. The internal structure of BPV showed that the crystals are mainly perpendicular to the edges of the veins. Several growth phases have been observed. Some of the fibers are curved, indicating a growth during shear process. We infer that the BPV formation is the consequence of several process such as: i) fluid overpressure, ii) the force of crystallization and iii) compressive tectonic stresses.

Keywords: Bedding parallel veins (BPV), “BPV” veins, gypsum, fluid overpressure, lower Cretaceous, Tunisia.

* *Corresponding author : Nabil ABAAB (Nabil.abaab.etu@univ-lemans.fr)*



**3RD CONFERENCE OF THE ARABIAN
JOURNAL OF GEOSCIENCES (CAJG)**
Online | 2-5 November 2020

Quantitative study of natural hydraulic fractures: possible cause on the generation of Bedding-parallel fibrous veins (BPVs) and relation with a tectonic regime of Zemlet el Beidha anticline (southern of Tunisia)

¹ Research Unit "U3G" "Geosystems, Georesources and Geoenvironnements", Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences of Gabes, University of Gabes, 6072, Zrig, Gabes, Tunisia.

² Laboratory of Eau, Energy and Environment (LR3E), National School of Engineering of Sfax, University of Sfax, 3038 Sfax, Tunisia.

³International Association of Water Resources in the Southern Mediterranean Basin, Gafsa Tunisia

Abstract

BPV structures (Bedding-parallel veins of fibrous gypsum) are widespread within the Lower Cretaceous rocks in the Chotts part of Tunisia (south of Tunisia; Zemlet El Beidha), especially within the clay-rich strata of low permeability. The BPV veins formed during high pore- fluid overpressures along the hydro-fracture phenomena.

The study and the analysis of several stations of tectonic and hydraulic fracture allow to reveal the witnesses of an overpressure in the deposits of Lower Cretaceous (Bouhedma Formation). In fact, we noticed that the overpressure is directly involved in the creation of various types of fractures as evidenced by the different measures and the stereographic projections. Thus, the orientations of fibers of mineralization that fills the BPVs type fracture have the same direction as the main constraint. Furthermore, we discussed the different overpressure build-up mechanisms. The results showed that tectonics is likely, responsible of this anomaly. This is confirmed by the description of the fibers and the projection of the different measurements of BPVs. The mineral transformation from gypsum to anhydrite is heavily involved in this stress regime, especially in the presence of all necessary conditions of dehydration of gypsum.

Keywords: Gypsum BPVs, BPV structure, Overpressure mechanism, Hydraulic fracture, Zemlet El Beidha (southern of Tunisia).

* Corresponding author : Nabil ABAAB : abaabn@gmail.com



**STUDY OF HYDRAULIC AND TECTONIC FRACTURATION WITHIN ZEMLET EL BEIDHA
AREA (NORTH CHOTT RANGE)**

***Nabil ABAAB*^{1*}, *Dhaou AKROUT*¹, *Riadh AHMADI*², *Mabrouk MONTACER*¹.**

¹ UR3G (UR13ES80): Research unit Geosystems, Géoressources and Géoenvironnements, University of Gabès, Tunisia.

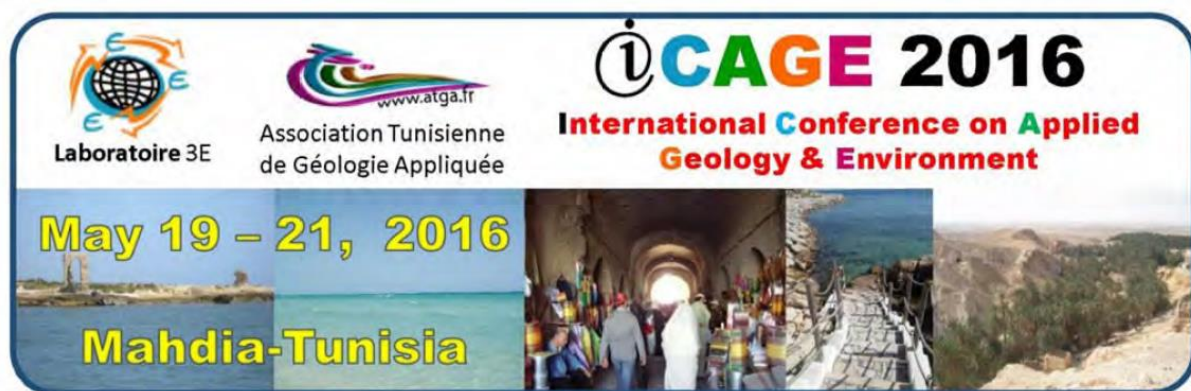
² L3E: Research Laboratory Water (Eau), Energy and Environment, University of Sfax, Tunisia.

ABSTRACT

The study of fluid pressure and its evolution have a critical importance as they lead to understand the tectonic history of the region. Therefore, the present work focuses on a micro tectonic study of tectonic and hydraulic fracture at the anticline structure of Zemlet El Beidha (North Chotts range).

