

N°d' ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran
Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire
Département des Sciences de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du diplôme de **Master II**
Option : **Magmatisme, géodynamique et transferts lithosphériques.**

Thème

**Inventaire et étude pétrographique du matériel lithologique,
cristallin et cristallophyllien, du diapir triasique d'Ain Nouissy
(Région de Mostaganem, Oranie nord oriental, Algérie).**

Par

M^{elle}. SAOUDET Fadhila

Soutenance : 22 septembre 2014, devant la commission d'Examen

Mr. SEDDIKI. A.....Maitre de conférences.....**Président.**
Mr. MEDDAH. A.....Maitre de conférences.....**Rapporteur.**
Mme. BENRAMDANE-LAGRAA. K...Chargé de cours.....**Examinatrice.**

Promotion : 2013-2014



AVANT PROPOS

DEDICACES

Je dédie ce travail :

À mes très chers parents.

À la petite poulette Basma.

À mes très chères sœurs, à mon frère et mes neveux.

À HAMIDI Hamza et sa famille.

À Touts mes enseignants.

À toute ma famille (paternelle et maternelle).

À tous mes amies et mes collègues, chacun par son nom.

À mes camarades de Master II : 2013-2014.

Et aussi à tous ce qui me connue de loin ou de près.

Fadhila.

REMERCIEMENTS

Je remercie Allah le tout-puissant de m'avoir donné la volonté de réaliser cette étude.

Ma reconnaissance va à toutes les personnes qui m'ont accompagnée pendant ces années en m'offrant leur soutien affectif, moral, intellectuel, scientifique mais aussi matériel.

Mes remerciements vont à l'encadreur Dr. MEDDAH Amar pour m'avoir proposé ce sujet et le sujet de mémoire d'ingénieur d'état, pour ses conseils avisés et ses salutaires encouragements. Je lui présente toute ma reconnaissance et mes respects.

Merci à Dr. SEDDIKI. A. d'avoir bien voulu accepter de faire le président du Jury et d'examiner ce travail. Je le remercie vivement pour tout l'enseignement qu'il m'a prodigué, et d'autre part pour la documentation qui m'a fourni. Qu'il trouve ici l'expression de mon respect.

Je remercie Mme. BENRAMDANE-LARAA. K qui a accepté d'examiner ce travail. Je la remercie également pour tout l'enseignement qu'il m'a prodigué. Qu'elle trouve ici l'expression de mon respect.

Je tiens à remercier tous les enseignants du département des sciences de la terre d'université d'Oran en général et en particulier à ceux de la filière Magmatisme, géodynamique et transferts lithosphériques (Ensembles cristallins pour les ingénieurs) pour la contribution de notre formation.

Mes pensées vont enfin à tous mes proches et mes amis, pour leur indéfectible soutien.

Je remercie enfin, tous ceux qui, un jour, entreprendront la lecture de ce mémoire.



TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

Avant- propos

	Pages
Résumé.....	5

PREMIERE PARTIE :

GENERALITES

I- Introduction.....	7
A- Cadre géologique général de l'Algérie du Nord.....	7
B- Cadre géologique général de l'Atlas tellien.....	8
1- Le domaine interne.....	8
2- Le domaine des Flyschs.....	9
3- Le domaine externe.....	10
II- Les principaux appareils diapiriques en Oranie.....	10
III- Cadre géographique de la région d'étude d'Ain Nouissy.....	12
IV- Cadre géologique de la région d'étude d'Ain Nouissy.....	12
V- But de l'étude et méthodologie de travail.....	13

DEUXIEME PARTIE :

LES DIAPIRS ET LA TECTONIQUE EVAPORITIQUE

I- Introduction.....	16
II- Les principales caractéristiques des évaporites.....	16
III- Les différents mécanismes de la dynamique évaporitique.....	17
A- L'instabilité de Rayleigh-Taylor.....	17
B- Les différentes étapes de formation d'un diapir salifère.....	18
C- Diapirisme en régime extensive.....	19
D- Diapirisme en régime compressif.....	20
IV- Morphologie des structures diapiriques.....	20
A- En affleurement.....	20
B- En coupe.....	21
V- Conclusion.....	21

TROISIEME PARTIE :

ETUDE GEOLOGIQUE DES FORMATIONS DU DIAPIR D'AIN NOUISSY

I- Introduction	24
II- Description de l'affleurement du diapir d'Ain Nouissy	24
A- Description macroscopique des faciès.....	24
1- Les faciès sédimentaires.....	24
a- Marnes vertes du Miocène.....	25
b- Les évaporites.....	25
c- Les carbonates.....	26
2- Les faciès magmatiques.....	27
3- Les faciès métamorphiques.....	28
B- Description microscopique des faciès.....	28
1- Les faciès magmatiques (les basaltes).....	29
a- La lame CH9-2.....	29
b- La lame AN2.....	31
2- Les faciès métamorphiques (les amphibolites).....	33
a- La lame AN3.....	33
b- La lame AN5.....	35
c- La lame AN6.....	36
d- La lame AN7.....	37
III- Conclusion	38

QUATRIEME PARTIE :

CONCLUSIONS GENERALES

I- Discussions	41
II- Conclusion	43
Références bibliographiques	45
Liste des figures et des tableaux	51
Liste des abréviations	53




RESUME

En Oranie, Algérie nord occidental, les appareils diapiriques montrent des contours circulaires qui percent un encaissant mésozoïque ou cénozoïque. Ils sont souvent en contact anormal avec l'encaissant. Le diapir évaporitique d'Ain Nouissy (région de Mostaganem) est de forme circulaire. Il affleure au milieu des marnes du miocène post-nappes. Il est constitué par des formations argileuses à gypse qui contiennent des lambeaux de roches cristallines et cristallophylliennes. L'étude pétrographique révèle des faciès magmatiques de type basaltique et des faciès métamorphiques de type amphibolites. Les textures des basaltes suggèrent une mise en place subaérienne et une appartenance à la CAMP (Central Atlantic Magmatic Province). Les textures des amphibolites suggèrent une origine para-dérivée et une appartenance au socle anté-triasique bético-telleo-rifain.

MOTS CLES

Oranie, diapir évaporitique, Ain Nouissy, cristallin, cristallophyllien, CAMP, Bético-tello-rifain.



PREMIERE PARTIE :
GENERALITES

I- Introduction

Le travail présenté dans ce mémoire est une étude pétrographique des roches récoltées dans l'appareil diapirique évaporitique d'Ain-Nouissy (région de Mostaganem, Oranie nord oriental).

L'Afrique du nord est parsemée par un grand nombre de «diapirs» évaporitiques dont l'âge est triasique. La composition lithologique, à l'affleurement, est représentée, en proportion variable, par trois types de constituants : évaporitique, détritique, et carbonate. Lorsque les évaporites sont présentes, il s'agit le plus souvent de gypse, quelque fois d'anhydrite, rarement de sel, car souvent enfoui, en profondeur (Perthuisot, 1994 *in* Dercourt *et al.*1994).

En Algérie, dans l'Atlas saharien (Meddah, 1998), ou dans le Tell (Delteil, 1974 ; Kulke, 1972, 1978 ; Midoun, 1989), les appareils diapiriques montrent des structures ovoïdes ou circulaires. D'une manière générale, ils ont une superficie restreinte qui ne dépasse pas les 10 Km². Ils présentent, souvent, des contacts anormaux avec l'encaissant. Parmi les constituants évaporitiques, il y a le gypse, parmi les détritiques des argilites, et parmi les carbonates des calcaires et des dolomies. Dans certain appareil, il y a également, à la surface de l'affleurement, des blocs éparpillés de roches magmatiques et métamorphiques (Kornprobst et Delteil, 1976 ; Midoun, 1989).

A- Cadre géologique général de l'Algérie du Nord

L'Algérie fait partie du Nord-Ouest africain. Cet ensemble est constitué par deux domaines fortement différenciés. Ce sont du sud au nord (Fig.1) :

- **Un domaine méridional**, où affleurent des socles précambriens et leur couverture phanérozoïque de la plate-forme saharienne. Il est limité au nord par l'accident sud atlasique (ASA) qui s'étend d'Agadir (Maroc) à Gabés (Tunisie) sur plus de 2000 km (Wildi, 1983).

- **Un domaine septentrional** nommé zone atlasique, comportant

Un Atlas saharien, au nord de la plateforme saharienne. Il se prolonge à l'Ouest (Maroc) par le Haut Atlas marocain et à l'Est (Tunisie) par l'Atlas tunisien. Le Moyen Atlas est la continuité du Haut Atlas vers le Nord-Est. Ces trois ensembles forment le domaine atlasique.

GENERALITES

De part et d'autre du Moyen Atlas, il y a la Meseta oranaise, à l'Ouest, et la Meseta marocaine, à l'Est.

Au Nord, de l'Atlas saharien, l'Atlas tellien est un domaine très complexe. Il forme avec les extensions orientale et occidentale, le domaine tello-rifain.

