



**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEURE ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE.**

UNIVERSITE MOULOU D MAMMERI DE TIZI OUZOU

FACULTE DES SCIENCES BIOLOGIQUES ET AGRONOMIQUES

DEPARTEMENT DES SCIENCES GEOLOGIQUES

Mémoire présenté en vue de l'obtention du diplôme de Master en Sciences Géologique

Option : Géologie des bassins sédimentaires

Thème :

**ANALYSE ET DETERMINATION DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT,
APPROCHE STRUCTURALE ET GEODYNAMIQUE DANS LA BORDURE NORD
(Commune TIMIZART) DU BASSIN MIOCEN DE TIZI-OUZOU.**

Réalisé par : Mlle ARAB Syla

M. IHADJADENE Wahab

Soutenu publiquement : LE 26/ 12/2019 Devant le jury composé de :

M. KARDACHE Remdhan, Maître de conférences, UMMTO.....Président.

M. AMROUCHE Farid, Maître assistant, UMMTO.....Promoteur.

M. ACHOUI M'hand, Maître assistant, UMMTO..... Examineur.

Mlle. OUIKENE Karima, Maître assistante, UMMTO Examinatrice.

Année Universitaire : 2018 /2019.



Remerciements

Tout d'abord, nous exprimons toute notre gratitude et remerciements à l'ensemble des enseignants de département de sciences géologiques de l'université Mouloud Mammeri Tizi Ouzou.

Egalement, nos sincères salutations sont adressées à l'ensemble du personnel de l'université.

Nous adressons nos remerciements à tous ceux qui ont de près ou de loin apportés leur aide, conseils ou encouragements afin de réaliser ce travail. C'est grâce à leurs contributions que ce mémoire a pu voir le jour.

Nous tenons à remercier notre promoteur qui a bien voulu assurer le suivi de ce travail. Nos chaleureux remerciements à M.AMROUCHE Farid pour avoir accepté de diriger ce mémoire.

Notre reconnaissance et nos sincères remerciements vont à M. KARDACHE REMDHAN d'avoir accepté de présider notre jury

Nous remercions également M. ACHOUI M'hand et Mlle OUIKENE Karima d'avoir acceptés d'examiner notre travail.

Sont oubliées Mlles les ingénieures de labo en l'occurrence Md ABDERHMAN et tout son équipes, grâce à elles que nous avons pu achever notre travail à temps.

Nos reconnaissances sont aussi destinés à tous les enseignants du département pour avoir assuré la formation .

Tout particulièrement nous tenons à remercier tous nos camarades et tant d'autres pour la précieuse aide qu'ils nous ont apporté.



Dédicace :

Mlle ARAB Sylia :

Je dédie ce modeste travail :

Mes parents pour le soutien moralement et leurs patiences et leurs sacrifices.

A ma sœur Sarah et mon frère Imed.

Je voudrais aussi dédier ce travail à mon cher mari qui m'a tant soutenu et pour sa compréhension et son sacrifice pendant des mois afin de finir mon mémoire.

Je remercie en fin tous ceux et celles qui ont pu m'apporter une quelconque aide dans la réalisation de mon travail.

Mr IHADJADENE Waheb :

Ce modeste travail je le dédie à ma mère, à Katia ma femme et à l'ensemble de mes camarades que j'ai connus durant cette formation.

Comme je remercie mon binôme Mlle ARAB et son époux, sur l'intérêt particulier qu'ils ont accordé pour réaliser ce travail.

Au finale je remercie tout les enseignants du département sur les efforts fournis afin de réussir leur noble tâche, dans ces conditions parfois lamentable.



Résumé :

Dans ce travail qui est pour objectif de déterminer les environnements du dépôt et l'aspect géodynamique et structurel sur la bordure nord du bassin miocène de Tizi-ouzou, les analyses de terrain et ou laboratoire nous ont permis d'arriver à un ensemble de résultats et de conclusions.

Sur le plan sédimentologique et environnemental, nous avons pu constater la présence du fluviatile, du marin peu profond mais qui le devient par la suite, ainsi que des structures sédimentaires et de la faune caractéristique de ces milieux de dépôt

Aussi sur le plan stratigraphique nous avons pu relever trois logs ; A-1 de la coupe A qui se débute sur une base discordante sur le socle kabyles et /ou les flysch Crétacé nord kabyle, avec des conglomérats à la base puis fluviatile jusqu'au sommet au ont constate une autre discordance, sur la quelle en remarque la présence de blocs de Silexite. Le log A-2 de la coupe A passe dans un environnement marin et avec les contenus fossilifères nous avons pu déterminer plusieurs phases de régression/transgression. Dans la coupe B les résultats d'analyse paléo-environnementale qui révèlent la présence d'une faune caractéristique des zones profondes nous ont permit de constater un approfondissement du bassin.

Ainsi que les âges de quelques genres foraminifères, nous a fait penser à des suppositions sur le plan géodynamique.

Pour les interprétations structurelles et géodynamiques, nous conduit à mettre en évidence l'influence majeure de la faille de Souama-Tigzirt de direction NO-SE, comme nous avons constaté le caractère diachronique de l'ouverture du bassin miocène de tizi-ouzou du Nord vers le Sud.

SOMMAIRE :

Pages

Dédicace

Remerciement

Résumé

CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE

I.1. Problématique.....	03
I.2. Méthodologie.....	03
I.3. Cadre géographique et géomorphologique de la région.....	04
I.4. Cadre géographique et géomorphologique	04
I.5. Etat de connaissances sur la géologie du Bassin de Tizi-Ouzou.....	06
I.5.1. Rappel sur la genèse et segmentation des marges continentales.....	06
I.5.1.1.Genèse des marges continentales passives.....	07
I.5.1.1.1. Tectonique des plaques, bassins et marges continentales.....	08
I.5.1.2. Les marges en contexte d'arrière arc.....	11
I.5.2. Connaissances sur l'héritage et formation du bassin de Tizi-Ouzou.....	15
I.6. Présentation sommaire de la chaine des Maghrébides.....	16
I.7. Héritage et dépôts sédimentaires du bassin de Tizi-Ouzou.....	25
I.8. Histoire des travaux.....	29

Chapitre II :

II.1. Introduction	42
II.2. Etudes du terrain et méthodologie de travail.....	43
II.2.2. Description sédimentologiques des coupes étudiées	44
II.3. Etude au laboratoire.....	50
II.3.1. la confection des lames minces.....	51
II.3.2. Analyses des résultats et classifications.....	52
II.4. Analyse séquentielle et détermination des environnements de dépôt	71
II.4.1. Analyse séquentielle de la coupe(A).....	72
II.4.2. Discussions et décrêpages des milieux et entérinement de dépôt dans la coupe(A).....	73
II.5. Les connaissances acquises dans les analyse biostratigraphique et paléogéographie faites dans Miocène du bassin de Tizi Ouzou	77
II .6. Analyse comparative et positionnement stratigraphique de la zone d'étude.....	78
II .7. Conclusion.....	79

CHAPITRE .III

III.1. Introduction.....	81
III .2. Généralités sur classifications et les systèmes failles.....	82
III.2.1. Définitions et classifications d'une faille.....	82
III.2.2. Caractéristiques physiques d'une faille.....	83
III.2.3. Analyse dynamique des failles.....	86
III.2.4. Failles inverse et décrochements.....	87
III.2.5. Failles normales.....	87
III .2.6 Failles de décrochements.....	88
III. 3. Etude de cas : approche structurale.....	87
III. 3.1. Description de la déformation à l'échelle régionale.....	89
III.3.2. Description de la déformation de zone étudiée.....	98

III.3.2.1. Coupes géologiques réalisées sur la carte, complétés par les observations de terrain.....	98
III.3.2.2. Typologie des déformations dans la zone d'étude.....	101
III.4. Les contacts anormaux : les discordances.....	101
III.5. Conclusion.....	102
 CHAPITRE IV	
IV. 1. Introduction	103
IV-2 Généralités sur l'évolution géodynamique des Maghrébides et formation du bassin algérien.....	103
IV-2.1. Période Crétacé-Paléogène.....	104
IV.2.2. Période tertiaire.....	104
IV.2.2.1. De l'Aquitaniens au Burdigalien inférieur	105
IV.2.2.2 Au Burdigalien terminal.....	105
IV.2.2.3. Du Langhien au Tortonien Moyen.....	105
IV.2.2.4. Du Tortonien supérieur au Messénien.....	106
IV.3. discussions de l'évolution géodynamique du terrain d'étude.....	107
IV.4. Conclusion	108
 CHAPITRE V : CONCLUTOIN GENERALE	 109

LISTES DE FIGURES :

Chapitre I

- **Figure : I.a.** montrant la morphologie de la région de Tizi Ouzou.
- **Figure : :I.b** .montrant les limites de la région de Tizi Ouzou.
- **Figure I.1** : Les différents types de limites de plaques tectoniques ;(a) limite de plaques divergents avec formation d'une médio-océanique,(b) frontière de plaques convergentes avec formation d'une zone de subduction,(c) limite de plaques en coulissement ,pas de formation ni de création de croute océanique. Web site : Tectonics ; the Grand Unifying Theory of Geology,ScoH .Marshall 2010.
- **Figure.2** : Modèles comparatifs de rifts ;A :Cisaillement pur (McKenzie,1978)B :Cisaillement simple (Wenicke,1985)C :modèle de détachement (Lister et al,1986).
- **Figure .I.3** : Le premier stade d'évolution d'un rift(A) Rift actif,(B)Rift actif montre une remontée lithosphérique et un volcanisme résultant d'une érosion thermique à la base de lithosphère, alors que le rift passif montre la formation d'un graben et une sédimentation sans volcanisme résultant d'une extension horizontal de la lithosphère.(D'après Merle 2011,modifiée)
- **Figure. I.4** : Les principales caractéristiques des zones de subduction et les déférents mouvement et déplacement impliqués, induisant la naissance d'un bassin arrière-arc et de ses marges conjuguées (source ; site web).
- **Figure .I.5** : Modèles d'ouverture des bassins arrière-arc .La succession de haut en bas montre une ouverture schématique au cours du temps d'un bassin arrière-arc. A gauche, le cas du slab roll-back (Elsaser,1971 ;Moberly,1971)et A droit, le cas du slab stagnant ou « slab sea anchor »(Scholz et Campos,1995 .D'après Martinez et al ,2007).
- **Figure. I.6** : Modèles montrant l'influence de la direction d'émigration de la fosse sur la formation des bassins d'arrière-arc à : l'état initial de la subduction :migration de la fosse vers le continent (compression),c : migration de la fosse loin du continent (extension=back –arc et slab-roll barch).
- **Figure .I.7** : Principaux ensembles structuraux du Nord de l'Algérie et de la méditerranée Occidentale (BADJI Rabia. Spiral ,2015).
- **Figure .I.8** : Schéma structural de la répartition des différentes unités du domaine Kabyle ou ALKaPeCa.
- **Figure .I.9** : Les ensembles structuraux du socle Kabylie .Saadallah, finalisé 2016.
- **Figure. I.10** : Modèle géodynamique illustrant l'exhumation en cotexte de subduction du massif de l'Edough(Cady et al,2001).

● **Figure. I.11** : Schéma structural du bassin de Tizi Ouzou d'après Raymond, 1976.

Chapitre II

● **Figure II.1** Carte géologique AZZEFOUN-AZZAZGA 1/50 .000, publié en 1997 par l'Office National de la Recherche Géologique et Minière, Division du Service Géologique de l'Algérie, avec précision de la zone d'étude et les coupes A et B.

● **Figure II.2** Précision de la coupe A sur Google Earth avec son profile de dénivelé.

● **Figure II.3** Photo prise dans la formation conglomératique montrant l'hétérogénéité et l'hétéromère.

● **Figure II.4** Discontinuité importante au sommet de la première formation, avec des disséquations et des bioturbations.

● **Figure II.5** Photos montrant les stratifications et la granulométrie des dépôts gréseux.

● **Figure II.6** Photo d'une roche Silixite dure.

● **Figure II.7** Photos qui montrent le changement des dépôts et la discontinuité sur le sommet de la formation « m2bco ».

● **Figure II.8** Photos qui montrent l'évolution d'épaisseur de la séquence dans la formation.

● **Figure II.9** Photos montrant les niveaux calcaires gréseux en plaquettes.

● **Figure II.10** Illustration de différents types de figures sédimentaires ; A : stratifications planes, B : figure de charge, C : trace de piste, D : ride de courant, E : bioturbation, F : figure de base de bancs.

● **Figure II.11** Coupe et profile de dénivelé pris sur Google Earth.

Figure : II.12. Photos montrant la superposition rythmique des dépôts

Figure : II.13. Photos montrant ; a) Méga slumps, b) marne aspect en paillettes, c) marne gréseuse micacée, d) surface gondolée et disséquée.

● **Figure** : II.14. schéma panoramique montrant la coupe A

● **Figure** : II.15. Log stratigraphique A1 de la coupe A

● **Figure** : II.16. log stratigraphique A2 de la coupe

● **Figure** : II.17. Log B stratigraphique de la coupe B

Chapitre III

Figure : III.1. Anatomie d'une faille.

Figure : III.2 : Classification des failles (tiré du site Planète Terre).

Figure : III. 3. Anatomie d'une zone de faille.

Figure : III.4. Principaux marqueurs du mouvement (tectoglyphes) sur les miroirs de failles (tiré de Mercier et Vergely, 1992).

Figure : III.5 : Rejet réel et ses composantes horizontales et verticales.

Figure : III.6. Technique pour déterminer l'orientation du rejet réel sur une faille orientée à N0/50. (a) La projection orthographique permettra de mesurer l'angle de chute du rejet (b) L'orientation du rejet est trouvée sur la projection stéréographique.

Figure : III. 7. (Tiré de Mercier et Vergely 1992).

Figure III.8 : Représentation par le cercle et l'enveloppe de Mohr des conditions de glissement sur un plan préexistant.

Figure III .9: Classification dynamique des failles. (a) failles normales, (b) failles de décrochements, (c) failles inverses.

Figure III .10 : Représentation stéréographique de la relation entre l'orientation de failles conjuguées et la direction des contraintes principales (σ_1 , σ_2 , σ_3) pour des failles normales avec σ_1 vertical.

Figure 11 : (tiré de Merle 1994).

Figure 12 : (tiré de Merle 1994).

Figure 13 : Les 4 modèles mécaniques de mise en place des nappes : représentation schématique dans leur environnement naturel (tiré de Merle 1994).

Figure 14 : (tiré de Hatcher 1995).

Figure III.15 : Réseau de failles secondaires pour un système décrochant dextre.

Figure III.16: Orientation des éléments structuraux pour une déformation induite par cisaillement simple le long d'une faille principale décrochante dextre orientée E-W.

Figure :III .17 : (tiré de Daigneault 1992).

Figure : III.18.Ensembles structuraux du socle de Grande Kabylie, Saadallah, finalisé, 2016.avec la pistions de la zone d'étude.

Figure : III.19. Reconstitution schématique de la coupe A, avec présentation des principaux pendages des couches.

Figure : III.20. Coupe schématique dans la zone de la coupe B, avec une reconstitution du plissement ; un plis couché synclinale isopaque.

Figure : III.21. Coupe géologique faites à basse de la carte géologique (A 1/50.000 Azzeffoun-Azazga, publiée en 1997 par l'Office de la Recherche Géologique et Minière) et les observations de terrain.

Figure : III.22.photo prise sur Google Earth pour illustrer les failles qui affectent la coupe.

Figure : III.23.Coupe géologique faite à base de la carte géologique AZAZGAA – AZZEFOUN 1/50000complété par les observations de terrain .

Figure : III.24.Photos illustrant les différents types de déformation synsédimentaire

Figure : III.25. Photos illustrant des déformations poste sédimentaires ; a) crochant de faille avec deux composantes. b) couches verticalisés sous une contrainte tectonique compressive.

Liste de tableaux

Chapitre I

● **Tableau I.1** : Classification des bassins sédimentaires selon la nature des plaques lithosphériques, leurs positions et leurs contextes géodynamiques (Source Herve Gillet, UMR5805-EPOC Univ-Bordeaux).

Chapitre II

● **Tableau II.1** Photos de la lame A00 prise au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

● **Tableau II.2** Photos de la lame A01 prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

● **Tableau II.3** Photos de la lame A02 prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

● **Tableau II.4** Photos de la lame A05 prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

● **Tableau II.5** Photos de la lame A09 prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

● **Tableau II.6** Photos de la lame A0 prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

● **Tableau II.7** Photos de la lame A1 base prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

● **Tableau II.8** Photos de la lame A2-1 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

● **Tableau II.9** Photos de la lame A2-2 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

● **Tableau II.10** Photos de la lame A2-2 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

● **Tableau II.11** Photos de la lame A2-3 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

● **Tableau II.12** Photos de la lame A3 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

● **Tableau II.13** Photos de la lame A4 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

● **Tableau II.14** Photos de la lame A5 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

● **Tableau II.15** Photos de la lame A6 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

● **Tableau II.16** Photos de la lame B1 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

- **Tableau II.17** Photos de la lame B 2 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.
- **Tableau II.18** Photos de la lame B 3 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

Chapitre I

Introduction général

CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE

I.1. Problématique

I.2. Méthodologie

I.3. Cadre géologique général de la région

I.4. Cadre géographique et géomorphologique de la région

I.5. Etat de connaissances sur la géologie du Bassin de Tizi-Ouzou

I.5.1. Rappel sur la genèse et segmentation des marges continentales

I.5.1.1. Genèse des marges continentales passives

I.5.1.1.1. Tectonique des plaques, bassins et marges continentales

I.5.1.2. Les marges en contexte d'arrière arc

I.5.2. Connaissances sur l'héritage et formation du bassin de Tizi-Ouzou.

I.6. Présentation sommaire de la chaîne des Maghrébides

I.7. Héritage et dépôts sédimentaires du bassin de Tizi-Ouzou

I.8. Histoire des travaux

Introduction générale

I.1. Problématique

La Géologie du Bassin Sédimentaire de Tizi-Ouzou demeure à ce jour mal précisée dans toutes ses détails, bien que les premières études détaillées sur le Bassin sont dues à **E. Ficheur et J.Savomin** qui publièrent en 1903 et 1906, les deux feuilles géologique au 50 000° Dellys _ Tizi Ouzou et d'Azzazga _ Port Geydon. La partie Nord du bassin n'a pas été l'objet d'une étude approfondie, hormis les travaux faites sur le Miocène du bassin dans la région de TAGARSIFT-FREHA par ; **Courme-Rault , Marie-Denise, Coutelle Alain ; 1979** et récemment, nous avant les travaux effectués dans le cadre du projet maharadja et spirall et 2 qui sont accentués d'une façon général sur l'aspect géodynamique avec des traitements séismique. La pauvreté constatée dans les analyses sédimentologiques, micropaléontologiques, biostratigraphique et paléo-environnementale nous a fait penser à effectuer une étude sédimentologiques et effectuer une approche structurale, pour comprendre et déterminer les environnements de dépôt sur notre zone d'inspection géologique afin de donner une explication logique et détaillée sur le plan géodynamique.

I.2. Méthodologie

Afin de mener à bien notre travail, nous avons opté pour trois approches méthodologiques qui sont complémentaires.

- La première étape est basée sur des recherches bibliographiques sur les études faites sur la région et le bassin de Tizi-Ouzou en particulier et la récolte des données et informations existants ; comme les cartes géologique les logs stratigraphiques, les données sur la sismicité de la région d'étude. Aussi bien un travail de documentation sur des thèses faites des bassins sédimentaires de même types au de même contexte géodynamique.
- La deuxième étape s'articule sur des missions de terrain dans nous avons effectués des levés de coupes avec une analyse séquentiel minutieuse, prise de photos et reconnaissances de toutes indices sédimentaires, structurels au paléontologique reconnaissable à l'œil nue ; (affleurements, failles, plis, figures sédimentaires, figures diagénitiques, discontinuités, nature de sédiment, granulométries, épéure, placage de faunes ...), aussi un échantillonnage ciblé a été effecteur pratiquement dans chaque mission de terrain.
- La troisième étape consiste en la confection des lames minces via les échantillons prélevés sur le terrain, pour opérer une analyse à l'échelle microscopique et permettre la détection, micropaléontologique afin de permettre une localisation précise des environnements de dépôt, aussi comprendre la nature des ciments, matrice et la minéralogie existante pour les mêmes objectifs.

I.3. Cadre géologique de la région

La région abritant le bassin de Tizi-Ouzou, fait partie des zones internes dites aussi Maghrébides, elle comporte sur le plan géologique un substratum précambrien, qui affleure à Djebel Aissa Mimoun, vers ne nord et à Sidi Ali Bounab du côté Ouest et au sud et sud est le massif de Michelet et chélate, plus au sud cette région est limitée par la chaine calcaire d'Age jurassique crétacé, aussi caractérisé, par la présence des flyschs nord kabyle, d'âge crétacé-tertiaire et les unités numidien sommitales d'âge oligocène probable, avec l'Oligo-Miocène qui affleure par endroit, cette complexité géologique s'additionne la présence de deux bassins sédimentaires important qui sont le bassin conglomératique de Bougni et le bassin dit molassique de Tizi-Ouzou dans lequel nous avons délimité notre zone d'étude.

I.4. Cadre géographique et géomorphologique

Tizi-Ouzou, c'est une wilaya qui fait partie de la Kabylie, située au Nord de l'Algérie, elle est délimitée : à l'Ouest par la wilaya de Boumerdès, comme limite naturelle, les collines et vallées de Thenia ; au sud par la wilaya de Bouira avec la chaine calcaire de Djurdjura comme limite naturelle ; à l'est par les massif de l'Akfadou de la wilaya de Béjaia ; au nord par la mer Méditerranée. Voir (figure :I .b) Morphologiquement, cette région est vaste bastion constitué d'une succession de grandes chaines de montagnes de direction généralement E-W et des petites chaines d'orientation généralement N-S. elle est comprise entre les longitudes 03°45' et 04°31'E et entre les latitudes 36°55' et 36°31' N. voir (figure : I. a)

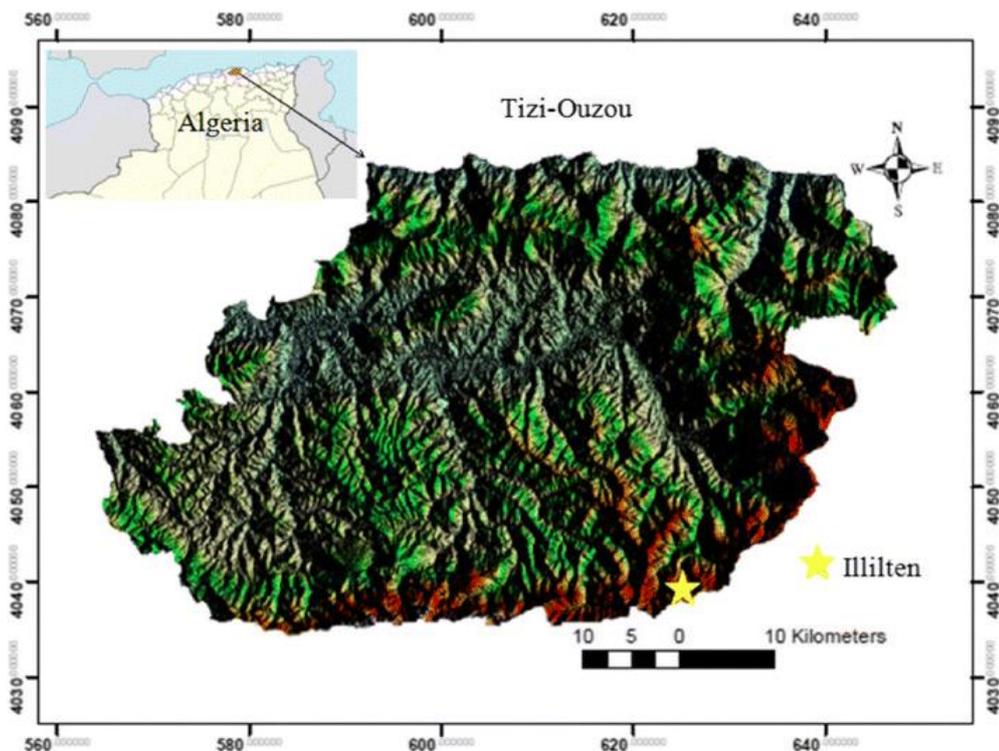


Figure : I .a. Montrant la morphologie de la région de Tizi Ouzou.



Figure : :I.b: Montrant les limites géographiques de la région de Tizi Ouzou.

I.4. Etat des connaissances sur le Bassin de Tizi-Ouzou :

Dans ce passage, nous exposerons une synthèse géodynamique sur les mécanismes de formation des bassins sédimentaires, typologies, classification et résultats des travaux récents sur la marge algérienne, afin de mieux comprendre et de conjuguer avec notre étude de terrain dans la partie Nord Est du bassin de Tizi-Ouzou.

I.5.1. Rappel sur la genèse et segmentation des marges continentales

I.5.1.1. Genèse des marges continentales passives

I.5.1.1.1. Tectonique des plaques, bassins et marges continentales

A. Classification des marges et bassins

A l'échelle globale, la segmentation est définie par la fragmentation de la surface de la Terre en deux provinces géographiques, les océans et les continents (Argand, 1924, Wegener, 1912). Chacune de ces deux provinces repose sur une lithosphère terrestre caractérisée par des propriétés, rhéologiques, physiques lithologiques et géochimiques distinctes appelés communément « plaques lithosphériques ou tectoniques ». La tectonique des plaques se réfère à la branche des sciences géologiques qui étudie la morphologie et les mouvements des plaques ainsi que les divers phénomènes qui les affectent.

Cette théorie est soutenue par de grandes quantités de données empiriques expliquant la fragmentation et l'évolution de la lithosphère terrestre. La lithosphère est divisée en une série de plaques qui se déplacent les unes par rapport aux autres suivant trois mouvements : convergent, divergent ou coulissement (Figure. I.2) La fragmentation et les mouvements relatifs de ces plaques sont responsables de la configuration actuelle de la géographie terrestre. Ces mouvements gèrent des séismes et sont à l'origine de la formation des bassins sédimentaires.

La frontière entre deux plaques appelée communément « marge continentale » ne s'aligne pas nécessairement le long de la côte et n'épouse pas forcément son rivage. Elle possède une nature géologique transitoire entre le domaine océanique et le domaine continental et est souvent décrite comme « la zone séparant la croûte océanique mince de la croûte continental épaisse » (Symonds et al., 2000). La plupart des plaques sont formées des deux types de croûtes, océaniques et continental, seules quelques-unes étant formées uniquement de croûte océanique. De plus, les limites des continents ne constituent pas toutes des limites de plaques.

Position	Contexte géodynamique	Nature lithosphère	Type de bassin	
Frontières des plaques	Distension	Continentale	Rifts	Rifts avortés
				Océanisation : Marges passives
	Compression	-----	Subduction	Fosses, prismes d'accrétion
				Bassin d'avant-arc et arrière-arc
	Continentale	Collision => Bassin flexuraux (avant et arrière-arc)		
Cisaillement	Continentale	-Pull-apart		
Intra-plaque	Héritage Déf. intraplaque	Continentale	-Bassin cratoniques/plate formes (épicontinentaux)	
	----	Océanique	-Bassins océaniques	

Tableau .I.1 : Classification des bassins sédimentaires selon la nature des plaques lithosphériques, leurs positions et leurs contextes géodynamiques (Source Herve Gillet, UMR5805-EPOC Univ-Bordeaux).

La première classification des marges (Sources ,1904) a été rattachée aux grands océans de la planète, a savoir : marges de "type Atlantique" et marge de "type Pacifique". Cette classification avait tenu compte du caractère descriptif du relief sous -marin, de l'absence ou non des plaines côtières, des chaînes de montagnes, des fosses océaniques, des arcs insulaires et de la présence ou non du volcanisme.

La typologie des marges a nettement change avec l'évolution des techniques d'approche en géosciences marines. La classification se base sur la nature des zones de transition continent /océan (TOC), notamment sur les processus tectoniques et magmatiques qui ont eu lieu lors de la formation de ces zones de transition. Elle se base aussi sur l'activité sismique et volcanique, ainsi que sur la création et la destruction de la croûte océanique aux abords des plaques.Elle tient compte également des coïncidences et corrélations géologiques et géomorphologiques des marges adjacents ou conjuguées.

Les marges peuvent être rattachées à trois grands groupes suivant le type de limites de plaques et le régime tectonique a l'origine de leurs mouvements (Tableau .I.1)

1-Les marges issues de la divergence : des plaques tectoniques dites passives, stables ou de type Atlantique, elles sont également connues sous l'appellation de <<riftes margin>> .

2-Les marges issues de la convergence : des plaques, ou de type pacifique. Elles présentent une forte sismicité .Elles sont liées aux zones de subduction /collision d'ou le nom de marges actives.

3-Les marges issues de mouvement coulissants : des plaques, dites transformâtes ou marges en décrochement, dites aussi marges en STEP- fault (<<transform margin >>ou <<sheared margin >>) (Govers et Wortel, 2005) .

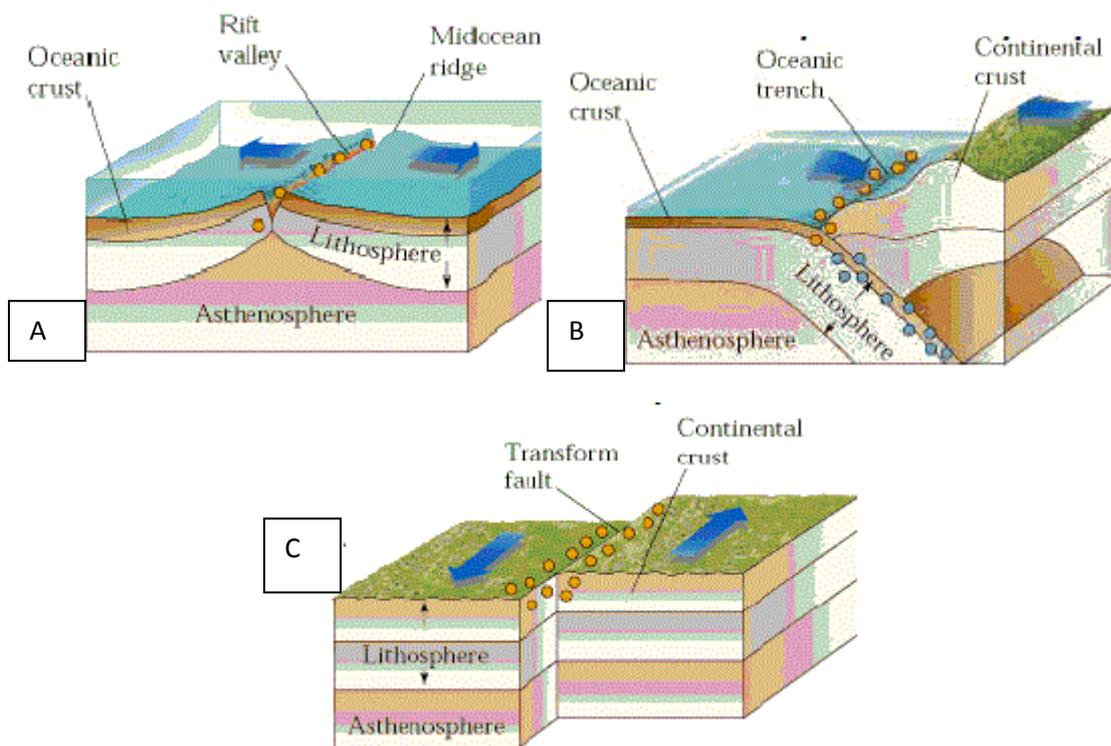


Figure 1.1 : les différents types de limites de plaques tectoniques (a) Limite de plaques divergentes avec formation d'une ride médio-océanique, (b) Frontière de plaques convergentes avec formation d'une zone de subduction) et (c) Limite de plaque en coulissement, pas de formation ni de création de croute océanique.
 Website: Tectonics: the Grand Unifying Theory of Geology, Scott T. Marshall, 2010

I.5.1.1.2. Mécanisme a l'origine de la formation des marges divergentes :

Il est admis que l'extension est le processus principal à l'origine de la segmentation et de la formation des marges passive. Fondamentalement, le processus d'amincissement lithosphérique est rattache a deus mécanismes distincts :

1-l'amincissement peut résulter de l'extension horizontale de la lithosphère continentale engendrée par des forces aux limites ou a l'intérieur des plaques

2-l'amincissement peut résulter d'une source de chaleur agissant a la basse de la lithosphère en raison de la montée d'un panache mantellique a la base de la lithosphère .Au début de cette déformation , le manteau lithosphérique est aminci par érosion thermique ,mais la croute continentale conserve son épaisseur initiale (Geoffroy,2005)

I.5.1.1.2.A. Modèles fondateurs de la rupture continentale :

Deux modèles dominant toujours les débats ;ces deux modèles considèrent soit un cisaillement pur et uniforme (McKenzie 1978), ou un cisaillement simple (Wernicke 1985) à l'échelle de la lithosphère .Cela revient a considérer un rift symétrique ou asymétrique à l'échelle de la lithosphère. Néanmoins, un rift de géométrie symétrique peut très bien résulter de mécanismes asymétriques et réciproquement.

Dans les deux cas, une subsidence localisée due à l'amincissement est suivie d'une longue phase de relaxation thermique caractérisée par une seconde phase de subsidence, dite post-rift.

A.1. Extension symétrique : Le modèle d'extension par cisaillement pur (McKenzie 1978a) correspond à une évolution symétrique de la zone de rift continental (Figure .I.2a).

Selon cette hypothèse, l'amincissement lithosphérique total se situe à l'aplomb de l'amincissement de la lithosphère mantellique.

A.2 Extension asymétrique : Le modèle d'extension par cisaillement simple (Wernicke 1985) fait intervenir une zone de cisaillement unique à l'échelle lithosphérique (I.2.b). L'amincissement de la croûte n'est pas superposé à celui de la lithosphère. L'étirement de la lithosphère est variable en fonction de la profondeur.

A.3. Modèle mixte : Un modèle d'extension mixte a été aussi proposé pour expliquer l'extension lithosphérique. Dans ce modèle la croûte s'amincit de manière asymétrique le long d'un détachement en s'enracinant au Moho (Figure .I.2.c),

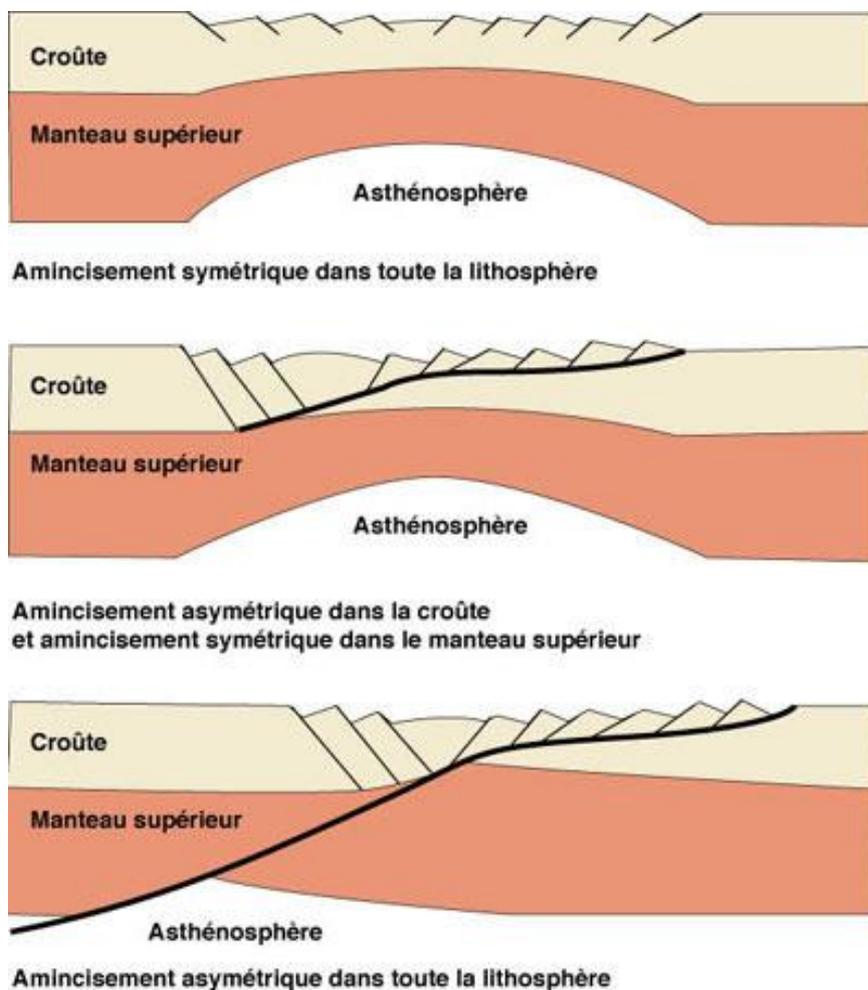


Figure. I.2 : Modèles comparatifs schématiques de rifts : A, Cisaillement pur (McKenzie, 1978) ; B Cisaillement simple (Wernicke, 1985).C, modèle de détachement (Lister et al 1986)

I.5.1.1.2.B. Moteur de la rupture lithosphérique

D'autres modèles plus avancés et plus complexes sont également utilisés pour expliquer l'extension de la croûte continentale et la formation des marges par rifting (Figure. I.3). Cette genèse reste généralement contrôlée par une combinaison des forces lithosphériques et asthénosphériques.

Les processus dynamiques qui régissent l'extension continentale sont en majorité contrôlés par des systèmes convectifs asthénosphériques induisant un amincissement de la lithosphère. Ces mouvements asthénosphériques sont responsables d'une décompression adiabatique associée à de la fusion partielle de la base de la croûte et à une remontée de magma.

La distinction entre ces deux types de modèles de rift dépend principalement de l'implication des processus dynamiques sub-lithosphériques profonds et non pas de la géométrie de ces systèmes d'extension (Corti et al, 2003 ; Rosenbaum et al ,2008; Merle, 2011). Les modèles peuvent être regroupés dans deux catégories : Rifting passif et Rifting actif (Senghor et Burke, 1978;Olsen et Morgan , 1995).

B.1.Rifting passif :

Le moteur de l'extension est dans ce modèle une traction de la lithosphère, exercée par le mouvement horizontal relatif entre les plaques tectoniques (McKenzie, 1978). Les forces aux limites liées à la tectonique des plaques contrôlent l'initiation de l'étirement lithosphérique (Figure .I.3a), et les contraintes déviatoriques sont principalement liées aux poussées aux rides océaniques et aux tractions des panneaux plongeants .L'étirement se localise préférentiellement dans les zones de faiblesses préexistantes et se traduit par un amincissement de la lithosphère et par une remontée passive du manteau sous la zone amincie.

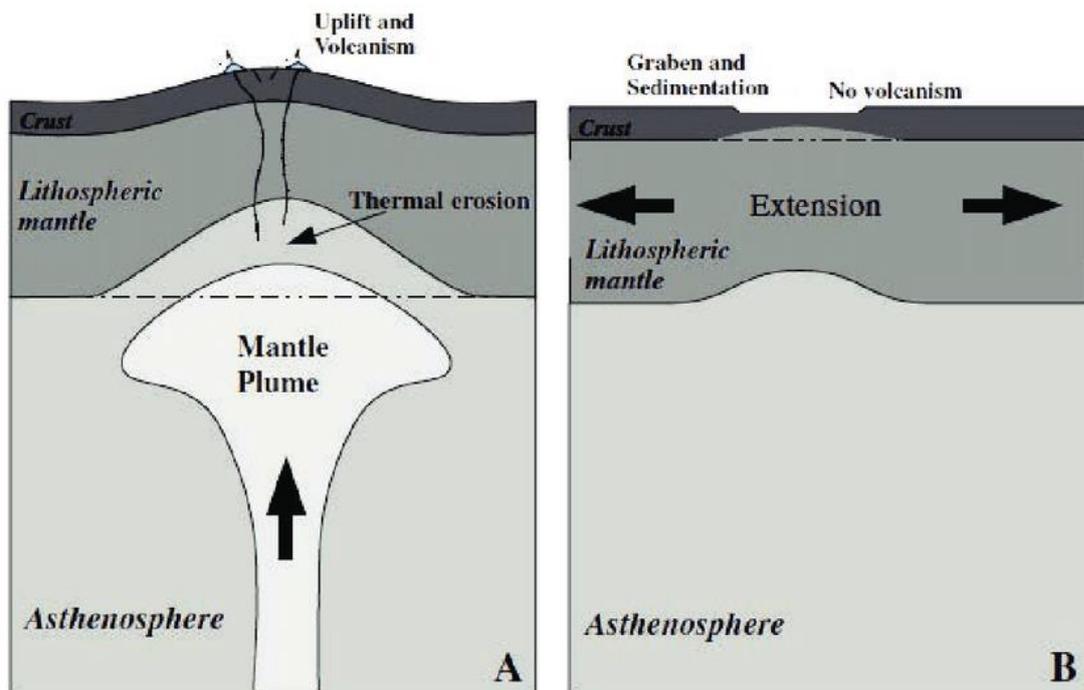


Figure. I.3.Le premier stade d'évolution d'un rift,(A) Rift actif,(B)Rift passif montre une remontée lithosphérique et un volcanisme résultant d'une érosion thermique à la base de lithosphère, alors que le rift passif montre la formation d'un graben et une sédimentation sans volcanisme résultant d'une extension horizontale de la lithosphère.(D'après Merle 2011,modifiée)

B.2. Rifting actif

Le moteur de l'extension et de la dislocation continentale est dans ce cas la remontée d'un panache d'asthénosphère chaude (figure. I.5B) (Dewey et Burke, 1975 ; Bott et Kusznir, 1979). Celui-ci provoque la dilatation des roches de la lithosphère et l'apparition d'un vaste bombement au sommet duquel s'ouvre un rift (Bott, 1995). La dynamique du panache peut provoquer également un amincissement lithosphérique par érosion convective de la base de la lithosphère (Fleitout et al., 1986). L'amincissement lithosphérique engendre alors des forces de tension pouvant entraîner la rupture de cette dernière. Ce mode de rifting pourrait être à l'origine des marges passives volcaniques, formées dans un contexte de magmatisme intense, souvent lié à un point chaud (Geoffroy, 2005).