The study and the analysis of several stations of tectonic and hydraulic fracture allow to reveal the witnesses of a paleo- overpressure in the deposits of Lower Cretaceous (Bouhedma Formation). In fact, we noticed that the overpressure is directly involved in the creation of various types of fractures as evidenced by the different measures and the stereographic projections. Thus, the orientations of fibers of mineralization that fills the BPVs type fracture have the same direction as the main constraint. Furthermore, we discussed the different overpressure build-up mechanisms. The results showed that tectonics is likely, responsible of this anomaly. This is confirmed by the description of the fibers and the projection of the different measurements of BPVs. The mineralization transformation from gypsum to anhydrite is heavily involved in this stress regime especially in the presence of all necessary conditions of dehydration of gypsum.²

KEYWORDS: Zemlet El Beidha, Overpressure, tectonic fracture, Hydraulic fracture, gypsum BPV.





Titre : Étude de la surpression des fluides et de la fracturation : Apport à l'étude des réservoirs et à la compréhension de la déformation tectonique dans les bassins à intérêt pétrolier en Tunisie.

L'étude des surpressions de fluide et de la fracturation hydraulique dans les différents bassins sédimentaires peut nous renseigner sur les mécanismes qui sont à l'origine de la surpression de fluides ainsi que de comprendre les systèmes en surpression. Ces dernières années, l'intérêt pour ces phénomènes s'est largement accru, notamment sous l'influence des sociétés pétrolières qui exploitent les ressources non-conventionnelles au cœur des problèmes énergétiques actuels. Un des objectifs du travail proposé dans ce travail sera aussi de caractériser la déformation microscopique et macroscopique liée au plissement dans le but de pouvoir déterminer un scénario cinématique et mécanique réaliste visant à expliquer l'évolution de la structure des plis, ainsi que l'évolution de la déformation en leur sein. Trois principales approches ont été utilisées pour mener à bien cette tâche (i) étude qualitative et quantitative de la fracturation hydraulique naturelle (ii) Une étude microstructurale par l'analyse de fractures hydraulique naturelle (iii) analyse pétrographiques de BPV. Ainsi, nous montrons que ces phénomènes sont très répandus au sein des bassins sédimentaires et que leurs manifestations s'expriment notamment par la génération de veines fibreuses parallèles à la stratification de la roche « BPV » ou « BPV », mais également par la formation de veines d'hydrocarbures solides « bitume » dans les roches mères de pétrole. Nous démontrons également que les surpressions de fluides peuvent profondément changer le style de déformation d'un bassin sédimentaire par la génération de niveaux de décollement localisés au sein même des roches mères. Enfin, à l'aide d'une étude détaillée de la fracturation hydraulique naturelle, nous avons pu identifier les mécanismes à l'origine des surpressions de fluide et de la fracturation hydraulique. En effet, les observations de terrain couplé à la projection stéréographique des fractures et l'analyse pétrographique de BPV nous permet de déceler une relation étroite entre l'orientation des fibres de BPV et la contrainte tectonique majeur dans la zone d'étude. La contrainte de compression tectonique affectant la structure anticlinale de Zemlet El Beidha est probablement à l'origine de la surpression de fluide et la développement de fracture hydraulique naturelle au sein de la formation Bouhedma.

Mots clés : surpression de fluides, fracturation hydraulique, BPV, fractures hydraulique naturelle "BPV", Tunisie.

Title: Study of fluid overpressure and fracturing: Contribution to the study of reservoirs and the understanding of tectonic deformation in basins with petroleum interest in Tunisia.

The study of fluid overpressure and hydraulic fracturing in different sedimentary basins can provide information on the mechanisms that cause fluid overpressure as well as understanding the overpressured system. In recent years, interest in these phenomena has increased significantly, particularly under the influence of oil companies exploiting unconventional resources at the heart of current energy problems. One of the objectives of the work proposed in this paper will also be to characterize the microscopic and macroscopic deformation related to folding in order to determine a realistic kinematic and mechanical scenario to explain the evolution of the structure of folds, as well as the evolution of deformation within them. Three main approaches were used to carry out this task (i) qualitative and quantitative study of natural hydraulic fracturing (ii) a microstructural study through the analysis of natural hydraulic fractures (iii) petrographic analysis of BPV. Thus, we show that these phenomena are widespread within sedimentary basins and that their manifestations are expressed in particular by the generation of fibrous veins parallel to the stratification of the rock "BPV" or "BPV", but also by the formation of solid hydrocarbon veins "bitumen" in oil source rocks. We also demonstrate that fluid overpressures can profoundly change the deformation style of a sedimentary basin through the generation of localized detachment levels within the source rocks themselves. Finally, through a detailed study of natural hydraulic fracturing, we were able to identify the mechanisms behind fluid overpressures and hydraulic fracturing. Indeed, field observations coupled with stereographic projection of fractures and petrographic analysis of BPV allow us to detect a close relationship between the orientation of BPV fibers and the major tectonic stress in the study area. The tectonic compressional stress affecting the Zemlet El Beidha antidual structure is probably at the origin of the fluid overpressure and the development of natural hydraulic fractures within the Bouhedma formation.

Key words: fluid overpressures, hydraulic fracturing, BPV, bedding-parallel veins "BPV", Tunisia.