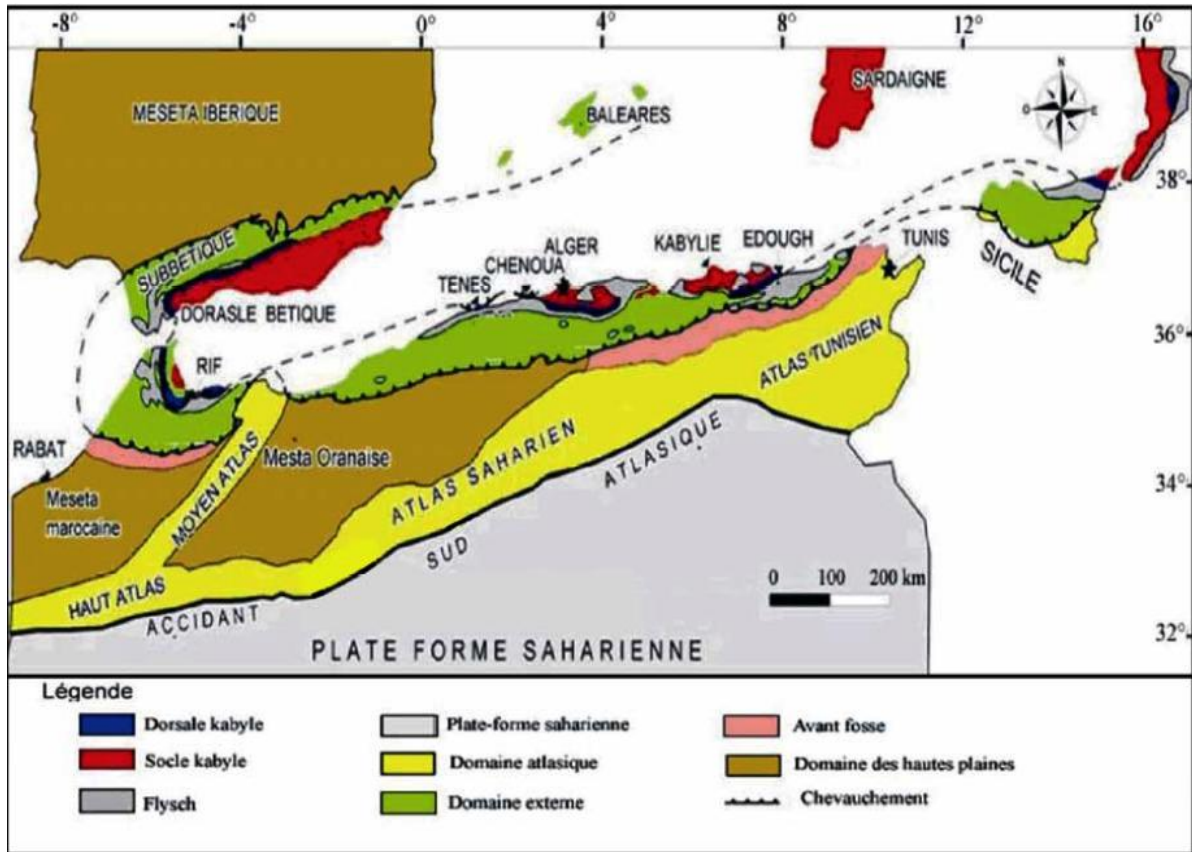


Fig.1 : Carte des grands domaines géologiques de l'Afrique du Nord (Durand Delga et al, 1969).

B- Cadre géologique général de l'Atlas tellien

Le Tell fait partie de l'orogénèse alpine périméditerranéenne occidentale. Il est caractérisé par le développement de terrains allochtones, par des directions paléogéographiques et structurales E-W (Wildi, 1983). Il est constitué du nord vers le sud par le domaine interne, le domaine des flyschs et le domaine externe (Durand Delga et al, 1969) (Fig.2).

1- Le domaine interne

Les éléments du domaine interne affleurent dans les petits massifs de Ténès et du Chenoua ainsi que dans les massifs de la grande et la petite kabylie (Fig.1) (Bossiere,

GENERALITES

1971,1974, Bossiere et Vauchez, 1978, Kornprobst, 1971 in Midoun, 1989). Ce domaine est lié à l'effondrement d'une microplaque, défini par les auteurs sous le terme d'ALKAPECA c'est-à-dire Alboran, Kabylies, Paloritain et Calabre qui représentent les différents massifs internes de l'orogénèse péri-méditerranéenne (Boullin, 1986), il regroupe :

- **Socle kabyle** ou **Kabylide** : Il est composé d'un matériel cristallophylliens (gneiss, marbres, amphibolites, micaschistes et schistes) et sédimentaire peu métamorphique. Cette lithologie représente le socle anté-triasique

- **Dorsale Kabyle** : Elle forme la bordure méridionale du socle kabyle et constituée par des unités mésozoïques et cénozoïques.

Les formations du domaine interne chevauchent le domaine des flyschs et le domaine externe tellien (Durand-Delga, 1969) (Fig.2).

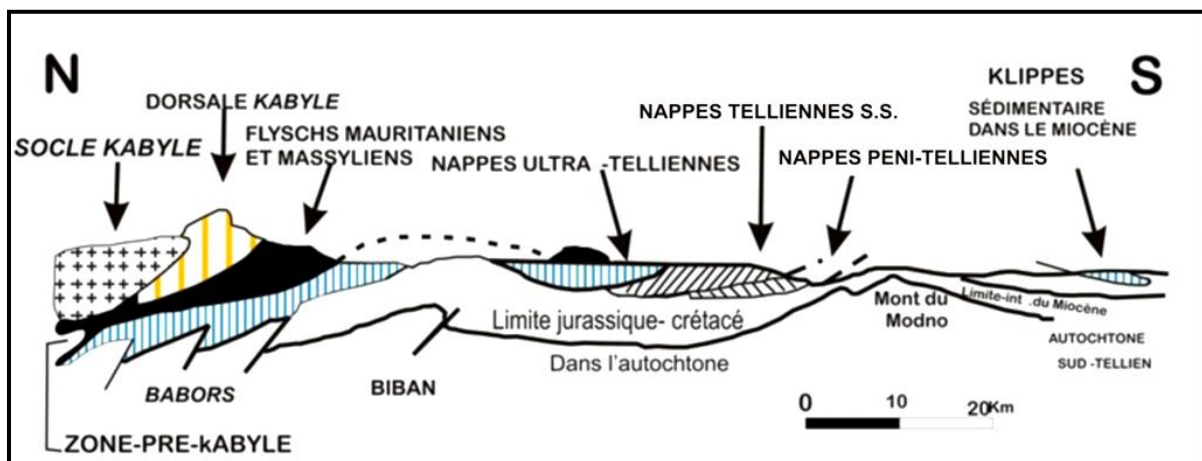


Fig.2 : Les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (modifiées d'après Durand-Delga 1969). (Les Bibans et les Babors qui étaient considérés comme étant de l'autochtone font également partie des nappes telliennes).

2- Le domaine des flyschs

Les nappes de flyschs affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long, entre Mostaganem et Bizerte (Tunisie) (Fig.1). Elles ont un âge crétacé-paléogène. Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profonde. Elles sont principalement composées de matériel détritique. En Algérie, ces nappes de flyschs prennent une position : (i) interne (flyschs Mauritaniens), c'est-à-dire rétro-charriées sur les zones internes appelés flyschs nord-kabyle ; (ii) relativement externe (flyschs Massyliens) à la bordure sud de la Dorsale Kabyle, ce sont les flyschs sud-kabyle ; (iii) totalement externes (flyschs Numidiens) (Durand-Delga, 1969)

(Fig.2), sous forme de lambeaux transportés jusqu'à une centaine de kilomètres au sud, flottant sur le Tell externe (Boullin, 1986).

3- Le domaine externe

Le domaine externe, ou domaine tellien est constitué par un certain nombre de massifs autochtones et par un ensemble d'unités allochtones (*in* Midoun, 1989).

Les massifs autochtones sont représentés par les massifs du Bou-Maad, de Blida et par les ceux de la région du Cheliff (Durand-Delga, 1969). Ce sont des zones hautes où les nappes allochtones sont inexistantes ou ont été mises à nu par la tectonique post-nappes (Bles, 1971).

Les nappes allochtones sont imbriquées les unes sur les autres (Fig.2) et sont constituées de terrains d'âge triasique à néogène. Elles ont été charriées, sur une centaine de km, vers le Sud. Les nappes telliennes s'étendent de l'Oranie jusqu'à la Tunisie (Fig.1) et chevauchent vers l'Atlas saharien (Bracene, 2002).

La couverture récente du Tell est représentée par les dépôts sédimentaires des transgressions marines miocènes à quaternaires ; ce sont les dépôts post-nappes. Ils forment de grands bassins « post-nappes » tels que la Mitidja et le Bassin du Cheliff (Delteil, 1976 ; Thomas, 1985), et les bassins de Constantine et de la Soummam.

II- Les principaux appareils diapiriques en Oranie

Les principaux appareils diapiriques évaporitiques de l'Oranie sont représentés par les affleurements de l'Emir Abdelkader et de Sidi Omar El Ayat (région d'Ain Témouchent), Arbal Tafraoui (région d'Oran), et d'Ain Nouissy (région de Mostaganem). Ces différents appareils se situent dans le domaine externe tellien (Midoun, 1989) (Fig.3).

En Oranie, la morphologie des affleurements diapiriques montre des contours quasi circulaire, qui percent un encaissant mésozoïque ou tertiaire. Ils sont en relation avec des fractures de direction NE-SW (Perthuisot, 1994 *in* Dercourt et al.1994).

III- Cadre géographique de la région d'étude (Ain Nouissy)

La région d'étude est localisée dans la partie nord orientale de l'Oranie (région de Mostaganem, Tell occidental), à 15 de kilomètres, au Sud-Ouest, de Mostaganem et à 60 kilomètres, à l'Est, de la ville d'Oran. Elle se trouve à la sortie Est de la ville d'Ain Nouissy (Fig.4). C'est un diapir évaporitique qui fait partie du Djebel Chegga dont l'altitude varie entre 90 et 286m.