Certaines marges passives sont caractérisées par la présence de volcanisme, interprété comme résultant d'un processus de rifting actif dont les marges volcaniques sont issues généralement, alors que dans d'autres marges ce volcanisme est absent ou très tardif, ce qui est caractéristique d'un rifting passif à l'origine des marges non-volcaniques ou peu volcaniques (Sengor et Burke, 1978 ; Turcotte et Emmerman, 1983)

I.5.1.2. Les marges en contexte d'arrière arc

Comme dans le cas des marges passives qui bordent l'Atlantique, les marges d'arrière-arc sont une conséquence de l'extension d'une lithosphère continentale dans des conditions de température et de forces lithosphériques (figure I.4) différentes de celles à l'origine de la formation des marges de type atlasique. Dans les bassins en extension aboutissent à la mise en place d'une nouvelle lithosphère océanique (Martinez et al, 1995)

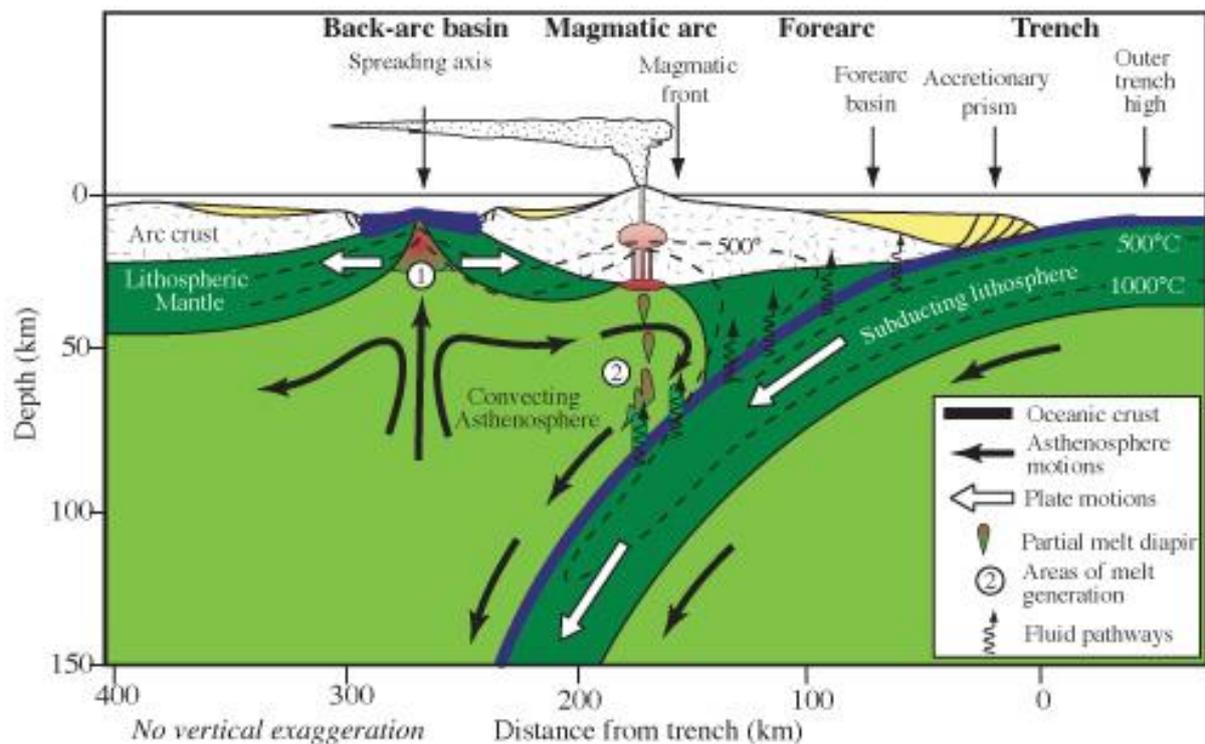


Figure. I.4. Les principales caractéristiques des zones de subduction et les différents mouvements et déplacements impliqués, induisant la naissance d'un bassin arrière-arc et de ses marges conjuguées (Source : site web)

Les rifts d'arrière-arc se forment en réponse à une baisse du taux de convergence relative entre deux plaques lithosphériques et/ou à leur divergence temporaire induite par la collision. Le mécanisme de la rupture continentale est à rattacher, dans tout les cas à l'enfoncement progressif du slab de subduction dans l'asthénosphère sous l'effet de son poids ou des forces de convergence. Dans certaines conditions liées au mouvement absolu de la plaque supérieure, un retrait de la fosse es produit avec le temps, ce qui provoque l'apparition d'un état de contrainte extensif dans la plaque supérieur et permet le développement de courants convectifs au coin formé entre le slab en subduction et la plaque supérieure (Figure. I.4 ; Lallemand et al., 2005, 2008). Ces courants convectifs jouent un rôle important dans l'étirement de la base de la lithosphère et sa rupture (Honza, 1993 ; Tamaki et Honza, 1991 ; Uyeda et McCabe, 1983 ; Schellart et Moresi, 2013). Les rifts d'arrière-arcs issus de la rupture d'une lithosphère peuvent évolués en bassins océaniques avec la mise en place d'une croute océanique (exemples de la Mer du Japon, de la Mer de Chine, de la Mer noire, du bassin Liguro-Provençal et de la mer Tyrrhénienne).

I.5.1.2.A. Moteur de l'extension d'arrière –arc

Le moteur de l'extension responsable des bassins d'arrière-arc n' est encore sujet a débat (Uyeda et Kanamori ,1979a,2007;Taylor et ment Karner,1983;Tamaki et Honza,1991;Taylor,1995;Mantovani et al.,1997,2000a,2007;Flower et al.,2001;Schellart etMoresi,2013).Plusieurs hypothèses , non exclusives les unes des autres, ont été émises pour expliquer le mécanismes tectonique responsable de la genèse de ces bassins. Les plus connus modèles qui relient directement l'extension à la subduction sont les suivants :

Modèle (le plus courant)de slab-pull ou slab roll-back(Molnar et Atwater,1978;Dewey,1980; Malinverno et Ryan, 1986;Royden ,1993a,b)ou le poids du slab ainsi que le mouvement absolu de la plaque supérieure sont censés jouer un grand rôle..

Modèle de corner flow (Toksoz et Bird, 1977 ; Toksoz et Hsui, 1978 ; Jurdy et Stefanick, 1983 ; Rodkin et Rodnikov, 1996).

Modèle de Sea Anchor (Scholz et campos, 1995), force de résistance au mouvement latéral du slab par rapport au manteau asthénosphérique.

Modèle de courant mantelliques toroïdaux aux bordures du slab, dans le cas du retrait de slab étroits (Schellart et Moresi, 2013).

I.5.1.2.B. Genèse des bassins d'arrière-arc

Deux concepts sont généralement admis pour la formation des bassins d'arrière arc et de leurs marges (Figure. I.5) :

a) Dans le premier scenario (Figure. I.5), la plaque en subduction peut s'enfoncer dans le manteau plus rapidement qu'elle ne s'éloigne de la plaque supérieure, d'ou le terme de "roll-back"(Elsasser, 1972 ; Moberly, 1972).

b) La plaque supérieure (Figure. I.5) peut s'éloigner de la fosse de subduction ;

Peut s'éloigner de la fosse de subduction ; la panneau plongeant, dans ce cas, ressemble a une autre flottant dans le manteau (Scholz et Campos, 1995).Il résiste à la migration de la fosse accompagnant le retrait de la plaque supérieure (Slab Stagnant)

Dans les deux cas, une microplaque se détache de la plaque chevauchante et reste en contact avec la plaque plongeante le long de la fosse. Il faut noter que ces deux mécanismes peuvent fonctionner en même temps et prennent en compte la position de la fosse par rapport à la plaque supérieure.

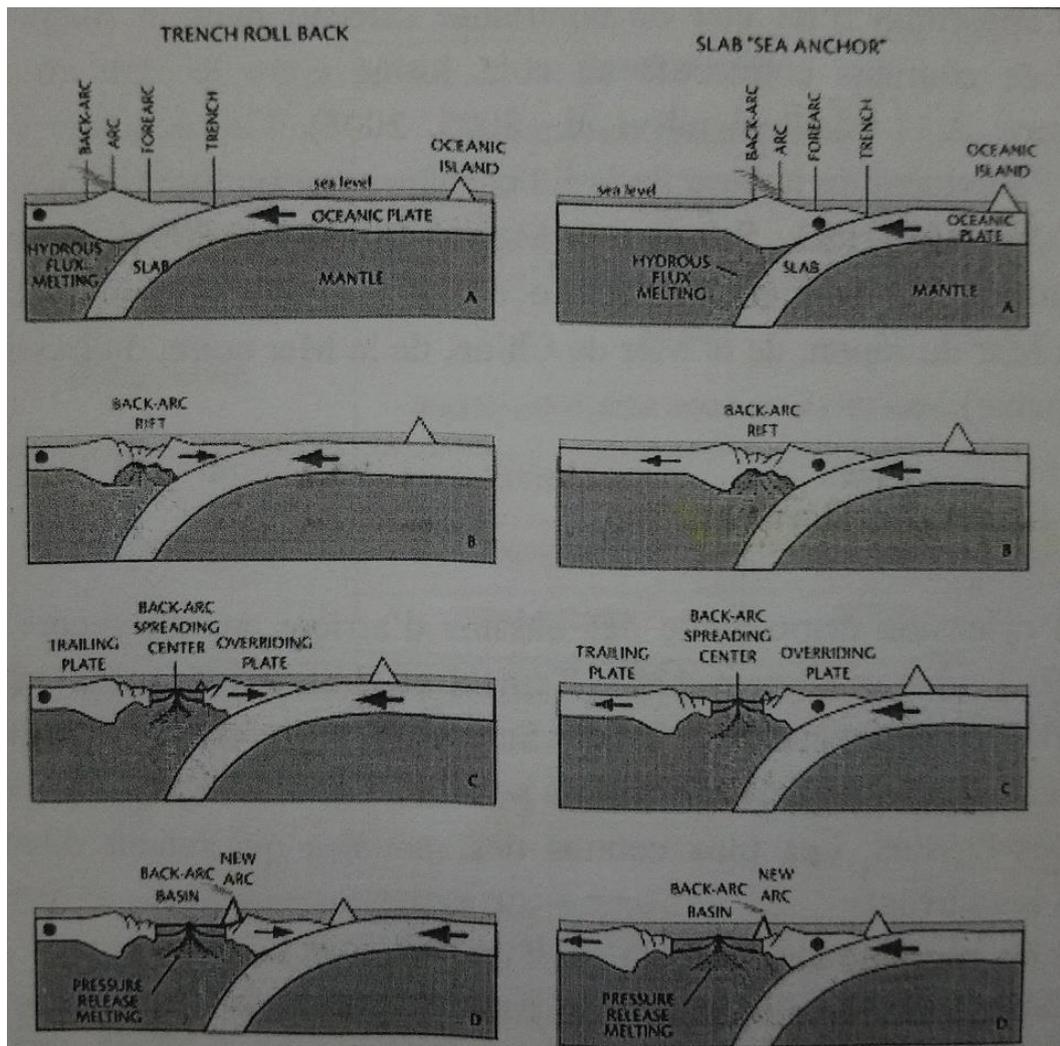


Figure. I.5 : Modèles d'ouverture des bassins arrière-arc .La succession de haut en bas montre une ouverture schématique au cours du temps d'un bassin arrière-arc. A gauche, le cas du Slab roll-back (Elsasser, 1971 ; Moberly, 1972) et A droit, le cas du slab stagnant ou « slab sea anchor » (Scholz et Campos, 1995) D'après Martinez et al ,2007.

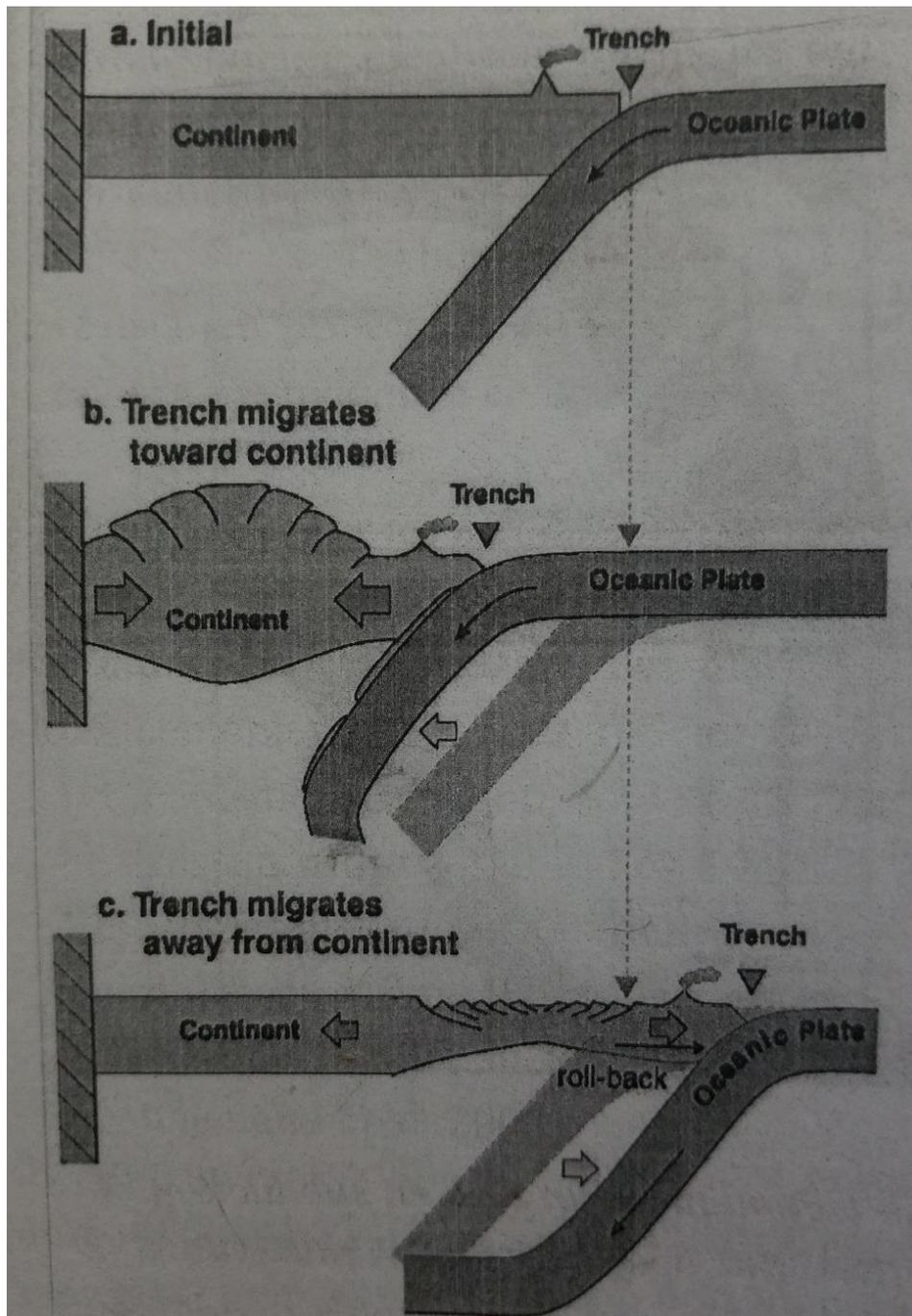


Figure. I.6 : Modèles montrant l'influence de la direction d'émigration de la fosse sur la formation des bassins d'arrière-arc a : l'état initial de la subduction, b: migration de la fosse vers le continent (compression),c: migration de la fosse loin du continent (extension =back-arc et slab-rollback).

I.5.2. Connaissances sur l'héritage et formation du bassin de Tizi-Ouzou.

Les débats sont d'actualité sur la genèse des bassins du nord septentrionale de l'Algérie, le bassin de Tizi-ouzou fut l'un des bassins néogène, autrefois qualifiés de bassin « poste-nappes » du fait qu'il est discordant et postérieure aux grands chevauchements des domaines kabyle, des nappes de flysch et des nappes tellienne, mais toujours dans un contexte de convergence. De ce fait la notion de poste nappe n'est plus appropriée. Toutefois la genèse de ce bassin s'effectue sous le contrôle de l'évolution géodynamique de la méditerranée Occidentale ;(M. Medaouri, 2014)

Le bassin de tizi-ouzou se localise sur le domaine AlKaPeCa, relativement peu déformé mais il a toutefois enregistré une succession d'épisodes tectoniques de période miocène-actuel, il correspond à une vaste cuvette orientée Est –Ouest, à remplissage néogène regroupant les bassins du Sebaou de Dellys et de Thenia (Magne et Raymond.1976).

Son flanc Nord dont notre zone d'étude est localisé, correspond en partie à un ensemble d'unités transgressées (Mohammed Arab, 2016). Son flanc Sud, s'appuie sur le socle Kabyle. Ce dernier affleure au sien du miocène dit post –nappe (Caire, 1954,1959) sous forme d'ilots ou de dômes (Ait Aissa Mimoun et Sid Ali Bounab).A l'ouest, il se rattache au bassin de la Mitidja par la plaine côtière de Bordj Menail-Boumerdes ;(M. Medaouri, 2014). A l'Est, le bassin se ferme contre les reliefs du haut-Sebaou dans la région des Aghribs et Azazga. Le remplissage sédimentaire du bassin est complexe et montre la superposition de 04 unités .qui se succèdent de la plus ancienne à la plus récente ;(Géry, 1983).

I.6. Présentation sommaire de la chaîne des Maghrébides

I.6.1. Principaux ensembles structuraux de la marge algérienne :

Cette partie développe la description sommaire des principaux ensembles géologiques de la marge algérienne en la replaçant dans le cadre de la genèse de la Méditerranée Occidentale depuis le Crétacé à l'Actuel.

Pour cette description, l'ancienne nomenclature utilisée pour distinguer les différents domaines géologiques du nord de l'Algérie à savoir les zones internes et les zones externes est abandonnée dans ce travail. Cet abandon s'explique par le fait que la nomenclature est basée sur la « théorie du géosynclinal » qui est de nos jours délaissée en faveur du concept de la tectonique des plaques. Ce concept explique mieux tous les phénomènes géologiques profonds ou superficiels liés à la genèse des océans et à la création des chaînes de montagnes.

Dans ce contexte, il est généralement bien admis que le nord de l'Algérie et le domaine de la Méditerranée Occidentale appartiennent à une même histoire géodynamique (Bouilli 1986, Frison de Lamotte et al., 2000). Cette histoire a commencé depuis Trias – Lias par la dislocation de la Pangée et l'ouverture de la Téthys alpine. L'océan téthysien ainsi ouvert, tend à se fermer progressivement depuis le Crétacé au fur et à mesure que la chaîne alpine s'édifiait. A l'arrière de ce processus Origène en surrection, s'ouvrait du Néogène ce qui représente, la Méditerranée Occidentale actuelle. Pour permettre la compréhension de l'histoire géodynamique qui a conduit à la formation du bassin algérien et toute la problématique qui en découle, il est utile de présenter un bref aperçu concernant les différents domaines structuraux du nord de l'Algérie.

I.6.2. La chaîne des maghrébines :

Le nom de Maghrébines a été proposé par Aubouin et Durand-Delga (1971) à la chaîne alpine périméditerranéenne. Elle est allongée sur plus de 200 km et s'étend de l'arc de Gibraltar jusqu'en Sicile (Figure I.7)

Elle regroupe d'Ouest en Est l'arc orogénique Bético-Rifain et le Tell Algéro-Tunisien et se poursuit plus à l'Est jusqu'au Apenins en formant l'arc calabro-sicilien (Durand-Delga et Fontbote, 1980).

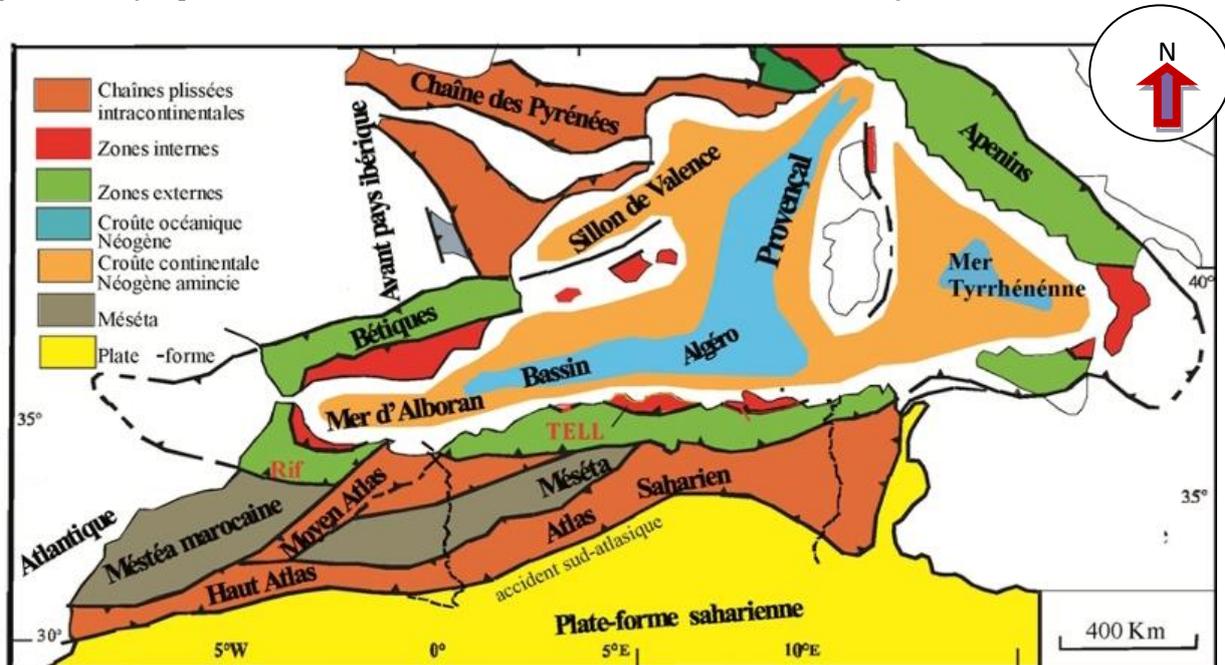


Figure. I.7 : Principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et de la méditerranée Occidentale (BADJI Rabia, Spiral, 2015)

Cette chaîne résulte de l'orogénèse alpine du bassin maghrébin (Bouillin, 1992) ou de la Téthys Maghrébides et de ses marges (Bouillin, 1986).

En Algérie, la chaîne est constituée par des unités structurales majeures, Atlas tellien au nord et l'Atlas saharien au sud, séparés par les hautes plateaux qui semblent se comporter comme un bloc rigide et se déformant simplement au niveau de ses bordures. Vers l'Est, les Hautes Plateaux disparaissent et l'Atlas saharien s'élargit pour former l'Atlas oriental constitué par les Aurès et l'Atlas tunisien. L'Atlas tellien au Nord, est formé par trois domaines structuraux. Un domaine tellien, (ou encore tello-rifain de Wildi 1983), constitué par un ensemble de nappes constituées de terrains sédimentaires marneux et calcaires, s'étageant du Crétacé au Miocène. Ces unités dérivent de la paléo-marge africaine de la Téthys. Une seconde unité correspondant au domaine des flysch, composée de nappes pelliculaires d'âge Tortonien Paléogène est déposée dans un bassin de nature au moins partiellement océanique, le bassin maghrébin qui se liait vraisemblablement au bassin Ligure de la Téthys. Les nappes des flysch chevauchant largement les unités telliennes et leur substratum n'affleurent que très rarement sous forme de dépôts à radiolaires (Bouillin 1977). L'autre domaine vers le nord, nommé les Kabyles ou ALKaPeCa (Alboran, Kabylie, Peloritain, et Calabre). Il comporte des massifs de socle poly-métamorphique panafricain et hercynien, des terrains d'âge cambrien à carbonifère épi-métamorphisés et leur couverture d'âge Mésozoïque (chaîne calcaire) et Tertiaire (OMK, Olistostromes et Numidien). La chaîne calcaire chevauche le domaine des flysch et le domaine tellien. En Petite Kabylie, les chevauchements sont très plats et des formations d'âge Mésozoïque et Eocène

métamorphisées, appartenant aux unités telliennes et aux flyschs, apparaissent en fenêtre sous le socle Kabylie à plusieurs dizaines de kilomètres en arrière du front de chevauchement. D'Ouest en Est, de Ghazaouet à Annaba, la cote algérienne, est sensiblement parallèle à la chaîne tellienne. Dans le détail, elle prend en écharpe différents ensembles constitutifs de la chaîne tellienne ainsi que son avant-pays atlasique. Tous ces éléments sont impliqués d'une façon ou d'une autre dans la marge algérienne.

Dans le détail, chaque domaine est composé de plusieurs unités tectono-sédimentaires (Bracene et al 2002). Ces unités disparaissent latéralement. D'Ouest en Est, le long de la marge, de telle sorte que l'organisation de la chaîne diffère d'une transversale à une autre. Par exemple, le long de l'Atlas tellien, la coupe transversale Nord-Sud, du nord oranais, est différente de celle de Grande Kabylie et de. La même organisation est observée dans les hautes plateaux avec la disparition du domaine Mezitien, en direction de l'Est. Seul le système Atlasique semble être continu depuis le Maroc jusqu'à la Tunisie avec quelques différences dans la paléogéographie et l'épaisseur des séries sédimentaires. Une fine architecture de la chaîne alpine montre une organisation complexe de ces domaines, telle qu'elle est décrite actuellement, elle montre un caractère d'une chaîne non cylindrique formée principalement par les systèmes atlasiques et telliens.

I.6.2.1.Le système tellien :

Classiquement le système tellien est composée de massifs cristallophylliens dits Kabyliques, de nappes de flyschs, nord et sud kabyles et de nappes telliennes, (Wildi, 1983, Saadallah, Bracene, 2002, Domzig et al, 2006, 2009). Les nappes telliennes représentent les dépôts de la marge africaine avant l'inversion, puis charriés. Dans le cas des Maghrébides, nous distinguons donc, deux paléo-marges téthysiennes conjuguées séparées par un océan, la Téthys maghrébines.

I.6.3.Le domaine ALKaPeCa :

Ce domaine correspond à un ensemble de terrains exotiques. Au Miocène, ces blocs ont subi une dérive en direction du sud, pour être accolés et accrés à la marge sud téthysienne suivant un schéma de subduction impliquant un slab de l'océan téthysien sous le continent européen.

Le Domain ALKaPeCa ou "kabyliques" constitue la partie de la plaque supérieure d'un dispositif de subduction et probablement de l'arc et /ou de l'avant arc de la subduction téthysienne.

En Algérie, les blocs affleurent à terre d'Ouest en Est, du cap Ténès à Annaba. Il comprend les massifs cristallins et les massifs calcaires constituant la plate-forme carbonatée triassico-jurassique de la marge nord téthysienne et une partie de son talus. Ils sont situés sur le plan paléogéographique au sud de l'Europe occidentale. Par endroit le socle est recouvert par des dépôts détritiques d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur, appelés communément Oglio-Miocène- Kabyle (OMK) (Raymond, 1976 ; Géry, 1983, Wildi, 1983 et Bouillin 1986). Ces massifs cristallins des Maghrébines ont donc constitué une zone haute de la fin du Paléozoïque jusqu'à l'Oligocène supérieur. Cela suggère la distinction des dépôts de l'OMK appartenant à une marge Nord Kabyle (Oligocène-Miocène) de terrains Kabyles appartenant à la période téthysienne.

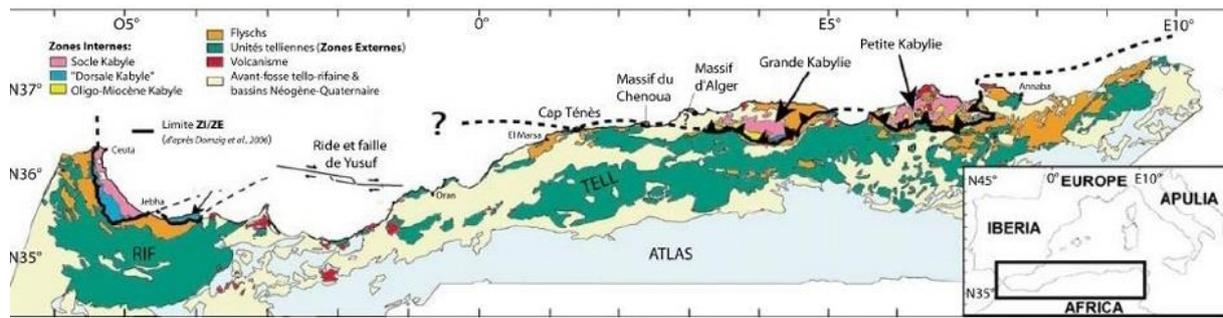


Figure. I.8 : Schéma structural de la répartition des différentes unités du domaine Kabyle ou AlKaPeCa

I.6.3.1. Les massifs cristallins :

D'ouest en Est, les massifs cristallins affleurent au niveau d'Alger, de Grande Kabylie, de Petite Kabylie et de l'Edough (Figure .I.8). L'Edough représenterait dans ce cadre le témoin le plus oriental des massifs cristallophylliens du Nord de l'Algérie.

Ces boutonnières de socle cristallin, sont métamorphiques et composées principalement des gneiss datés à 480 – 300 Ma par la méthode Rb-Sr par J. Sonet, cité par Durand-Delga, (1969). Dans ce travail seul le socle Kabyle va être abordé dans ses détails et ses affleurements.

I.6.3.1.1. Le socle de grande Kabylie (SGK)

En grande Kabylie et l'algérois, le socle cristallin affleure sous forme de massifs et de lanières dans plusieurs localités entre Alger et Bejaia on distingue d'Ouest en Est :

- Dans l'Algérois le socle cristallin décrit est constitué de plusieurs écailles composées de gneiss oreilles, gneiss fins, marbres, micaschistes. (Saadallah et al, 1971)

- Dans la région de tizi-ouzou, le massif de Grande Kabylie (Saadallah, 1992, 1996 Raymond, 1979, Géry, 1981 Gelard, 1976) représentant la zone d'affleurement la plus étendue en termes d'affleurement (Larbaa Nath Irathen, Ain el Hammam, Mekla, Djebel Baloua et Sidi Ali Bou Nab (SNBA) (Saadallah et al, 1992, D. Raymond, 1976 ; Gelard, 1979, D. Delga, 1967, Géry, 1981) Au socle Kabyles également rattache le massif d'Ait Aissa Mimoun composé de terrains paléozoïque (Cambrien, Ordovicien et Silurien d'après Géry 1981)

- A l'Est dans la région de Bejaia, le socle kabyle se présente sous forme de lanière formée du massif de Bou-Hatem (Hassissene, 1998).

Saadallah et Géry, (1996) subdivisent le socle Grande Kabylie en trois grands ensembles (figure. A.11)

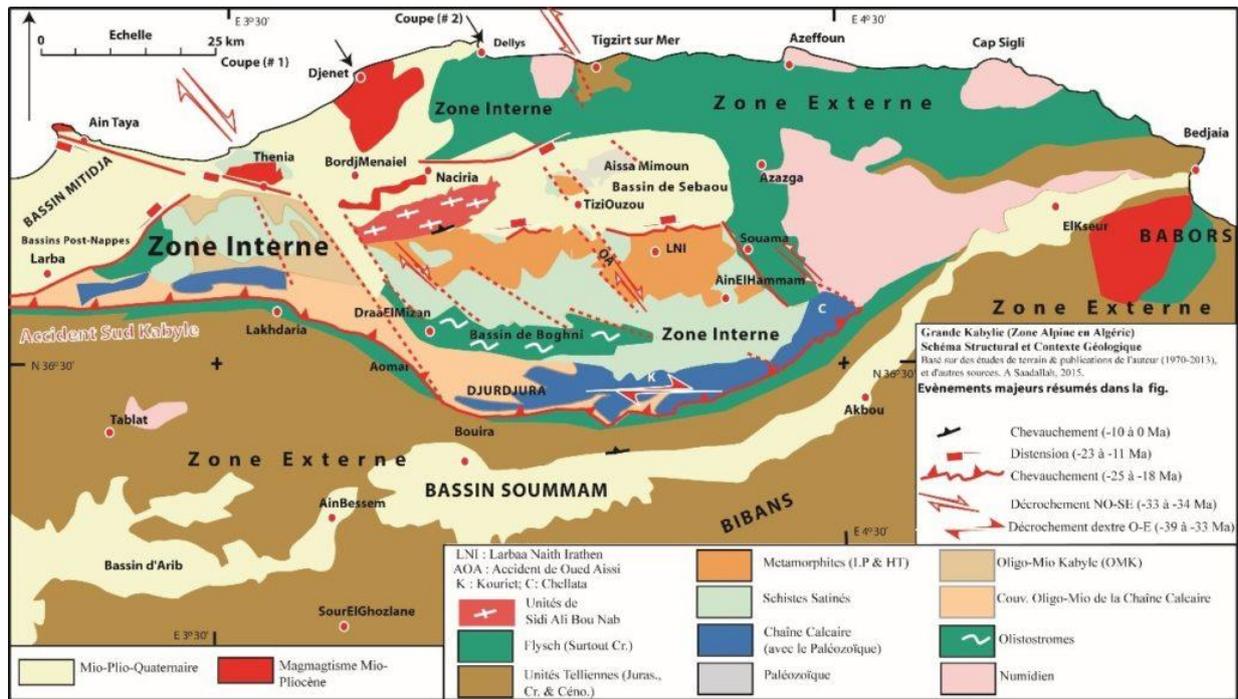


Figure. I.9 : Les ensembles structuraux du socle de Grande Kabylie, Saadallah, finalisé, 2016

1) La GK Orientale, limite à l'Est par l'accident de Souama et à l'Est par celui de l'Oued Aissi.

Sur le plan géométrique, elle présente une plie tectono-métamorphique avec des niveaux structuraux les plus profonds ;

2) La GK Centrale et Occidentale se situant entre l'accident de l'Oued Aissi et le contact chevauchant du sud de SABN. Cet ensemble forme la suite de la plie tectono métamorphique la GK Orientale vers le haut ;

3) Le massif de SABN, limite par un accident décro-chevauchant à pendage vers l'W-NW, avec des niveaux profonds extrudés à froid en dernier lieu au sien de l'unité des para gneiss.

Les formations métamorphiques de GK peuvent être regroupées dans trois massifs formée d'un une ou plusieurs unités structuraux ;(Bossiere,1980,Raymond,1976 et Saadallah et Caby,1996) :

-Le massif de Beloua constitue essentiellement de deux unités ; les para gneiss et les schistes.

Le massif d'Ait Aïssa Mimoun comme précédemment indique est constitué de formations cambro-ordoviciennes épi métamorphiques. Ces unités tectoniques sont séparées par des contacts cataclasiques à fort pendage orientés NW-SE.

-Le massif de SABN, constitue t de granites orientés, de son encaissant et de semelle blastomylonitique.

-Le massif de GK au sens strict, composé de formations métamorphiques avec des granites syn-tectoniques, recoupé pas endroits par des granites et des aplopegmatites post-tectoniques.

En Grande Kabylie Saadallah (1992) avait défini une plie tectono-métamorphique de 5 unités soulignées par des contacts ductiles et d'autres contacts de nature magmatiques et cataclasiques. De bas en haut il, propose la succession suivant :

- 1-Unités des paragneiss avec les marbres a minéraux a la bas er les gneiss oreilles inferieurs sous-jacents formant la semelle,
- 2- La nappe de SABN constituée de granite avec son encaissant en extrusion cataclasiques dans les paragneiss,
- 3- Unités des micaschistes avec les gneiss oreilles supérieurs sous-jacents,
- 4- Unités des schistes satinés,
- 5- Les granites et les aplopegmatites recoupant pratiquement toute la plie tectnometamorphique.

I.6.3.1.2. Affleurements, Erosions et Ages des structurations du SGK

Les événements géologiques répertories au sein du socle de GK permettent de retenir la chronologie suivant :

- 1) La compression actuelle décelable au sud du massif SABN, avec le chevauchement de la nappe SABN sur les formations moi-pliocène.
- 2) Effets en surface de la distension Méditerranéenne marquée par le jeu normal de la faille située au sud du bassin Moi-Pliocène du Sebaou (Tizi Ouzou),
- 3), Exhumation et érosion du Paléozoïque et du socle, attestées par Les dépôts de l'Oglio-Miocène Kabyle (OMK), discordants essentiellement sur les schistes satines en bordures E et S du massif cristallin de GK.
- 4) Exhumation du socle sous forme d'un doming transcurrent (Saadallah, 1992) a la fin de l'Eocène (- 34 a-33 Ma : Priabonien), attestée par le jeu dextre de l'Accident de Oued Aissi antérieurement au dépôt de l'OMK.
- 5) La mise en place de la nappe de SABN en profondeur.

Le doming en zone transcurrente semble être le modèle de base qui a permis à Saadallah 1992 de proposer une telle histoire géologique. Il aurait eu une phase tectnometamorphique profonde avec des détachements transcurrente ductiles, en particuliers le détachement de l'Oued Aissi. Ce doming s'accompagne d'intrusions granitiques et la mise en place cataclasiques des schistes saines.

En Grande Kabylie Centrale, faille de détachement Kabyle (Figure. I.9), de faible pendage, constitue une importante zone ductile à cataclasiques séparant l'unité inférieure à faciès amphibolite d'une unité supérieure formée de phyllades à faciès de schistes -vert' (datée par la méthode Ar /Ar entre 295 a 315 Ma : Monie et al, 1988) et de sédiments fossilifères non métamorphiques d'âge paléozoïque.

-L'unité inférieure apparaît en deux demi-dômes composés d'une pile tectonique continue de 6 a 8 Km d'épaisseur, formée d'orthogénies , de parageniss, de marbres et de micaschistes .Cette unité est affectée par une déformation ductile syn-métamorphique de haute température d'âge compris entre 80 et 120 Ma (Monie et al.,1988)

-L'unités de SABN quant a elle , montre une autre pile tectono-métamorphique avec une polarité métamorphique normale(augmentation de la pression et de la température avec la profondeur)Les roches les plus profondes affleurant sur le flanc nord de l'unité de SABN sous le contact de la bande de roches ultra-mylonitique HT correspondent a des métapilites légèrement anatectiques ,des gneiss calco-silicates, des amphiboles a grenat U-Pb sur Zircon a 284+-3Ma (Peucat et al.,1996).

D'autres datations ont été également effectuées sur les métapilites d'anatexie de Grande Kabylie ; affectées par une déformation mylonitique de haute température atteignant des conditions de facies amphibolites de haut température (740 ? C à 1GPa). Ces datations fournissent un âge d'environ 275+/- 4 Ma (Hammor et al. 2006). Ce dernier âge similaire à ceux obtenus sur d'autres domaines de croûte, au sud et au SE de l'Europe, qui ont subi au Permien et au Mésozoïque un amincissement crustal antérieur à l'ouverture de la Téthys.

En conséquence, il est suggère que les roches du socle de grand Kabylie représentent un homologue sud de la partie nord-ouest de l'Adriatique n'affectée par la déformation et le magmatisme permien (Hammor et al. 2006).

I.6.3.1.3. Conclusion sur les massifs cristallins de la marge.

Les mécanismes, les phases et les âges d'exhumation des massifs cristallins Kabyles ainsi que leur enracinement restent un débat passionnant. Dans quelle mesure l'exhumation des socles de Petite Kabyle et Grande Kabylie est-elle liée à extension miocène contemporaine de l'ouverture de la Méditerranée occidentale ?

Deux modèles ont été proposés pour expliquer l'exhumation des Kabyles ce sont :

(i) Le dôme métamorphique complexe

Ce modèle comporte deux variantes, (1) un doming en zone transcurrente (Saadallah et al, 1996, Hammor et al, 2006) et (2) un doming ou une dénudation tectonique par l'intermédiaire de faille de détachement plates (Mahdjoub et Merle 1990, Mahdjoub, 1991 et Caby et Hammor, 1992 ; Caby et al., 1996 et Diaz et al., 2008 et Bouillin, 2012).