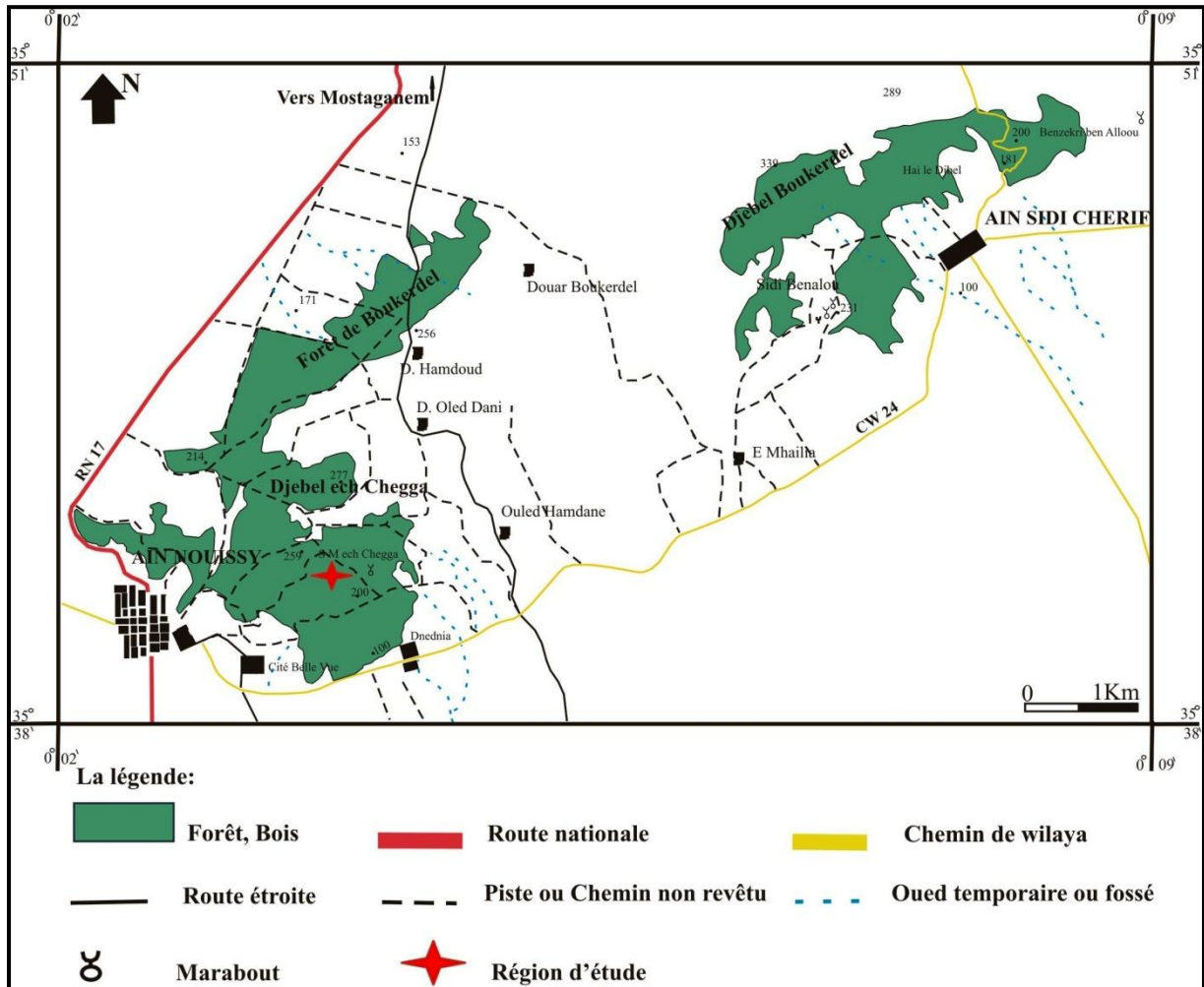


Fig.4 : Situation géographique de la région d'étude (extrait de la carte topographique de Mostaganem Ouest (1/50.000). Redessinée).

IV- cadre géologique de la région d'étude

Le diapir évaporitique d'Ain Nouissy affleure dans les formations post nappes (marnes vertes du Bassin du Cheliff) d'âge miocène ; elles sont surmontées par la formation continental rouge d'âge plio-quadernaire. Les lithologies du diapir sont représentées par des

GENERALITES

argilites, bigarrées, gypseuses, par des lambeaux de dolomies et de calcaires, par basaltes, par amphibolites. On trouve donc dans cet affleurement les trois grands groupes de roches à savoir : roches sédimentaires, magmatiques et métamorphiques (Fig.5).

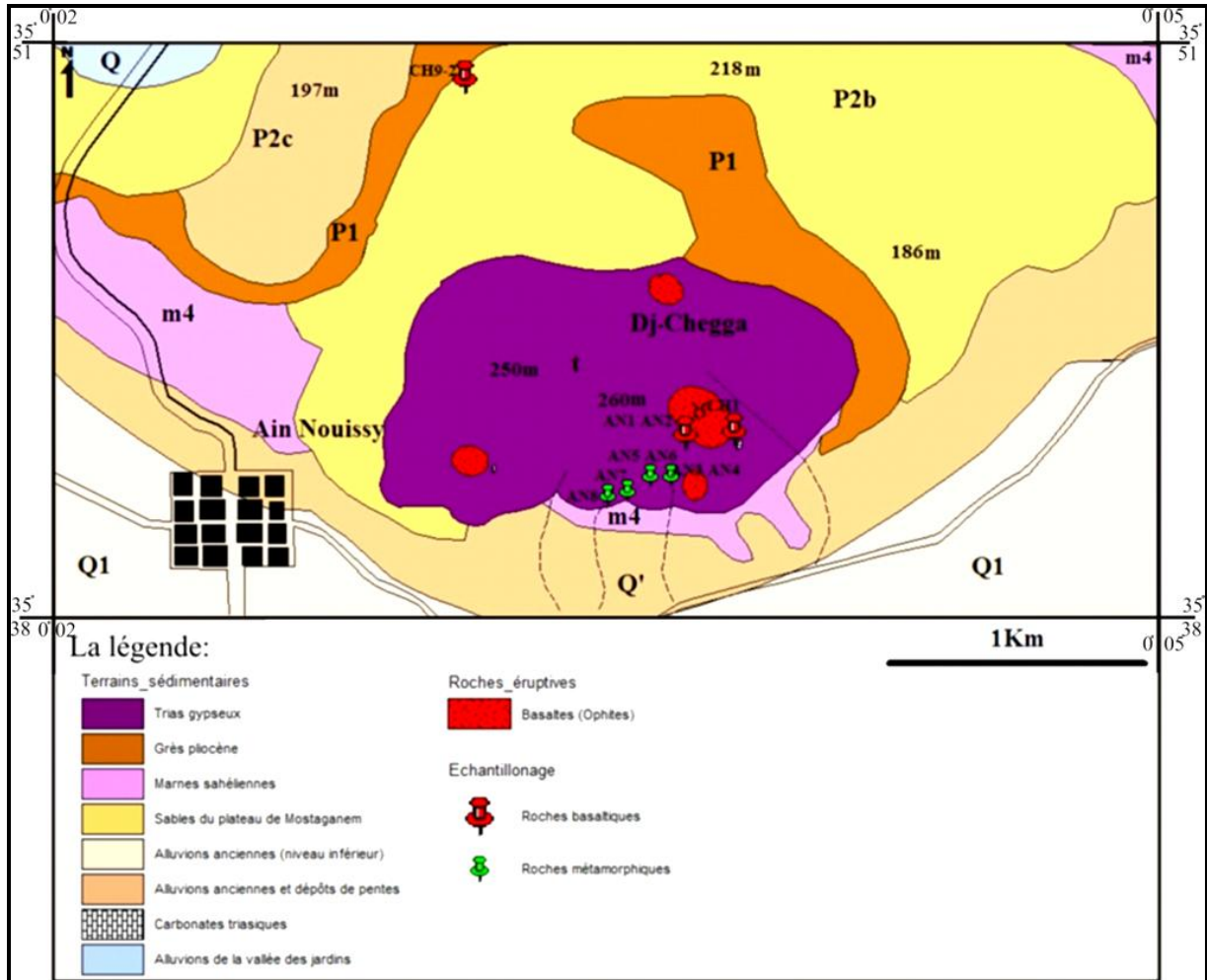


Fig.5 : Carte géologique de la région d'étude (extrait de la carte géologique (1/50.000) de Mostaganem Ain Boudinard ex Belle Côte) (Modifiée pour ce travail).

V- But de l'étude et méthodologie de travail

A- But de l'étude

Le but de l'étude consiste à faire un inventaire et une étude pétrographique des roches cristallins et cristallophylliens.

B- Méthodologie de travail

Cette étude a nécessité un travail sur le terrain, et un autre au laboratoire. Le premier consiste à faire la cartographie de la région d'étude (carte géologique et d'échantillonnage). Le second, c'est la confection des lames minces pour entreprendre une étude pétrographique.

- Sur le terrain


Nous avons fait une carte d'affleurement et procédé à une observation macroscopique des différentes roches. L'ensemble de ces roches, magmatiques ou métamorphiques, sont reportées sur la carte (Fig.5).

- Au laboratoire

Nous avons procédé à la préparation des lames minces et à leur étude pétrographique.

- Etude bibliographique

L'étude bibliographique permet de faire des mises au point sur la géologie de la région, sur les appareils diapiriques et sur la période triasique, car généralement ces affleurements appartiennent à cette époque.



**DEUXIEME PARTIE :
LES DIAPIRS ET LA TECTONIQUE
EVAPORITIQUE**

LES DIAPIRS ET LA TECTONIQUE EVAPORITIQUE

I- Introduction

Le terme de diapir définit un anticlinal à noyau perçant, qu'on appelle aussi pli-diapir (Mrazec, 1915). Il peut acquérir plusieurs formes, lentille, lame, dôme, cône, cylindre, pilier ou champignon.

Le terme de diapirisme, largement utilisé en géologie, englobe toutes les modalités causant le déplacement et l'intrusion des matériaux ductiles, notamment la boue, le magma et les évaporites. Le terme d'halocinèse est réservé seulement aux mouvements ascensionnels des évaporites (Trusheim, 1960). Cependant pour beaucoup d'auteurs, les termes de diapirisme et d'halocinèse sont synonymes (Perthuisot, 1991). Nous nous intéresserons ici uniquement et en particulier au diapirisme de type évaporitique.

La tectonique salifère ou l'étude du phénomène diapirique a vu ces heures de gloire que pendant les 20 dernières années du 20^{ème} siècle là où l'intérêt de l'industrie et l'exploration pétrolière et minière avaient explosés et là où le développement technologique a atteint son paroxysme par des méthodes de modélisation et d'imagerie assez pointues et précises.

II- Les principales caractéristiques des évaporites

L'une des principales caractéristiques fondamentales du matériel évaporitique est sa haute plasticité et sa faible densité (Odé, 1968) (Tab.1).

Roche évaporitique	Densité (g/cm ³)
Carnallite	1.60
Sylvite	1.98
Kainite	2.10
Halite	2.16
Gypse	2.31
Anhydrite	2.90

Tab.1 : Les différentes densités de quelques évaporites (Odé, 1968).

De nombreux sédiments, non consolidés, ont des densités originelles plus faibles (< 2,0 g/cm³). La compaction, la déshydratation et la cimentation augmentent la densité de ce

LES DIAPIRS ET LA TECTONIQUE EVAPORITIQUE

matériel, durant l'enfouissement, qui dépasse celle du sel. Contrairement au matériel sédimentaire, la densité des évaporites reste constante malgré l'enfouissement (halite: 2,16 g/cm³. sédiments consolidés 2,5 à 2,6 g/cm³). La profondeur critique à laquelle la densité des sédiments devient supérieure à la densité du sel varie d'un bassin à un autre. Elle est généralement de l'ordre de 800 à 1000 mètres.

III- Les différents mécanismes de la dynamique évaporitique

Deux hypothèses se dégagent sur l'origine de la dynamique évaporitique (Mrazec, 1915; Wegmann, 1930; Rios, 1948; Lotze, 1957; Heim, 1958; Gansser, 1960 in Gaullier, 1993): les uns postulent que la mise en place de diapirs est provoquée par des forces tectoniques externes, les autres l'expliquent exclusivement par la nature du matériel évaporitique. Les tenants de la première hypothèse travaillent sur des diapirs en contexte orogénique, les autres en contexte anorogénique.

A- L'instabilité de Rayleigh-Taylor

Trusheim (1960) a interprété ses observations selon le concept de l'élévation de diapir comme l'instabilité de Rayleigh-Taylor. Il postule que lorsque deux couches de fluides de densité différentes sont superposées tel que la couche la moins dense se trouve au dessous d'une autre plus dense, l'interface entre les deux milieux se plisse spontanément donnant naissance à un ou plusieurs anticlinaux ou diapirs. Ceci permet de rétablir une stratification normale des densités (Fig.6).

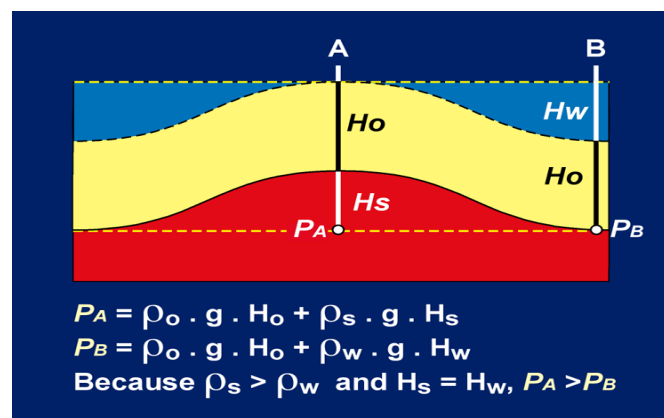


Fig.6 : Model de l'instabilité de Rayleigh-Taylor (Trusheim, 1960 in Vendeville, 1999).

LES DIAPIRS ET LA TECTONIQUE EVAPORITIQUE

B- Les différentes étapes de formation d'un diapir évaporitique

En 1960, [Trusheim](#) a décrit trois stades évolutionnaires de mouvement de sel : stade intumescence, stade diapir et stade post-diapir (Fig.7). Dans les modèles obtenus, la couche-mère évaporitique se déforme progressivement par fluage en rides puis en diapirs.

- **Stade d'un coussin de sel « pillow stage »** : Quand la couche rocheuse aura atteint les quelques milliers de mètres, la compaction aura fait augmenter sa densité qui sera supérieure donc à celle du sel qui est de densité 2,16. Il y aura alors un déséquilibre entre les masses d'évaporites et des roches sédimentaires, car on aura une partie plus dense sur une autre moins dense. Les évaporites commencent à fluer vers le haut pour rééquilibrer les densités.

- **Stade de diapir « diapir stage »** : L'étape de diapir, pendant laquelle les strates s'épaississent, correspond à l'affaissement des flancs. C'est ainsi que les évaporites, en ascension, s'injecteront dans la couverture sédimentaire sous forme de grands diapirs.

- **Stade post-diapir « post-diapir stage »** : Au cours de cette étape, la crête de diapir monte au-dessus des formations géologiques. Par contre, les couches adjacentes s'abaissent, elles sont entraînées vers le bas. C'est l'étape finale, de déversement.

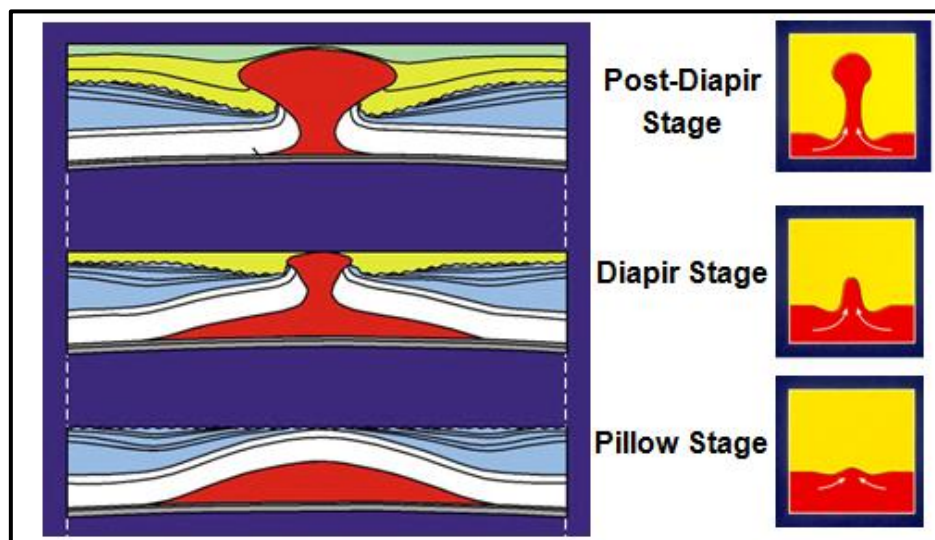


Fig.7 : Différentes étapes de l'instabilité de Rayleigh-Taylor, et les trois étapes d'évolution du diapir ([Trusheim, 1960](#))

LES DIAPIRS ET LA TECTONIQUE EVAPORITIQUE

C- Diapirisme en régime extensif

D'après les travaux, inédits de [Thomas 1994 in Amara et Guellati 2011](#), sur modèle expérimental, il a pu cerner la relation entre l'extension et la surcharge sédimentaire en variant les paramètres telle que la vitesse d'extension, interruption de la sédimentation et la vitesse de sédimentation (Fig.8).

En régime extensive, lorsque la vitesse de sédimentation est supérieure à celle de l'extension (déformation extensive), le graben aussitôt formé se remplit en permanence de sédiments et scelle le développement du diapir (Fig.8A).

Dans le cas d'une vitesse de sédimentation égale à la vitesse d'extension le graben s'ouvre et se remplit. Les couches déposées synchrones à l'extension subissent un rebroussement ou un affaissement vers le bas à la faveur des failles normales, lorsque la sédimentation présente un long arrêt les contours du diapir deviennent très irréguliers (Fig.8B).

Si la sédimentation est à vitesse constante mais à interruption momentanée le même schéma est obtenu mais avec une discordance marquant des arrêts de sédimentation et des irrégularités de l'espacement des failles (Fig.8C).

Dans le cas où la sédimentation se poursuit après un arrêt, le diapir continue de croître et les nouvelles couches déposées sont rebroussées vers le haut (vers les flancs du diapir) (Fig.8D).

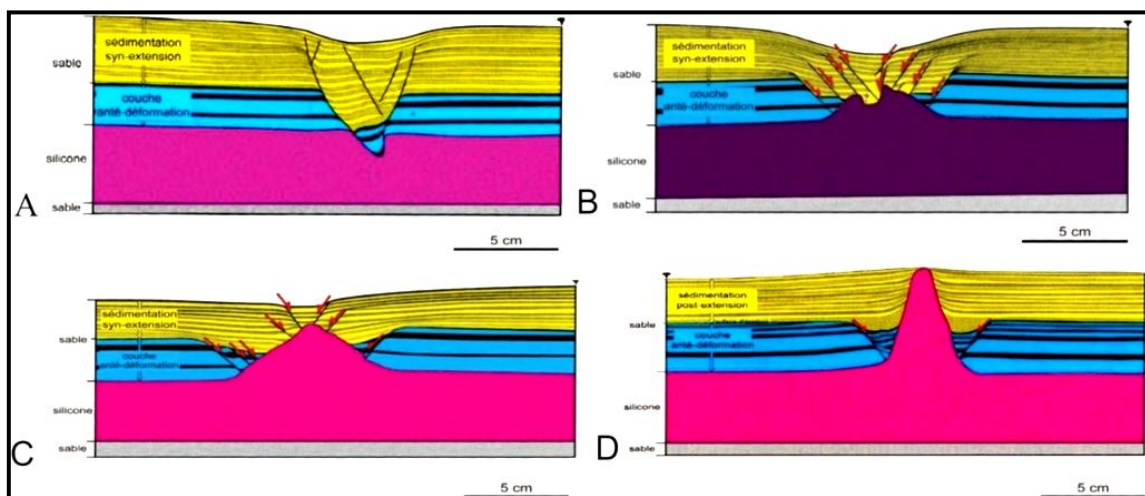


Fig.8 : Relation entre diapirisme extensive et sédimentation ([Thomas, 1994 in Amara et Guellati, 2011](#)).

LES DIAPIRS ET LA TECTONIQUE EVAPORITIQUE

D- Diapirisme en régime compressif

L'hypothèse d'un diapirisme syn-compression reste de nos jours un sujet assez délicat et complexe. Les études ont démontré que la compression est souvent postérieure au diapirisme, ou à la tectonique évaporitique.

En régime compressif le diapirisme se matérialise par des plis diapir résultant d'un plissement de la couverture sédimentaire. Dans ce cas, le diapir occupe les cœurs des plis anticlinaux, et il se forme soit par éclatement de la voute du plis ou bien par érosion de cette dernière (Letouzey et Sherkati, 2004) (Fig.9).

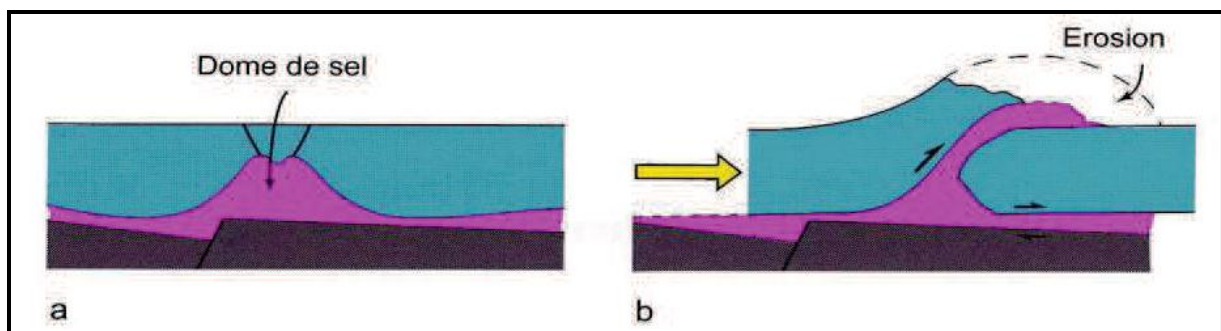


Fig.9 : Mécanisme d'un diapir évaporitique dans le flanc d'un anticlinal (Letouzey et Sherkati, 2004 in Amar et Guellati, 2011).