Le dôme métamorphique coré-complexe (MCC) a été avancé comme mécanisme possible par lequel l'exhumation de ces socles a eu lieu durant la phase alpine (Eocène inférieur à moyen). Il serait du au fonctionnement d'une zone transcurrente des l'Eocène et durant tout le Miocène (ex SGK, Saadallah et Caby, 1996 et Hammor et al., 2006) ou bien il est en relation avec une extension par l'intermédiaire d'une faille de décrochement (ex :SPK, Mahdjoubi et Merle 1990, Mahdjoub, 1991 et Caby et Hammor 1992 ; Caby et al., 1996 et Diaz et al., 2008).

La dénudation tectonique serait intervenue après la collision des blocs Kabyles à la marge africaine (Bouillin, conférence Wizia 2013). Ce modèle a été proposé pour la Petite Kabylie et explique la mise en place du massif de l'Edough est en position africaine à la manière d'un dôme métamorphique complexe. L'ascension de l'Edough est contemporaine d'une dénudation tectonique à 16 Ma qui s'effectue vers le nord après la collision des blocs Kabyles à l'Afrique. Le modèle de dénudation des socles a été proposé par analogie à ce qui se passe dans les massifs cristallins de l'Aspromonte en Italie (Heymes, et al., 2008). Du point de vue structural, si le modèle semble bien plausible pour la SGK, la contradiction réside dans l'âge du détachement estimé par la méthode K :Ar à 80 Ma (Saadallah et Caby, 1996). D'après J. Bouillin, cet âge a été surestimé et devrait être revu autour de 25 Ma.

(ii), Modèle d'exhumation en contexte de subduction

Le modèle (Figure. I10) a été proposé pour expliquer l'exhumation et la mise en place du massif de l'Edough en marge de l'Afrique (Caby et al., 2001). L'écaillage de la croûte peut être dû à l'avancée de l'arc de subduction qui serait en partie responsable de l'exhumation des niveaux profonds du socle (Péridotites). Aucune étude n'a été menée à nos jours sur une éventuelle exhumation en contexte de subduction des socles de Grande Kabylie.

Le socle cristallin chevauche la chaîne calcaire en petite et en Grande Kabylie. La nature et la cinématique de ces contacts est toujours sujette à un débat. Pendant que certains auteurs enracinent les contacts (Bouillin, 1977, Caby et al, 2001), d'autres en font des contacts plats chevauchants. Ils proposent alors une allochtonie complète des massifs Kabyles (Coutelle, 1976). Cet état de fait est observable en Petite Kabylie (Bouillin et al, 1977).

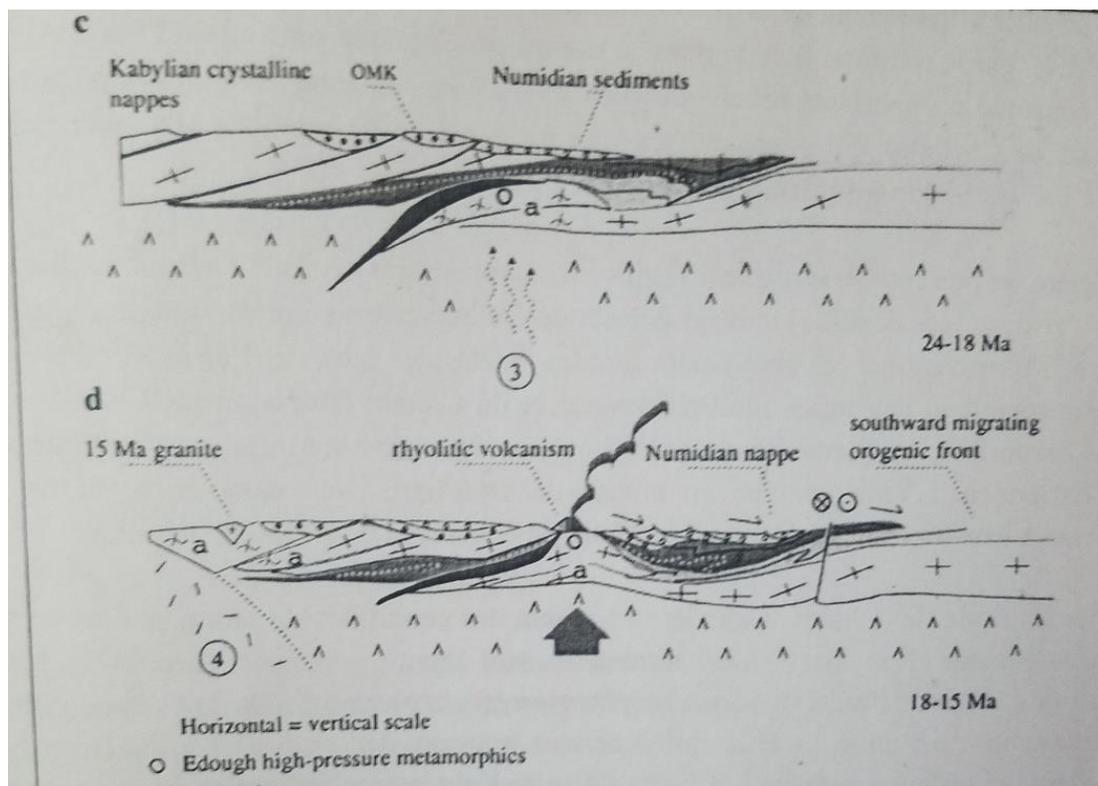


Figure. I.10 : Modèle géodynamique illustrant l'exhumation en contexte de subduction du massif de l'Edough (Caby et al, 2001).

I.6.3.2. La chaîne calcaire Kabyle

L'appellation de Dorsale Kabyle a été introduite par Duraud-Delga en 1969. Elle est appelée aussi chaîne liasique (Ficheur, 1903). Elle doit son nom à la "chaîne calcaire" du fait de sa sédimentation carbonatée dominante (Glangeaud, 1903). Depuis, la généralisation de l'utilisation du terme "dorsale" dans le domaine océanique, le terme "chaîne calcaire" est le plus utilisé (Raoult, 1974 ; Bouillin, 1977 ; Vila, 1980).

En Algérie, le premier affleurement de la chaîne calcaire à terre est situé à l'Ouest au niveau du Cap Ténès (Figure. I.10). On la retrouve ensuite dans le massif du Chenoua puis au Sud Est d'Alger (BouZegza). Elle constitue d'importants reliefs sur plus de 125 Km de long (depuis le massif de

BouZegza au massif de Chellata) Elle apparait ensuite au Nord de Constantine (Dj. Sidi Dris) et se poursuit vers l'Est sur 90km jusqu'au Sud d'Annaba (Zit Emba).

La chaine calcaire se présente sous forme d'écailles comprenant des séries s'étageant de l'Ordovicien au Lutétien. L'analyse des écailles empilées permet de distinguer trois unités : Internes, Médianes et Externes qui se différencient par les âges composant les unités, les faciès et l'épaisseur des calcaires.

L'unité interne comprend des séries du Paléozoïque et du Crétacé (Néocomien). L'unité médiane comprend du Carbonifère, du Permo-Trias, du Lias calcaire et un Crétacé inférieur micritique pouvant atteindre le Barrémien. L'unité externe au niveau de Djurdjura se caractérise par un Lias à Rhynchonelles et Amoniceras, du Dogger, du Malm Du Crétacé et de l'Eocène détritique.

En général, les faciès de la Chaine Calcaire traduisent des conditions de sédimentation de plus en plus profondes lorsque l'on passe des formations de l'unité interne (dépôts littoraux ou épicontinentaux) à celles de l'unité médiane (dépôts marneux et plus profonds du Crétacé à l'Eocène) puis aux formations de l'unité externe qui montent souvent des Radiolarites au Dogger-Malm (Bouillin, 1986).

I.6.3.3. Domaine des flyschs : Un océan accréé et disparu

Le mot Flysch ou Flyschen est d'origine Allemand. Il signifie <<les terres incultivables >>. Studer en 1827 employa pour la première fois le terme de flysch pour décrire une formation de grès et de schistes d'âge Crétacé supérieur, développé dans la vallée de la cime en Suisse.

C'est dans l'Ouest algérois, région de Chenoua que L. Glangeaud en 1925 définit la nappe de flysch Albo-Aptien. Depuis, les progrès géologique considérables ont avancé les connaissances sur ces formations, longuement restées énigmatiques. Actuellement, les flyschs crétacés-paléogènes maghrébins sont répartis en deux groupes fondamentaux : Les flyschs mauritaniens et les flyschs Massylien (Bouillin, 1977). Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profonde mis en par des courants de turbidités. Toutes ces séries ont été définies en Algérie et ont des équivalents au Maroc, dans les cordillères bétiques et en Sicile-Calabre. Les séries rapportées au domaine des flysch se présentent actuellement sous forme de nappes, ils affleurent dans les zones littorales sur environ 800Km de long, entre les Mostaganem (Algérie) et Bizerte (Tunisie). Ces flysch se présente de trois manières ;(i) en position interne, superposes aux massifs Kabyles, appelés flysch nord-Kabyles (ii) en position relativement externe a la bordure sud de la Chaine Calcaire (flyschs sud –Kabyle) et enfin (iii) en position très externe, sous forme de masse isolées flottant sur le Tell charriées jusqu'à une centaines de Kilomètres au sud.

- (1) Les flyschs de type Guerrouch (en bordure occidentale de la Petite Kabylie ou dans le Dahra),
- (2) Les flyschs crétacés de faciès schisteux-gréseux (tous les flyschs crétacé, sauf ceux de types Guerrouch), (Bouillin et al.(1977))considère une nomenclature ou il distingue les flyschs Mauritaniens (en position interne), les flyschs Massylien (les plus externes).
- (3) Le troisième type de flysch plus récent, les flyschs numidiens d'âge Oligocène supérieur-Borduraient inferieur, se dépose dans un cadre géodynamique de convergence.

I.6.3.3.1. Les flyschs mauritaniens :

Le terme de mauritaniens a été défini par J.P.Gelard en 1969. Il désigne une série reconnue au col des chènes au Sud du massif de Chellata (Grand Kabylie) qui réunit la série de flyschs de Guerrouch d'âge Tithonique-Crétacé inferieur. Définit au Sud l'Aouana (ex.Cavallo) par A. Lambert et M. Durand Delga 1955) et les flysch de Penthievre (Ain –El-Barda) du Crétacé supérieur a l'Eocène-Oligocène

(Neuman et Vila, 1967). Elle est considérée équivalente de l'unité de Djebel Zima (Tefiani, 1967). La série du flysch mauritanien est bien représentée dans tout le pourtour péri-Méditerranéen depuis les Cordillères bétiques jusqu'au Calabre. Il montre des faciès allant du Néocomien voire Tithonique à l'Eo-Oligocène.

D'une manière synthétique le flysch mauritanien peut se décomposer en :

1. Crétacé inférieur avec à la base des calcaires fins à campanelles suivie d'une épaisse série gréseuse non quartzitique en gros bancs.
2. Cénomaniens à microbechers calcaires à bandes solidifiées blanches
3. Turonien – Sénomien à conglomérats à microbechers sableuses à ciment calcaire spathique.
4. Paléocène à conglomérats à *Microcodium* interlités dans des argiles rouges.
5. Yprésien – Lutétien plus ou moins conglomératique à bancs micro-béchiens.

On rattache à la série mauritanienne les calcaires et radiolarites du Jurassique moyen-supérieur décrit en Grand Kabylie dans le massif de Chellata (Coutelle et Gerlard 1967) et au nord de Sidi Driss (Raoult 1969) et les séries épi-métamorphiques des Achaïches (Mouled Demamène) qui comprennent des grès attribués au Trias, ces des calcaires à silex d'une affinité liasique et des radiolarites puis des calcaires fins à calpionelles et des grès analogues à ceux de la base du Guerrouch.

Les séries présentent des variations latérales de faciès (Raoult 1974) compatibles avec des variations observées dans la chaîne calcaire ce qui renforce de faciès l'idée de la proximité paleogéologique de ces deux domaines.

I.6.3.3.2. Les flyschs Massylien :

Le terme de Massylien a été proposé par Raoult (1969) pour la série composée par du Néocomien au Paléogène, décrit sur le versant méridional du Kef Mezzouch, au Nord de Kef Sidi Driss (Constantinois). Il fut repris et appliqué par certains auteurs dont Bouillin et al. (1970) pour le généraliser à toute la série externe des flyschs Maghrebides. C'est l'équivalent au Maroc de l'unité de J. Chouamat (Andrieux et Mattuer 1962) et de J. Melloussa (Durand Delga, 1965).

Le Massylien est constitué par une série d'épaisseur modeste (<500m de l'Albo-Aptien au Maestrichtien). Il est caractérisé par une sédimentation pratiquement sans carbonates, si l'on excepte les bancs très minces (centimétriques) et très réguliers. Le soubassement jurassique de ces flyschs n'est pas connu pour étayer les rapports paléogéographiques entre le bassin des flyschs Massylien et les provinces adjacentes. Par ailleurs et à de rares exceptions, il n'y a pas de suite paléogène à ces flyschs. La colonne synthétique comprend trois termes majeurs : un flysch schisto-quartzitique dit « Albo-Aptien », des Phtanites Cénomaniennes et enfin un flysch sénonien à microbechers.

I.7. Héritage et dépôts sédimentaires du bassin de Tizi-Ouzou

I.7.1. Séries Néogène du bassin de Tizi-Ouzou

Le bassin de Tizi Ouzou correspond à une vaste cuvette orientée Est-Ouest, à remplissage néogène regroupant les bassins du Dellys et Thénia (Magne et Raymond, 1976). Son flanc Nord correspond en partie à un ensemble d'unités charriées (Figure. I.11), son flanc Sud, s'appuie sur le socle kabyle. Ce dernier affleure au sein du miocène dit post-nappe (Caire, 1954, 1957) sous forme d'îlots ou de dômes (AIT Aïssa Mimoun et Sid Ali Bounab). À l'ouest, il se rattache au bassin de la Mitidja par la plaine côtière de Bordj Menail-Boumerdes. À l'Est, le bassin se ferme contre les reliefs du Haut-Sébaou dans

la région d'Azazga. Le remplissage sédimentaire du bassin est complexe et montre la superposition de 04 unités, qui se succèdent de la plus ancienne à la plus récente : (Géry, 1983)

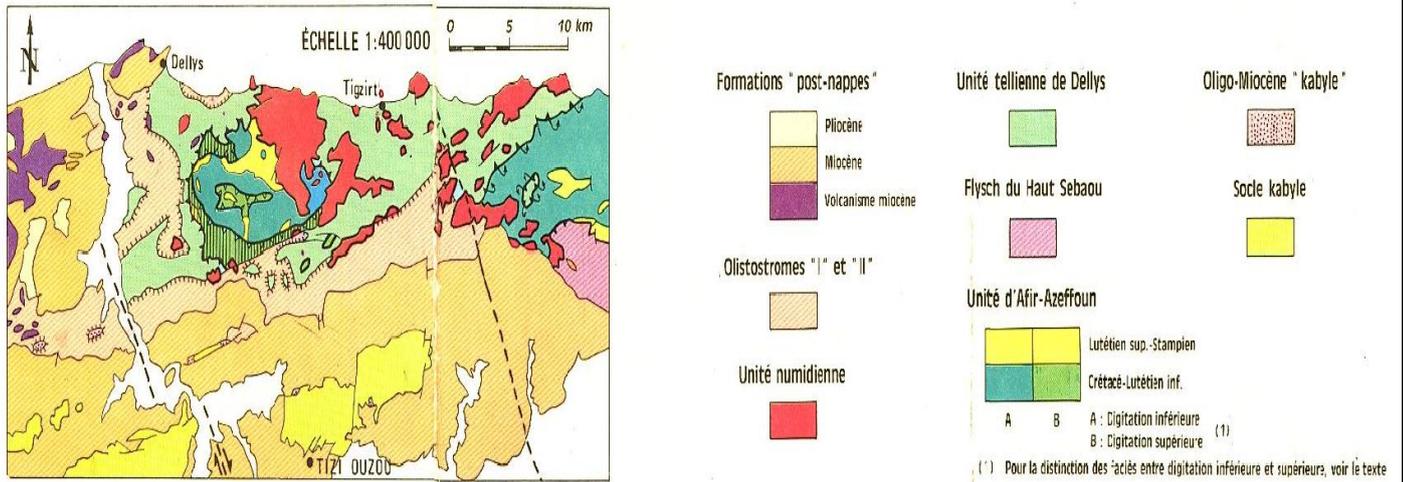


Figure. I.11 : Schéma structural du bassin de Tizi Ouzou d'après Raymond, 1976

I.7.2. L'Oligo-Miocène Kabyle (OMK)

Une formation conglomératique et gréseuse, transgressive, repose en discordance sur le socle métamorphique de Grand Kabylie (Caire, 1965 ; Bouillin et Raoult, 1971). Elle passe vers la haut à un olistostrome à blocs divers de flyschs crétacés, recouvert par les nappes des flyschs nord-Kabyles. On retrouve un dispositif analogue au Sud-est d'Alger (Tefiani, 1970) en Petite Kabylie (Magne et Raymond, 1971 ; Raymond 1976) en Petite Kabylie (Bouillin et Raoult, 1971 ; Bouillin, 1977 ; Raoult, 1974).

Dans le bassin de Tizi Ouzou, cette formation repose en discordance sur le Cambrien du Djebel Ait Aissa Mimoun ; Constitue d'argiles brunes il fait partie du socle Kabyle. Dans cette série se déposent à la base et en transgression des conglomérats surmontés de calcaires coiffés par des marnes gréseuses. Le sommet de cette série est d'argiles brunes à vertes qui ont livrées : *Globigerinita dissimilis*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides cf immaturus*. *Turborotalia sp*, association à cachet Burdigalien moyen appartenant à la zone N6 de Blow (Magné et Raymond, 1971 ; Gelard et al, 1973 ; Raymond, 1976 ; Gerry et al., 1981, 1983).

L'Oligo-Miocène Kabyle s'étend sur la région précédemment émergée (socle Kabyle) et l'essentiel de son alimentation est d'origine proximale et reflète ainsi les particularités pétrographiques locales du socle Kabyle. La sédimentation des silexites doit être considérée séparément. Les tuffites intimement mêlées à ces roches indiquent une origine différente, distale. La sédimentation de l'OMK est diversifiée due à des mouvements tectoniques qui se traduisent par des colonnes litho stratigraphiques très variables, par la nature, la distribution et l'épaisseur des sédiments.

I.7.3 Le Numidien

Comprend de bas en haut la succession stratigraphique suivante (Gelard, 1979 ; Bison, 1975 ; Gery et al, 1981)

- 1) Des argiles versicolores à *Tubotomaculum* fréquents, ou des argiles sous-numidiennes.

- 2) Des grés quartzeux à granulométrie grossière, non carbonates, en gros bancs métriques en intercales de pélites.
- 3) Des argiles et marnes à intercalations de rares niveaux de silexite dans les argiles supra-numidiennes.

En termes de datation, ce flysch offre des résultats paléontologiques très maigre. C'est dans la région de Ait Rhouna à l'Ouest d'Azefoun que les argiles sous-numidiennes (Magné et Raymond, 1972 ; Raymond, 1976) ont fourni l'association suivante *Globigerinita dissimilis*, *G. unfcava*. Cette association couvre la zone NI de Blow (zone à *Ampliapertura*) et pourrait descendre dans P 19 (Raymond, 1976), ce qui correspond selon les subdivisions de Lorenz et Magné, au Stampien supérieur et au début de la période de transition Stampien-Aquitainien.

Sur le versant nord du bassin de Tizi Ouzou, la formation numidienne recouvre localement l'olistostrome « II » (Sud-Est de Tizirt, Sud de la forêt de Mizrana) et plus vers le Nord elle vient reposer directement sur la nappe d'Afir et l'unité tellienne de Dellys.

Le numidien expose ici ses facies classiques : argiles sous-numidiennes à tubotomacumet flysch grés-pélitique. De plus, cette formation passe stratigraphiquement vers le haut à des argiles des marnes et des marno-calcaires (formation supra-numidiennes, de J. Magné et D. Raymond, 1972).

I.7.4 Les Olistostromes ou Argiles à blocs

Les olistostromes sont signalés au Nord des Maghrébides en 1968, au sud de Chenoua et au sud d'Arbatache (Durand Delga, 1969, p.128) M. Tefiani (1970) décrit ceux de la région l'Arbatache (30 Km au SE d'Alger) et par la suite, elles ont été reconnues dans d'autres régions en Petite Kabylie (Bouillinet al, 1973) et en Grand Kabylie (Raymond, 1976).

L'âge le plus récent, de cette formation est Burdigalien moyen (Zone N6 de Blow) (Raymond, 1976, Gelard, 1979, Géry, 1983) C'est une formation chaotique constituée de blocs de nature variée,

Emballés dans une matrice argileuse hétérogène. L'inventaire des blocs, dont la taille varie du centimètre au mètre, a permis d'y reconnaître essentiellement : des éléments de flysch créacé ; des calcaires gréseux fins, de couleur claire, à surface craquelée ; des quartzites fins, verdâtres ; des grés calcaires à figures sédimentaires (stratifications entrecroisées, convolutes, figures de courant ou de charge) ; des plaquettes de micro-breches. Quelques gros blocs métriques de grés numidiens ont été observés au sommet et couronnent cette formation. Dans la région de Dellys, cette formation est au-dessus d'une série à facies tellien (Raymond, 1996).

Les olistostromes n'ont fourni aucune datation précise en termes de bio-stratigraphie. Leur âge ne peut donc être déterminé qu'indirectement. A l'extrémité Est du bassin de Tizi Ouzou, dans la région de Mgheira-Ait Zellal, l'olistostrome inférieur est Burdigalien (Gelars, 1979) il surmonte en continuité l'Oglie-Miocène Kabyle dont le toit est Aquitainien terminal-Burdigalien inférieur (zone N5_N6 de Blow) et il est recouvert en discordance par le Miocène dont la base appartient au Burdigalien terminal (base de N8). A l'Ouest, du bassin de Tizi Ouzou, Raymond (1976) distingue (i) un « olistostrome I » en continuité de sédimentation avec l'Oglie-Miocène Kabyle et un « olistostrome II », en position haute, reposant normalement sur l'unité tellienne de Dellys. Ces deux olistostromes dissociables du point de vue cartographique pourraient cependant appartenir à un même ensemble et les unités qui les séparent auraient alors une valeur de mégaolistolites (D. Raymond, 1976).

La matrice de « L'olistostrome I » est généralement azoïque au Dra Karrouch où elle livre : *Globigerina cf. rohri*, association identique à celle fournie par le toit de l'Oligo-Miocène Kabyle d'Ait Zellal (zones N5-N6) (Gelard, 1979). « L'olistostrome II » dont la matrice a fourni une microfaune abondante mais souvent hétérogène. Cependant, il apparaît la suite des nombreux échantillonnages effectués par D. Raymond (1976) que *Globigerinoides trilobus* et *Globigerinita dissimilis* sont systématiquement présentes, alors que *Globigerinoides sicarius* est toujours absente. Il s'agit donc principalement des zones N5-N6. Mais l'existence dans quelques prélèvements de formes de passage entre *Globigerinoides trilobus* et *G. sicarius* indique que Polistostome peut être montrée dans la zone N7. (Gelard, 1979).

I.7.5 Unité tellienne :

C'est une série dilacérée ou l'on peut reconstituer au moins trois termes (a) une dizaine de mètres de marnes et argiles sombres à rares lentilles calcaires. Les lavages ont livré (Géry, 1983) : *Globotruncana fornicata*, *G. cf. arca*, *G. stuartiformis*, *G. elevata*, *G. gr. lapparenti*, association d'âge campanien ; (b) des calcaires siliceux clairs, dont on n'observe que quelques mètres en un seul point, au fond d'un ruisseau. Ils passent progressivement à leur sommet à des marnes siliceuses qui ont livré : *Globorotalia aragonensis*, *G. aspensis*, *G. aff. bullbrookii*, association d'âge Yprésien terminal à Illetien basal. Ceci permet d'attribuer un âge vraisemblablement Yprésien aux calcaires siliceux sous-jacents ; (c) un ensemble d'argiles siliceuses dans lesquelles apparaissent progressivement des lits de grès très fins, sur une dizaine de mètres, surmontées de quelques mètres de marnes grises à minces lits de calcaires blanchâtres. Ces derniers horizons ont fourni : *Truncorotalia cf. rex*, *T. aragonensis*, *T. sp.*, *Globotruncana remanensis*.

I.7.4 le Miocène du bassin de Tizi Ouzou :

Les formations miocènes qui occupent ce bassin correspondent au Miocène <post nappe> des anciens auteurs (Caire, 1954, et 1957). L'ensemble des formations citées précédemment sont recouvertes en discordance par des terrains conglomératiques, gréseux et surtout marneux du Miocène, datés à sa base, le long de la route de Tala Ililane au nord de Tizi Ouzou, par une microfaune du Langhien inférieur (biozone *Sicanus*). C'est une formation marine pouvant atteindre 1000 m à 500 m d'épaisseur et se décompose en plusieurs cycles. Il comprend de la base au sommet : (1) des conglomérats (100 à 250 m) à débris mal roulés de socle Kabyle : gneiss, micaschistes, granites, ; (2) un ensemble molassique greso-marneux épais de 205 m en général mais dépassant 1000 m à Dellys dans lequel des sillons de basaltes de 500 m transgressives sur les termes précédents et reposant parfois directement sur le socle Kabyle forment un deuxième cycle sédimentaire ou Cycle 2.

L'âge des formations a été précisé grâce à la présence d'une abondante microfaune de foraminifères planctoniques (Raymond, 1976) qui selon les subdivisions de Blow 1969

appartient à la zone N08 dès la base à la zone N09 entièrement puis a l'intervalle N10-N13, ce qui correspond au Burdigalien terminal-Langhien basal d'une part et au Langhien _Serravallien , d'autre part, selon Berggen et al .(1985).Souvent , le Tortonien et le Messinien manquent , ainsi qu'une partie du Serravallien , ce qui ne permet pas de préciser la limite supérieur du « Cycle 2 » .Dans la région de Dellys , des basaltes intercales dans le sommet du « Cycle1 », ont été dates de 15.15 ± 0.6 Ma (Bellon et al .1977) et à 15.6 ± 0.9 Ma (Belanteur et al.1995)par la methode k/Ar , ce qui est en accord avec les datation micropaléontologiques.

Après la lacune du Miocène supérieur , le Pliocène du bassin de Tizi Ouzou qui forme le « Cycle 3 » (Coupe de barrage de taksebt) est constitué de marnes à foraminifères et de lumachelles à lamellibranches dates par Muraour (1986) puis Raymond (1976).Le Pliocène est horizontal dans la région de Dylles et repose en discordance sur le Miocène moyen.

I.7.6 Limite du secteur d'étude :

La zone d'étude est située dans la localité de Timizart des ATH JENNAD, délimitée entre les latitudes $4^{\circ}11'E$ vers l'Ouest et $4^{\circ}16'E$ vers l'Est et entre les longitudes $36^{\circ}47'N$ vers le sud et $36^{\circ}50'N$ vers le Nord, elle se retrouve dans la limite Sud sur le territoire des village BOUGDAMA et IZARAZEN à l'Ouest dans la montagne d'ABIZAR à l'Est dans les terrains des villages TGHILTE, IBAZIZEN, BOUKHAROUBA et TAOUINT et vers le Nord c'est la forêt AVARAN qui délimite notre zone d'étude. Voir (figure :II.1)

I.8.Histoire des travaux

I.8.1. Les travaux anciens.

I.8 Dans le socle de Grande Kabylie :

- En 1857 L.Ville a mis en évidence l'existence des terrains anciens .Une décennie plus tard Peron (1867) fait une description géologique et pétrographie des terrains anciens et publie une carte géologique indiquant leur extension.
- Le premier grand travail est celui d'E. Ficher (1890), il subdivise le complexe métamorphique de G Kabylie en gneiss, micaschistes, calcaire cristallins et schiste (x)qu'il attribue au précambrien et il reconnaît l'existence de roches intrusives pegmatite (granulite) et roches granitoïdes.
- Avec son élève Savornin, Ficheur édite une carte géologique au 1/50 000 de Larbaa Nath Irathen.
- Glangeaud et Thiebault (1937) signalent pour la première fois l'existence des roches écrasées.

- Vers le début des années cinquante (1950-1952), des résultats considérables ont été obtenus par J. Tiebaut (1950-1952) sur le socle, cet auteur reprend d'une manière détaillée les grandes divisions de Ficheur en appliquant ainsi dans son travail les principes de la classification zonéographique de Jung et Roques pour cela, Thiebault a considéré que la série métamorphique de la Grande Kabylie, va de haut en bas, des schistes ordoviciens fossilifères datés par Barbier; Lamber et G Termier (1948) découvraient l'ordovicien dans les régions les moins métamorphosées (schiste x) du Djebel Aissa Mimoun. L'ensemble étant traversé par des granites tardifs. Par conséquent, Thiebault a considéré que cette série est continue, il y reconnaît ainsi trois zones :

- L'une à Micaschistes supérieur

- L'autre à Micaschistes inférieur

- La troisième, zone de transition

- Cela, signifiait que le métamorphisme régional qui aurait affecté le socle de Grande Kabylie serait post-ordovicien.

I.8.2. Les travaux récents.

- G. Bossière (1971-1980) venu avec une nouvelle théorie sur le socle de Grande Kabylie, contredisant et/ou complétant les anciennes acquisitions constituant un essor dans la géologie de Grande Kabylie, en s'intéressant au volet pétrologique de Grande Kabylie.

- Dans son étude sur la partie occidentale du socle cristallophyllien de Grande Kabylie (Sidi Ali Bounab), Bossière considère que le complexe métamorphique est constitué par : la série gneissique (gneiss fin plagioclastiques et oëilles) considérée comme un socle ancien recouvert par une série schisteuse appelée aussi série satinée (zone à chlorite et zone à biotite recoupées par des roches acides à savoir des pegmatites et granites ainsi que par des amphibolites) interprétée comme étant la couverture épi-métamorphique de l'ancien socle gneissique (noyau).

- Dans sa partie Nord-Ouest, le socle de Grande Kabylie a été remobilisé et recoupé par une bande blast mylonitique d'orientation NE-SW (accident de SABN), cette même bande est intrudée par le granite de Sidi Ali Bounab contemporain de l'accident.

- Ce schéma modifie donc l'image jadis classique d'un socle Kabyle, constitué d'une série continue (Thiebault) métamorphosée au cours de la phase laconique (Durand Delga, 1955).

- En 1982, Cady propose une subdivision, il parle d'une structuration de type Himalayenne d'âge Alpin dans le massif de Sidi Ali Bounab.

- Par ailleurs, Saadallah (1975) envisagea l'idée d'un écaillage, d'âge Alpin, dans le massif d'Alger qui est un équivalent du massif cristallophyllien de Grande Kabylie.

Ce même massif , semble avoir un écaillage contemporain d'une mylonitisation épizonale (Mahdjoub, 1981) et un charriage à vergence Nord (Saadallah,1989).

- Des études pétrographique et structurales, appuyées par une cartographie détaillée au 1/25000, ont été effectuées par R.Gani (1988),K Loumi (1989),N.Benkerou(1989),et A.Bettahar (1990)sous la direction A.Saadallah, respectivement dans les massifs cristallophylliens de Larbaa Nath Irathen Djamaa N'Saharidj de Beni-Douala, de Oued Ksari et de Sid Ali Bounab , ces auteurs arrivent à la conclusion suivant :

- Le socle de Grand Kabylie est composé par un empilement d'unités tectonométamorphiques ou « nappes » cristallines (A.Saadallah, 1992)

- L'étude de la formation fragile dans le massif de Grande Kabylie Centro-orientale, a montré que le massifs cristallophyllien a subi une intense déformation fragile , ce qui engendre des structures tectoniques majeurs (failles et décrochements plurikilométriques). Ces structures sont générées essentiellement par quatre phases de distension et de compression , au cours du néogène. La sismicité importante (fin du XIX eme siècle) de cette région corrobore l'idée de l'existence d'une relation étroite entre la sismicité actuelle et la tectonique du socle (R.Lounis,2005).

- MAHRADJA

- SPIRAL 1ET2

- Rabia BADJI

- Rapport final projet SPIRAL (TO+ 48) juin 2014

- Mohamed Arab : Analyse des systèmes pétroliers oriental : quantification, modélisation stratigraphique et thermique.

CHAPITRE II

ANALYSE

SEDIMENTOLOGIQUES

Chapitre II : Analyse sédimentologiques et les environnements de dépôts

II.1. Introduction

II.2. Etudes du terrain et méthodologie de travail

II.2.2. Description sédimentologiques des coupes étudiées

II.3. Etude au laboratoire

II.3.1. la confection des lames minces

II.3.2. Analyses des résultats et classifications

II.4. Analyse séquentielle et détermination des environnements de dépôts

II.4.1. Analyse séquentielle de la coupe(A)

II.4.2. Discussions et décryptages des milieux et environnements de dépôt dans la coupe(A)

II.4.3. Analyse séquentielle de la coupe (B)

II.4.4. Discussions et décryptages des milieux et environnements de dépôt dans la coupe(B)

II.5. Les connaissances acquises dans les analyse biostratigraphique et paléogéographie faites dans Miocène du bassin de Tizi Ouzou :

II .6. Analyse comparative et positionnement stratigraphique de la zone d'étude

II .7. Conclusion

II.1.INTRODUCTION :

En se basant sur des données des travaux ultérieurs, faites à proximité de notre zone d'étude, dans la région de Freha, on va essayer à travers une étude sédimentologiques de comprendre et de ségréger les différents milieux de dépôt. Suivant les principes de base stratigraphique on va tenter de se situé, puis de reconnaître les formations sédimentaires telle qu'elles ont été définis dans cette région (Marie –Denise Courme-Roult, Alain.Coutelle.1979). Sachant que les études biostratigraphiques qui ont été faites sur le bassin de Tizi-ouzou révèlent une variation significative des environnements et de conditions de dépôt.

Pas loin de notre secteur, les études faites sur le miocène à TAGARSIFT-FREHA ont aboutis à des résultats qui ressortent deux cycles sédimentaires distincts (Marie –Denise Courme-Roult, Alain.Coutelle.1979).

- Un premier cycle grésoconglomératique qui témoigne d'une forte activité tectonique.
- Un second cycle dans on trouve des marne et de dépôts molassique qui témoigne d'un approfondissement.

Sur le terrain les observations faites nous donnent des résultats assez clairs, pour permettre une comparaison, mais aussi des éléments et informations nouvelles sont apparues.

II.2. Etude de terrain :

Pour permettre une analyse sédimentologiques approfondie, nous avons choisi une coupe de référence sur notre zone d'étude pour la faire passer au scanner visuel et réaliser un diagnostique sédimentologiques minutieux :

- Reconnaître les facies
- la granulométrie
- déterminer les séquences typiques des environnements
- reconnaître les figures sédimentaires

Dans les détails de ce travail la coupe de référence est précisée par ; "coupe (A) ", s'ajoute une petite coupe nommée coup(B), étudiée dans le détail, pour comprendre l'évolution latérale sur dans notre zone qui correspond à la bordure Nord-Est du bassin de Tizi-Ouzou ; voir la (figure II.1)

II.2.2. Description sédimentologiques des coupes (A) et (B) :

II.2.2.a. Localisation de la coupe A : voir (figure II.1) et (figure II.2) la coupe (A) d'une distance de 2 km d'une orientation NE/SW

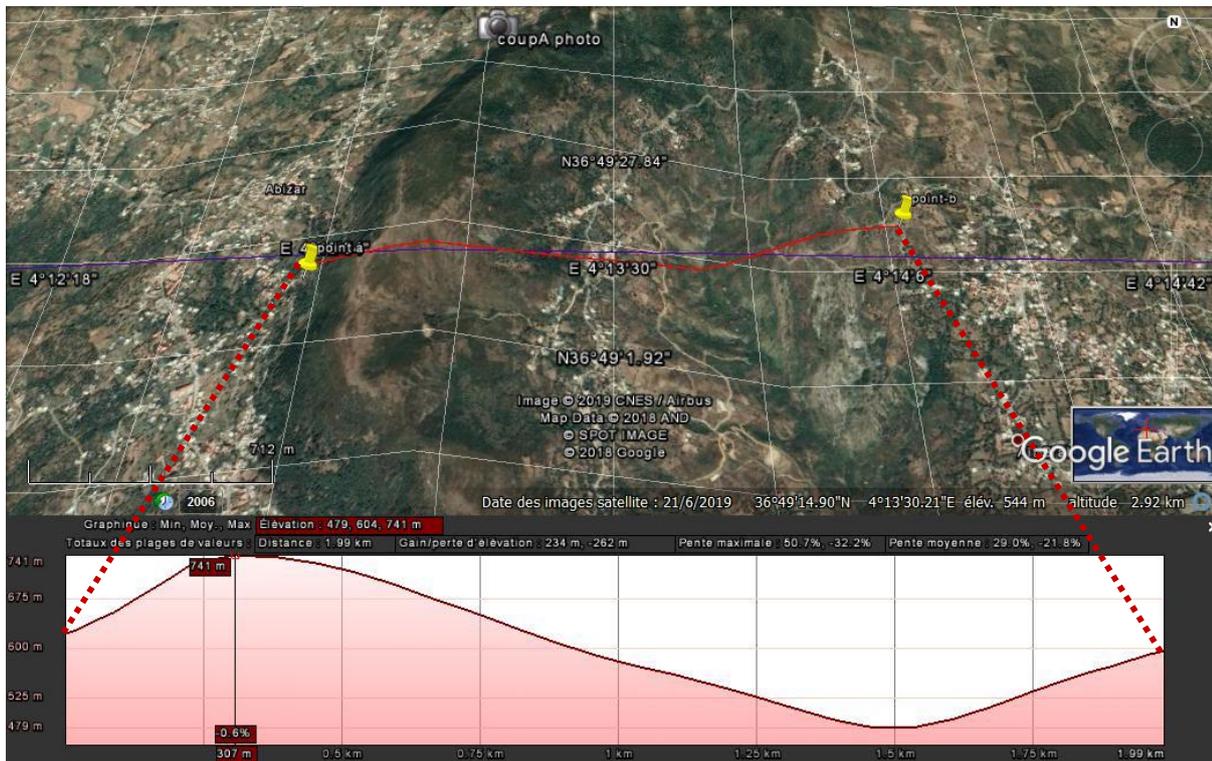


Figure : II.2. Précision de la coupe A sur Google Earth avec son profil de dénivelé

II.2.2.b) Information lithostratigraphique : cette coupe se débute au (point a) à la base de la formation géologiques nommée ‘m2b Co’ d’après la carte géologique réalisée sur le terrain par (Gelard ; 1970, 1974) c’est du Miocène poste nappes, conglomératique daté Burdigalien Terminal et se termine (point b) au milieu de la formation ‘m2b’ dite molassique d’âge Burdigalien Terminal (Gelard ; 1970, 1974).

II.2.2.c) Description lithologique et sédimentaires : nous avons observé sur le terrain du (point a) jusqu’au (point b) des successions suivants :

- Des dépôts conglomératique grossiers a la base, qui s’affine vers des dépôts gréseux stratifiés, puis vient des lits fins argileux comme les lapiazes. Ces dépôts conglomératique à la base sont généralement des grands blocs anguleux et parfois métriques et hétérogènes, mais qui sont repris dans des matrices aussi conglomératique avec une cimentation argileuse. On peut observer des débris des Gneiss, des Schistes, des Séricitoschistes, des Orthogneiss, des Quartzites, des Marbrevoir (figure II.3) On mentant dans cette formation d’enverront 60 m, la lithologie change et les dépôts deviens de plus en plus des grès grossiers qui s’affinent et on enregistre une répétition génétique de grès grossiers conglomératique, grès moyen à fin puis des lits argileux qui séparent cette séquence de dépôt.



Figure : II.3. Photo prise dans la base de la formation conglomératique, mentant l'hétérogénéité et l'hétérométrie du dépôt

- Cette séquence de dépôts de conglomérats, grés, et argile au sommet se répète jusqu'au sommet de la première formation dans nous avons enregistré une discontinuité marquante, avec une surface gondolée, bioturbée, diaclasée et parfois ferrugineuse, voir (figure : II.4)



Figure : II.4. Discontinuité importante au sommet de la première formation, avec des disséquations et des bioturbations

- On observe de la basse vers le sommet d'une façon générale une démunissions de la granulométrie et la réduction de l'épaisseur des bancs.(figure :II.5.b)

- Les dépôts gréseux rencontrés sont stratifié, disposés en grands blocs puis devient en plaquettes vers le sommet ; voir (figure : II.5.a)

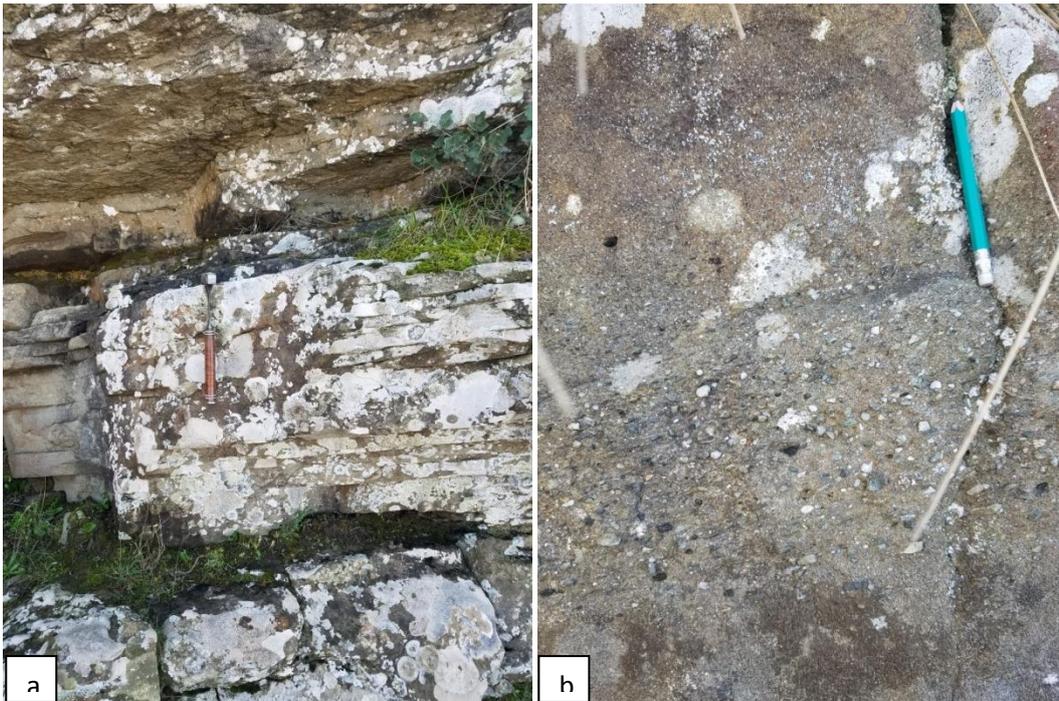


Figure : II.5. Photos montrant les stratifications et la granulométrie des dépôts gréseux

- La lithologie observée sur la formation'' m2b Co'' est de nature clastique :
 - des grands blocs sauvant anguleux qui sont généralement gneissiques, granitiques, des schistes satiné, sericitoschiste ; on trouve tous les éléments de socle kabyle et probablement des flysch Mauritanien aussi
 - des petits galets plus ou moins anguleux entraîné dans de une maitrise sableuse.
 - des grés dont la compositions minéralogique ; des micas, quartz, feldspath...
 - des argiles sous forme de lapiazes (des lits fines).
- Au sommet de la formation on rencontre aussi des blocs durs qui ont une allure des Silexites.

Voir (figure : II.6)



Figure : II.6. Photo d'une roche silexites dure.

- Sur la discontinuité majeure qui clôture la formation conglomératique, nous avons observé un autre type de dépôts qui sont de nature marnocalcaire et une lithologie plus au moins fine. Voir (figure : II .7) et la lame mince (A00) dans l'échantillonnage a été pris dans (figure :II .7.A)

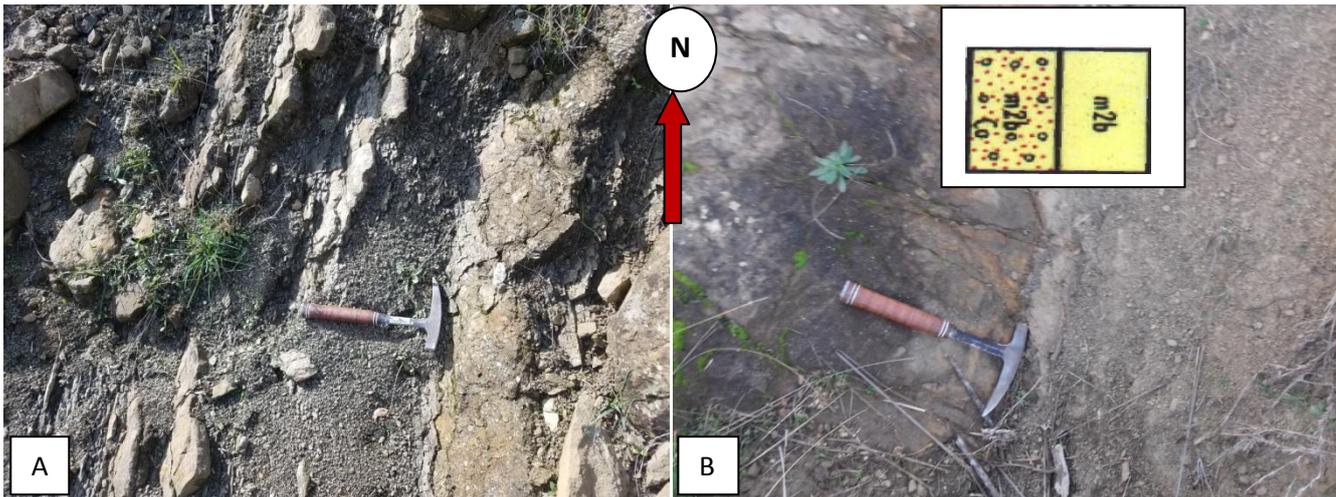


Figure : II.7. Photos qui montrent le changement des dépôts et la discontinuité sur le sommet de la formation ‘m2b Co ‘.

- Dans cette formation nous avons constaté que les séquences sont d'ordre décamétrique au début puis elle devient métrique.
- On constate aussi un système de séquence qui se répète avec une succession génétique comme suite : une combe marneuse à la base, vient un banc de grés-calcaire avec une surface bioturbée, plus on avance dans la formation la séquence devient plus espèce. Voir (figure. II. 8)



Figure : II.8.Photos qui montrent l'évolution d'épaisseur de la séquence dans la formation

- des grés-calcaire en plaquette sont aperçues sur deux niveaux, avec une granulométrie variable en fine à grossiers. Voir (figure. II. 9)



Figure : II. 9. Photos montrant les niveaux calcaires gréseux en plaquettes.

- des figures sédimentaires sont repérés le long de la coupe A ; figures d'origine biologique, d'hydrodynamisme et bien climatique, nous les avons ici illustrer pour mieux comprendre les environnements de dépôt et les contextes tectonique associer. Voir (figure : II.10)



Figure : II. 10. Illustrant les différents types de figures sédimentaire ; A : stratifications planes, B : figure de charge, C : traces de pistes, D : Rides de courant, E : bioturbation, F : figures de base de bancs

II.2.2.d. Localisation de la coupe B : Orientée NE/SW d'une distance de 360m. Voir (figure : II.1) et (figure : II. 11)

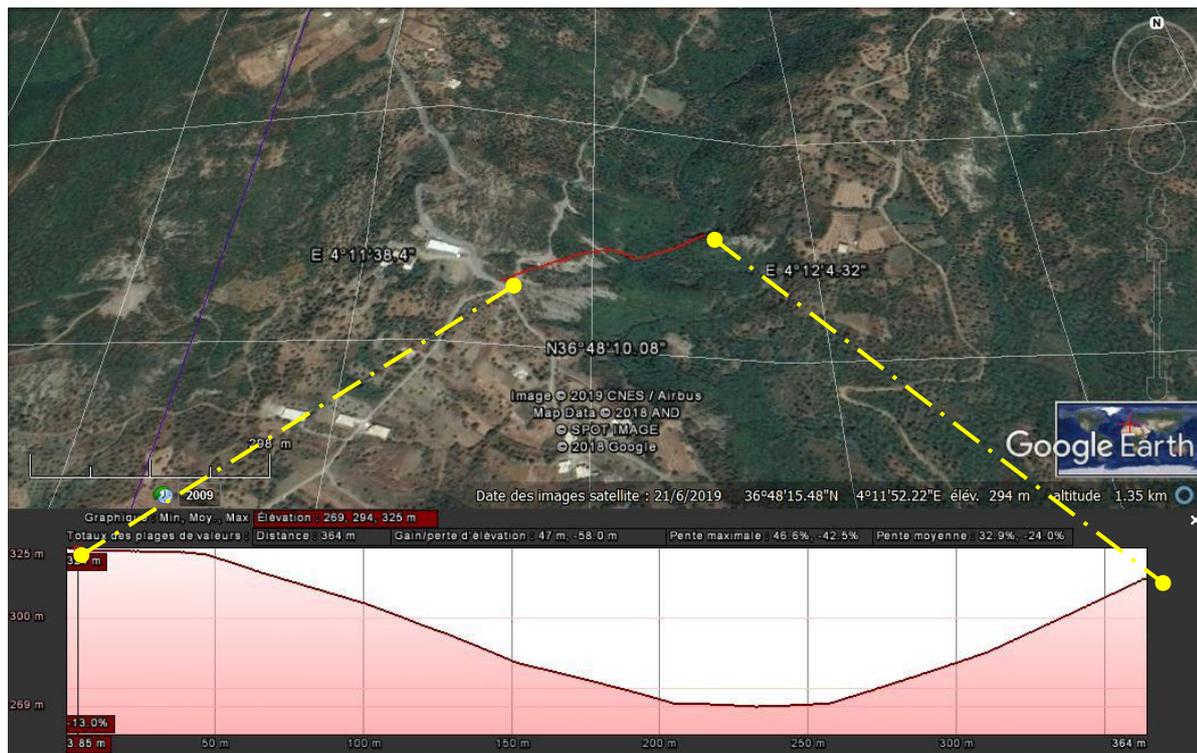


Figure :

II.11. Coupe B et profil de dénivelé pris sur Google Earth

II.2.2.d) Information lithostratigraphique : cette coupe est faite dans la formation géologique ‘m2b’ dite molassique, d’âge Burdigalien Terminal (Gelard ; 1970, 1974). Elle se prolonge dans la même formation.

II.2.2.e) Description lithologique et sédimentologique : dans cette coupe nous avons observé une sédimentation fine, dans un milieu touché par une tectonique synsédimentaire et poste sédimentaire ; voir (chapitre III).

- Sur cette partie nous avons rencontrés une superposition rythmique sur le plan sédimentaire et une lithologie de type marnocalcaire, avec des intercalations gréseuses. Voir (figure : II.12 a et b)
- Des surfaces clôtrent chaque séquence, marqués par des disséquassions et des surfaces gondolés. Voir (figure : II.13c)
- Des mégaslumpes caractéristique de cette formation sont bien visible et significatifs des conditions de dépôt. Voir (figure : II.13a)

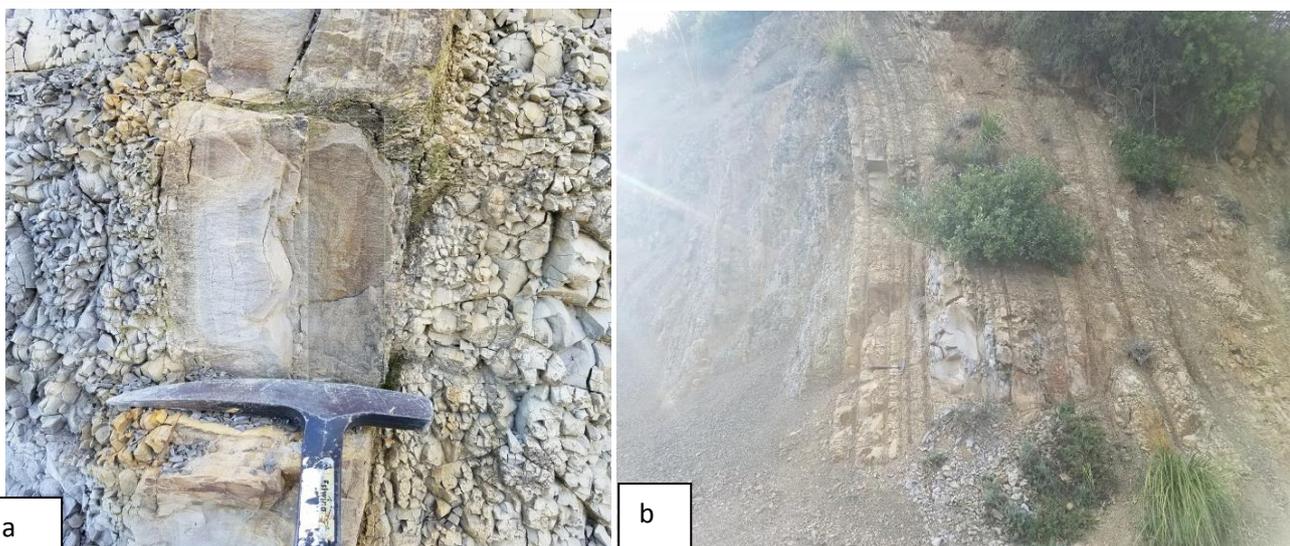


Figure : II.12. Photos montrant la superposition rythmique des dépôts



Figure : II.13. Photos montrant ; a) Méga slumps, b) marne aspect en paillettes, c) marne gréseux micacé, d) surface gondolée et disséquée

II.3. Etude au laboratoire

Dans notre travail, nous avons opté en premier pour une étude de terrain et une description des coupes à l'œil nu, avec des échantillonnages ciblés, pour opérer une étude détaillée au laboratoire, qui consiste en la confection des lames minces, pour les observer sous microscope et passer à la détermination des ciments, matrices, contenus faunistiques et compositions minéralogiques dans chaque lame. Ce travail nous offre la possibilité d'un découpage stratigraphique précis et une étude environnementale détaillée et l'évolution latérale.

II.3.1. Confection des lames minces

La confection des lames minces est la première étape qui suit l'échantillonnage, effectuer sur le terrain dans nous avons repéré avec des prises de photos et le positionnement sur la carte géologique.

Les étapes de la confection consistent en :

- La réception des échantillons au le laboratoire des lames minces .Les échantillons sont numérotés et classés selon leurs ordre de prélèvement, chaque échantillon est alors pris séparément et donnera lieu à une série d'observations.

- Taille de l'échantillon ; préparation des sucres :

Cette étape est réalisée avec un appareille qui est la tronçonneuse équipée de disque à trancher, Modèle fermé conçu pour travailler avec l'eau comme lubrifiant. Le but de cette étape est de réduire l'échantillon à une plaquette représentative de dimensions convenant pour la lame.

- Le polissage des échantillons (sucres) :

Cette étape consiste a donné aux sucres des surface lisses ,en utilisant la polisseuse, disposée d'un disque de polissage alimenté en eau ,on pose le sucre sur le disque à une vitesse moyen et on bouge le sucre on formant des huit (8) jusqu'à avoir une surface lisse.

- Placer les lames minces et les sucres dans un appareil qui est la rodeuse, dans le but d'avoir une meilleure adhésion entre la lame et le sucre lors du coulage, pondant dix minutes.

- placer les sucres et les lames dans étuve réglé à une température T : 80°C et une durée de deux heurs H=02h, pour séchage.

- Le collage après sortir les sucres et les lames en verre et les sucres, dans l'étuve on les mises sur une feuille d'Aluminium sur une plaque chauffante on prépare la coule, donc on fait couler chaque lame avec un sucre sur la face polie et on les places dans un appareil, à chaque fois qu'on posse une lame on ajoutant un pois a fin d'avoir un bon coulage. A laide d'une pipette prélever le mélange ré imprégnant et déposer celui-ci sur la face exposée des plaquettes jusqu'à formation d'un ménisque.

- Cette étape se décompose en deux temps ;(1) appelé retronconnage, d'effectuer mécaniquement à l'aide d'une tronçonneuse équipée d'un disque à trancher, (2) dénommé planage finale, est manuel et utilise une série de poudre abrasives de plus en plus fines.

- Cette opération essentiellement manuelle fait immédiatement suite à celle du retronconnage décrit ci-dessus. Son but de réduire la taille à 30 microns.

- La finition ; Cette étape consiste à avoir des lames minces finis à laide d'un appareil qui est la polisseuse en utilisant une poudre diamanté pendant dix minute ,et en final on aura des lames minces prêtes à étudier.

II.3.2. Analyses des résultats et classifications

Les observations des lamies minces faites sous un microscope optique, en lumière naturelle et /ou polarisée nous ont révélé des informations très intéressantes :

- Un contenu fossilifère composé de foraminifères benthiques et pélagiques, des Ostracodes, des échinodermes et autres lamellibranches...
- Des ciments et matrices carbonatées qui sont de la sparite, microsparite, micrite, dolomicrite qui caractérisent 90% des lames observés.
- Une présence minéralogique significative dans quelques lames et absent dans d'autres, nous avons enregistré ; des Plagioclases, des Pyroxènes, les Amphiboles et des quartzs.
- Ces résultats nous les avons illustrés dans le tableau ci-dessous, en utilisant des classifications conventionnelles, notamment pour les lames qui ont un pourcentage carbonaté estimé à plus de 50%.
- Un minéral caractéristique est aperçue curieusement dans des lames et absent dans d'autres ; « la glauconite » un minéral d'altération diagenétique de la biotite ou de verre volcanique se formant en milieu marin (plateau continental) dans des conditions réductrices. La **glauconie** se présente sous forme de petits grains dans les roches sédimentaires, elle caractérise les niveaux condensés et **témoigne d'un ralentissement de la sédimentation.**

Lames numéro A00

Observations et classifications

- Des débris de bioclaste et des bioclaste complets
- Des foraminifères benthique et /ou pélagiques
- Des sections d'ostracode
- D'autres lamellibranches



Foraminifère agglutinés

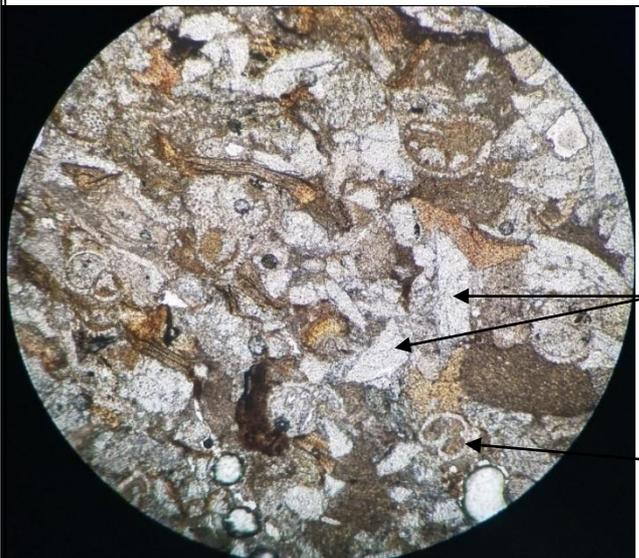
On constate une domination carbonate avec une présence réduite de quelques petits cristaux de quartz ou de plagioclase qui sont de forme anguleux.



Boue micritique

Des algues laminées

Les informations décelées sur cette lame observée sous un microscope optique en lumière naturelle et polarisée nous indiquent une présence carbonaté estimé plus de 50 un, avec un caractère non jointifs des éléments donc on va le nommé calcaire Pakston à foraminifères essentiellement benthique.



Quelques cristaux : quartz et plagioclase

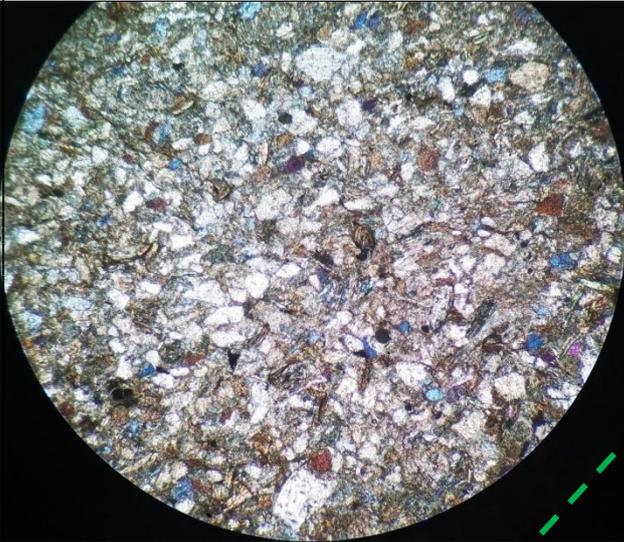
Section d'un ostracode

Tableau : II.1 Photos de la lame A00 prise au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

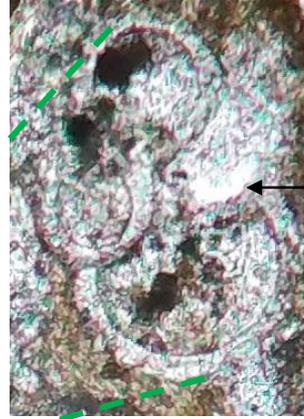
Lames A01

Observation et classification

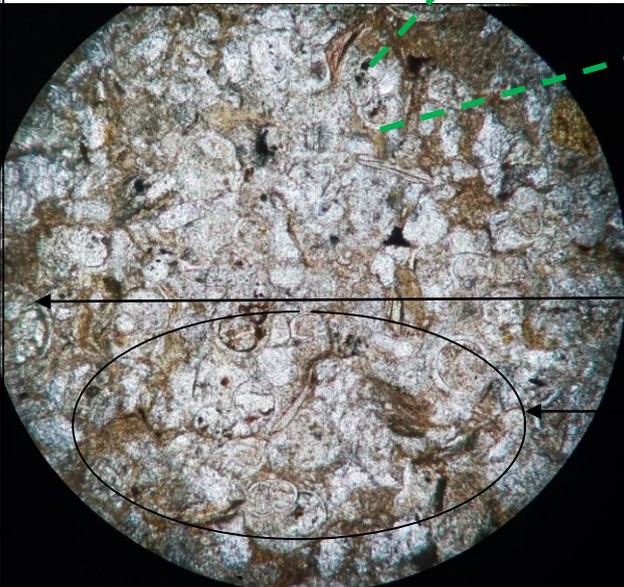
- Présence remarquables des foraminifères de la famille des globégérinidae essentiellement.
- Sous une lumière polarisée nous avons constaté la présence des petits cristaux (plagioclases, mica et aussi des quartzs)



1mm



Foraminifère pélagique des globégérinidae, genre globigerina



1mm

Foraminifère planispiralé

Algue, forames et ostracodes et autres lamellibranches
Des plages micritiques sont aperçues mais le ciment sparitique domine sur cette lame.



1mm

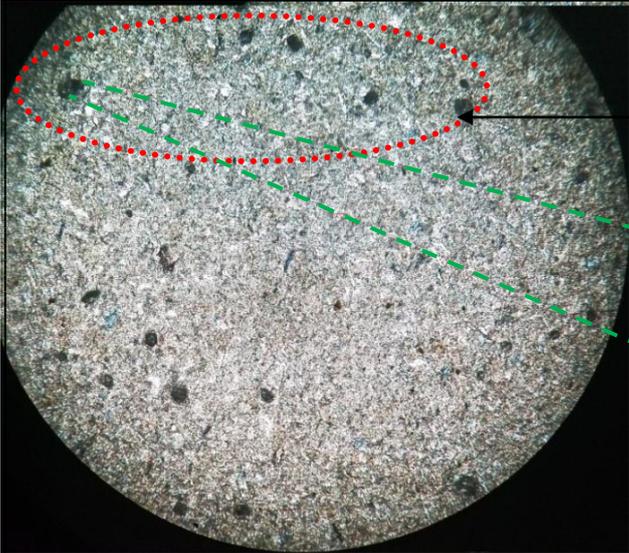
Cette lame observée sous un microscope optique en lumière naturelle et polarisée, indique un pourcentage élevé des éléments carbonaté, avec une présence non négligeable des éléments terrigènes (quartz, mica, feldspath ...). Si on adit plus de 50% du CaCo3 ; c'est un calcaire Granston à foraminifères pélagiques

●Tableau II.2 Photos de la lame A01 prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

Lame A02

Observation et classification

- Des bioclaste très petites impossible de les reconnaître avec un microscope optique.
- Une microsparite apparue homogène, hormis les quelque cristaux de quartz



Des foraminifères d'un ordre de grandeur de 30 à 50 µm
Pélagiques des milieux relativement profonds

1mm



1mm



Sur cette lame la faune se raréfie, bien que des petits foraminifères pélagiques sont aperçus mais avec un pourcentage inférieure à 10%, avec une micrite presque homogène ; c'est un **calcaire mudstone**

●Tableau II.3 Photos de la lame A02 prises au microscope optique vus au grossissement *10et 20.

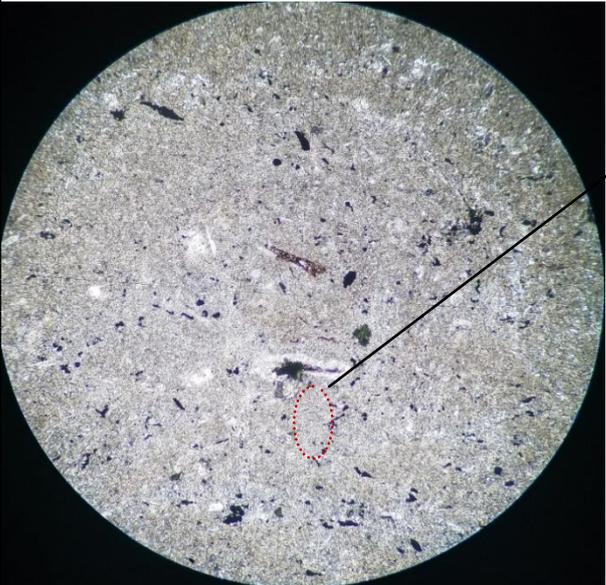
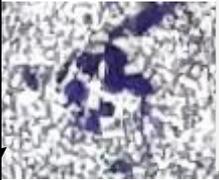
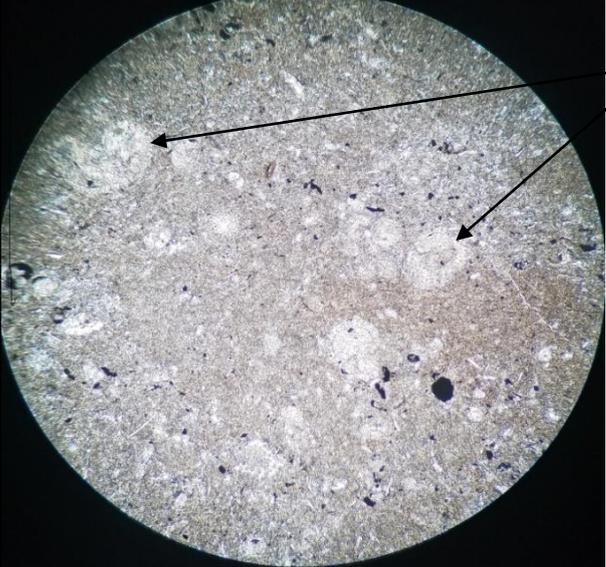
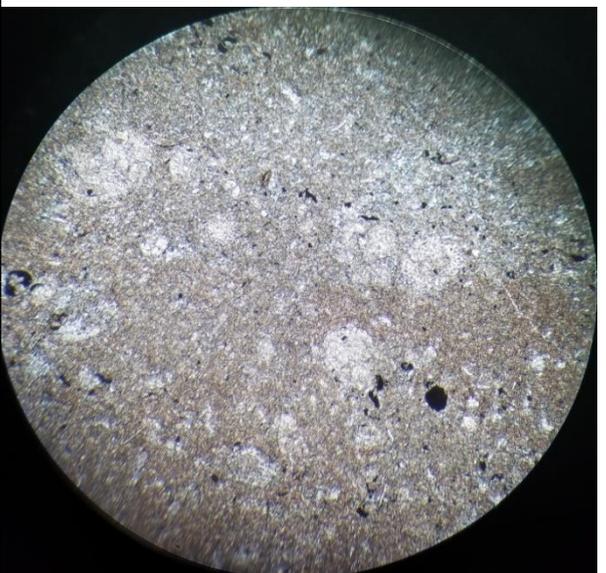
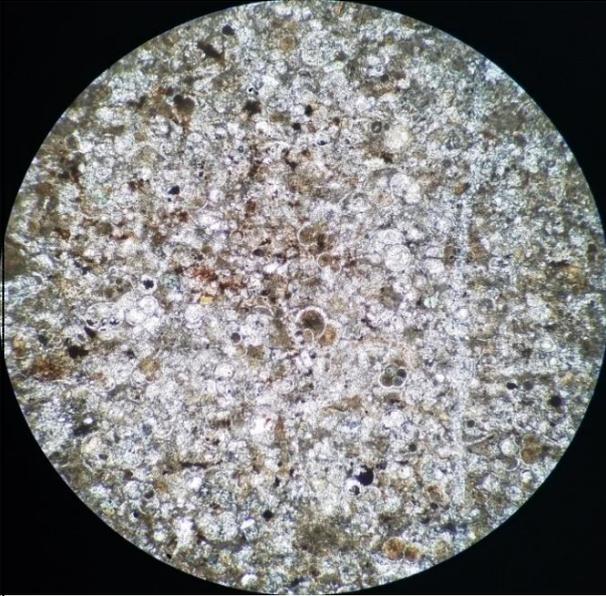
Lame A05	Observation et classification
	 <p data-bbox="938 241 1433 398">Avec un zoomé élevé on peut voir un nano-foraminifère pélagique de l'ordre de grandeur de 10 μm</p> <ul data-bbox="719 517 1412 663" style="list-style-type: none"> - Nous avons observé dans cette lame de la boue microsparite homogène avec des débris d'organites et de des foraminifères pélagiques - On constate l'absence des particules terrigènes
	<p data-bbox="730 853 1077 898">Des foraminifères pélagiques</p>
	<p data-bbox="703 1644 1428 1877">Dans cette lame vue en lumière naturelle sous un microscope optique, de la microsparite caractérise l'ensemble de la lame, avec de rares foraminifères et autres débris de bioclaste ou matières organiques, les cristaux des éléments terrigènes sont presque absents ou bien sont d'ordre des Lutites mais d'un faible pourcentage, sur ces information on peut dire que c'est un calcaire wakston à foraminifères</p>

Tableau : II.4.Photos de la lame A05 prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20

Lame A09

Observation et classification

1mm



- Dans cette lame nous avons observé une abondance des foraminifères pélagiques, famille des globegérinidae
- Des ostracodes et autre lamellibranche sont aperçus
- Absence des concrétions d'algues
- Des plages de recristallisations sparitique
- Comme on constate aussi la dominance d'un ciment sparitique et macrosmatique

Sur ces informations on peut classer cette roche à dominance carbonaté comme un **calcaire Granston à foraminifères pélagique**

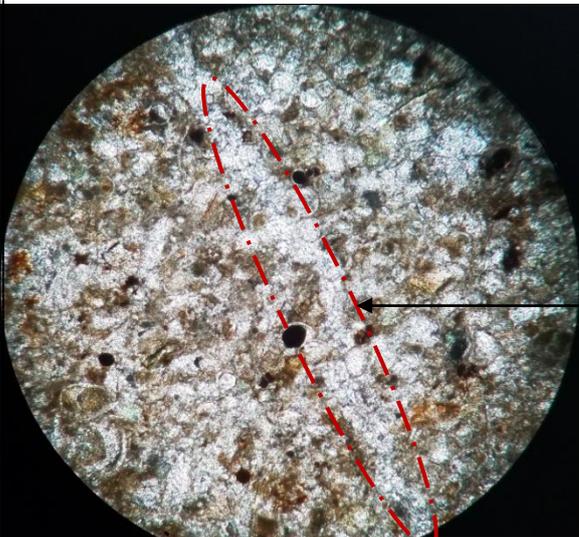
1mm



Coupe transversale d'un ostracode

Concentration des foraminifères globuleuses ; famille des globegérinidae

1mm



Une plage de recristallisation du ciment sparitique en remplissage.

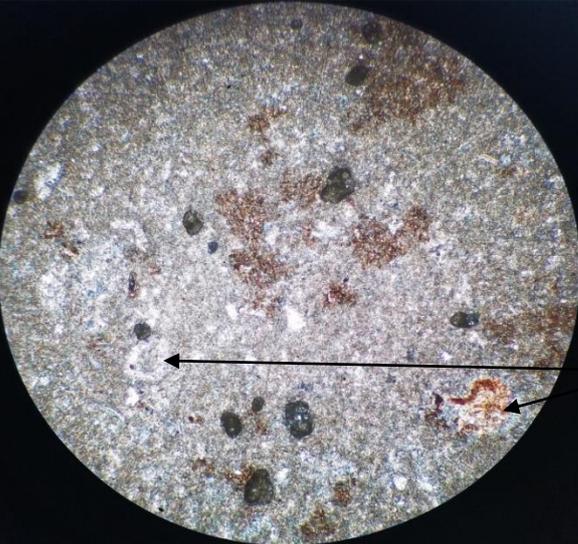
1mm

●Tableau II.5 Photos de la lame A09 prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

Lame A0

Observation et classification

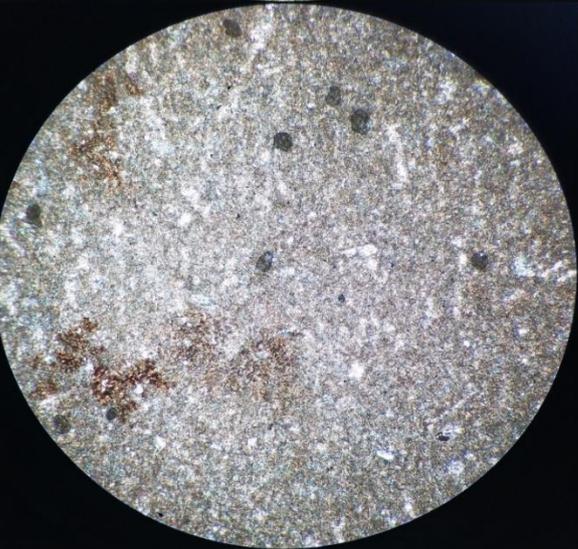
1mm



On observe la présence de la boue micritique et la microsparite, avec une faune raréfiée, seulement quelques foraminifères

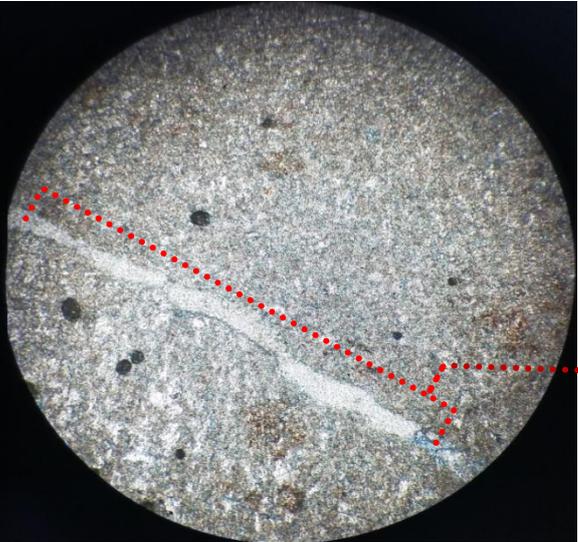
- Absence des cristaux de source terrigènes
- Des plages de recristallisations replis avec des cristaux sparitique ou de la microsparite

Des foraminifères



Dans cette lame les éléments ne dépassent pas les 10%, les carbonate de calcium sont à dominance vue l'absence des éléments terrigènes, on peut toujours estimer les carbonates à plus de 50%, qui permet d'introduire la classification de Dunham et dire que c'est un **calcaire medston**

1mm

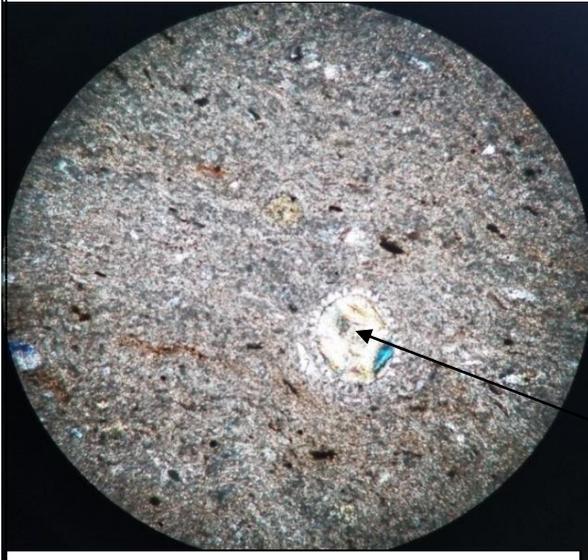


Plage de recristallisation sparitique

Tableau : II.6. Photos de la lame A0 prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

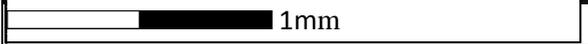
Lame A1 base

Observations et classifications



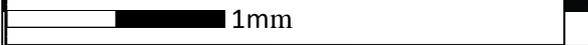
- Nous avons observé une boue micritique, traversée par des plages de recristallisations, dans ces plages le remplissage tardif est sparitique.
- Les cristaux de prévenance terrigène sont presque absents.
- Des algues sont ici présentes, avec des débits d'organites et de foraminifères
- Des sections d'ostracodes sont aperçues aussi
- Le pourcentage des éléments présents tourne dans les 20 à 30%
- Le taux des carbonatée estimé à plus de 50%.

Charophyte ; Oogones des characées, une calcite fibreuse entoure la cavité

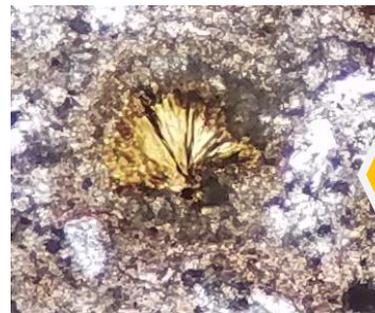


Des foraminifères benthiques

Dans cette lame observée toujours sous un macroscopie optique en lumière naturelle, les indices vont nous permettre de classer cette roche comme un **calcaire wakston à foraminifères, vu que les éléments ne sont pas jointifs**



Des foraminifères pélagiques dans ces plages de recristallisations



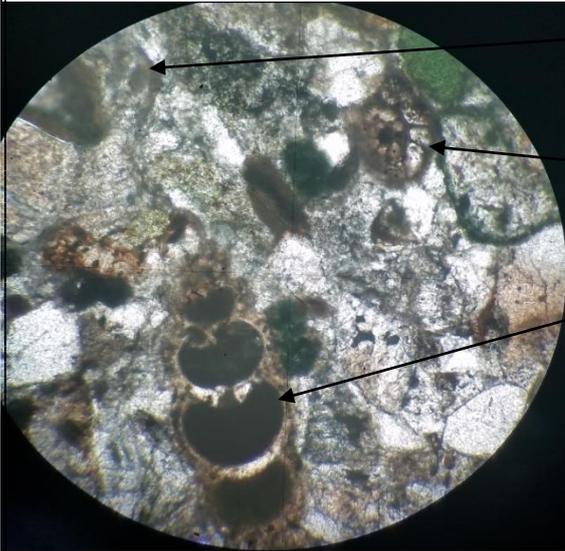
Foraminifère avec un test Calcitique et un remplissage aragonitique (concrétion chimique avec des traces de dolomitisation)



Tableaux : II. 7Photos de la lame A1 base prises au microscope optique vus au grossissement *10 et 20.

Lame A2-1

Observation et classification



1mm

Oolithes d'un milieu calme

Foraminifères benthiques ; orbitolines

Gastéropode avec un test aragonitique

- Des foraminifères benthiques de genres Nummulites
- Des gastéropodes, ostracodes et autres lamellibranches
- Des grande cristaux de calcites qui sont un peut dolomitésé
- Des oolithes de type B des milieux calmes
- Des cristaux de quartz, glauconie et des plagioclases
- Des cristaux de calcites qui sont partiellement dolomitésé
- Avec un ciment sparitique qui reprend tout ça

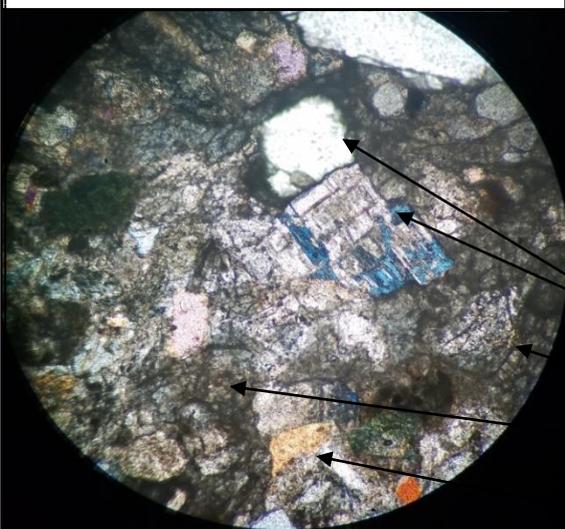


1mm

Valve complète d'un ostracode

Cristaux de quartz transparent et de la glauconie en coulure verte.