IV- Morphologie des structures diapiriques

A- En affleurement

A l'affleurement, les appareils diapiriques se présentent sous deux grandes formes :

Dôme de sel : les dômes sont des bombements en forme de coupole souvent dissymétrique provenant de la migration des masses évaporitiques vers le haut. Ils prennent naissance à partir d'une intumescence qui peut percer la couverture sédimentaire sus-jacente.

Les plis diapirs : constituent morphologiquement une transition entre les dômes et les anticlinaux ordinaires. Un pli diapir est un anticlinal à cœur éjectif qui peut prendre des formes très variées. Ces diverses formes sont le résultat des contraintes tectoniques compressives. Trusheim (1960) donne le nom « d'Halotectonique » aux processus générateurs de ce type de structure.

B- En coupe

La forme en bulbe de l'appareil diapirique est contrôlée par la rhéologie de la couverture sédimentaire sus-jacente qui guide l'ascension du matériel et permet d'avoir trois types (Jackson et Talbot, 1987) (Fig.10).

Le diapir en bulbe est en forme de doigts de gant si la couverture sédimentaire est moins visqueuse que la masse (Type A). Le bulbe est en forme de ballon si la couverture sédimentaire est plus rigide (Type B). Le bulbe est en forme de champignon si les deux couches ont la même viscosité (Type C).

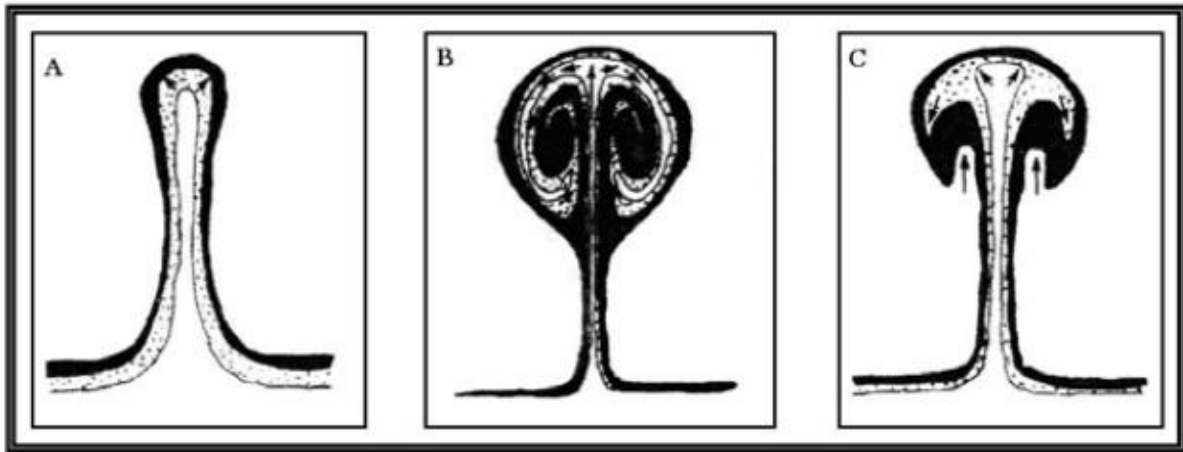


Fig.10 : Typologie des bulbes des diapirs évaporitiques (Jackson et Talbot, 1987).

V- Conclusion

L'ascension du matériel évaporitique est souvent facilitée par l'existence d'un paramètre géologique, en régime extensif ou compressif. Les structures tectoniques telles que les faiblesses de l'écorce, représentées essentiellement par des failles, amplifient cette ascension.

Dans le contexte compressif, le noyau évaporitique occupe les cœurs des plis anticlinaux, on parle alors de pli diapir.

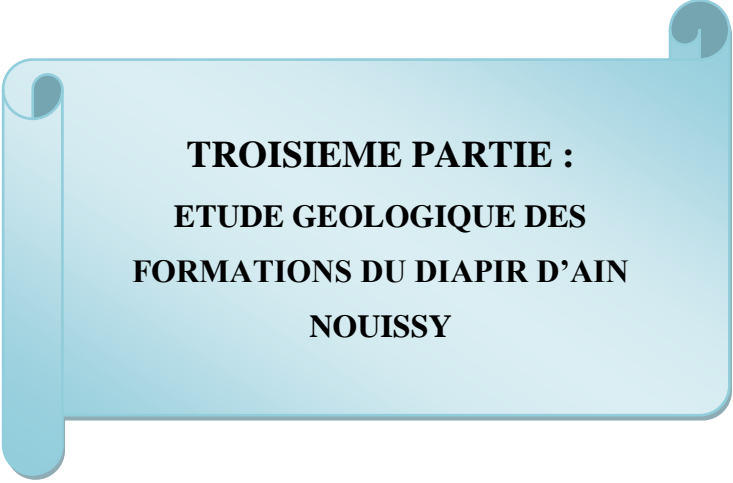
Dans le contexte extensif les diapirs s'installent le long des lignes dites de faiblesse, fracture ou intersection des fractures qui forment les bassins (structure en graben).

Dans un tel cas, l'épaisseur des couches qui surmontent le niveau évaporitique doit avoir une importante épaisseur. La colonne sédimentaire joue le rôle d'un piston. Elle exerce

LES DIAPIRS ET LA TECTONIQUE EVAPORITIQUE

une grande pression sur le matériel évaporitique. Le noyau évaporitique flue vers les zones de moindre résistance.

La formation des structures diapiriques est aussi liée à la différence de densité entre les formations géologiques c'est-à-dire dans un contexte où les facteurs géodynamiques sont nuls.



**TROISIEME PARTIE :
ETUDE GEOLOGIQUE DES
FORMATIONS DU DIAPIR D'AIN
NOUISSY**

I- Introduction

Les dépôts salifères de l'Algérie, d'âge Triasique, sont liés à la transgression marine du Trias supérieur. Elle a recouvert l'Afrique du Nord et la partie septentrionale de la plateforme saharienne. Cette période est marquée par d'importantes éruptions volcaniques basiques post à syn-sédimentaires. Pour ce qui est de l'Afrique du Nord, cette période est équivalente au Keuper, c'est-à-dire la partie supérieure du Trias germanique. Elle se caractérise par un régime lagunaire (Merabet et Popov ; 1971). Les dépôts sédimentaires de cette période sont représentés, actuellement, par des diapirs évaporitiques.

II- Description de l'affleurement du diapir d'Ain Nouissy

Le diapir d'Ain Nouissy, de forme circulaire (Fig.11), affleure au milieu des marnes du miocène. Il est constitué par des formations argileuses à gypse. Ces formations argileuses contiennent des lambeaux de roches sédimentaires (carbonates), magmatiques (basaltes) et métamorphiques (Amphibolites) (Fig.5).



Fig.11 : Image satellitaire de l'affleurement du diapir d'Ain Nouissy (Images CNES 2014, Données Cartographiques Google 2014).

A- Description macroscopique des faciès

1- Les faciès sédimentaires

a- Marnes vertes du Miocène

Les marnes vertes, d'âge miocène, représentent l'encaissant du diapir (Fig.12). Elles affleurent largement à l'entrée nord d'Ain Nouissy sous les formations rouges plio-quadernaire. Elles peuvent atteindre une épaisseur de l'ordre de 50m.



Fig.12 : Marnes vertes d'âge miocène dans la partie Nord-Est du diapir.

b- Les évaporites

Les évaporites sont représentées par le gypse. Il est très abondant dans le site étudié ; sa couleur est blanchâtre (Fig.13), il est ponctué de taches grisâtres par endroit (Fig.14). Dans les deux cas il a un aspect saccharoïde.



Fig.13 : Gypse de couleur blanchâtre.



Fig.14 : Masse gypseuse de couleur grisâtre.

c- Les carbonates

On retrouve, dans la partie sud du secteur, des lambeaux de carbonates, de couleur noire, d'environ 3m d'épaisseur (Fig.15) ; des carbonates beiges, friables, en contact avec les basaltes (le contact est de nature tectonique) (Fig.16). Ces dolomies ont été reconnues à la cassure qui dégage une odeur d'œuf pourri.



Fig.15 : Carbonates triasiques de couleur noir d'environ de 3m d'épaisseur.

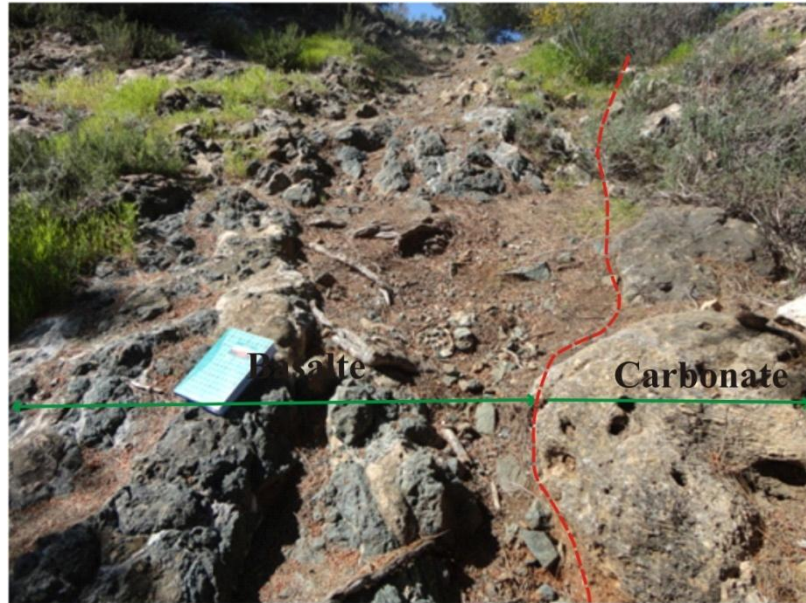


Fig.16 : Contact tectonique entre les carbonates beiges et les basaltes.

2- Les faciès magmatiques

Les affleurements de roches volcaniques sont nombreux et assez étendus. Elles se trouvent dans la région de Sidi Chegga. Elles constituent un mamelon de 4 à 5m de largeur et une épaisseur de l'ordre de 7m (Fig.17 A). Les roches ont une couleur vert clair à vert sombre (Fig.17 B), et une structure aphanitique massive ou vésiculée. Les vésicules sont remplies par des minéraux secondaires, comme la calcite, chlorite et épidote.