Avec ces observations le classement s'avère difficile, d'un coté y a des cristaux d'origine trirègne et de l'autre coté nous avons un pourcentage de carbonate de calcium dans les alentour de 50%. Ici on va appliquer la classification de Dunham en signalant une présence terrigène : **calcaire Granstone à lithoclastes**



1mm

Des cristaux de calcite qui sont un peux dolomitésé

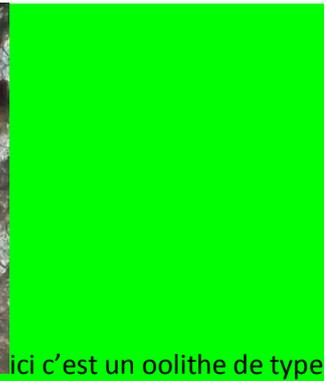
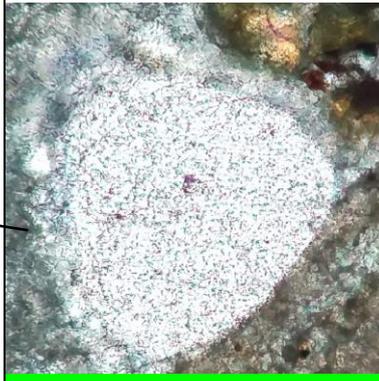
Des lumps et oolithe B des milieux calmes

Orthose vue la macle de Karlsbad

● Tableau II.8 Photos de la lame A2-1 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

Lame A 2-2

Observation et classification

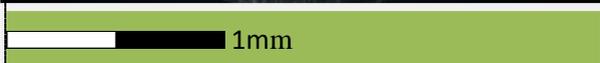


ici c'est un oolithe de type "γ" avec un graine de quartz comme nucleus

Des foraminifères de genres Nummulites



Foraminifère de famille des Orbitoides



Des plagioclases

Des quartzs et de la glauconite

Lumps qui prends ; bahamite et cristaux de quartz

Des lithoclastes composés de cristaux de quartz

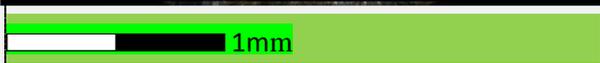
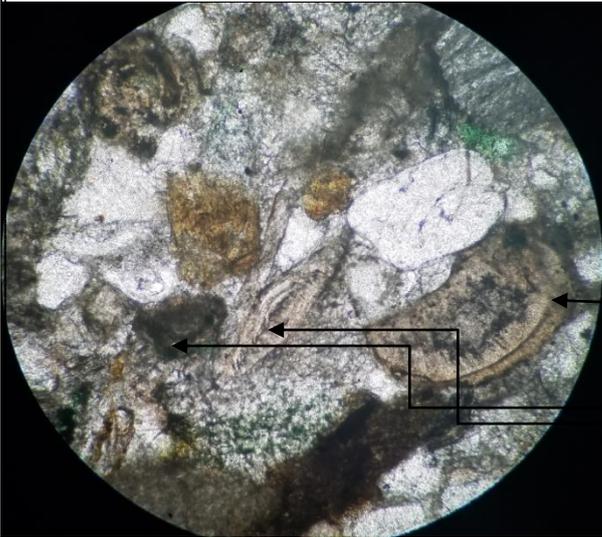


Tableau II.9 Photos de la lame A2-2 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

Suite lame A 2-2

Observation et classification



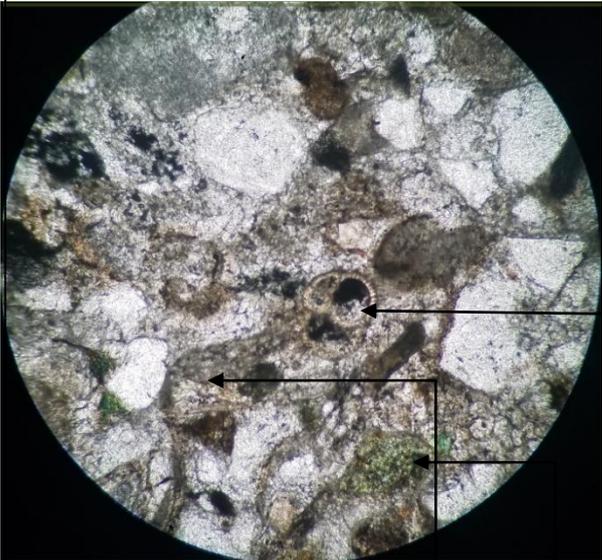
1mm

Pour cette lame qui a suscité beaucoup d'intérêt, nous révèle la présence d'une faune à dominance benthique :

- Des foraminifères ; nummulites, orbitolines taux élevé et des Globigerinoides à un taux faible

Une bahamite d'un milieu calme

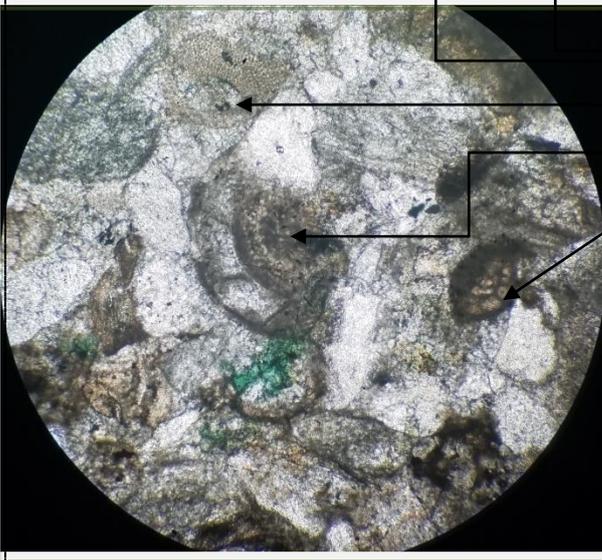
Foraminifères genre nummulites



1mm

- Des lumps, des lithoclastes, des oolites de types γ et des bahamites sont aperçus aussi
- Le ciment est généralement sparitique sauf par endroits là où y avait des bioclaste ou des bahamites qui sont de la micrite
- Des cristaux de calcites sont aperçus aussi
- Des cristaux de quartz, glauconite, plagioclases et probablement d'autres cristaux et minéraux de source terrigènes sont ici présents.

Foraminifères de type des globigérinides qui sont de nature pélagique



1mm

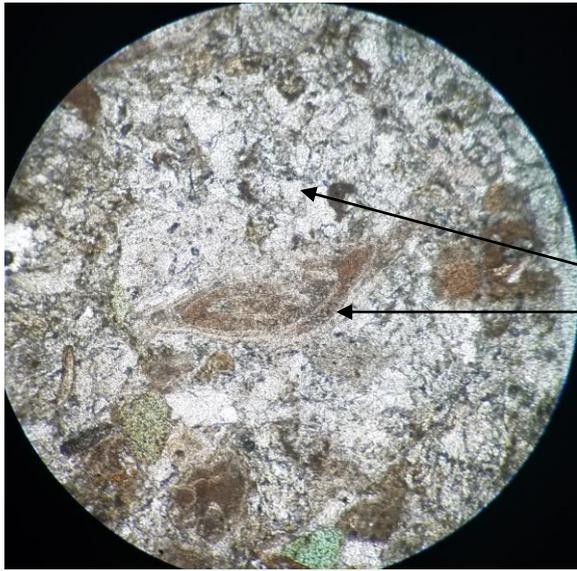
Des orbitolines vues sous de multiples sections qui sont de nature benthique

Sur ces données nous avons toujours estimé que les carbonatés de calcium sont aux alentours de 50%, à dominance des foraminifères benthique d'ordre des, aussi nous avons une dominance du ciment sparitique, donc c'est un calcaire Granstone à foraminifères benthique

●Tableau II.10 Photos de la lame A2-2 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

Lame A 2-3

Observation et classification



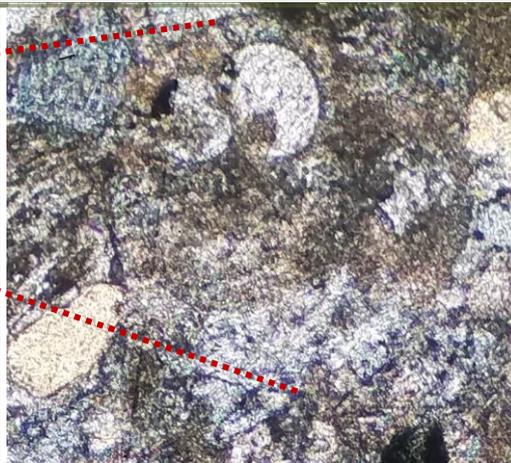
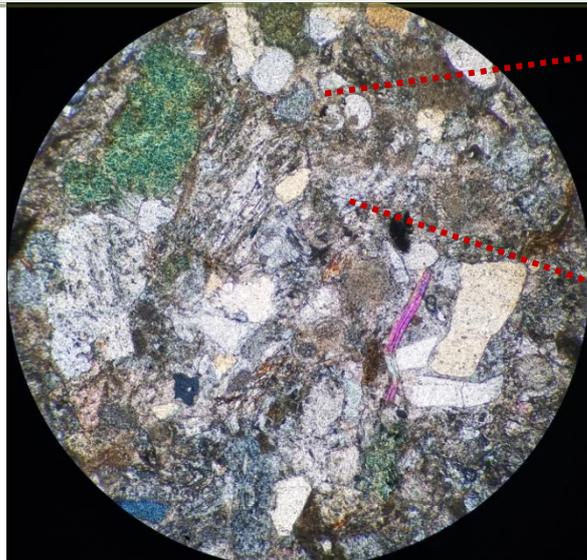
Dans cette lame le ciment dominant est sparitique, la dominance des carbonatés est constaté malgré l'existence des cristaux de quartz, glauconite et plagioclase

Mais à dominance carbonaté donc c'est un **calcaire Granstone à foraminifère**

Foraminifère genre nummulites

Dans cette capture un coupe d'un lamelibranche qui montre ces 2 valves identiques de nature Calcitique, à l'intérieure on voit un foraminifère en remplissage

1mm



1mm

Plagioclase ; de orthose

Lamelibranches (ils peuvent être des ostracodes)

Concrétion alguaire

●Tableau II.11 Photos de la lame A2-3prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

Lame A3

Observation et classification

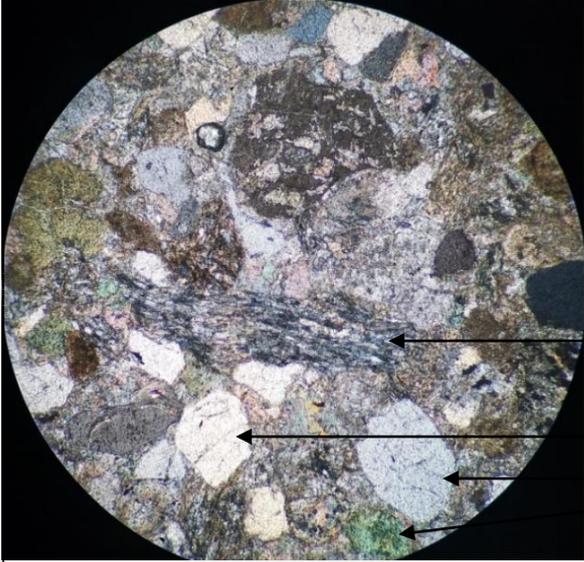
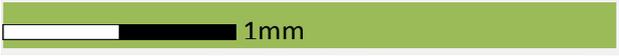
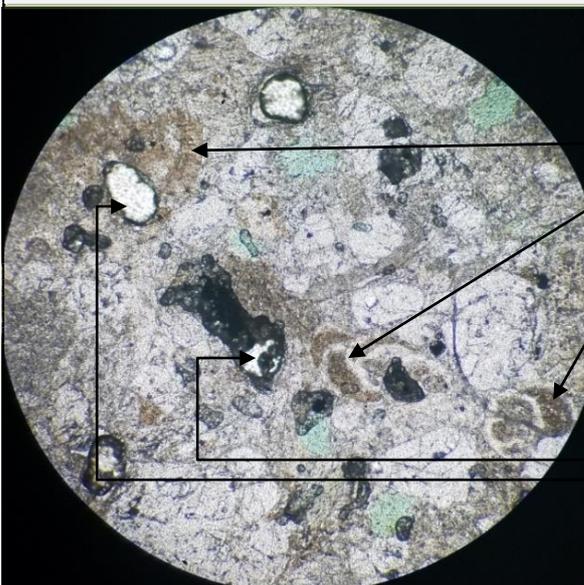


Figure diagénétique

Des cristaux de quartz en blanc généralement et de la glauconite en couleur vert

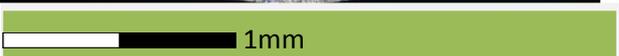


Dans cette lame nous avons observé une dominance terrigène malgré l'existence des carbonates, ici on a un grés-calcaire



Foraminifères benthique

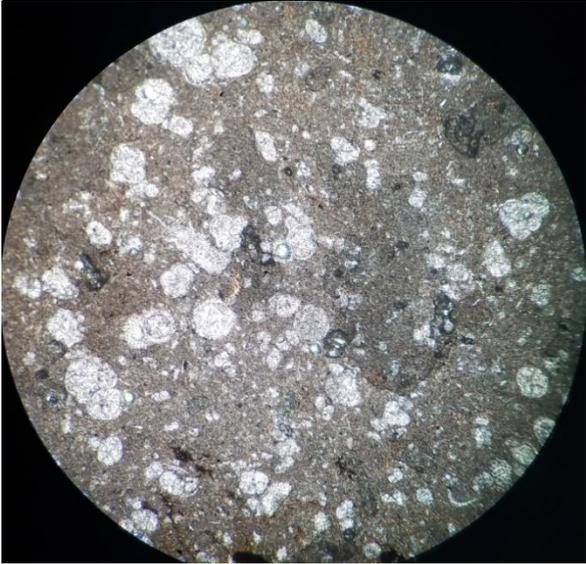
Des plages de recristallisations un remplissage Calcitique (sparitique)



●Tableau II.12 Photos de la lame A3 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

Lame A4

Observations et classifications



1mm

- On observe une bous micritique avec une faune benthique et pélagique.
 les foraminifères sont généralement perforés des globegérinidae

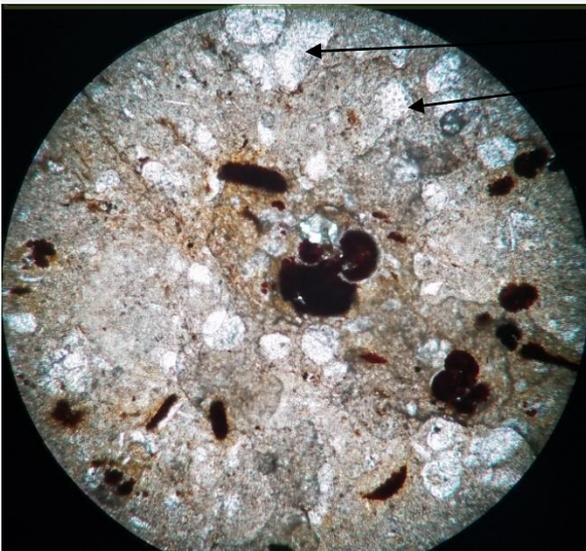
Ici le pourcentage du calcaire peut avoir plus de 50%
 Et aussi les élément ne sont pas jointifs don c'est une calcaire wakstone à foraminifères



1mm

Foraminifères pélagique, genre globigérinedes

Foraminifères benthique parfois complète mais en débits aussi

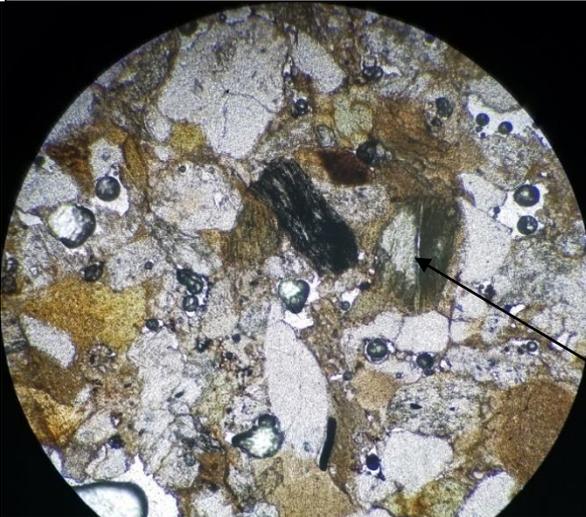


1mm

●Tableau II.13Photos de la lame A4 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

Lame A5

Observations et classifications



1mm

Les éléments dans cette lame sont d'origine terrigène :

- des feldspaths, des orthoses, des quartz
- une cimentation carbonatée
- Des plages de dolomitisation, et des cristaux de calcite dolomités
- Des traces de foraminifères dolomités.

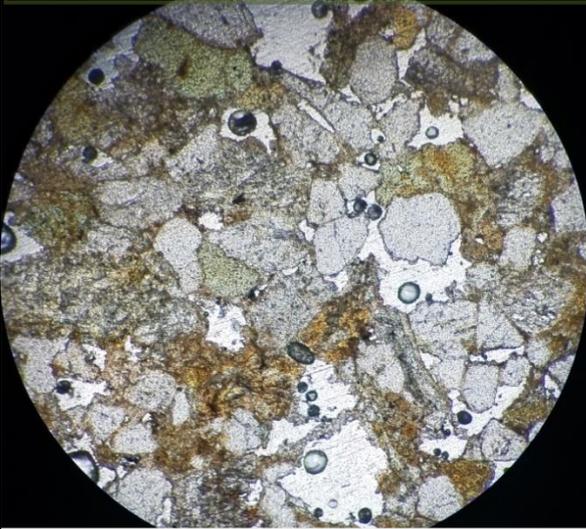
Des plagioclases essentiellement des orthoses
La macle de Carlsbad est observée



1mm

sur cette lame nous avons un grès à ciment calcaire

Des cristaux très dolomités et de la dolomie secondaire dans les plages de recristallisations

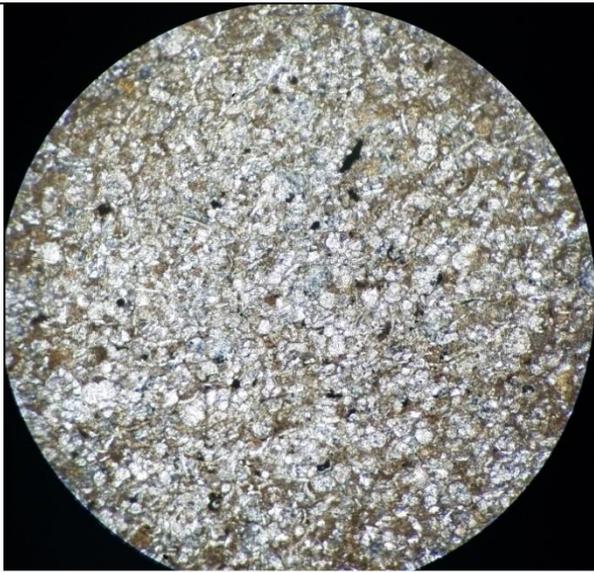


1mm

•Tableau II.14 Photos de la lame A5 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

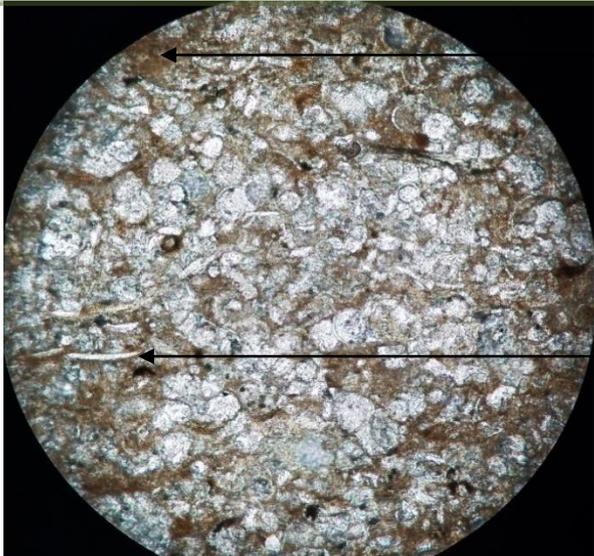
Lame A6

Observation et classification



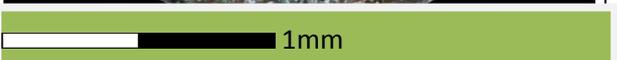
- Présence en masse des foraminifères pélagiques et absence des benthiques.
- Le ciment c est de microsparite
- Les éléments terrigènes sont strictement absents
- Les éléments ici sont génitifs

Pour la classification ; nous avons un taux de carbonates de calcium élevé c'est un **calcaire pakston à foraminifères**



De la boue micritique

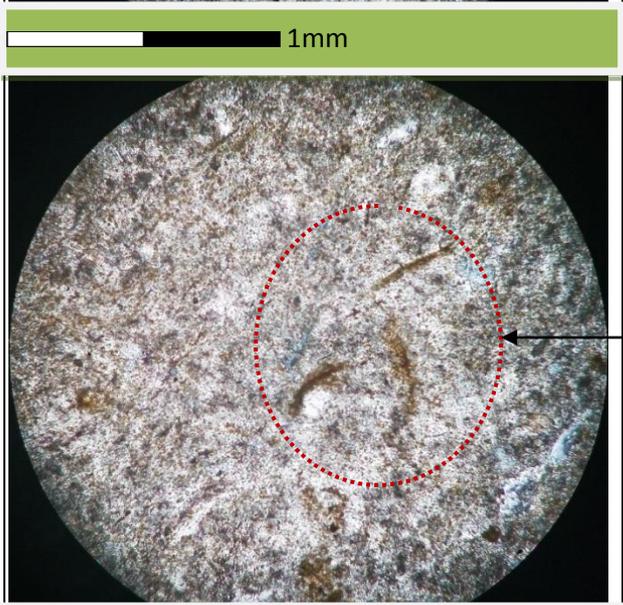
Des lamellibranches ; ostracodes et autres formes



Des foraminifères de type globigérinedes remplis de micrite



● Tableau II.15 Photos de la lame A6 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

Coupe B, lame B1	Observation et classification
	<p>dans cette lame, la microsparite cimente l'ensembles des particules terrigènes et faunistiques qui sont non joignable</p> <ul style="list-style-type: none"> - Des fossiles et des débits de fossile sont aperçus - Quelques foraminifères de types pélagiques des globuleux sont aperçues - Des grands cristaux de calcites et des petits cristaux de plagioclases et quartz sont aperçus - La minérale glauconite toujours aperçue - Une dolomitisation instance caractérise cette lame avec une présence de la dolomicrite <p>Des petits cristaux de quartz, plagioclase et du mica qui son anguleux toujours</p>
	<p>Des traces fossilifères qui sont bien micritisé</p> <p>Cette lame dans lieu à un classement de Dunham typique des carbonate car le pourcentage de ces dernières dépasse les 50%, ici c'est une calcaire wakstone à faune pélagique</p>
	<p>De la glauconite aperçue dans cette lame avec une forme anguleuse</p>

●Tableau II.16 Photos de la lame B1 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

Lame B2

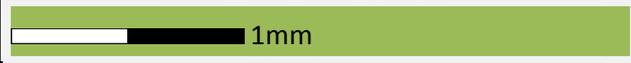
Observations et classifications



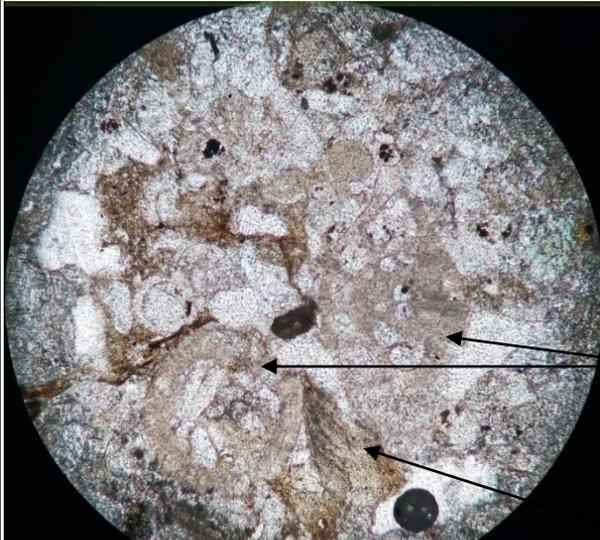
cette lame est caractérisée par un ciment microsparitique à micritique

- Les minéraux terrigènes sont presque absents hormis des rares petits cristaux de quartz et quelque plagioclase
- Une dominance de foraminifères benthique
- Présence des concrétions alguaires
- Les sont partiellement jointifs
- Une présence importante des algues rouge

Des foraminifères benthiques de types Miliolidés et autres benthiques

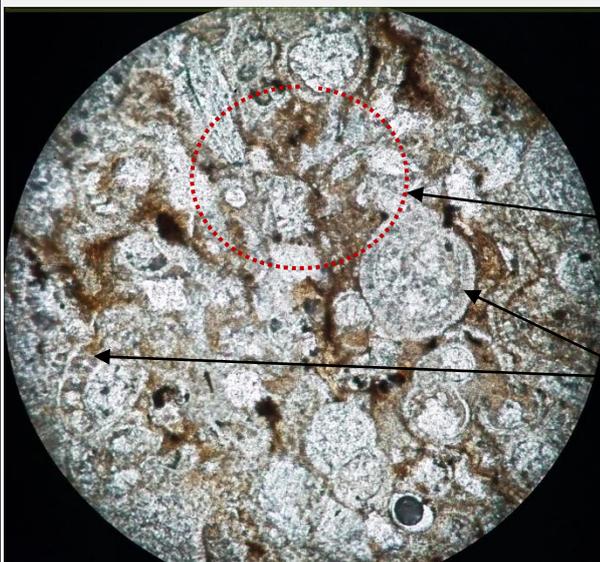


Pour la classification le taux des carbonates va nous permettre de dire que c'est un **calcaire pakston à foraminifères benthique**



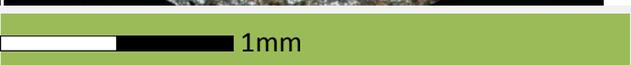
Des foraminifères benthique de type nummulites

Des concrétions alguaire (des algues rouges)



Plages dolomicritique

Des foraminifères de la famille des ALVEOLINES



●Tableau II.17 Photos de la lame B 2 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10

Lame B3

Observations et classifications



dans cette lame le ciment est complètement de la Sparite

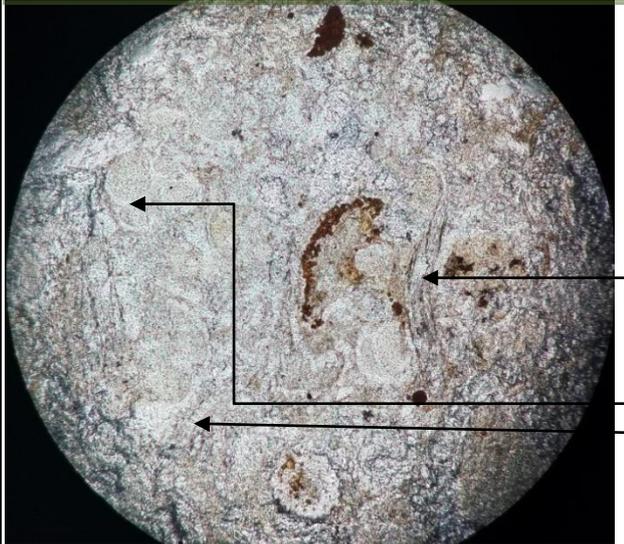
- Des pellettes fécales ont été aperçus
- Des concrétions algaies
- Des foraminifères essentiellement pélagiques avec des rares benthiques
- Une absence de cristaux de prévenance terrigènes
- Quelques cristaux calcites de recristallisations sont aperçus
- Les éléments ne sont pas jointifs dans cette lame

Des pellettes fécales

Pour la classification, nous avons un taux de carbonates de calcium est élevé ; c est un **calcaire wakstone à foraminifères pélagiques**.



Des foraminifères pélagiques globuleux
Des concrétions algaies



Des concrétions algaies (algues rouges)

Des foraminifères pélagiques est quelques benthiques



●Tableau II.18 Photos de la lame B 3 prises au microscope optique vus au grossissement *20 et 10.

II.4. Analyse séquentielle et détermination des environnements de dépôt

II.4.1. analyse séquentielle de la coupe(A)

Dans ce travail le découpage séquentiel est préposé comme suite ; dans la coupe(A) nous avons deux logs stratigraphiques :

- 1) Le log (A-1) d'une longueur de 100 m représente la formation dite conglomératique (m2b Co), d'âge Burdigalien Terminal (Gelard ; 1970, 1974).
- 2) Le log (A-2) d'une longueur de 120m, représente la partie basale de la formation (m2b) molassique, d'âge toujours Burdigalien Terminale (Gelard ; 1970,1974).

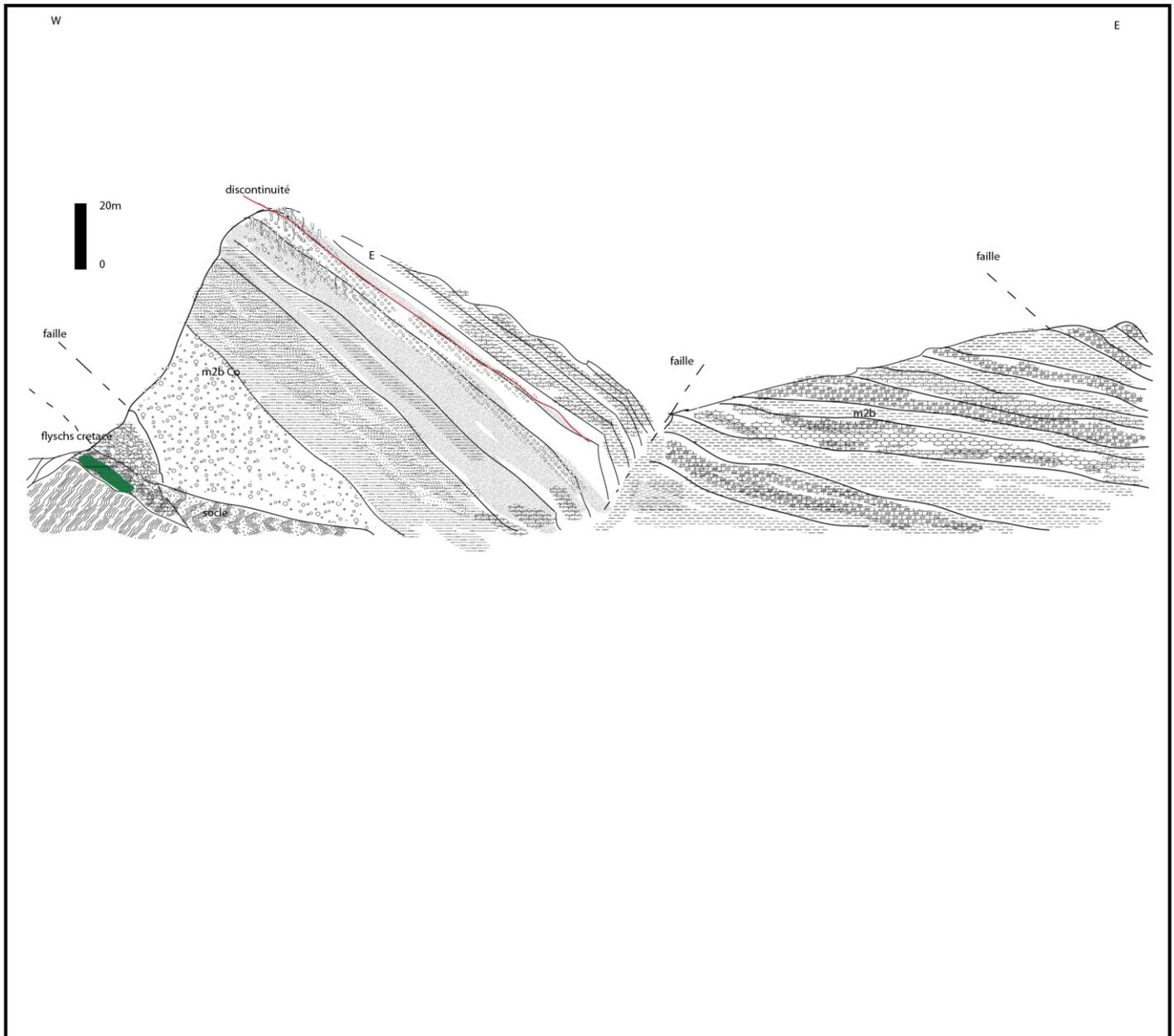


Figure : II.14. schéma panoramique montrant la coupe A

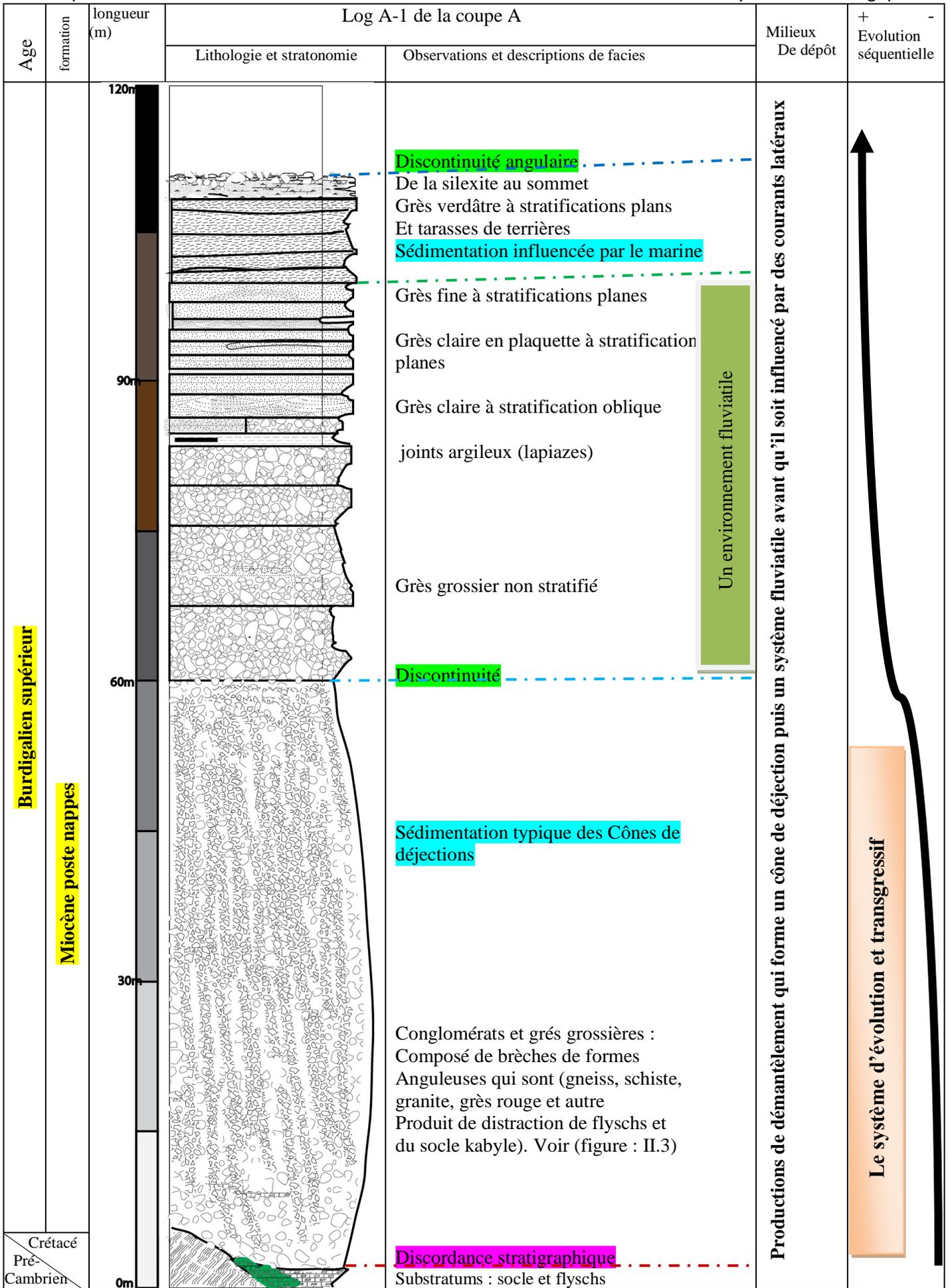
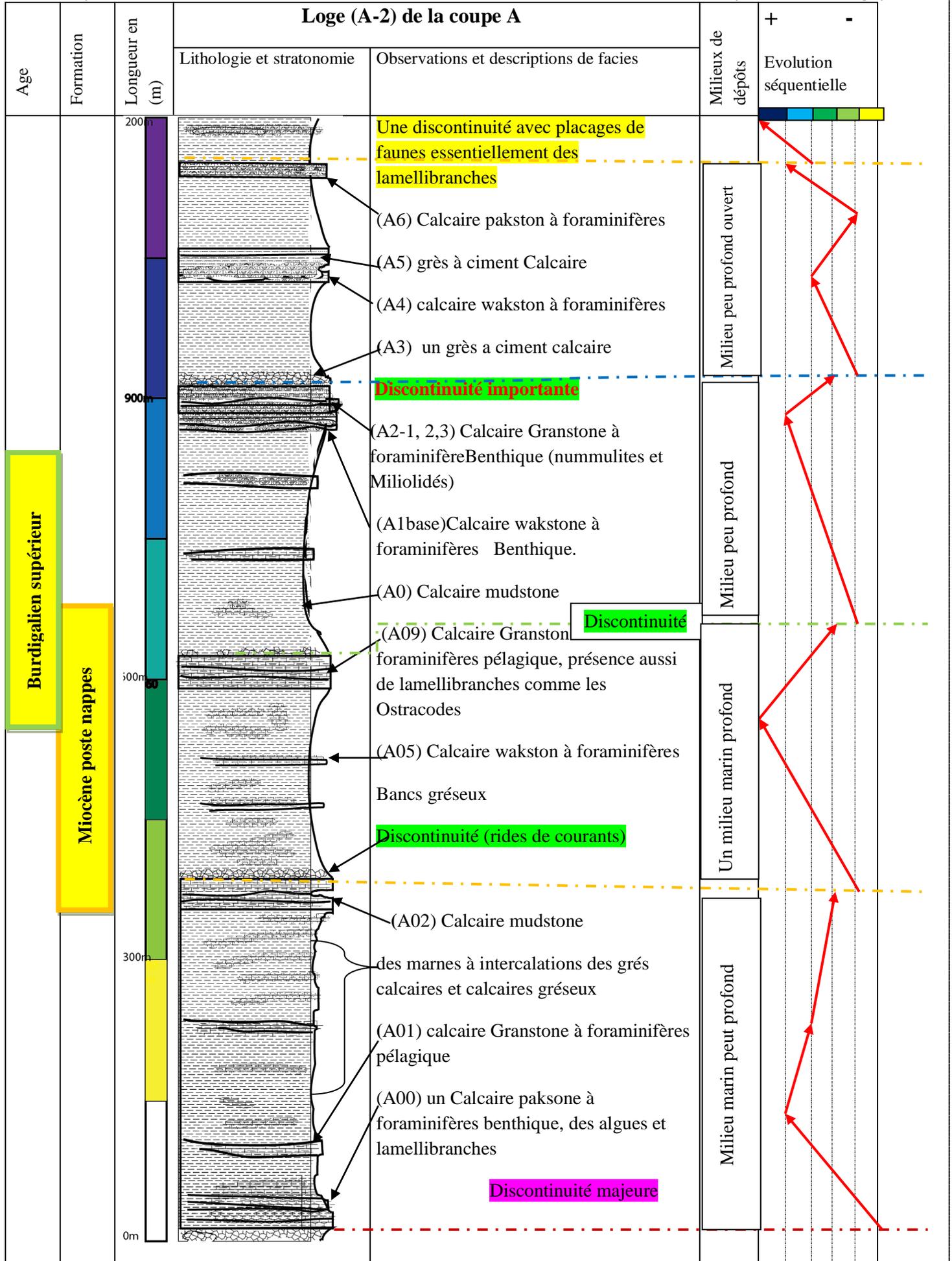


Figure : II.15. Log stratigraphique A1 de la coupe A



II.4.2. discussions et décryptages des milieux et environnements de dépôt dans la coupe(A)

Les levés effectués sur le terrain et les analyses des lames minces, nous ont permis le décryptage des milieux de dépôt et la reconstitution partielle des environnements.