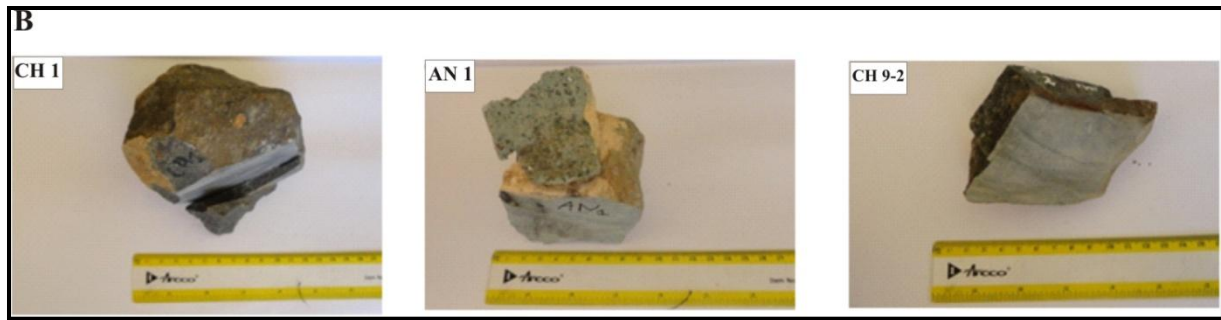


Fig. 17 A : Affleurement de basalte.

B : Echantillons des basaltes : CH 1 et CH 9-2 de couleur vert sombre ; AN 1 de couleur vert clair.

3- Les faciès métamorphiques

Il s'agit de fragments de taille centimétriques (Fig.18) qui se situent dans la partie sud de la région de Sidi Chegga (près du Marabout, voir carte d'échantillonnage Fig.5). Ces roches sont très dures, denses et ont une couleur noire (AN 3 – AN 7) ou vert claire (AN 8). On reconnaît à la loupe (X12) le clivage losangique des amphiboles. Ces dernières ont un aspect brillant et une couleur noire. Le fort pourcentage de ces minéraux permet de dire que ce sont des amphibolites.

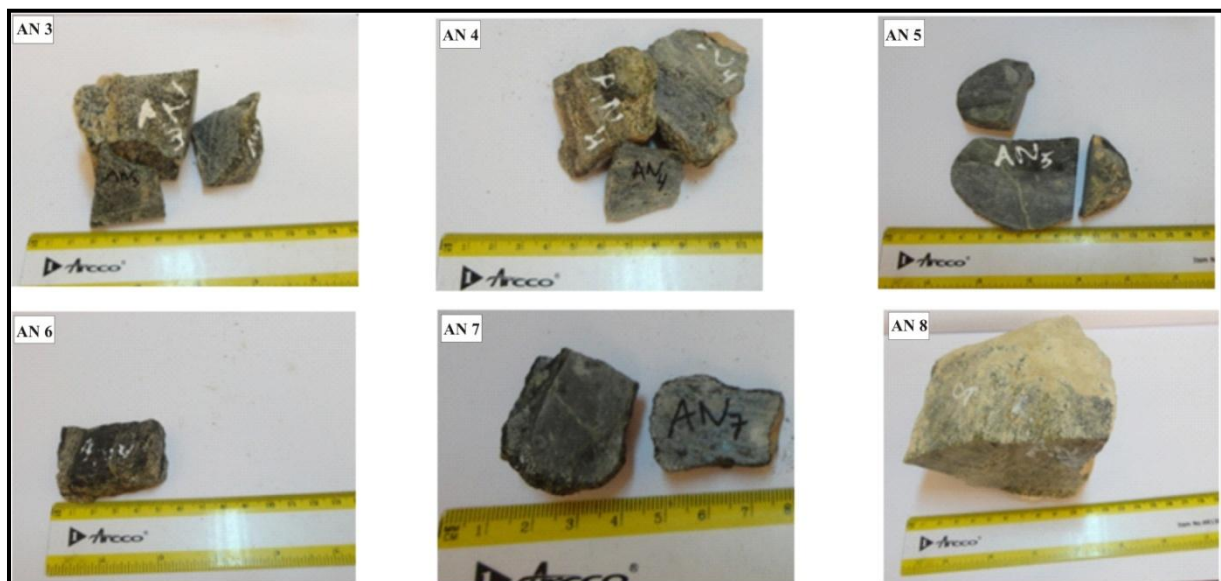


Fig.18 : les roches métamorphiques : AN 3, AN 4, AN 5, AN6 et AN7 amphibolites ont une couleur noire ; AN8 amphibolite a une couleur vert claire.

B- Description microscopique des roches magmatiques et métamorphiques

L'étude pétrographique de quelques lames minces, représentatives, a révélé des faciès magmatiques (basaltes) et métamorphiques (amphibolites).

1- Les roches magmatiques : les basaltes CH9-2, AN2

a- La lame CH9-2

La texture : L'observation microscopique de ce basalte (Ophite) révèle une texture intergranulaire, parfois sub-ophitique. Elle se caractérise par l'agencement des lattes de plagioclases, laissant des espaces interstitiels qui sont comblés essentiellement par des microcristaux de pyroxènes (Fig.19). Les phénocristaux de pyroxènes englobent partiellement des baguettes de plagioclases. Cette texture traduit le caractère sub-ophitique. D'une manière générale, La mésostase intergranulaire est constituée de microcristaux de pyroxène, et de microlites de plagioclases avec de nombreux minéraux opaques d'où l'aspect moucheté de la lame.

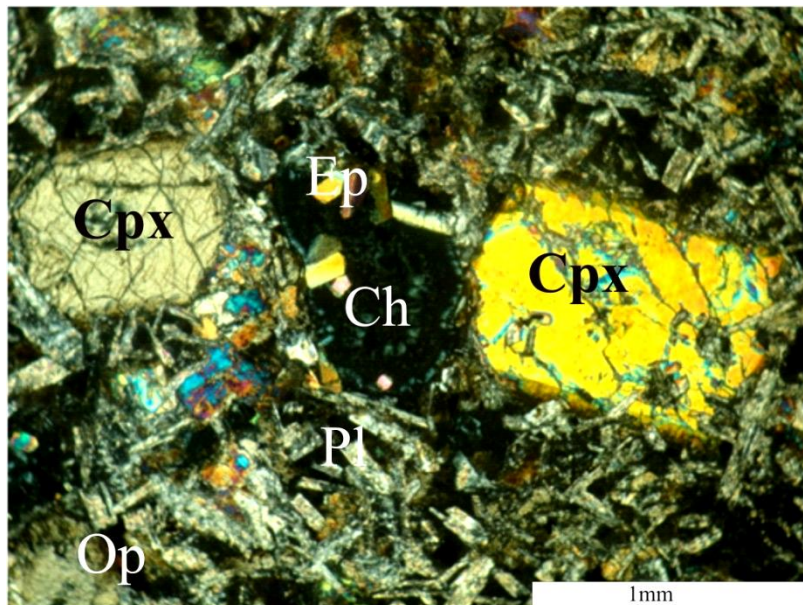


Fig.19 : Basalte à texture intergranulaire à sub-ophitique (Image en LPA).

La description des minéraux

Les plagioclases : C'est la phase minérale la plus dominante (45 à 50 %). En lumière polarisée non analysée, il est possible d'observer les inclusions partielles, parfois totale dans les pyroxènes. Ils se présentent en fines baguettes automorphes à sub-automorphes, de taille variable (0,1 à 0,8 mm) souvent terni par l'altération. En lumière polarisée analysée, les plagioclases montrent une séricitisation et une saussuritisation. Les macles polysynthétiques ne sont pas bien visibles, mais on peut observer leur trace (Fig.19). La saussuritisation nous indique que le plagioclase est un feldspath calcosodique.

Les pyroxènes : Les phénocristaux atteignent 15 à 25 % du volume total de la lame. En lumière polarisée non analysée, les cristaux sont polygonaux; ils forment des prismes allongés ou trapus de taille variable de 0,6 à 1,2 mm. Ils sont automorphes à sub-automorphes. Ils montrent une couleur jaune claire. En lumière polarisée analysée, les clivages sont orthogonaux (entre 87° et 90°); les teintes de polarisation varient de la fin du 1^{er} ordre jusqu'au début du 2^{eme} ordre; ils montrent une extinction oblique qui varie entre 38° à 46° . Ces caractéristiques optiques sont celles du clinopyroxènes de type Augite. Ils se présentent, aussi, en microlites, comme phase interstitielle entre les plagioclases.

Les opaques : Ils atteignent environ 5% du volume total de la lame. En lumière polarisée non analysée, ils montrent des formes automorphes ou xénomorphes. Les grains ont une taille qui varie entre 0,1 et 0,3mm. En lumière polarisée analysée, ils montrent des couleurs soit noire ou rougeâtre. Cette dernière est le résultat de l'altération. En lumière réfléchie, la couleur est gris-blanchâtre. Ces caractéristiques optiques sont celles de l'hématite

Les amphiboles : l'amphibole est un produit d'altération du clinopyroxène; sa couleur est vert clair. Cette altération est visible aussi bien en lumière polarisée non analysée ou analysée.

La chlorite : En lumière polarisée non analysée, la chlorite est incolore à vert jaunâtre (Fig.20B). En lumière polarisée analysée, elle se présente en lamelles groupées en rosettes centripètes (0,6 à 1,5 mm) tapissant les vacuoles de la roche. Du bord vers l'intérieur de la vacuole, la taille du cristal augmente. Les teintes du minéral passent du vert foncé au vert clair (Fig. 20A).

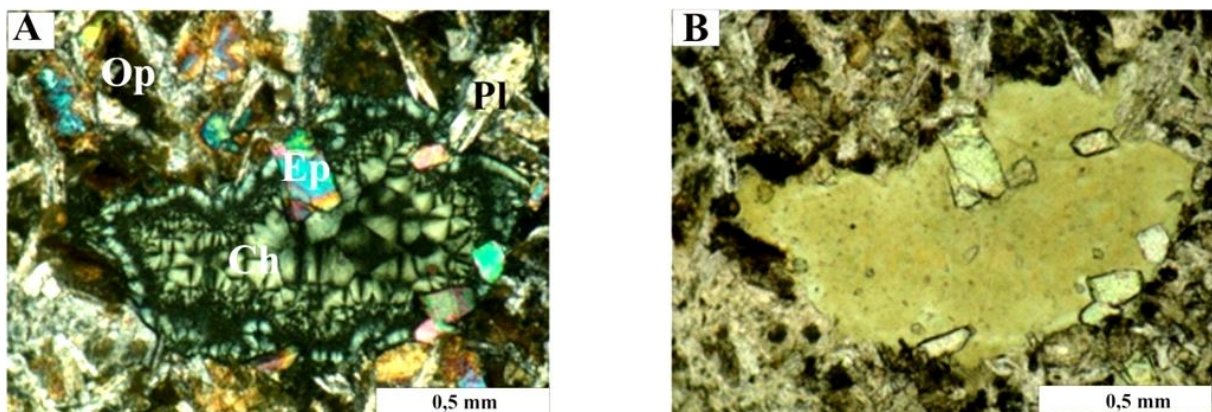


Fig.20 : Chlorite en forme de rosette de taille 1,5mm associée à l'épidote (A : Image en LPA, B : Image en LPNA).