- ✓ Dans la première partie de la coupe(A), voir (log A-1) la sédimentation comme elle a été déjà décrite est de nature conglomératique à la base, nourrie des produits des démantèlements du socle kabyle et des flyschs crétacé nord kabyle, elle donne la forme d'un **cône de déjection**. A 80m la sédimentation devient gréseuse avec des stratifications obliques, mais aussi un granoclassement formant une séquence fluviatile, sur la coupe les dépôts fluviatiles sont d'une épaisseur estimée à 45m, mais elle change latéralement pour former des corps lenticulaires. Sur ces dépôts fluviatiles viennent des sédiments gréseux en plaquettes caractérisés par une présence faunistique marine ; généralement des traces d'habitat et des terrières, typiques des plaines alluviales et probablement influencés par le marin, vu que ces dépôts ont un aspect des cordons littoraux et la vient une discontinuité importante voir les figures (II.4 et II.7) sur quoi se déposent des marnes caractéristique d'un début d'une transgression marine.
- ✓ Au sommet donc sur cette discontinuité importante des blocs isolés de la Silexite, voir (figure II.6) ont été repérés, ces derniers nous rappellent croisement des blocs de silexites signalés par plusieurs auteurs, au sommet des dépôts OMK (Oligo-Miocène kabyle). voir (chapitre I)
- ✓ Dans la deuxième partie de la coupe(A), voir (log A-2) notre analyse est plus approfondie, puisque nous avons additionné les levés de coupe sur le terrain avec les observations des lames minces, faites sur des échantillons prélevés dans des endroits bien ciblés et aussi caractéristiques, le long de cette coupe.
- ✓ Sur le sommet de la formation (m2b Co), comme nous l'avons déjà mentionné le franchement marin vient avec des dépôts marneux et marnocalcaires, sur cette zone, voir (figure II.7) nous avons prélevé notre premier échantillon exprimé dans la lame mince (A00), sur la quelle nous avons observé avec un microscope optique en lumière naturelle et polarisée, un contenu faunistique caractéristique des milieux marins peu profonds et relativement chauds, insérés dans une boue micritique voir (tableau II.1).
- ✓ La classification de Dunham a été établie, puisque le taux des carbonates est estimé à plus de 50% ; Alors un calcaire Paksonne à foraminifères essentiellement benthique, mais une présence des foraminifères pélagique est constaté aussi, pour cela on estime que nous sommes dans l'intertidale.
- ✓ En montant verticalement d'environ 100m dans la série, les dépôts deviennent plus marneux avec une intercalation des bancs calcaires décimétriques à partir desquelles la lame mince (A01) a été réalisée, voir (tableau II.2). ici nous avons un calcaire Granstone à foraminifères pélagiques ; nous sommes dans un milieu plus profond qui avance même vers une supposée construction récifale, la présence des algues est les différents types de lamellibranches confirment cette hypothèse, que nous sommes toujours dans un contexte transgressif.
- ✓ A 400m la sédimentation prend une autre forme, à l'œil nu c'est un calcaire gréseux à ciment argileux, sur la lame mince observée en lumière naturelle et polarisée voir (lame A02) dans le tableau (II.3) ; de la microsparite a été observée sur toute la lame avec quelques débris de foraminifères et probablement des nanofossiles dont le taux est inférieur à 10%. ici nous l'avons classé comme un calcaire mudstone et juste à quelques mètres des bancs de grès à ciment calcaire avec une surface gondolée et bioturbée ont été observés, c'est une discontinuité, sur le plan environnement, on peut dire que nous sommes dans le supratidale donc un contexte régressif.
- ✓ A 500m la sédimentation redevient marneuse avec des intercalations calcaires et absence des particules terrigènes, voir (tableau II.4). ici c'est un calcaire wakstone à foraminifères benthique, typique des zones intertidales c'est un autre épisode transgressif qui vient de commencer.
- ✓ A 600m les analyses de terrain conjuguées avec ceux au laboratoire nous ont révélés des résultats suivants, voir le tableau (II.5) et les observations faites pour la lame mince (A09) ; une faune pélagique caractérisée

- Chapitre II.....Analyse sédimentologiques
- par les foraminifères de la famille des globegérinidae, avec une absence curieuse des algues, à l'œil nu nous avons observé un calcaire jaunâtre et blanchâtre à la cassure avec des figures de base de bancs, voir (figure. II.10.F), ici c'est un calcaire Granstone à foraminifères pélagiques qui signifie que le milieu est marin profond ; c'est un environnement circalittoral (marin ouvert), la transgression est plus forte dans cette épisode.
- ✓ Une discontinuité est localisée à 660m, voir (figures. II.8), un banc de grès-calcaire d'une épaisseur métrique coiffe ce membre, qui se caractérise par des alternances marnocalcaires. Du point de vue entérinement c'est une régression brutale.
 - ✓ A 700m le calcaire mudstone à foraminifères voir (lame A0) revient pour ce dépôt dans un environnement peu profond vu les intercalations des calcaire à ciment argileux, mais l'absence des dépôts terrigènes nous laisse supposer un modèle géodynamique qui va être exposé dans le chapitre IV.
 - ✓ Les sédimentations qui viennent sont des marnes verdâtres avec des intercalations des bancs de calcaire décimétrique.
 - ✓ A 800m c'est un calcaire wakstone à foraminifères benthique, avec une présence des algues et des lamellibranches voir le tableau (II.7), ici l'environnement supposé c'est l'infralittoral, car la transgression est continue.
 - ✓ A 900m, sur le terrien, nous avons rencontrés des calcaires gréseux en plaquette voir (figure : II.9), mais aussi des niveaux de calcaire d'une couleur blanchâtre, avec des nummulites, des Orbitoides et des gastéropodes, que nous avons peu reconnaître sur les lames minces ; voir les tableaux (II .8.9.10.11) et les observations faites sur les lames (A2-1-2-3), aussi une présence curieuse des oolithes de type τ , qui caractérise les milieux calmes. mais en avançant latéralement dans l'échantillonnage, le milieu change partiellement car la présence des bioclastes et des lithoclastes est constaté. Dans ce niveaux aussi des particules terrigènes ; des quartzs, plagioclase et glauconie ont été observés dans les lames minces, tout ça laisse supposé un environnement un peu spécifique comme un haut fond ou plutôt un soulèvement topographique dans un milieu marin profond.
 - ✓ Une discontinuité marquée par la présence d'un banc métrique d'un grès à ciment calcaires ; voir lames(A3) dans le tableau (II .12) avec les caractéristiques typiques d'un arrêt sédimentaire, mais qui ne suppose pas une régression, ici cette anomalie va être signalé seulement car elle va être traitée sur le plan structurel et géodynamique dans les deux chapitres suivant.
 - ✓ Un approfondissement constaté à 1000m voir lame(A4) puis un autre épisode de retrait et/ou relèvement tectonique voir lame (A5) pour ensuite revenir dans un autre épisode d'approfondissement voir lame(A6), un épisode d'arrêt de sédimentation est marqué par un placage de faune, puis le milieu devient marin ouvert.
 - ✓ Sur cette analyse exprimée dans les logs (1et2) de la coupe A ; l'évolution s'appert d'une façon conforme (évolutions en conformité)

II.4.3. analyse séquentielle de la coupe(B)

Sur un log de 300m, un levé de coupe a été effectué et pour permettre une analyse séquentielle plus approfondie, le travail de terrain fut soutenu par une analyse des lames minces faites à base des échantillons qui sont prélevés dans des zones cibles sur la coupe(B).

Sur le plans stratigraphique la coupe B est située dans le Burdigalien terminale dans la formations dite molassique nommée (m2b), Gelard ; (1970, 1974). Voir (figure : II.1)

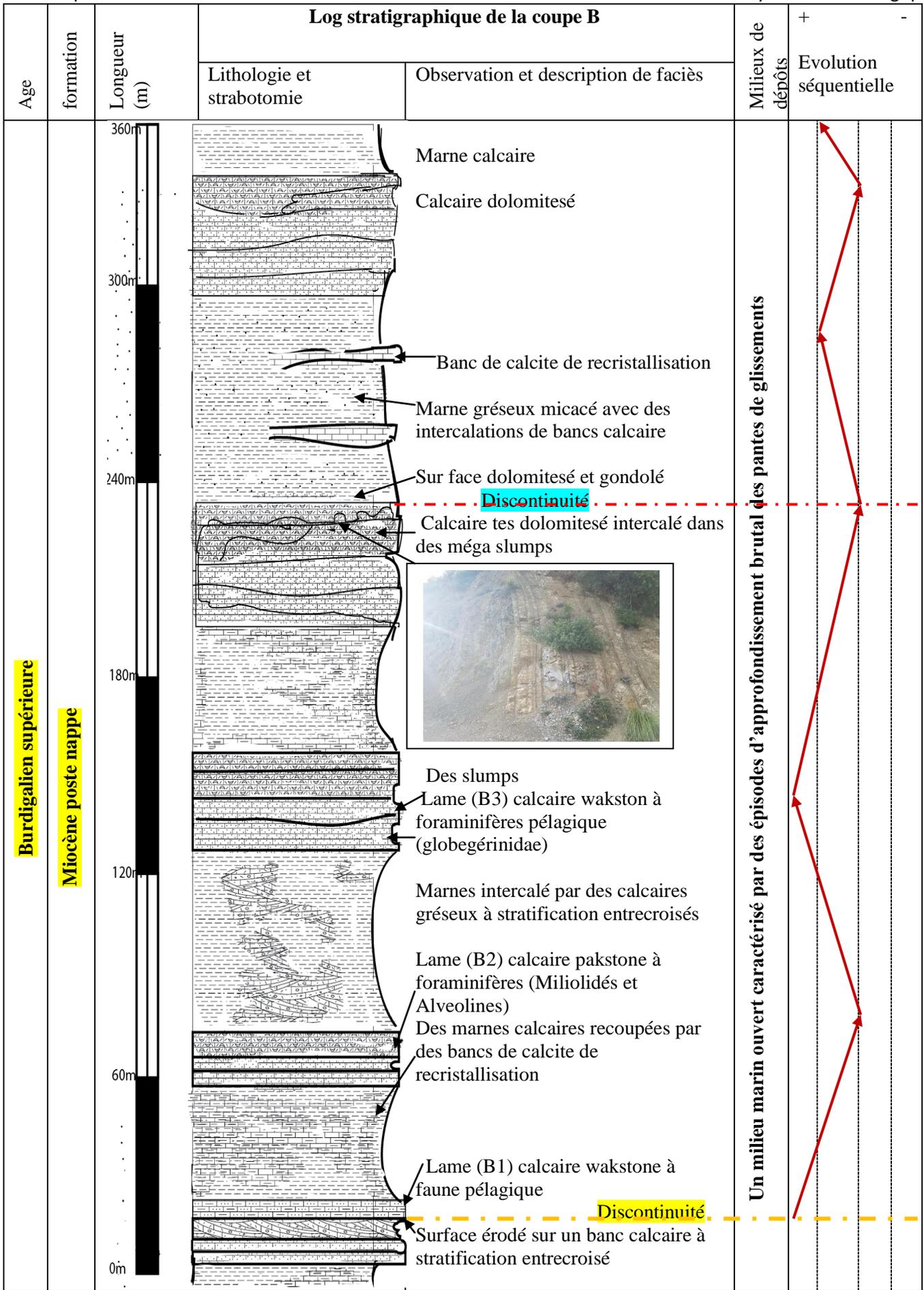


Figure : II.17. Log B stratigraphique de la coupe B

II.4.4. discussions et décryptages des milieux et environnements de dépôt dans la coupe(B) :

Dans cette partie l'évolution est conforme, généralement le milieu de dépôt est circalittoral, avec un balancement du au phénomène de subsidences est des comblements, avec une présence de courants sous marine qui ont engendrés des dépôts calcaires avec des stratifications entrecroisé. Les marne gréseux micacé sont du à l'influence continentale ou à des cas d'érosions sous marine causés par des mouvements tectonique ; voir (chapitre IV), les méga slumps et les zones turbiditiques sont constatés dans deux cas ; dans un cas d'approfondissement directe, position de la lame mince (B3) voir (tableau.18). Dans le deuxième cas c'est un épisode de régression, l'explication logique réside dans la géodynamique de cette zone et le bassin en général, à savoir la création des pentes de glissements dans les deux cas différents, extension et compression. Ici le bassin est suffisamment profond ou du moins localement.

II.5. Les connaissances acquises dans les analyse biostratigraphique et paléogéographie faites dans Miocène du bassin de Tizi Ouzou :

L'analyse biostratigraphique réalisée dans le bassin de Tizi Ouzou (Denis-Courme ,1983) Taguersift_ Freha, Makouda et Naciria) fait ressortir, deux cycles élémentaires qui se suivent dans le Miocène. Le passage de l'un à l'autre correspond au sommet de la zone N8 de Blow ou Langhien inférieur.

Le premier cycle qui s'étend pendant toute la zone N8, se caractérise par une période de forte instabilité attestée par l'abondance des dépôts conglomératiques et le faciès molassique .Le second cycle correspond à la période s'étendant du sommet de la zone N8 à la base de la zone n15.

Du point du vue paléogéographique, deux périodes se distinguent (Denise –Courme, 1985) ce sont ;

_ Au Langhien inférieur (zone N8) : La transgression marine s'effectue dans un vaste bassin limite au Nord et à l'Est, par des terres émergées (actuellement constituées par des unités numidiennes, d' Afir et de Dylles) et au Sud par le socle paléozoïque Kabyle .Les apports détritiques sont très important (conglomératique et grés).Ils correspondent au démantèlement des zones émergées. Des incursions franchement marines y déposent des marnes à Sicanus .Le milieu n'est jamais très profond, mais ouvert sur le domaine marin franc situé au Nord. Des zones plus éloignées du rivage sont abritées des dépôts grossiers de type conglomérats. Durant cette période, cette région connaît une activité tectonique d'intensité variable , Presque constante ; ce qui explique d'une part les épandages conglomératiques à la base du Miocène (Coupe de Makouda, Taksebte) du cycle inférieur , la présence de coulées volcaniques dans ce cycle , le plissement de la série du premier cycle , et enfin la transgression et discordance du cycle supérieure sur le cycle inférieur .A la fin du Langhien inférieur (zone N8), la partie septentrionale du bassin de Tizi Ouzou est émergée. La transgression arrive par le NW et des dépôts grossiers marquent les dépôts de se cycle supérieur .Ils sont suivis d'une sédimentation marneuse avec existence de hauts fonds .Les dépôts grossiers y alternent avec des dépôts plus fins à Lamellibranches Gastéropodes et Foraminifères benthiques. Sur la bordure du socle kabyle (coupe de Taksebte) se développent des faciès grossiers peu épais ; ils sont suivis de grés riches en macrofaune caractéristiques d'un faciès côtière, ou de faciès carbonatés à caractère sub-récifal. On peut dire que le bassin avait atteint son profil d'équilibre ce qui explique l'absence ou la démissions des apports terrigènes.

Du Langhien supérieur (zone N9) au Serravallien (N13) : les faciès marneux sont largement dominants (faciès marin franc) sauf dans la partie orientale du bassin ou les apports détritiques fins sont encore présents, ce qui indique soit une érosion active dans cette région, soit que le bassin commence à se combler par l'Est, ou à se soulever dans sa partie orientale

Enfin, à la fin du Serravallien __ base de Tortonien (zone N14 base zone N15), le bassin de Tizi Ouzou est devenu un milieu restreint. Les faciès qui sont de mer ouverte franche et toute la partie orientale du bassin subit une émergence .Le Tortonien n'est connue que plus à l'ouest et l'émergence et par conséquent la région gagne de plus en plus l'ouest. A la fin du Tortonien, tout le bassin de Tizi Ouzou est émerge.

Chapitre II.....Analyse sédimentologiques
Ces dépôts sont affectés de plis à grand rayon de courbure, témoins d'une phase tectonique avant le cycle Messénien (dernier cycle miocène du littoral algérien), du moins avant le dépôt du Pliocène horizontal du bas Oued Issir, puisque le Messénien est absent en Kabylie.

Il demeure qu'en considérant les zones où le Néogène est plus complet, à l'exemple du Bassin du Cheliff cette phase de déformation se situerait au Tortonien (Delteil, 1974 ; Lepvrier et J.Magné, 1975).

II .6. Analyse comparative et positionnement stratigraphique de la zone d'étude :

Les résultats obtenus dans la présente étude sédimentologique nous permettent de soulever quelques remarques.

- Dans notre zone d'étude la sédimentation passe d'un environnement purement continental à un environnement littoral puis franchement marin, ce passage est marqué par des phases tectoniques distansives ou compressives, bien qu'ici nous sommes encore au Burdigalien supérieur d'après (Gelard ; 1970, 1974), et notre étude a révélée l'existence des niveaux nummulitiques et autres foraminifères voir (les tableaux ; 1,2 ,18), qui peuvent nous renvoyer à des âges plus anciens, à savoir Oligocène-Miocène.
- Si on admit que nous sommes dans la tranche d'âge Aquitaniens-Burdigaliens, dans ce cas on va parlé d'une individualisation diachronique du bassin de Tizi-Ouzou ou du moins dans la bordure Nord du bassin, ce qui va induire inéluctablement un remplissage diachronique, notamment au début de l'ouverture du bassin.
- Sur le plan sédimentologique quatre grandes phases sont distinguées ; Une première phase avec une sédimentation typique des cônes de déjection qui dessine le premier membre dans la formation (m2b Co), voir (figure : II.15). Une deuxième phase qui suit dans laquelle la sédimentation fluviatile prend place, cette dernière est brutalement interrompue, c'est une marie que vient changée la forme des dépôts mais pas la nature car elle reste toujours gréseuse voir Log stratigraphique (A-1) dans la (figure : II.15). Une troisième phase avec une sédimentation marine peu profonde typique des zones ; supralittoral, médiolittoral à infralittoral, voir (figure : II. 16). Une dernière phase avec un milieu marin relativement profond et abrupte avec une sédimentation caractéristique d'un domaine circalittoral, argumenté par la présence des dépôts turbiditiques qui ont un aspect flyschs, voir (figures : II.12, 13et17).
- D'après ce que nous avons pu analyser comparativement aux résultats des études précédentes faites sur le bassin de Tizi-Ouzou, l'ouverture du bassin commence par l'Est, car notre zone d'étude est située sur la bordure Est du bassin et la nature des dépôts est significatif d'un environnement abrité ce qui a permis le dépôt des carbonates de calcium malgré une activité tectonique intense.

II .7. Conclusion :

L'analyse sédimentologiques opéré dans le cadre de ce travail, nous a permet de comprendre la typologie des sédiments ainsi que la distinction des environnements, comme nous avons constaté la possibilité d'une étude biostratigraphique, grâce aux contenu fossilifère disponible, notamment la présence des genres de foraminifères ; des Alveolinidés, Globigerinoides, nummulites, Miliolidés ...

La présence des carbonates du calcium est probablement la conséquence un ensemble de paramètre qui s'est réuni ; en partie nous avons un substratum carbonaté à savoir les flyschs créacé, car dans notre zone un contact et une proximité avec les calcaires et marnes du Sénonien supérieur (les Phtanites) et le Cénomano-Turonien qui est aussi carbonaté, donc une supposée alimentation peu existé et vu que la mer est peu profonde, on va avoir une précipitation des carbonates. L'existence aussi du volcanisme miocène au nord du bassin va rendre d'une part la température des eaux élevée et de l'autre part une possible alimentation aussi du CaCO_3 , c'est tout ça qui a favorisé le développement faunistique et la prolifération d'une vie aquatique (algues, lamellibranches, gastéropodes, foraminifères, échinodermes), tout ca va favoriser la production, la précipitation et la construction des calcaires. Aussi l'apport terrigène est relativement faible car les constituants observes sont généralement anguleux donc ils n'ont pas subits un transport fluviatile, mais plutôt de l'érosion localisé, ce qui va nous ramené à conclure que l'apport fluviatile est faible et cette faiblesse est due soit au climat ou bien à la superficie des terres émergées. C'est tout ca qui a favorisé l'existence des dépôts calcaire sur un plan, mais la nature du bassin et sa structuration va jour aussi un rôle important, c'est ce qu'on va découvrir dans le chapitre suivant, intitulé ; étude structurel et analyse géodynamique.

CHAPITRE III

ETUDE STRUCTURALE

CHAPITRE. III : ETUDE STRUCTURALE**III.1. Introduction****III .2. Généralités sur classifications et les systèmes failles****III.2.1. Définitions et classifications d'une faille****III.2.2. Caractéristiques physiques d'une faille****III.2.3. Analyse dynamique des failles****III.2.4. Failles inverse et décrochements****III.2.5. Failles normales****III .2.6 Failles de décrochements****III. 3.Etude de cas : approche structurale****III. 3.1. Description de la déformation à l'échelle régionale****III.3.2. Description de la déformation de zone étudiée****III.3.2.1. Coupes géologiques réalisées sur la carte, complétés par les observations de terrain****III.3.2.2. Typologie des déformations dans la zone d'étude****III.4. Les contacts anormaux : les discordances****IV. Conclusion**

III.1. Introduction :

La zone d'étude peut être considérée comme la bordure Nord du bassin, ce qui suppose des contacts avec des formations sous-jacentes, sur le plan sédimentologique ces contacts ont été mis en évidence. Sur le plan structural notre terrain est situé à l'intérieur d'un grand couloir de faille (accédant de Souama-Tigzirt), d'orientation NO-SE, décrochant senestre avec une composante verticale (Saadallah, 2016), ce qui va nous amener à élaborer une hypothèse qui explique ce modèle de déformation.

III.2. Généralités sur classifications et les systèmes failles

III.2.1. Définitions et classifications d'une faille

III.2.1.1 Analyse géométrique des failles

Une faille est une fracture de cisaillement macroscopique accompagnée d'un glissement des blocs de part et d'autre du plan de faille. Les failles s'observent à toutes les échelles, soit à l'échelle de la lame mince, de l'affleurement ou à l'échelle régionale. La faille sépare le volume rocheux en deux blocs : le **toit**, qui correspond au bloc situé au dessus du plan de faille, et le **mur**, situé sous le plan de faille (figure 1). Les surfaces du mur et du toit au contact avec le plan de faille sont parfois polies lors du glissement le long de la faille ; on appelle alors ces surfaces polies des miroirs de failles. Le vecteur-glissement, soit le rejet réel de la faille, correspond à la ligne de séparation entre deux points situés sur le mur et le toit et qui étaient initialement contigus. Des stries ou rainures peuvent se développer parallèlement au vecteur-glissement sur la surface de faille.

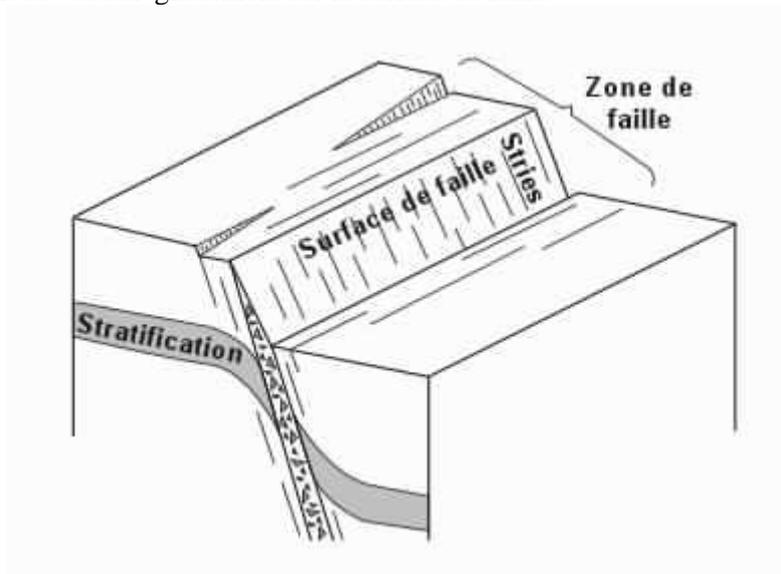


Figure : III.1. Anatomie d'une faille.

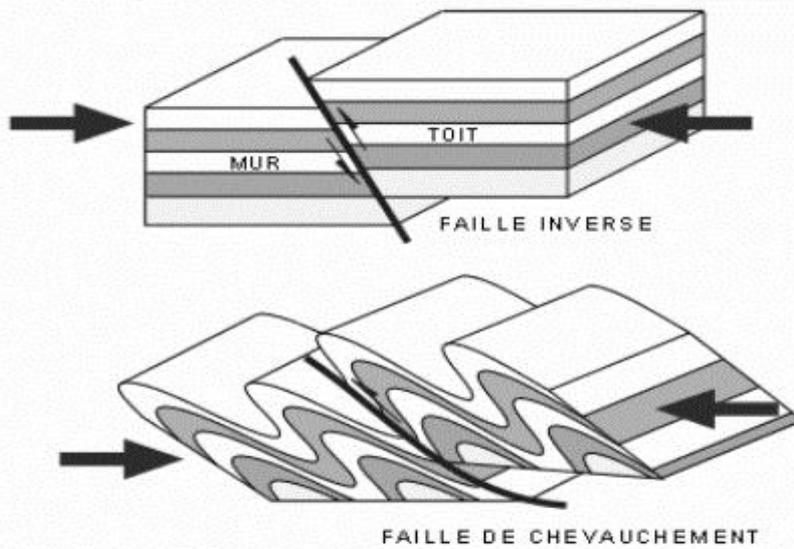
III.2.1.2 Les types de failles

Le domaine de la tectonique cassante est restreint aux niveaux superficiels de la croûte, là où la déformation est dominée par la fracturation. Le régime tectonique régional, en compression, en extension ou en coulissage, sera responsable de la géométrie et de la cinématique des failles.

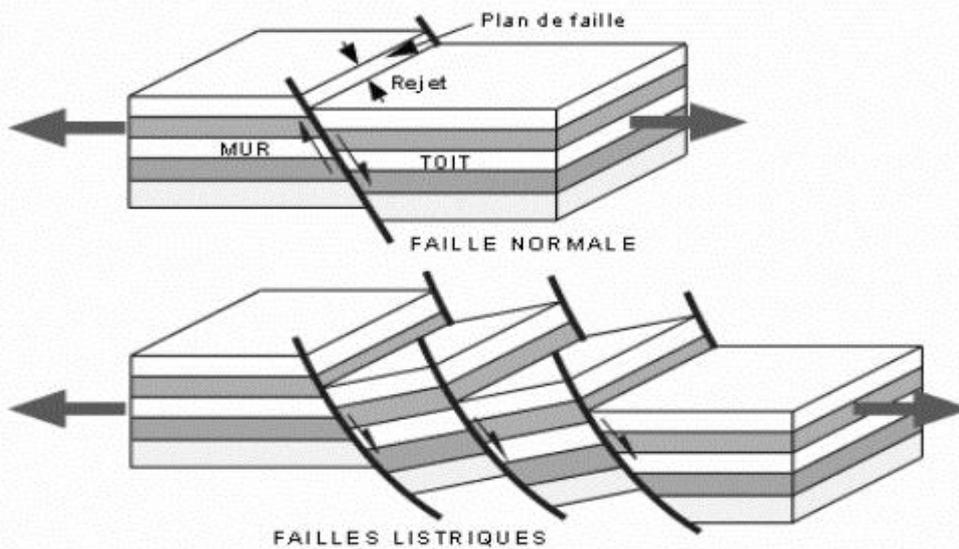
Les failles se divisent en trois types en fonction du glissement réel des blocs situés de part et d'autre de la faille. Une **faille normale** présente un glissement du toit vers le bas par rapport au mur et suivant la ligne de plus forte pente de la faille. Une **faille inverse** quant à elle présente un glissement du mur vers le toit suivant la ligne de plus forte pente de la faille. Finalement, une **faille de décrochement** présente un glissement horizontal du mur par rapport au toit suivant une direction parallèle à la faille. On dira que la faille de décrochement est **dextre** si le bloc

opposé à l'observateur regardant le plan de faille a glissé vers la droite et **senestre** si le bloc glisse vers la gauche.

Déformation cassante - Régime compressif



Déformation cassante - Régime extensif



Déformation cassante - Régime coulissant

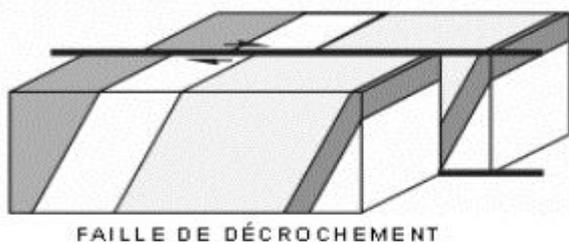


Figure : III.2 : Classification des failles (tiré du site Planète Terre).

III.2.2. Caractéristiques physiques d'une faille

Physiquement, une faille correspond soit à une surface irrégulière souvent ondulée et rugueuse ou à un corridor de déformation variant de quelques centimètres à quelques centaines de mètres de largeur. Le plan de faille est en fait un plan de cisaillement ou de glissement. Les zones ou couloirs de failles correspondent à des couloirs de déformation au sein desquels se développent plusieurs éléments structuraux secondaires tels que les fractures de cisaillement et d'extension, les failles secondaires, les plis et les plans de clivage.

III.2.2.1 Les couloirs de failles

Une faille et ses zones bordières font généralement partie d'un corridor de déformation beaucoup plus vaste qui contient de nombreux plans de rupture. Ce corridor de déformation possède une dimension allant de l'ordre du centimètre jusqu'à quelques centaines de mètres de largeur et est souvent fonction de l'importance du déplacement relatif des compartiments de part et d'autre.

L'étude d'une faille ne se résout pas uniquement par l'observation de la surface faillée principale mais par l'observation de tous les éléments structuraux contenus au sein du couloir de déformation situé aux abords de la faille. Plusieurs éléments structuraux se développent de façon contemporaine à la zone de faille et fournissent des indices permettant de mieux caractériser la zone de faille. Ces éléments se divisent en trois groupes (figure 3), soit :

- les tectoglyphes sur la surface de faille ;
- les brèches et cataclases contenues entre les épontes de la faille ; et
- les crochons, fractures secondaires (ou annexes) et foliations qui se développent dans le volume rocheux déformé situé de part et d'autre de la faille.

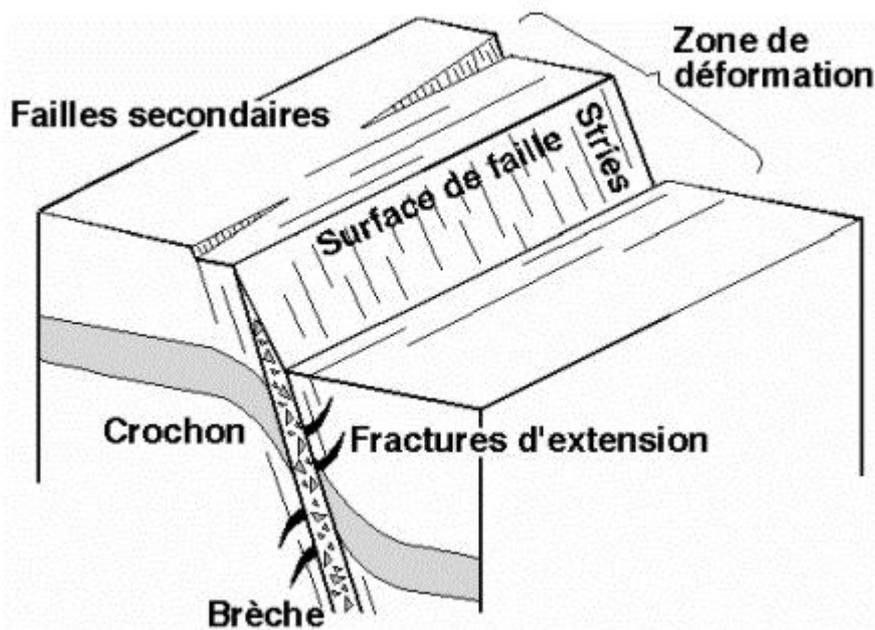


Figure : III.3. Anatomie d'une zone de faille.

À l'intérieur de la zone de faille, le réseau de fractures est constitué de familles distinctes dont la densité et la valeur du glissement croissent depuis les bords de la zone jusqu'à la partie centrale où se situe la faille proprement dite.

III.2.2.2 Les marqueurs du mouvement

Le mouvement des blocs de part et d'autre d'une faille peut se faire tout simplement par glissement ou par un glissement accompagné d'un rapprochement ou d'un éloignement des blocs. Peu importe le mouvement, différentes structures et figures ornementeront la surface de faille, et enregistreront le mouvement: ce sont les marqueurs du glissement (figure 4). Un glissement et une translation parallèle au plan de faille entraînera une friction des blocs et produira une abrasion des surfaces en contact. Les marqueurs tels que les rayures et les stries (figure 4a), fines et courtes, et les rainures et cannelures (figure 4b), plus profondes et longues se forment par glissement et friction sur la surface de faille. Un glissement accompagné d'un éloignement des blocs de part et d'autre de la surface de faille entraînera l'ouverture de vides colmatés au cours du glissement par des cristallisations de minéraux tels que le quartz et la calcite. L'orientation de l'axe long des fibres minérales sera parallèle au vecteur-glissement de la faille, ce qui nous aidera à déduire le sens de mouvement de la faille (voir par exemple, la géométrie des escaliers de cristallisations minérales sur la figure 4c). Un glissement accompagné d'un rapprochement des blocs de part et d'autre de la surface de faille entraînera une pression et une dissolution localisée des surfaces en contact. L'obliquité des escaliers de dissolution (figure 4d) indiquera la direction du déplacement des blocs. La disposition de marqueurs tels que les fractures d'extension (figures 4e et f) et les microfractures de cisaillement (figures 4g et h) peuvent également indiquer le sens du glissement de la faille.

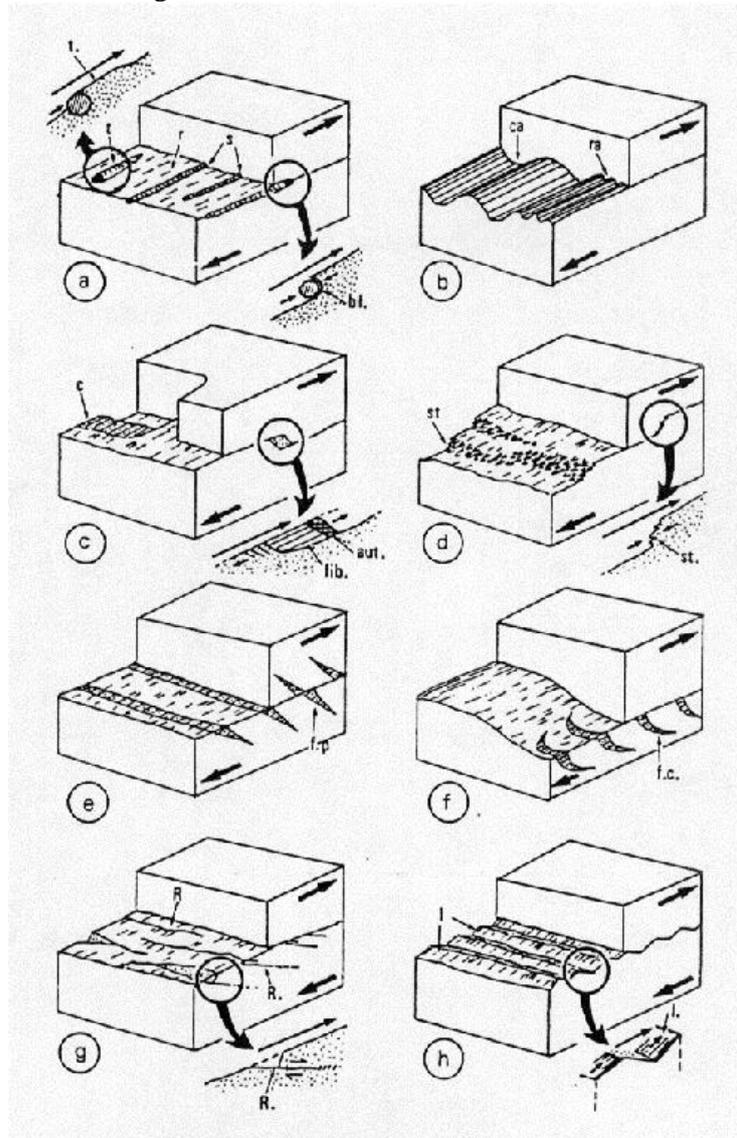


Figure : III.4. Principaux marqueurs du mouvement (tectoglyphes) sur les miroirs de failles (tiré de Mercier et Vergely, 1992).

III.2.2.3 Rejets d'une faille

Le rejet réel d'une faille correspond au vecteur de mouvement parallèle au déplacement relatif des compartiments

situés de part et d'autre de la surface faillée. Le rejet réel est donc une ligne qui possède une direction, une plongée ainsi qu'une distance toutes mesurées sur le plan de faille. Il peut se diviser en composantes horizontale et verticale, soient les rejets apparents calculés dans un plan horizontal et un plan vertical (figure 5).

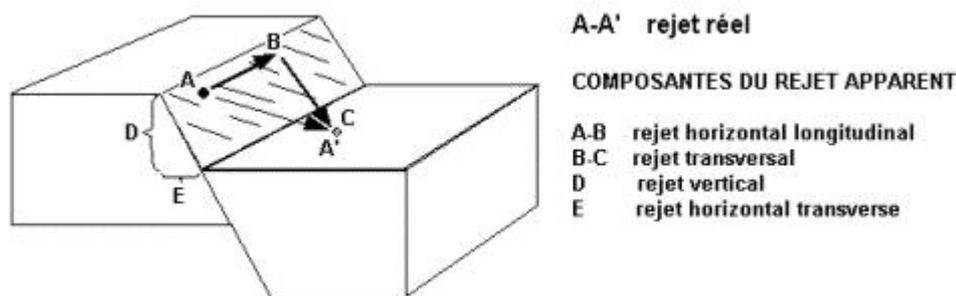


Figure : III.5 : Rejet réel et ses composantes horizontales et verticales.

La direction et la plongée du rejet réel d'une faille seront déterminées en localisant les deux extrémités d'un objet géologique linéaire quelconque déplacé par la faille (figure 6a). Une projection orthographique de la surface de la faille permettra de dessiner un segment reliant les deux extrémités de l'objet, soit le rejet réel. En connaissant l'orientation du plan de faille ainsi que l'angle de chute du rejet sur le plan de faille, on pourra calculer l'orientation du rejet sur une projection stéréographique (figure 6b). La technique de projection stéréographique d'une ligne sur un plan est expliquée à la section 3.4 du Tutoriel sur la représentation graphique des données structurales.

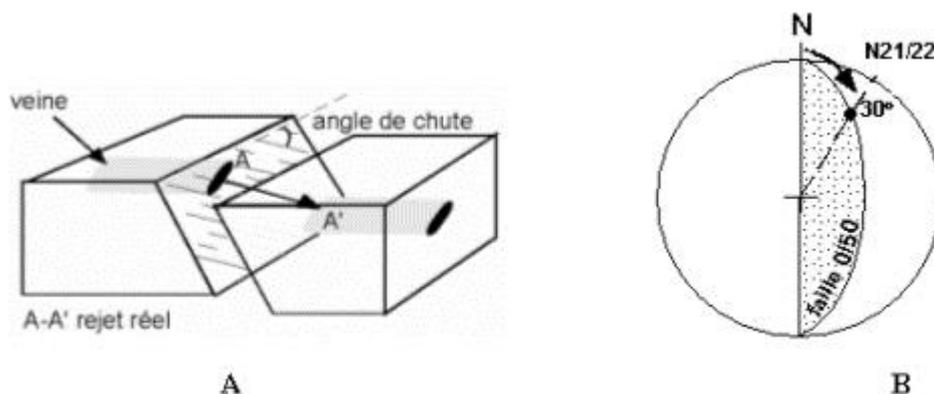
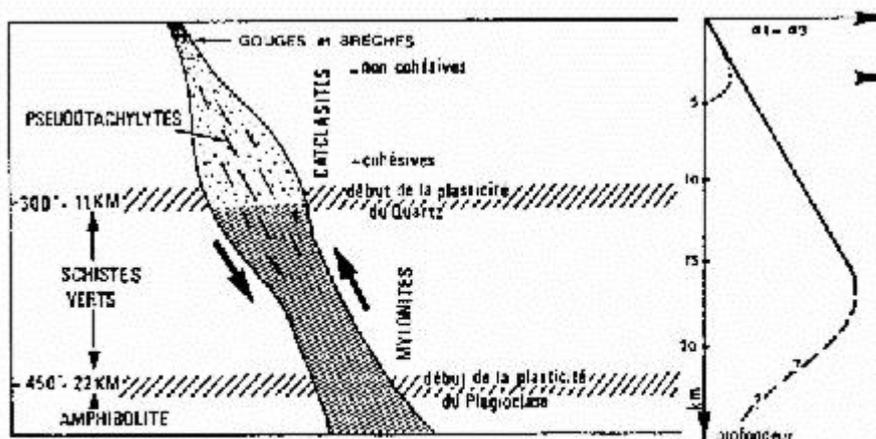


Figure : III.6. Technique pour déterminer l'orientation du rejet réel sur une faille orientée à N0/50. (a) La projection orthographique permettra de mesurer l'angle de chute du rejet (b) L'orientation du rejet est trouvée sur la projection stéréographique.

III.2.2.4 Les failles et les zones de cisaillement ductile

La nature d'une zone de faille dépend essentiellement du type de roches déformées, de la vitesse de déplacement et des conditions physiques du milieu. Dans la partie superficielle de la croûte entre 1 et 5 km de profondeur, la déformation est cassante et les zones de failles sont peu épaisses (figure 7). Les roches déformées seront fortement fracturées et transformées en cataclasites non cohésives, qualifiées de brèches ou de gouges de faille. À plus grande profondeur, les zones de failles sont généralement plus larges et les roches sont transformées par fracturation en cataclasites cohésives. Au-delà de 10 km de profondeur, les roches se déforment de façon ductile et seront transformées en mylonites.



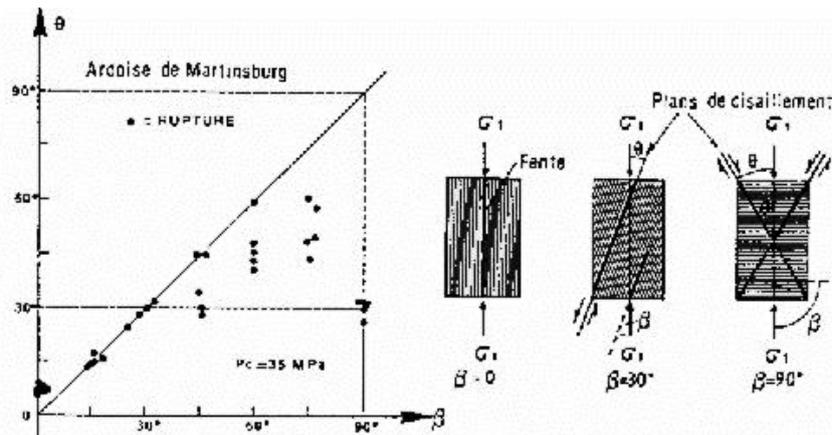
5.5. Les différents types de roches déformées associées à une faille majeure (d'après Sibson, 1977, *J. Geol. Soc. London*, 133, 191, et Scholuz, 1988, *Geol. Rund. Stuttgart*, 77, 319, modifié). La contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_2$) décroît quand la déformation ductile augmente : le tracé en pointillés correspond aux conditions des bassins sédimentaires (voir Fig. 4.16).

Figure : III. 7. (Tiré de Mercier et Vergely 1992).

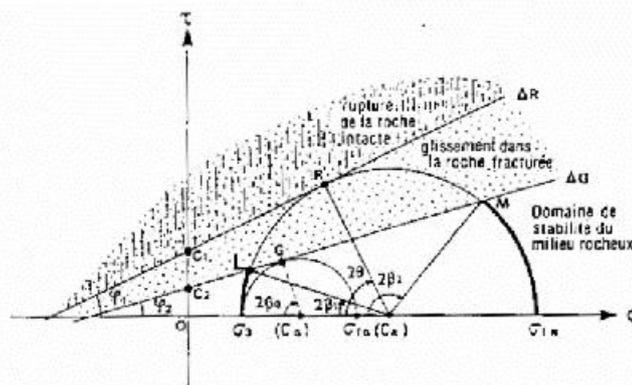
III.2.3. Analyse dynamique des failles

L'orientation des éléments structuraux au sein d'une zone de failles est conditionnée par l'orientation du couloir de déformation principal qui à son tour est déterminée par l'orientation des contraintes principales régionales. L'étude statistique de données structurales recueillies au sein d'un couloir faillé permet d'effectuer l'analyse géométrique du système faillé et de retrouver l'orientation des contraintes principales au moment de la déformation.

III.2.3.1 Le modèle d'Anderson



5.3. Angle θ entre le plan de fracture et la direction de σ_1 en fonction de l'angle β entre le plan de glissement de l'arctose et la direction de σ_1 (d'après Donath, 1961, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 583).



5.4. Représentation par le cercle et l'enveloppe de Mohr des conditions de glissement sur un plan pré-existant.

Figure III.8 : Représentation par le cercle et l'enveloppe de Mohr des conditions de glissement sur un plan préexistant.

L'orientation des contraintes principales ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) sera déterminée à l'aide de la relation géométrique entre les différentes familles de failles conjuguées ainsi que les éléments structuraux liés aux failles (figure 9).

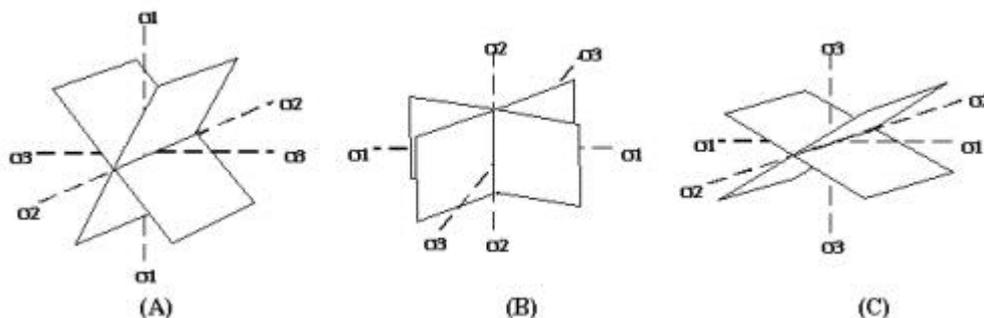


Figure III.9: Classification dynamique des failles. (a) failles normales, (b) failles de décrochements, (c) failles inverses.

Les quatre relations suivantes tiennent toujours pour un régime de déformation fragile ;

- 1) l'orientation de σ_2 est parallèle à l'intersection entre deux failles conjuguées (Figures 9 et 10), et nécessairement compris sur chacun des plans de faille, à 90° de la direction du mouvement.
- 2) σ_1 est la bissectrice de l'angle aigu formé par deux failles conjuguées (figure 9) et correspond au pôle du plan $\sigma_2\sigma_3$.
- 3) la direction de glissement sur le plan de faille est parallèle à l'intersection entre le plan de faille et le plan $\sigma_1\sigma_3$ (figure 10), et correspond à l'orientation des stries sur un plan de faille.
- 4) le sens du mouvement sur la faille est contrôlé par la direction de la contrainte principale maximale σ_1 , de sorte que le biseau de matériel limité par les failles et situé dans l'angle aigu, s'éloigne de σ_1 (figure 10)

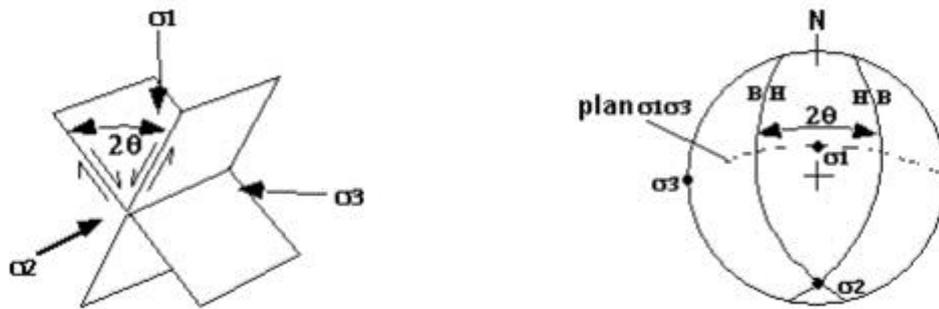


Figure III .10 : Représentation stéréographique de la relation entre l'orientation de failles conjuguées et la direction des contraintes principales (σ_1 , σ_2 , σ_3) pour des failles normales avec σ_1 vertical.

Le développement des failles répond à la théorie de Coulomb, qui pour des conditions P-T favorisant une déformation cassante prévoit que les failles se développent généralement en deux familles conjuguées dont l'orientation est dictée par l'orientation des contraintes principales (σ_1 , σ_2 , σ_3), et où la contrainte σ_1 est la bissectrice de l'angle aigu formé par deux failles conjuguées (figure 9).

III.2.4. Failles inverse et décrochements

III.2.4.1 Terminologie et morphologie

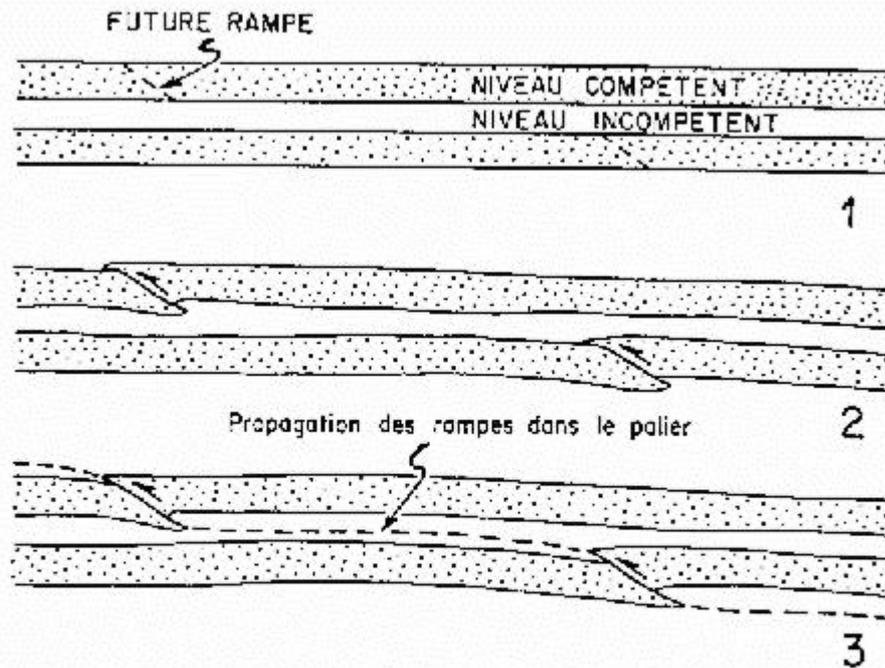


Fig. 29 - Formation des rampes et des paliers. Les rampes se forment en premier dans les niveaux compétents (1 et 2) puis sont connectées entre elles par la propagation horizontale des plans de mouvements dans les niveaux incompetents (d'après Eisenrodt et De Paor 1987, modifié).

Figure 11 : (tiré de Merle 1994).

6.4.2 Aspect géométrique : les structures imbriquées et les duplexes

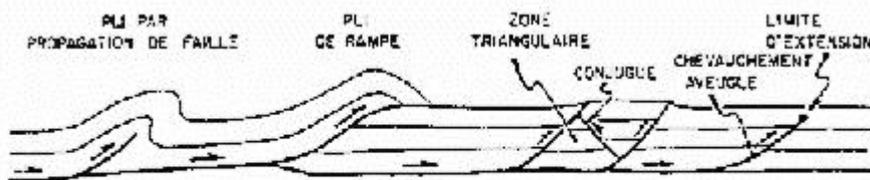


Fig. 30 - Les structures associées à la formation des failles inverses dans les ceintures de chevauchements.

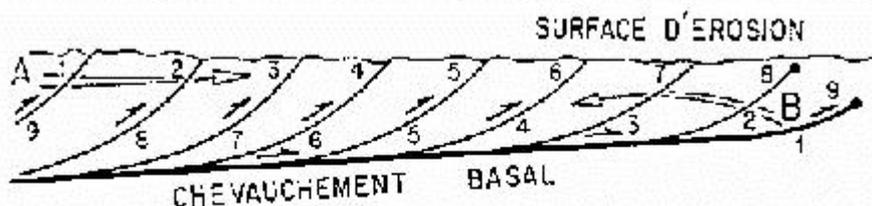


Fig. 31 - Structure imbriquée et ordre d'apparition des chevauchements

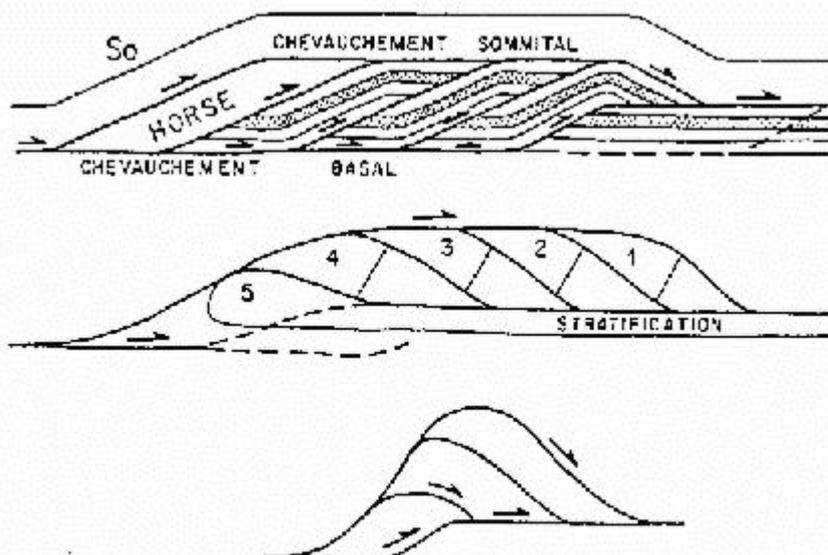


Fig. 32 - Les éléments constitutifs d'un duplex (d'après Boyer et Elliott 1982, modifié). En haut : duplex à pendage conforme. Au milieu : duplex à pendage non-conforme. En bas : antiforme de nappe lié au replissement d'un duplex.

Figure 12 : (tiré de Merle 1994).

6.4.3 La cinématique

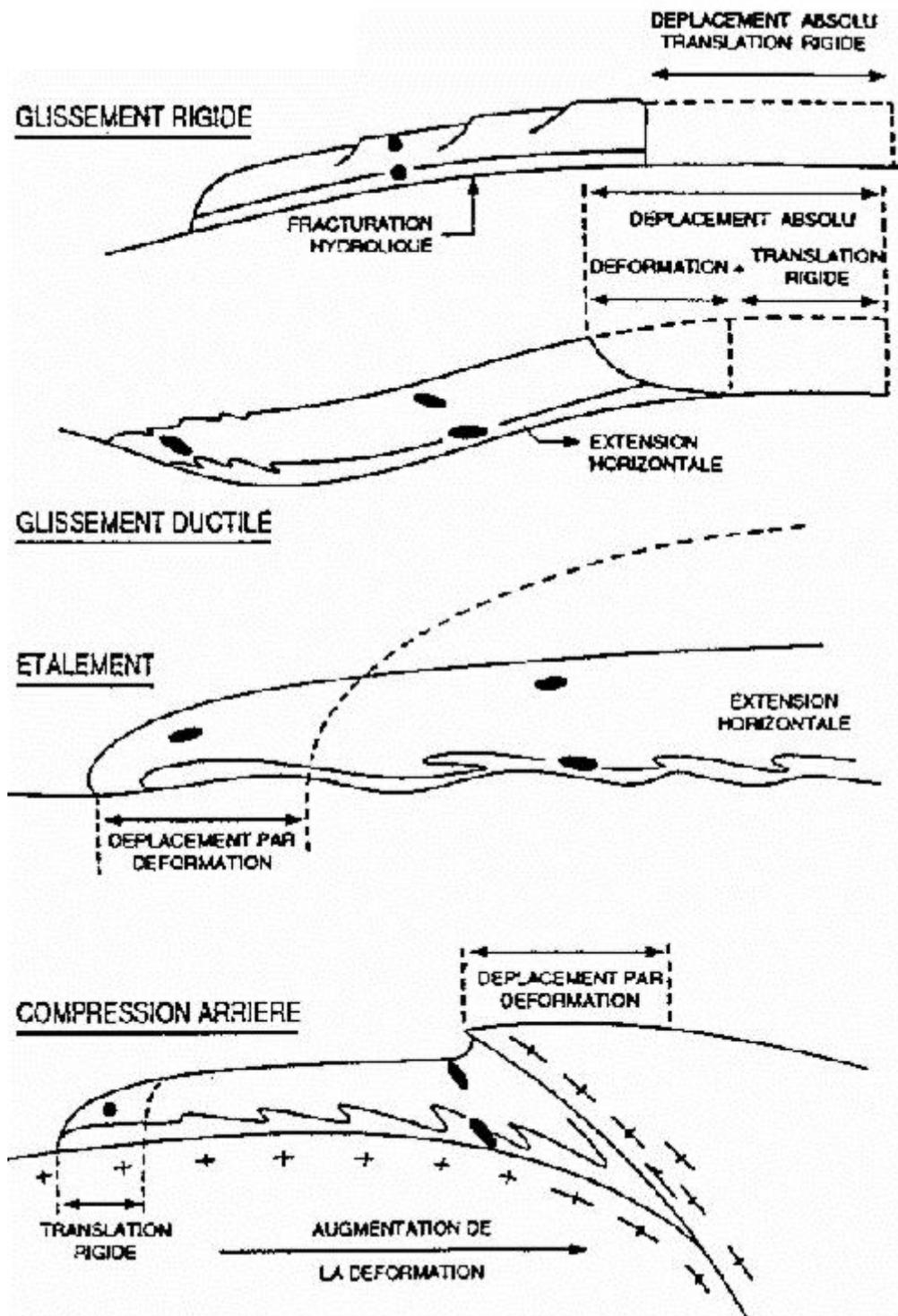


Figure 13 : Les 4 modèles mécaniques de mise en place des nappes : représentation schématique dans leur environnement naturel (tiré de Merle 1994).

III.2.5. Failles normales

6.5 Failles normales : les caractéristiques et spécificités ci-dessous, résume l'ensemble des cas pratiques dont on peut rencontrer dans la nature

6.5.1 Terminologie et morphologie : (connaissance de bases)

6.5.2 Géométrie des systèmes en extension : voir (chapitre :I)

6.5.3 Failles de détachement

6.5.4 Modèles d'amincissement crustal

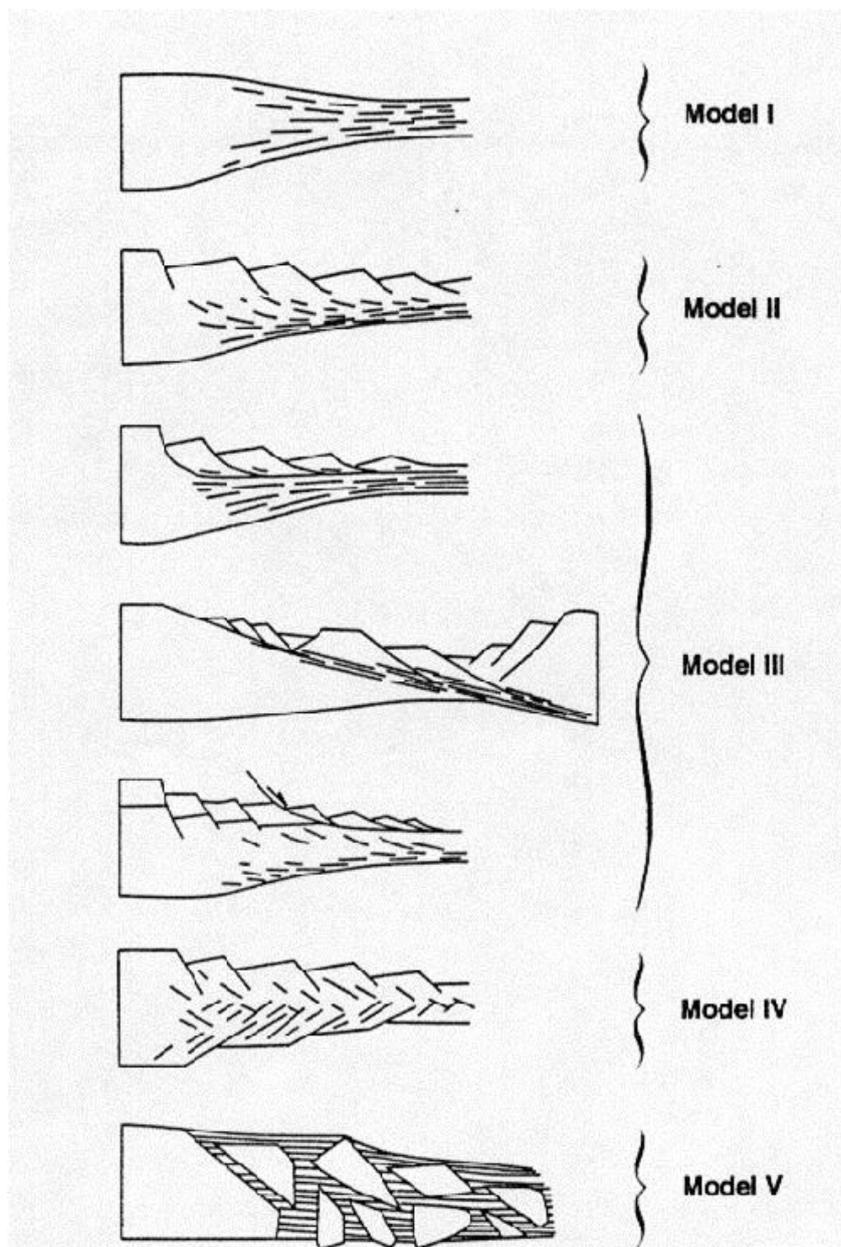


FIGURE 13-19
 Models for stretched crust. (After J.-P. Brun and Pierre Choukroune, *Tectonics*, v. 2, p. 345-356, © 1983, American Geophysical Union.)

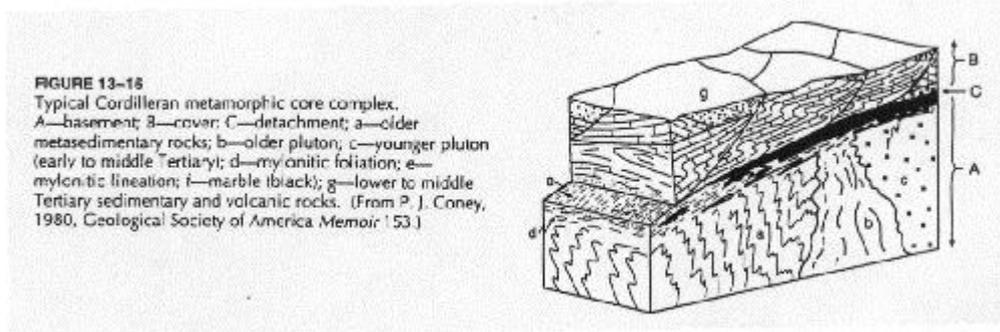


FIGURE 13-18
 Typical Cordilleran metamorphic core complex. A—basement; B—cover; C—detachment; a—older metasedimentary rocks; b—older pluton; c—younger pluton (early to middle Tertiary); d—mylonitic foliation; e—mylonitic lineation; f—marble (black); g—lower to middle Tertiary sedimentary and volcanic rocks. (From P. J. Coney, 1980, *Geological Society of America Memoir* 153.)

Figure 14 : (tiré de Hatcher 1995).

III .2.6 Failles de décrochements

Pour un système de faille en décrochement, le réseau de fractures et/ou de failles secondaires développé à l'intérieur de la zone de faille sera caractérisé par des failles conjuguées (R et R') symétriques par rapport à σ_1 , faisant un angle voisin de 60° et disposées en échelon. Les failles principales (Y) se caractérisent sur le terrain par des corridors de déformation comportant de nombreuses failles conjuguées méga-scopiques, dont les R, R', P, X et X' ainsi que des failles inverses, des failles normales et des failles obliques. Toutes ces failles découperont éventuellement la zone de faille en un réseau de blocs losangiques (figure III.15). Dans un tel système décrochant et dont la faille principale (Y) est dextre, des failles secondaires dextre (R), dites synthétiques, se développeront à un angle de 15-25° par rapport au plan de faille principale (Y) et des failles secondaires senestres (R'), dites antithétiques, se développeront à un angle de 75-80° par rapport au plan de faille principale (Y). Les failles R et R' se développeront dès les premiers instants de la déformation et seront suivies du développement de failles P, disposées symétriquement par rapport aux R, à environ 10° de la faille principale.

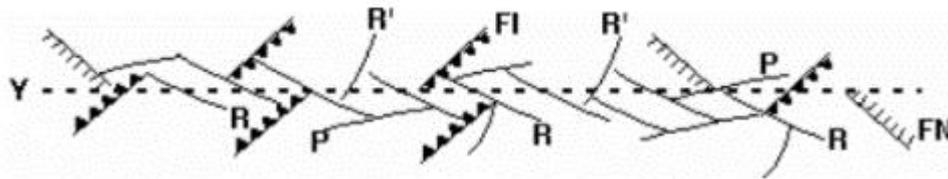


Figure III.15 : Réseau de failles secondaires pour un système décrochant dextre.

La nature et l'orientation des éléments structuraux liés aux zones de failles de décrochement sont compatibles avec une déformation par cisaillement simple et se conforment au modèle de tectonique coulissante (Wrench Tectonics) de Wilcox et al. 1983. Ce modèle prévoit l'orientation de tous les éléments structuraux qui se développent dans un tel système, soit les plis, le clivage et les failles secondaires. Pour une contrainte principale maximale (σ_1) orientée horizontalement et dans le quadrant NW, il se développera un plan de cisaillement dextre à 45° de régionalement souligné par les failles de décrochement dextre orientées E-W (Y) (figure 16). Le modèle de tectonique coulissante de Wilcox prévoit le développement de :

- failles secondaires synthétiques (R) faisant un angle de 15-25° avec la faille principale et des failles secondaires antithétiques (R') faisant un angle de 75-85° avec la faille principale,
- failles secondaires inverses, plis et clivage orientés NE-SW, soit perpendiculaire à la contrainte principale σ_1 , et
- des failles secondaires normales et des fractures d'extension orientées SE, parallèlement à la contrainte principale maximale σ_1 (Y).

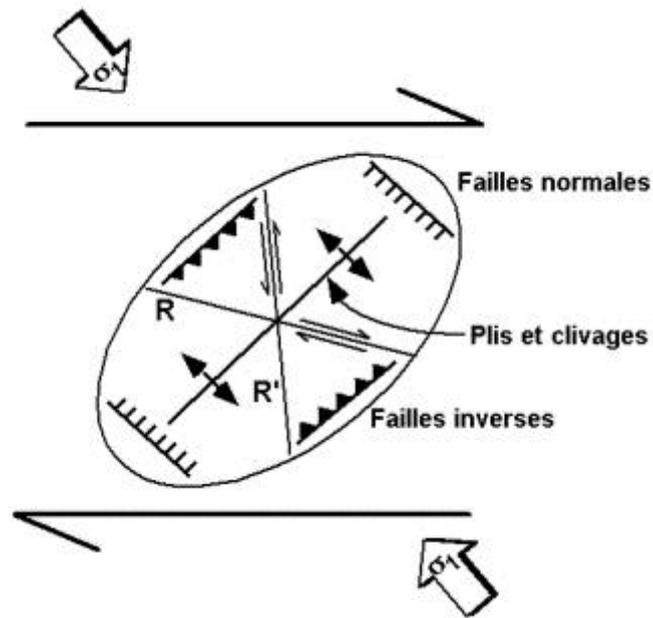


Figure III.16: Orientation des éléments structuraux pour une déformation induite par cisaillement simple le long d'une faille principale décrochante dextre orientée E-W.

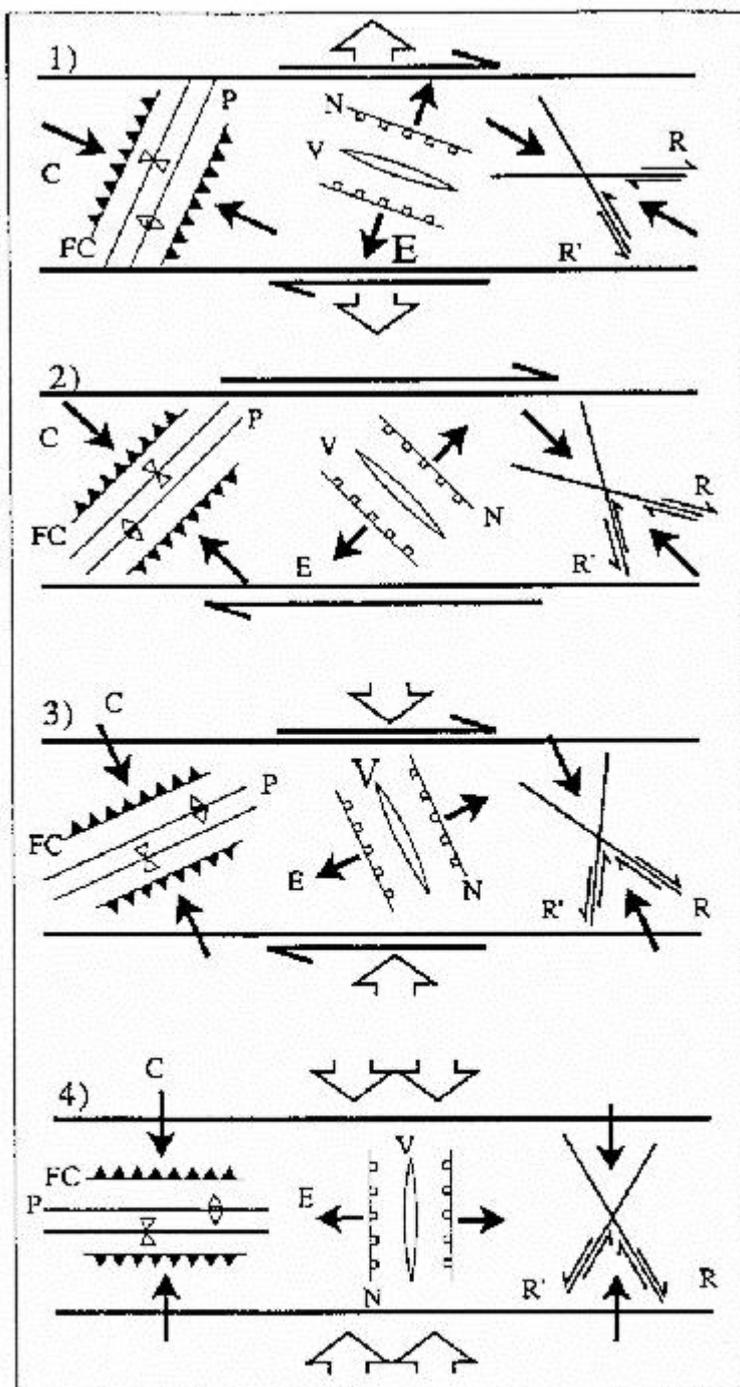


FIGURE 55 - Diagramme montrant les relations géométriques des failles et des plis dans le modèle de transpression. 1) Cisaillement en régime d'extension ou transpression; 2) *wrench faults* classique; 3) cisaillement avec raccourcissement normal; 4) raccourcissement. E= axe d'extension, C= axe de compression, V= veine, R et R'= Riedels synthétique et antithétique, FC= faille de chevauchement, N= faille normal, P= pli. Le diagramme montre que plus la composante de raccourcissement normal est forte, plus les failles de chevauchement et les plis lui sont perpendiculaires.

Figure :III .17 : (tiré de Daigneault 1992).

III. 3. Etude de cas : approche structurale :

Sur la zone étudiée, plusieurs marqueurs structuraux sont aperçus, et la position structurale occupée par ce terrain laisse supposer une influence tectonique directe de l'accident de Souama-Tigzirt.

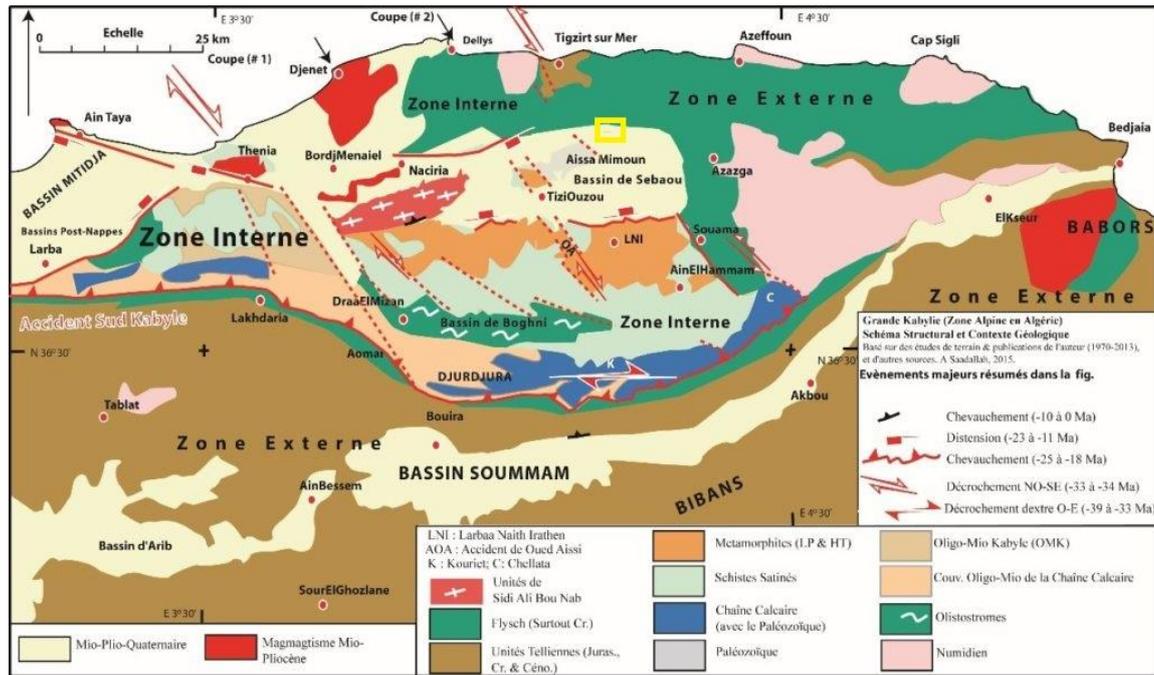


Figure : III.18.Ensembles structuraux du socle de Grande Kabylie, Saadallah, finalisé, 2016.avec la pistions de la zone d'étude.

III. 3.1. Description de la déformation à l'échelle régionale :

Les travaux antérieurs réalisés dans la région ont permis de décrire plusieurs épisodes de déformation qui s'inscrivent dans l'orogénèse Alpine, dans notre travail, on va s'intéresser à la période Eocène- Miocène pour essayer de retracer les événements et comprendre la nature du bassin et ses connexions géodynamiques :

- A. La phase Eocène E-W transpressive dextre, provoquée par la contrainte maximale σ_1 NW-SE, elle est responsable de :
- Des plis à axes NE-SW.
 - Des cisaillements E-W dextres.
 - Des failles normales NE-SW et ENE-WSW à regard sud.
- B. La phase miocène inférieure, N-S compressive, elle est à l'origine de :
- Des plis à axes E-W.
 - Des décrochements conjugués, NW dextre et NE senestre.
- C. La phase Tortonienne NNW-SSE compressive, elle est responsable de :
- Des failles inverses et du déversement des plis vers le nord.
 - Verticalisation des formations miocène post nappes et des flysch le long du littoral.
 - Mise en place du volcanisme calco-alcalin.

- **L'accident tectonique de Tigzirt-Souama :** limitant le cristallin (Djebel Aïssa Mimoun) à l'Ouest, a une importance à l'échelle de la Chaîne de Maghrébides, au-delà donc de la zone interne.

En effet il fait disparaître la Chaîne Calcaire dans la partie orientale tout en faisant remonter vers le NO les zones externes dont les Nappes Telliennes de Dellys.

Les études montrent que cet accident NO-SE est décrochant senestre avec une composante verticale affaisant le compartiment oriental et surélevant le cristallin (Djebel Aissa Mimoun) à l'Ouest.

III.3.2. Description de la déformation de zone étudiée :

Les observations faites sur le terrain nous ont révélés des directions de failles et de plissements multiples. Les pendages des couches ont été relevés sur l'ensemble de la coupe (A) et (B).

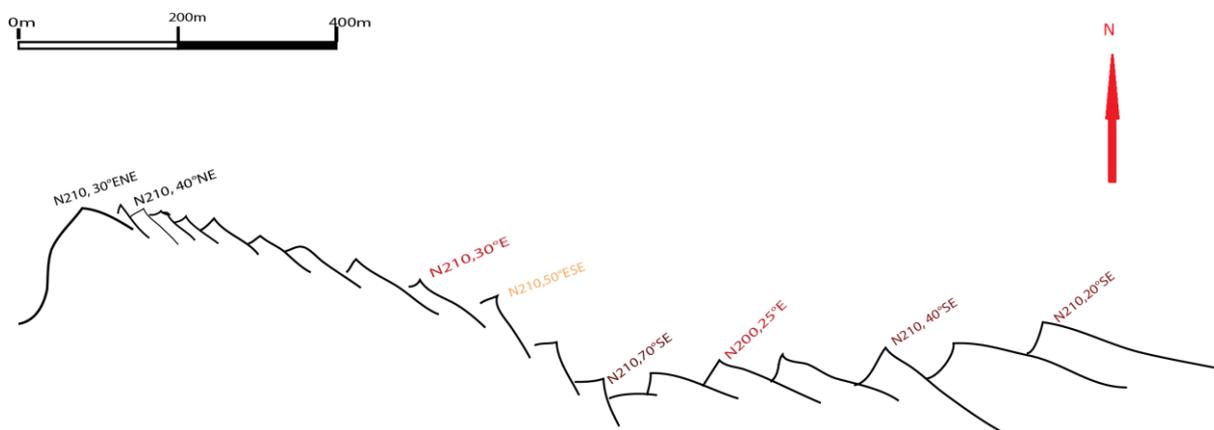


Figure : III.19. Reconstitution schématique de la coupe A, avec présentation des principaux pendages des couches

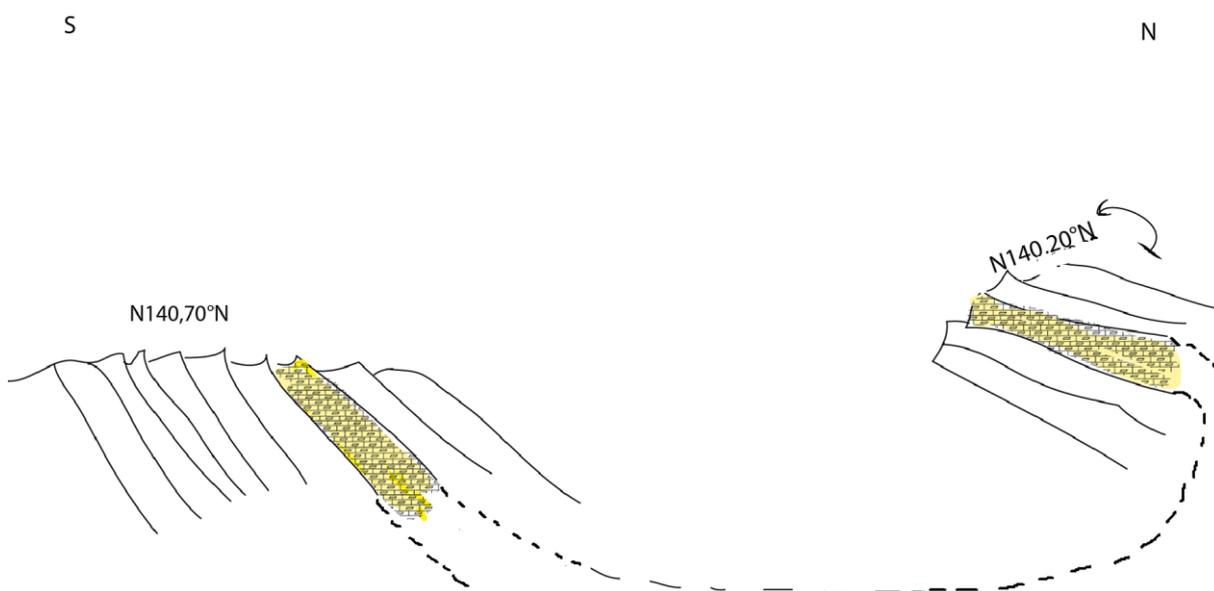


Figure : III.20. Coupe schématique dans la zone de la coupe B, avec une reconstitution du plissement ; un plis couché synclinale isopaque.

Sur le terrain d'étude les déformations enregistrées sont :

- ✓ Des plis à grands rayons avec un axe NE-SW, donc une contrainte E-W, qui sont déformés par une autre contrainte N-S, qui va déformer le premier plissement, pour produire des axes de plissement E-W

- ✓ Des décrochements senestres d'orientations NW-SE, probablement produit par l'accident de Tizirt qui passe dans cette zone.
- ✓ Des faille normale de détachement avec un pendage de 90°, rencontrés sur la charnière des plis à axes N-S.
- ✓ Des failles inverses avec une direction de contrainte estimée NNW-SSE et N-S.
- ✓ Un soulèvement et Verticalisation des couches, dans une direction NNW-SSE et N-S ; les pendages relevés sont généralement N140, 70° à 80°N

III.3.2.1. Coupes géologiques réalisées sur la carte, complétés par les observations de terrain

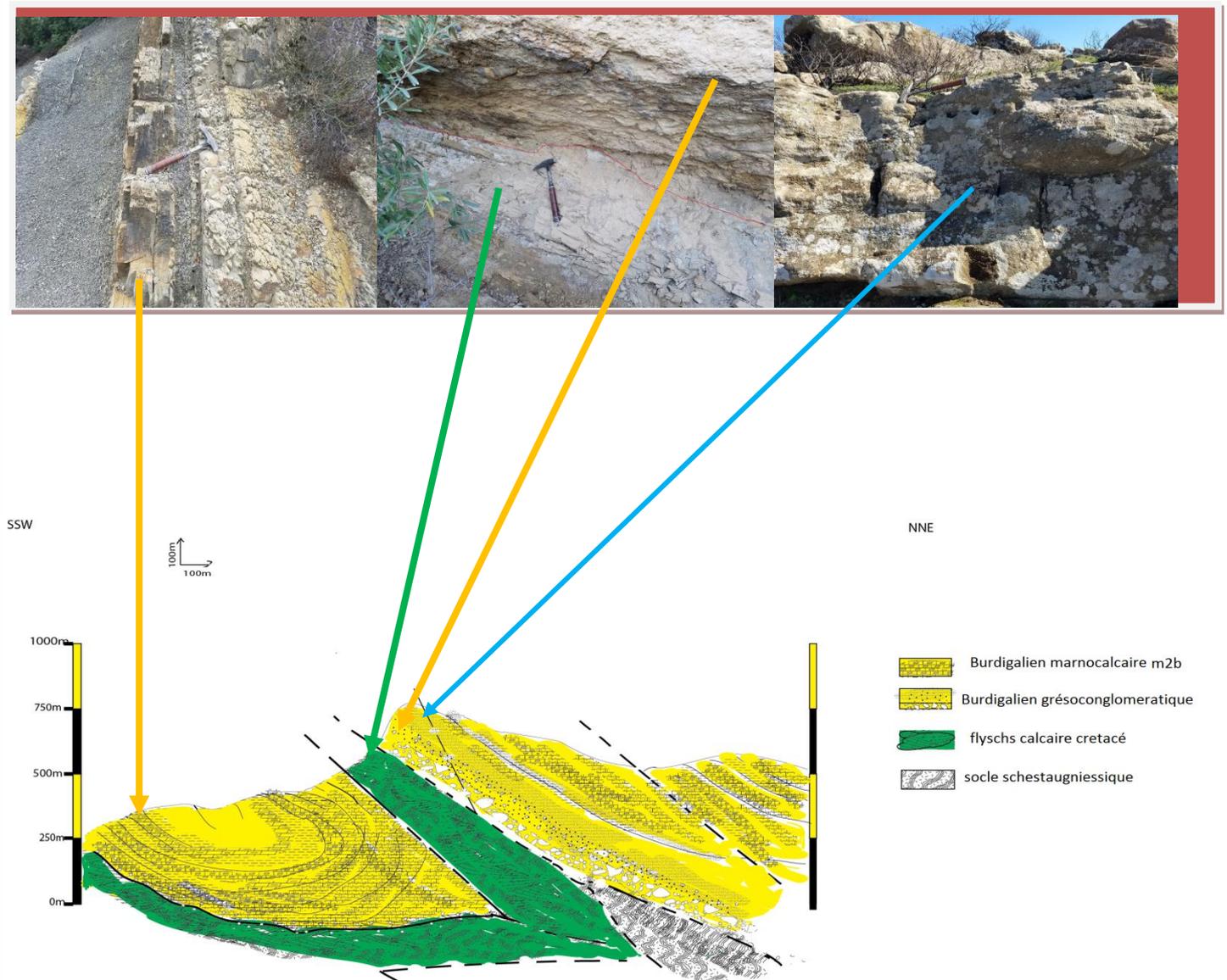


Figure : III.21. Coupe géologique faites à basse de la carte géologique (A 1/50.000 Azzeffoun-Azazga, publiée en 1997 par l'Office de la Recherche Géologique et Minière) et les observations de terrain.