L'épidote : En lumière polarisée non analysée, elle se représente en forme globuleuse, rectangulaire ou xénomorphe. Elle est incolore à jaune claire. En lumière polarisée analysée, elle présente la couleur du manteau d'Arlequin (Fig. 20). Elle résulte de la transformation des plagioclases et des clinopyroxènes. Elle est souvent associée à la chlorite.

L'ordre de cristallisation

Les opaques, le plagioclase et le clinopyroxène constituent les phases minérales primaires. Les relations mutuelles entre eux, montrent qu'il y a eu cristallisation des opaques puis des cristaux de plagioclases et de clinopyroxènes dans un premier temps. La texture subophitique indique que le plagioclase a cristallisé le premier dans le bain silicaté suivi de près par le clinopyroxène et il y a eu, aussi, cristallisation concomitante du plagioclase, du clinopyroxène et d'opaques constituant la mésostase intergranulaire. Ensuite, les amphiboles, les épidotes, la séricite, la chlorite, constituent la paragenèse secondaire post-magmatique.

b- La lame AN2

La texture : Cette roche montre une texture microlitique intersertale où le verre est finement cristallisé ; il occupe avec les minéraux opaques les interstices situés entre les baguettes de plagioclases. Ces derniers sont sub-automorphes, plus ou moins jointifs (Fig.21).

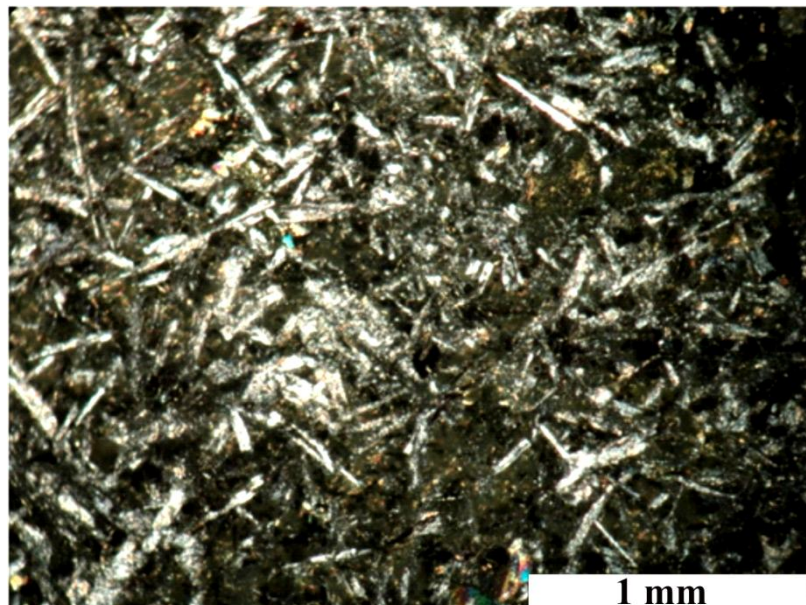


Fig.21 : Basalte à texture microlitique intersertale (Image en LPA).

La description des minéraux

Les plagioclases : représentent 60 à 75% de volume total de la roche. En lumière polarisée non analysée, ils ont une forme rectangulaire allongée et fine ; la taille est de l'ordre de 0,2 à 1mm. Ils sont souvent altérés. En lumière polarisée analysée, ils polarisent dans les teintes gris claire, blanc à jaune pâle du 1^{er} ordre.

Les pyroxènes : ils sont de très petites tailles (0,1 mm), et occupent les interstices ; souvent altérés en épidotes.

Les opaques : Ils sont très abondants ; ils sont fréquemment baignant dans le verre volcanique. Ils correspondent à des pyrites, car en lumière réfléchi, ils ont une couleur jaune claire à blanc jaunâtre.

La Chlorite : dans cette roche, la chlorite cristallise dans les fillonnets traversant la roche (Fig.22 A, B) ou cristallise en rosettes dans les vacuoles. En lumière polarisée non analysée, elle est incolore à vert claire (Fig.22B). En lumière polarisée analysée, elle présente une teinte vive du 2^{ème} ordre (Fig.22A).

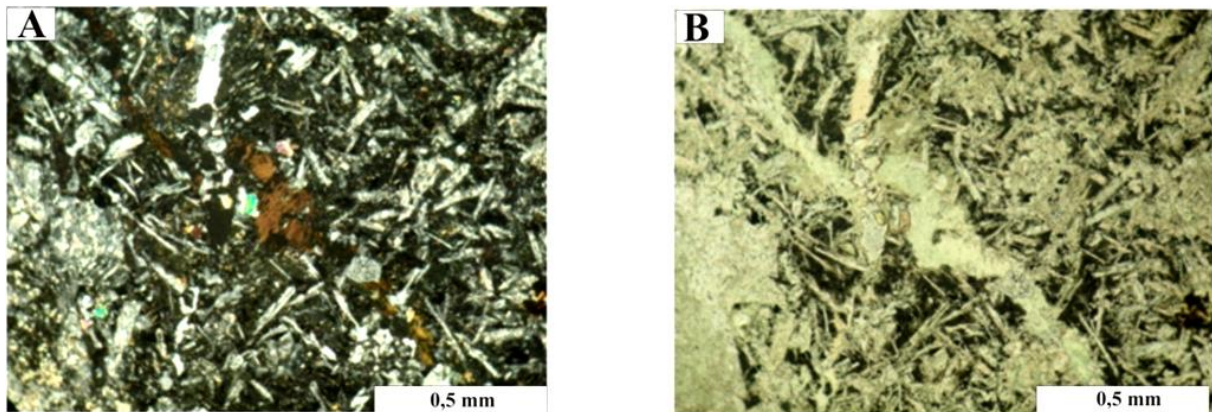


Fig.22 :Cristallisation de la chlorite dans les fillonnets traversant la roche (A : Image en LPA, B : Image en LPNA).

L'Ordre de cristallisation

Le plagioclase, le pyroxène et les opaques constituent les phases minérales primaires. Le verre volcanique en faible pourcentage (3 à 4%) se forme tardivement par rapport à la minéralogie primaire. L'épidote, la séricite, la chlorite, constituent la paragenèse secondaire post-magmatique.

2- Les roches métamorphiques : Les amphibolites AN 3, AN 5, AN 6, AN 7

Toutes les roches métamorphiques étudiées sont des amphibolites. Les minéraux montrent des grains sans orientation définissant une texture granoblastique ou une texture où les grains ont une orientation planaire définissant une texture grano-nématoblastique. Ces amphibolites présente deux paragenèses minérales où l'amphiboles, les feldspaths et les opaques constituent les phases de la paragenèse minérale primaire ; le quartz, l'épidote, la séricite, la chlorite, et le sphène constituent les phases de la paragenèse minérale secondaire.

a- La lame AN3

La texture : l'examen microscopique de cette roche montre une texture granoblastique (isogranulaire) (Fig.23). Les minéraux d'amphiboles et de plagioclases sont sub-automorphes à xénomorphes de mêmes tailles. Ils représentent les minéraux primaires. L'épidote, la séricite et la chlorite sont des minéraux secondaires qui proviennent de la transformation des amphiboles et des plagioclases.

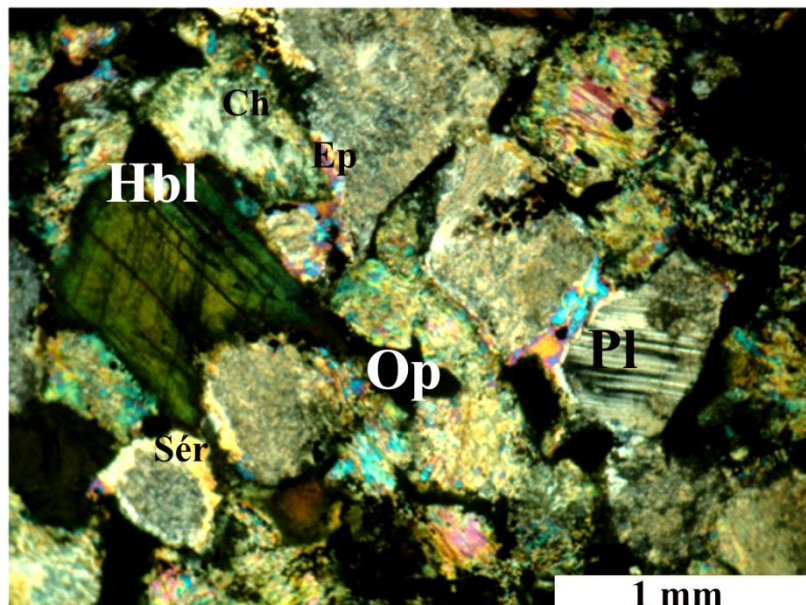


Fig.23 : Amphibolite à texture granoblastique (isogranulaire) (Image en LPA).

La description des minéraux

L'amphibole : C'est le minérale le plus abondant. Il représente 60% du volume totale de la roche. En lumière polarisée non analysée, elle montre des prismes trapus dont la dimension varie entre 1 et 1,5 mm et des clivages losangiques faisant un angle de 56 à 58° (voir Fig.27).

Elle montre un pléochroïsme vert foncé (olive) à vert jaunâtre. En lumière polarisée analysée son angle d'extinction est de l'ordre de 29° . Elle polarise dans les teintes du premier et début du 2^{ème} ordre dans les jaune bleu-vert. Ces caractéristiques optiques sont celle d'une hornblende verte.