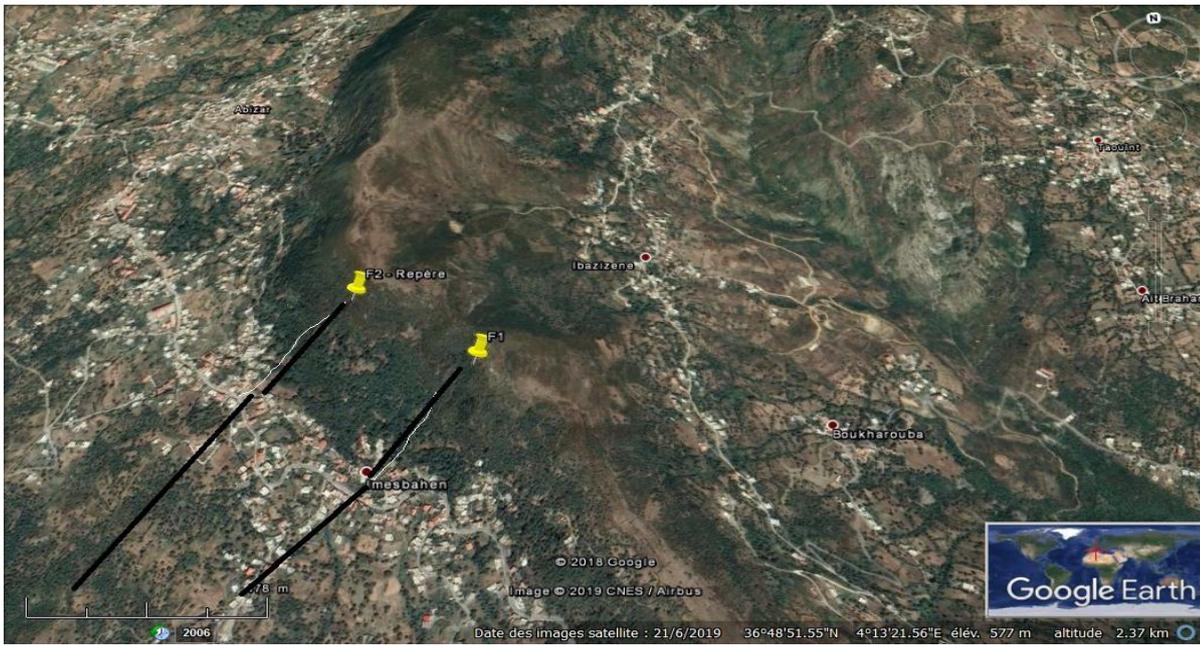


Figure : III.22.photo prise sur Google Earth pour illustrer les failles qui affectent la coupe

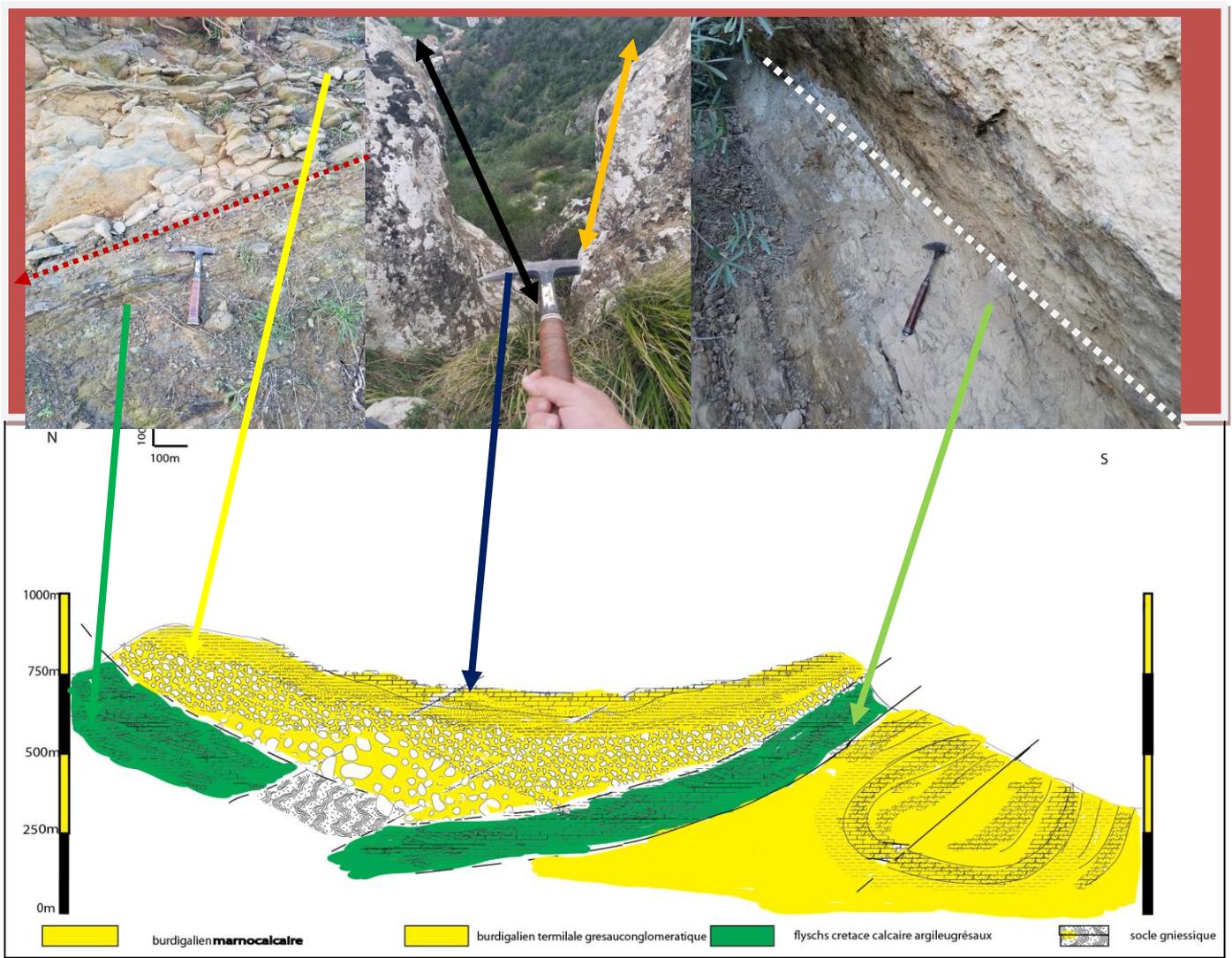


Figure : III.23.Coupe géologique faite à base de la carte géologique AZAZGAA –AZZEFOUN 1/50000complété par les observations de terrain

Dans ces deux coupes géologiques que nous avons réalisés, à bases des observations faites sur les terrains, des contacts miocène, avec les flyschs créacé ont été admises, car des contacts révélateurs sont observées sur le terraine ; voir les figures (III.22 et 23).

Pour le contact avec le socle, notre supposition s'articule sur le faite de rencontres des brèches métrique, de génies œilé dans le conglomérat de base, avec d'autres éléments typiques du socle kabyle

III.3.2.2. Typologie des déformations dans la zone d'étude

III.3.2.2.A. déformations synsédimentaire



Figure : III.24. Photos illustrant les différents types de déformation synsédimentaire ; a) figure de charge, b) figure de glissement ou slump.

Sur le terrain d'études, ces figures de glissements synsédimentaire, ont été aperçus sur l'ensemble du territoire

III.3.2.2.B. Les déformations poste sédimentaires

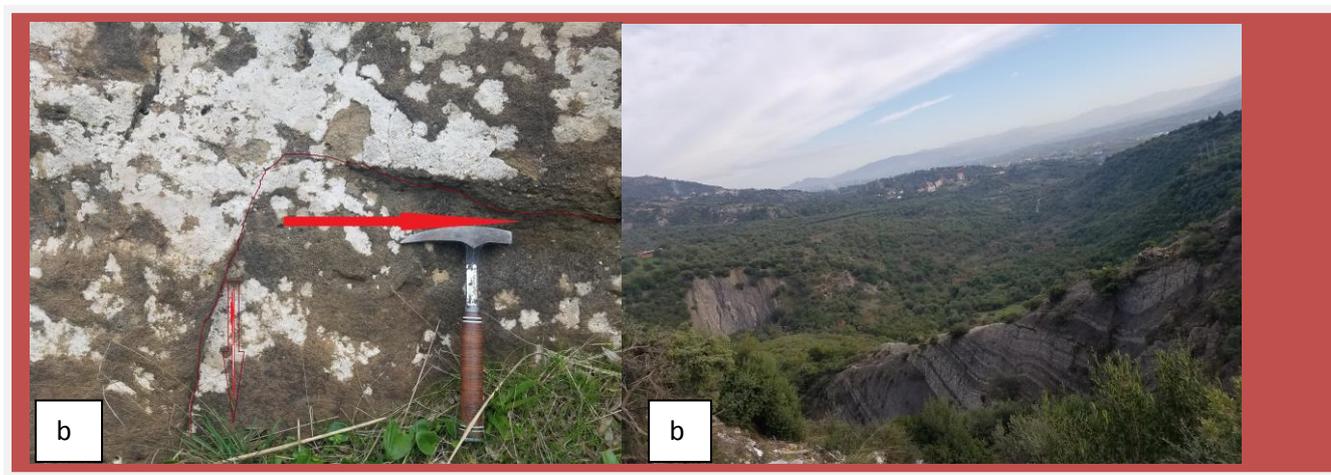


Figure : III.25. Photos illustrant des déformations poste sédimentaires ; a) crochant de faille avec deux composantes. b) couches verticalisées sous une contrainte tectonique compressive.

III.4. Les contacts anormaux : les discordances

L'un des objectifs de ce travail est de caractériser les contacts bassin substratum et sur le terrain nous avons pu déterminer un contact flyschs crétacé, probablement du Cénomano-Turonien, l'unité des flyschs d'Azzeffoun, sur la carte Flyschs ont été cartographiées dans des zones limitrophes, mais le contact direct n'a jamais été signalé. Ces contacts sont observés dans deux endroits, faisant un contact discordant entre ces flyschs et les dépôts du bassin, d'âge Burdigalien Terminal, la formation (m2b Co) ; (Gelard ; 1970, 1974). Voir les coupes géologiques ; figures (III.22 et 23).

IV. Conclusion

Sur le plan structural, nous avons pu détecter un ensemble d'éléments qui peuvent nous donner une compréhension approfondie sur la structuration de cette partie du bassin de Tizi Ouzou :

Essentiellement trois générations de contraintes ont été reconnues, la détermination n'est pas totale, vue ici dans ce chapitre les détails, n'ont pas été abordés, mais nous avons renvoyé les contraintes E-W qui ont produit des plis à axes NE-SW à une probable phase Eocène, car ces plissements ont été affectés par une deuxième génération de plis, renvoyés à la phase compressive N-S du Miocène inférieur, vu que les axes de plis secondaires sont d'orientation E-W. Aussi un soulèvement et verticalisation des couches, dans une direction NNW-SSE et N-S ; les pendages relevés sont généralement N140, 70° à 80°, probablement provoqué par la phase Tortonienne compressive ; NNW-SSE.

Pour les contacts, bassin substratum ; les flyschs crétacés ont été cartographiés à la base de la coupe A en contact discordant avec les dépôts basaux conglomératiques du bassin miocène et un autre contact socle avec la même formation basale du miocène est supposé.

Pour conclure tout ça, des études pétro-sédimentaires doivent être faites sur les unités de contacts, supposés flyschs crétacés dans ce travail.

CHAPITRE IV

APPROCHE GEODYNAMIQUE

IV. 1. Introduction

IV-2 Généralités sur l'évolution géodynamique des Maghrébides et formation du bassin algérien

IV-2.1.Période Crétacé-Paléogène

IV.2.2.Période tertiaire

IV.2.2.1.De l'Aquitaniens au Burdigalien inférieur

IV.2.2.2 Au Burdigalien terminal

IV.2.2.3.Du Langhien au Tortonien Moyen

IV.2.2.4.Du Tortonien supérieur au Messénien

IV.3. discussions de l'évolution géodynamique du terrain d'étude

IV.4. Conclusion

IV.1.Introduction :

L'interprétation des résultats nous a permis une approche géodynamique, pour essayer de trouver et d'expliquer le contexte évolutif, de cette partie importante du bassin de tizi-Ouzou et lui trouver une place dans l'évolution géodynamique général des magribides. Pour ce la, l'évolution géodynamique des magribides durant la période Cétacé-Paléogène est passé en revue.

IV.2 Généralités sur l'évolution géodynamique des Maghrébides et formation du bassin algérien

L'évolution des Maghrébides au Mésozoïque et au Tertiaire s'intègre plus largement dans l'évolution géodynamique de la Méditerranée et du nord de la plaque africain, caractérisée d'abord par un méga-coulissage sénestre, puis un régime de collision entre les plaques Afrique et Europe (Dewey et al. 1973 ; Tapponnier, 1977 ; Letouzey et Trémolières, 1980 ; Frizon de Lamotte et al. ,2011).

IV-2.1.Période Crétacé-Paléogène

a)Au Néocomien : s'individualise un bassin entre l'Afrique du Nord et un microcontinent septentrional regroupant les actuels massifs Kabyles en une seule plaque appelée ALKaPeCa (Durand-Delga, 1980 ; Durand –Delga et Fontbote, 1980, Bouillin, 1986).

Ce bassin, profond et étroit, appelé Téthys Alpine (Frizon de Lamote et al. al2011), est un véritable sillon où se sont déposées essentiellement des formations de flyschs. Ce sillon représente probablement la traduction morphologique du passage d'une des failles de coulissement qui absorbent à cette époque les mouvements relatifs de l'Afrique et de Europe (Bouillin, 1977,1979 ; Frizon de Lamotte et al., 2011).

Cette configuration de la Téthys au Crétacé montre :

- **Un bassin de flyschs** à sédimentation du turbidités, large d'environ 200 Km (Bouillin 1977,1979), où se déposent deux séries distinctes : l'une alimentée par les socles Kabyles et qui représente la série des flyschs mauritaniens, l'autre alimentée par la marge africaine, correspondant à la série des flyschs Massylien.

- **Une marge méridionale du microcontinent ALKaPeCa :**

Sur cette marge se déposent les formations de la future "chaîne calcaire" « talus » tectoniquement active où la trace de l'accident coulissant serait probablement présente (Durand-Delga et Fontbote, 1980 ; Naak, 2010) ;

- **Une marge africaine**, où se déposent les séries telliennes sur le « talus » africain passif, des séries, abyssales à bathyales ultra et épi-telliennes, séries à tendance néritique (méso-telliennes) ou d'avant fosse (infra-telliennes), passant aux formations néritiques de la plate –forme continentale « autochtone » (Vila, 1980).

Le fonctionnement de ce sillon est marqué par des phénomènes de distension et de compression (Vila, 1980).La distension la plus importante a lieu au Jurassique supérieur-Berriasien (Bracene et al., 2002) marquée dans le soubassement des flyschs en Petite Kabylie ,en Grande Kabylie, et dans le Rif par un volcanisme du même âge. En revanche, aucun phénomène comparable n'est connu dans les vastes affleurements de la chaîne calcaire et de la marge africaine. Il apparait donc qu'au Jurassique supérieur une zone comportant des roches basiques et ultrabasiques s'est différenciée entre la chaîne calcaire au Nord et la marge africaine au Sud. Ce volcanisme correspond certainement à un épisode distensif ; c'est sur cette ligne de fracturation (Rift) et de distension que va s'individualiser le sillon des flyschs au début du Crétacé (Bouillin, 1979).Un autre épisode de distension se marque au Cénomaniens par un

volcanisme basique, généralisé, quoique beaucoup plus discret dans tout le domaine Massylien (Boouillin, 1977,1979).

Les compressions sont surtout marquées dans la marge tellienne, notamment dans les Babors (Obert, 1981 ;Kireche,1993),où se développent dès le Crétacé moyen épisodes de tectonique accompagnée de schistosité et de métamorphisme (Obert,1974 ;1981 ;Maluski,et al.,1979,Kireche,1993 ;Bracene et al.,2002,Benouali-Mebarek et al. ,2006).

b) Du Crétacé supérieur a l'Eocène supérieur, une phase tectonique compressive induit le début de la résorption du bassin des flyschs Kabyles et sa structuration par subduction de l'Afrique sous les blocs AlKaPeCa (Bouillin,1986 ;Frizon de Lamotte et al 2000,Benaouali-Mebarek et al.,2006).

Un prisme d'accrétion s'est alors formé et se traduit par la superposition des socles Kabyles et leur chaîne calcaire écaillée sur au moins une partie des flyschs Maurétanien. Ces mouvements, certainement amorcés avant l'Eocène supérieur (Raoult, 1979 ; Bouillin, 1977), sont assurément terminés avant l'Oligocène supérieur, période pendant laquelle une distension s'est amorcée au nord à l'arrière des blocs AlKaPeCa.

IV.2.2.Période tertiaire

Cette période caractérise un dispositif paléogéographique entièrement des précédents :

IV.2.2.1.De l'Aquitainien au Burdigalien inférieur :

- Au Nord, à l'arrière des blocs AlKaPeCa, se crée un bassin où se dépose l'Oligo-Miocène Kabyle sous forme d'une molasse (OMK) alimentée par les socles Kabyles émerges (Gery et al. 1981).
- Au sud un bassin large d'au moins 120à130 Km(Vila,1980 ;Hoyez,1974),est le siège d'importants dépôts de flysch grésomiacé passant latéralement vers le Sud au flysch Numidien (Lahondere et al.,1979 ;Thomas,2002),voire « Oligocène de Bogai »sur la marge africaine(Kiken, 1974). Ce type de faciès est reconnu également plus à l'Ouest, dans l'arc Bético-rifain. Le bassin du flysch numidien constituerait l'avant-arc des blocs Kabyles édifié sur un prisme d'accrétion en surrection. Ceci induit des glissements pelliculaires à vergence Nord (Bouillin, 1986 et Medaouri, 2014) de lambeaux de flyschs représentant les premiers olistostromes.

IV.2.2.2 Au Burdigalien terminal :

Les blocs AlKaPeCa demeurent mitoyens voire décalés légèrement les uns des autres par des failles transformantes, alors que le bloc Corso-Sarde aurait engagé sa rotation antihoraire, induisant une ouverture en « sphénochasme » (Cohen, 1980) ou en « porte de salon » (Martin,2006) dans la partie orientale du bassin algérien . Le Bloc d'Alboran ne s'est pas encore séparé du reste des blocs Kabyles et se situait à cette époque au SE de l'Ibérie, probablement à proximité de la position actuelle de l'île d'Ibiza, en fonction des résultats obtenues sur la transition entre le bassin algérien et le bassin d'Alboran (Medaouri et al, 2014). Cette position apparait être relativement proche de celle qualitativement (et plus ou moins explicitement) proposée par certains auteurs(Gelabert et al.,2002 ;Duggen et al.,2004 ;van Hinsbergen et al.,2004) mais au Sud-Est que d'autres (Mauffret et al.,2004).

Outre les contraintes géométriques liées aux structures de socle du bassin, cette disposition paléogéographique est notamment argumenté par :

(1) la présence de Silexite et de tuffites au sommet de la série de l'OMK (Bouillin, 1986) et dans la série du flysch Numidien (Gélard, 1976).

(2) les corrélations des séries sédimentaires établies entre les marges Baléares, Kabyle, Sarde et Alboran.

(3) le non-dépôt de la série numidienne entre Alger et Ténès, ce qui indique que cette partie du bassin Algérien n'était pas encore ouverte au Burdigalien terminal. Jusqu'au Burdigalien moyen, pendant l'ouverture en N-S du bassin OMK à l'arrière des blocs AlKaPeCa, une tectonique tangentielle affecte le bassin frontal, amorçant le cisaillement des unités du domaine Kabyles et leur chevauchement sur le domaine tellien.

Sachant que la dérive des blocs Kabyles vers le S à SE et la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde et horaire des blocs Alboran et Kabyle seraient liés au fonctionnement de la subduction Téthysienne dont le prisme est formé de flyschs et d'unités des massifs Kabyles. Le recul du slab vers le SE aurait également induit la formation en arrière de l'arc Kabyle du bassin de l'OMK.

IV.2.2.3. Du Langhien au Tortonien Moyen

Pendant cette période, le bloc Corso-Sarde occupe sa position actuelle, et les blocs Kabyles (PK et GK) sont définitivement accolés à la marge africaine. Cette situation implique un blocage du processus du retrait du slab vers le S à SE et a engendré la double déchirure du slab, vers l'Ouest et vers l'Est (Carminati et al. 2004 ; Spakman et Wortel, 2004), provoquant une segmentation en deux parties des bassins et une accretion océanique de forme triangulaire à l'endroit de la Ride d'Hannibal (RH)

- Le slab occidental se déchire le long de la marge Baléares au nord (Escarpement Emile Baudot=EEB) et le long de la marge Kabyle néoformée au sud, induisant la formation des STEP-Faults. En conséquence à cette déchirure, le slab recule vers l'Ouest, entraînant avec lui les blocs d'Alboran et induit l'ouverture oblique (en Est-Ouest) de la partie centrale du bassin Algérien.
- La partie orientale du slab recule également mais cette fois vers l'Est et se déchire le long de la STEP-3, permettant l'ouverture du bassin oriental algérien et le déplacement de l'Arc Siculo-Calabrais vers l'Est, le long de failles de coulissage ou transformâtes E-O.
- C'est à la fin du Langhien que le bloc détaché est entré en collision oblique avec la marge africaine et s'effondre ensuite, permettant aux sédiments Tortonien de s'y déposer.
- Au Tortonien inférieur, la marge de grande Kabylie se soulève et isole le bassin de Tizi Ouzou du reste du bassin algérien au nord.

Le développement de STEP _ faults pendant le Langhien et le Tortonien a permis une forte activité magmatique à terre et en mer le long de la marge algérienne.

IV.2.2.4. Du Tortonien supérieur au Messénien

A l'ouest, pendant cette période, le bloc Alboran (BET-Rif) termine sa dérive vers l'Ouest et entre en collision à la fois sur la marge sud-ibérique et sur la marge ouest-maghrébine, induisant ;(i) la formation de l'Arc de Gibraltar, l'isolement de l'océan Atlantique du reste du bassin Maghrébin néoformé. Pendant que le bassin algérien et le reste de la Méditerranée occidentale subissaient une évaporation intense, deux corridors atlantiques existaient à la fin du Tortonien et alimentaient en eau océanique, respectivement, le bassin de Guadalquivir au nord des Bétiques (BET) et les bassins de Habibas et du Cheliff situé au nord de la marge africaine. Ces deux bassins ont été isolés du bassin algérien par la ride de Yusuf -Habibas et le bassin de Tizi-ouzou déjà en surrection.

A l'extrême Est de la chaîne des Maghrébides, les blocs siculo Calabrais (Si, Pel et Cal), encore mobiles, commencent leur dérive vers le SE, induisant derrière eux l'Océanisation du bassin Tyrrhénien et son isolement de la Méditerranée. Pendant le Tortonien, une compression s'est faite sentir sur l'ensemble de la marge algérienne, engendrant : des plis à grand rayon de courbure dans les dépôts anté-tortonien (dans le bassin Tizi Ouzou, Gelard, 1979 ; Aite, 1994) et le glissement d'une autre génération d'olistostrome dans le bassin algérien (entre Dellys et Jijel, à terre : Raymond, 1976 et en mer ; Medaouri, 2014).

IV.3. discussions de l'évolution géodynamique du terrain d'étude

Admettant que l'ouverture du bassin algérien dans son ensemble c'est effectuer diachroniquement de l'Est vers l'Ouest (Medaouri et al, 2014), donc les âges sont plus ancienne vers l'Est et que les bassins qui sont formés durant la phase d'extension NO-SE : Aquitano-Burdigalien (Auzende et al, 1973 ; Vergès et al, 1999 ; Frizon de Lamotte et al, 2000). Ces bassins ont une géométrie étroite, limités par des failles normales de direction NE-SW et des failles transformantes de direction NW-SE, certaines de ces failles sont aperçus comme une conséquence de la réactivation tardive des failles exhumant le socle kabyle (Medaouri et al, 2014). La combinaison de ces données avec les résultats obtenus jusqu'au la, dans notre travail vont permettre tout d'abord de supposé que même à l'intérieure du bassin on peu avoir un processus d'individualisation diachrone via le réseau de failles secondaires et même régionale à l'image de la faille régionale de Souama-Tigzirt.

- ✓ Les résultats obtenue dans l'analyse sédimentologique à l'œil nue et via les analyses microscopiques, ont permet de supposé l'existence d'un milieu marin abrité, qui s'approfondis brutalement, pour former des dépôts d'aspect flyschs aussi jugé profond, car des foraminifères pélagiques à l'image des globigérinodes ont été retrouver à grande échelle, par endroits.
- ✓ L'approche structural a permet de cartographie des zones de contacts discordants, des dépôts flyschs Crétacé avec les dépôts du bassin et aussi des phases tectonique ont été mises en évidence d'une façon approximative.

Ces conclusions vont permettre en premier lieu de supposer des modèles géodynamiques et mettre en évidence le contexte et la zone étudié dans son contexte géologique à l'époque de dépôt, voir (figure : IV.1)

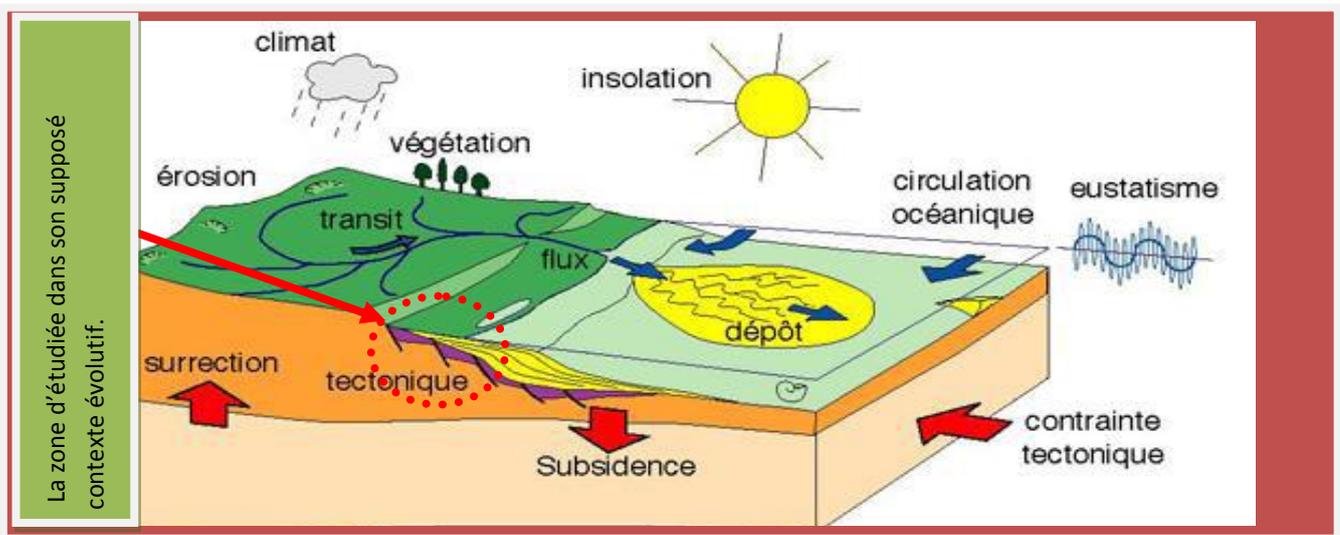


Figure : IV.1. Modèle de sédimentation- Paramètres géologiques et climatiques contrôlant l'architecture Stratigraphique d'un bassin et son évolution tectono-sédimentaire avec un remplacement de la zone étudiée dans son contexte évolutif. Estelle Leroux (Inédit).

Le système de failles rencontré permet de supposer un modèle de structuration du bassin ; les arguments que nous prenons pour soutenir cette proposition repose sur :

- ✓ Les grands couloirs de failles de décrochement de directions E-W et NW-SE qui vont produire un système de structuration losangique, voir (chapitre.III).
- ✓ La direction des affleurements du socle estimé SW-NE, qui donne un sens pour cette hypothèse d'une ouverture losangique.
- ✓ Les directions des failles secondaires qui affectent le bassin et la typologie des contacts discordants avec le bassin voir le chapitre précédent.

Toutes ces arguments conjugués avec ce qui a été vu et résumé sur l'évolution géodynamique du bassin et son ouverture diagonale provoquée par les mouvements de coulissage produites par le retrait du Slab, voir (Medaouri, et al, 2014, Badji, 2014, Arab, 2016), va nous pousser à supposer ce modèle de formation et de structuration en demi-graben ; voir (Figure : III.2)

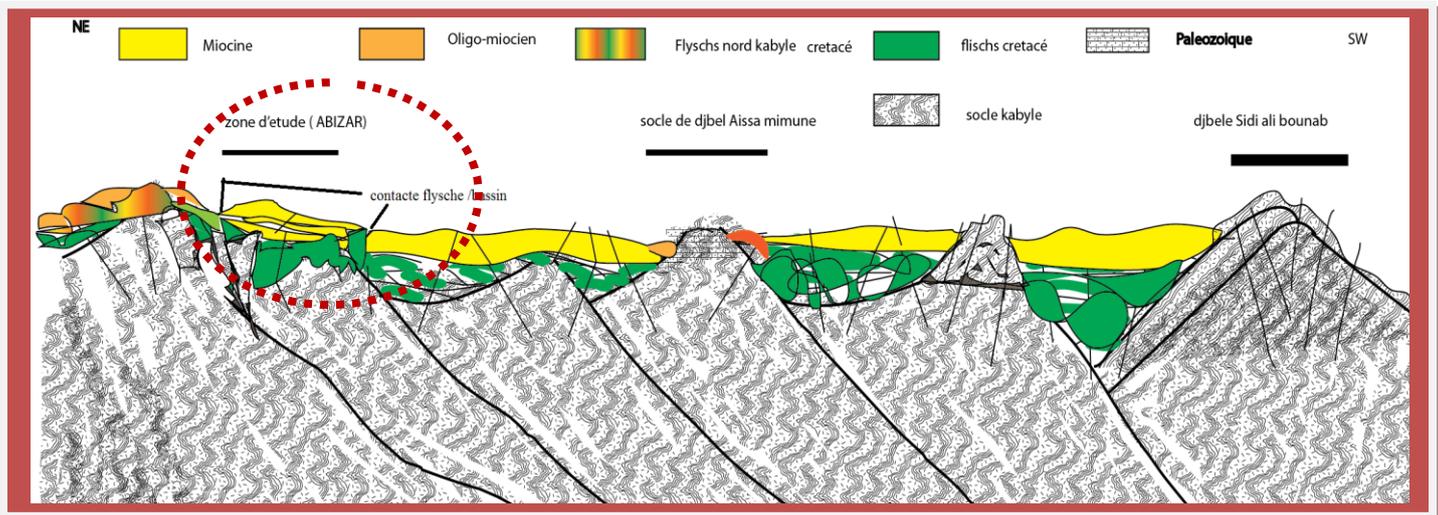


Figure : III.2. Proposition d'un modèle de formation et de structuration du bassin de Tizi Ouzou, basé sur les travaux effectués sur la zone d'étude et les synthèses des travaux précédant sur l'ouverture et la structuration des bassins côtiers Algériens.

- L'explication de la tectonique synsédimentaire, qui a donné lieu à des dépôts turbiditiques, voir (chapitre : II et III), va nous conduire à supposer une forte subsidence tectonique sur cette bordure Nord du bassin. Mais aussi sur l'ensemble du bassin de Tizi-Ouzou.

IV.4. Conclusion

Cette approche géodynamique, nous permet de dire, que la zone étudiée, illustre une dynamique de formation et de structuration de l'ensemble du bassin de Tizi-Ouzou et les paramètres tectonique, imposent leurs lois, dans la formation de ce bassin côtier.

La subsidence tectonique fut le mécanisme essentiel dans la formation de bassin et son individualisation, avec l'ouverture diachronique, qui s'opère d'Est vers l'Ouest et du Nord vers le Sud.

Admettant que l'ouverture du bassin est produite via le mécanisme de retrait du slab en provoquant des déchirures latérales dans la croûte du bloc des Kabyliques, ces dernières se manifestent en faveur des grandes failles d'orientation NW-SE, ce qui a laissé supposer une ouverture en blocs basculés et/ou en demi-graben.

Cette hypothèse est soutenue par les résultats obtenus par plusieurs auteurs cités au préalable, sur l'exhumation et la structuration du socle kabyle.

V. Conclusion générale :

Ce travail nous a ramené à un ensemble de conclusions et de recommandations, qui vont permettre l'approfondissement de nos connaissances, sur la formation et la structuration du bassin de Tizi-Ouzou :

- Sur le plan sédimentologique, les dépôts qui sont rencontrés nous ont fournis des informations suivant :
 - Les dépôts sont conglomératique à la base, composés d'éléments de provenance socle kabyle et flyschs crétacé Nord kabyle, ce qui laisse supposer que le phénomène d'érosion est intense au début d'ouverture de ce bassin
 - Une présence fluviatile dans un épisode de début de formation du bassin, notamment avec une présence remarquable de la plaine alluviale.
 - Les dépôts marins viennent se déposer en discordance, sur la première formation grésoconglomératique.
 - Une présence curieuse des silexites au sommet de la première formation continentale.
 - Les dépôts marins qui viennent sont de nature beaucoup plus carbonatée, ce qui a été expliqué par l'existence d'un substratum carbonaté qui s'érode, la prolifération de la faune, vu que les conditions climatiques le permettent et aussi la présence de la glauconie, typique des milieux réducteurs, ce qui a favorisé la précipitation des carbonates de calcium, avec un autre indice important, qui est la présence des organismes comme les foraminifères pélagiques et autres espèces typiques des milieux relativement chauds.
 - Cette mer peu profonde elle est tout de même ouverte sur le bassin algérien (conclus par plusieurs auteurs), mais aussi elle s'approfondit par endroits ce qui a été argumenté par la présence de dépôts turbiditiques typiques des flyschs, avec comme indice la séquence de bouma.
- Sur le plan structural et géodynamique, notre approche nous a permis des résultats, plus ou moins convaincants :
 - En cartographiant le terrain d'étude nous avons pu mettre en évidence deux contacts discordants entre un substratum flysch d'âge Crétacé et les dépôts grésoconglomératiques, de la formation (m2b Co) d'âge Burdigalien terminal d'après, Gelard. Comme nous avons supposé l'existence d'un autre contact avec le socle gneissique, caché par l'érosion tardive de l'unité de base du bassin, comme arguments ; les brèches métriques du gneiss retrouvées dans des endroits affectés par des failles inverses dans les dépôts conglomératiques nous ont permis de dire que le socle n'est pas loin.
 - Des tectoniques datées de l'Eocène, jusqu'au Tortonien ont été mises en évidence via les directions de l'orientation des plis et failles qui affectent la zone d'étude.
 - Cette dynamique de structuration et de formation nous a permis de supposer que la nature de la subsidence tectonique préside et contrôle l'ensemble du bassin et que le système d'ouverture en Demi-graben est le plus valable pour expliquer la géologie du bassin sédimentaire de Tizi-Ouzou.
- ❖ Comme recommandations :
 - Un bilan analytique doit être fait dans la formation conglomératique à la base du Miocène pour comprendre les origines de tout ce produit démantelé.
 - Une étude biostratigraphique doit être faite sur la partie immergée de la coupe A et sur toute la partie de la coupe B.

- Des analyses géochimique doivent être faites dans cette zone bordière, notamment pour l'estimation du taux de la matière organique existante dans le contenu fossilifère.
- Une étude géophysique notamment sismique est recommandée, pour comprendre le réseau structural et une diagraphie associée qui va aussi permettre d'estimer la porosité et la perméabilité dans les couches basales du bassin.
- L'estimation de l'intérêt pétrolier, de ces formations du bassin car du point de vue sédimentologique et structural, le système roche mère, réservoir et couverture existe.

Bibliographie

- Abdelhafid Mihoubi** ,Imagerie sismique de la structure profonde de la marge algérienne Oriental(Secteur Jijel) thèse de doctorat, juin 2014.
- Aite, M.O.1994.**Analyse de microfracturations et paléo-contraintes dans le Néogène post-nappes de Grande Kabylie(Algérie)Thèse, Le Mans ,
- Aite,M.O,**and J.P.Gelard (1997),post-collisional palaeostresses in the central maghrebides (great Kabylia,algeria),Bulletin De La Societe Geologique De France.
- Badji,R., et al** ;2011 ,submitted.Geophysical evidence for a transform margin in Northwestern Algeria :Probable vestige of a Subduction –Transform Edge Propagator,Geophys.J.Int.
- Belanteur,O.,BellonH .,Maury R.C.,Oubabi,A.,Coutelle A.,Semroud B. , Megartsi M.et Fourcade S.**1995. Le magmatisme Miocène géologie géochimie géochronologie de l'Est Algérois, géologie, géochimie et40K-40 Ar.C.R.Acad.Sci. Paris,t.321,IIla,
- Belhai D.1996**, évolution tectonique de la zone ouest algérois (Tenes-Chenoua) :approche stratigraphique et structurale .Thèse Doctorat d'état . USTHB. Alger.
- Bellon,H,Brousse,R.1977.**Le magmatisme périméditerranéen occidental.Essai de synthèse, Bull.Soc.Géol. France XIX .
- Bouillin J.P et Raoult J.F1971**,Présence sur le socle Kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs ;Numidien peut –il être un néo-autochtone ? Bull.Soc.géol.Fr.
- Bouillin J.P.Durand-Delga,Gelard.J.P...** et al,1973 Les olistostrome d'âge miocon inférieur liés aux flyschs allochtones Kabyles de l'orogène alpin d'Algérie .Bull.Soc.géol.FR
- Bouillin,J.P1986.** « Le bassin maghrébin » :une ancienne limite l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes.Bull.Soc .Géol.Fr.
- Bracene,R.Frizon de Lamotte ,D.2002.**The origin of intraplate deformation in the Atlas system of Western and Central Algeria ;from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary inversion.Tectonophysics.
- Caire A.1957.**Etude géologique de la région des Bibans.Publ.Serv.Carte géol.Algérie.N-S.Bull.
- Caby,R and Hammer,D1992** Le massif cristallin de l'Edough (Algérie) ;un metamorphic core complex d'âge miocène dans les Maghrebides.C.R.Acad .Sc .Paris à paraître en 1992.
- Cohen,C.R1980**,Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean Tectonophysics.
- Corti ,G.M.Bonini.S.Conticeli,F.Innocenti,P Manetti, and,D.Sokoutis.2003.**Analogue modelling of continental extension : a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma :Earth-Science Reviews.
- Courme-Rault.D 1985**-Stratigraphique du Miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des Atlassides orientales(Algérie .Sicile) These Univ.D'orléan.

- Dewey, J.F. 1980.** Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. In .Strangway .The Continental Crust and Its Deposits. Geol. Assoc. Can. Spec .
- Durand –Delga. M 1969.** Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Algerie.
- Elsasser. W.M. 1971.** Sea floor spreading as thermal convection. J. Geophysical .
- Fleitout. L.C. Froidevaux, and D .Yuen .1986.** Active lithosphere thinning ; Tectonophysics.
- Gery. B. 1981.** Définition d'une série type de l'Oligo-Miocène Kabyle ante nappes dans le djebel Aissa Mimoun (Grande Kabylie Algérie).
- Lister. G.S. Etheridge ,M.A et Symonds ,Pa. 1986.** Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology .
- McKenzie. D 1978.** Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters .
- Medaouri. M .Déverchère. J.G raindorge et al. 2014.** The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea).
- Saadallah. A 1992.** Le cristallin de la grande Kabylie (Algerie) :sa place dans la chaine des Maghrébides .thèse es, Sci, Univ .Alger.
- Saadallah .A et Cady R 1996.** Alpine extension detachment tectonics in The Grande Kabylie metamorphic core complexe of The Maghrebides .Tectonophysics.