Le plagioclase : représente environ 15% du volume totale de la roche. En lumière polarisée non analysée, il est visible grâce à son altération. Il se présente en prismes sub-automorphes de 0,5 à 1,2 mm. En lumière polarisée analysée, il présente des macles polysynthétiques et montre, également une saussuritisation (Plagioclase à macles polysynthétiques dont le taux d'anorthite est de l'ordre de 45 à 55%, cette estimation a été faite en utilisant la méthode des macles polysynthétiques ; voir Fig.23 et 29)

Les opaques : représentent environ 5% du volume totale de la roche. En lumière polarisée non analysée, ils se présentent en grains sub-automorphes à xénomorphes, de petites tailles entre 0,5 à 0,1 mm. Le premier opaque montre, en lumière polarisée analysée, des granules de couleur noire, et, en lumière réfléchie, une couleur gris brunâtre. Le second opaque montre, en lumière polarisée analysée, une couleur rougeâtre, et une couleur blanc à blanc gris en lumière réfléchie. Le premier représente la magnétite et le second l'hématite.

Le quartz : Il est rare. En lumière polarisée non analysée, il est incolore et limpide. En lumière polarisée analysée, il se présente en cristaux xénomorphes de taille inférieur à 0,5 mm, montrant des teintes de polarisation gris blanc du 1^{er} ordre.

L'épidote : En lumière polarisée non analysée, elle est incolore à jaune claire. En lumière polarisée analysée, elle est légèrement teintée en jaune à rosâtre.

La séricite : représente surtout le produit de déstabilisation de plagioclase. En lumière polarisée non analysée, elle est incolore. En lumière polarisée analysée, elle est teintée en jaune.

La chlorite : C'est un produit d'altération du plagioclase primaire, en association avec l'épidote (saussuritisation). En lumière polarisée non analysée, elle est incolore à vert claire. En lumière polarisée analysée, elle est teintée en vert foncé du 2^{ème} ordre.

b- La lame AN5

La texture : l'examen microscopique de cette roche montre deux textures différentes : une texture granoblastique polygonale, et une texture grano-nématoblastique. Dans la première texture, il n'y a aucune orientation, et où le principal minéral de cette texture est la hornblende verte (90%), de taille (0,4 à 0,6mm) (Fig.24). Dans la seconde, l'hornblende verte (35 à 40%) représentée par des prismes allongés (0,3 à 0,4mm) et plus ou moins orientés (Fig.25).

La phase minérale primaire est représentée par l'amphibole (hornblende verte) et les plagioclases et les opaques (voir la description de la lame AN 3).

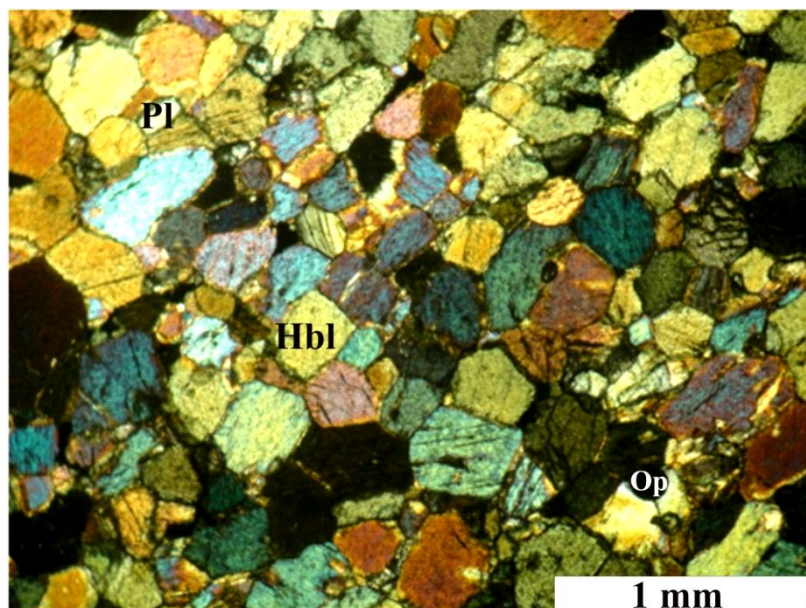


Fig.24 : Une texture granoblastique polygonale dans l'amphibolite (Image en LPA).

La phase minérale secondaire est représentée par chlorite, épidote, sphène en forme de goutte d'eau (Fig.25), calcite, séricite, et quartz. Cette minéralogie résulte de la déstabilisation des amphiboles et des plagioclases. Elle serait le résultat de la réaction :

Amphibole → chlorite+épidote+sphène, ou de la saussurutisation du plagioclase.

On relève également, dans les fissures (2mm de large), de l'épidote (0,4 à 0,6mm), de la chlorite, et de la calcite (0,8mm) (Fig.26).

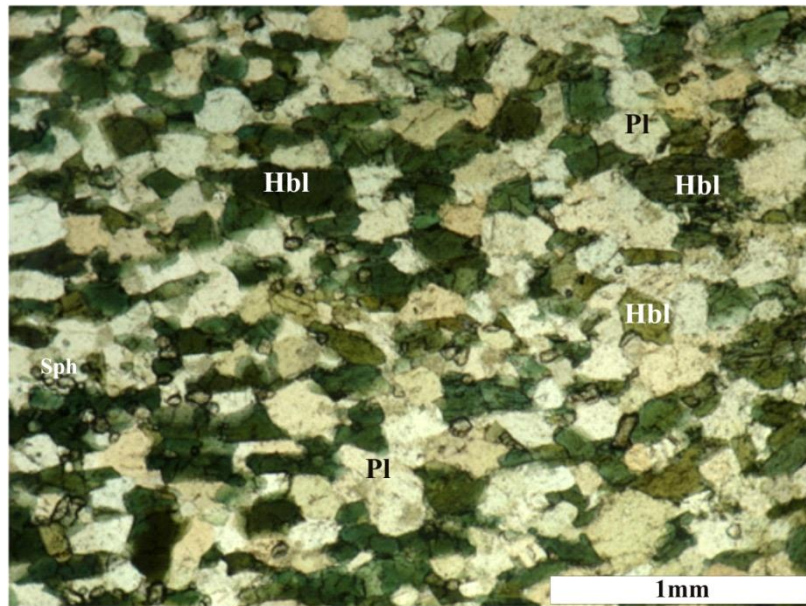


Fig.25 : Une texture granonématoblastique dans l'amphibolite (Image en LPNA).

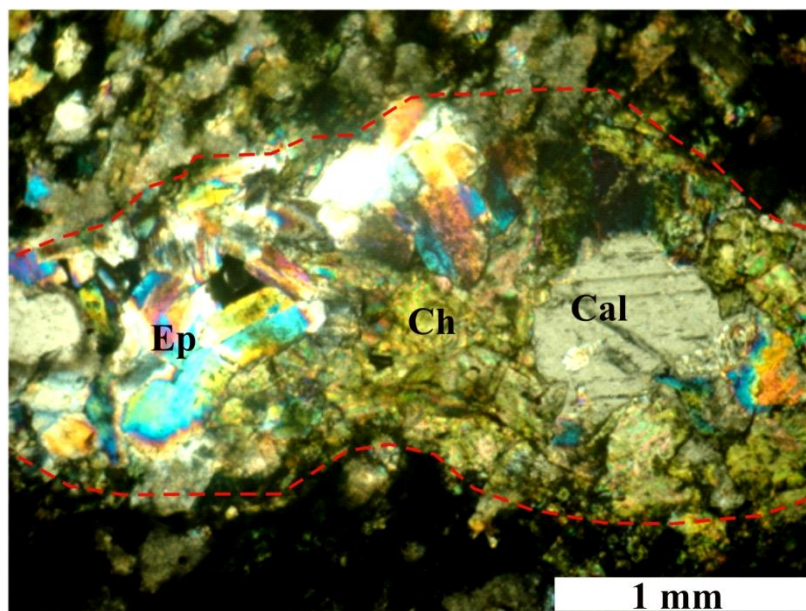


Fig.26 : Remplissage (2mm de large) à épidote, chlorite et calcite dans l'amphibolite (Image en LPA).

c- La lame AN 6

La texture : Cette roche présente une texture hétérogranulaire (Fig.27). L'amphibole est le minérale le plus abondant (80%). Il est automorphe, de taille 3,5mm, à sub-automorphe de taille 0,4 à 3,5mm. Il constitue avec le plagioclase et les opaques (magnétite) la phase minéral primaire. Le quartz et la séricite constituent la phase minérale secondaire (voir la description de la lame AN 3).

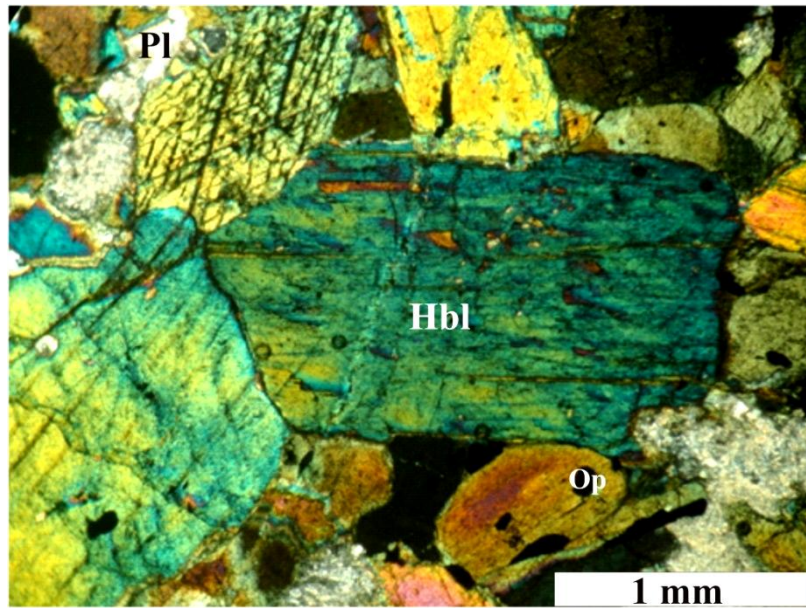


Fig.27 : Amphiboles (hornblende verte) automorphes montrant les clivages losangiques (Image en LPA).

d- La lame AN 7

La texture : Cette roche présente une texture hétérogranulaire où l'amphibole (Hornblende verte) représente 60% du volume totale de la lame. On relève, cependant, deux niveaux. Le premier niveau est formé par des amphiboles sub-automorphes de grandes tailles (0,8 à 1,5mm). Le second niveau est formé par des amphiboles, des plagioclases et peu de quartz xénomorphes de taille 0,2 à 0,5mm (Fig.28).

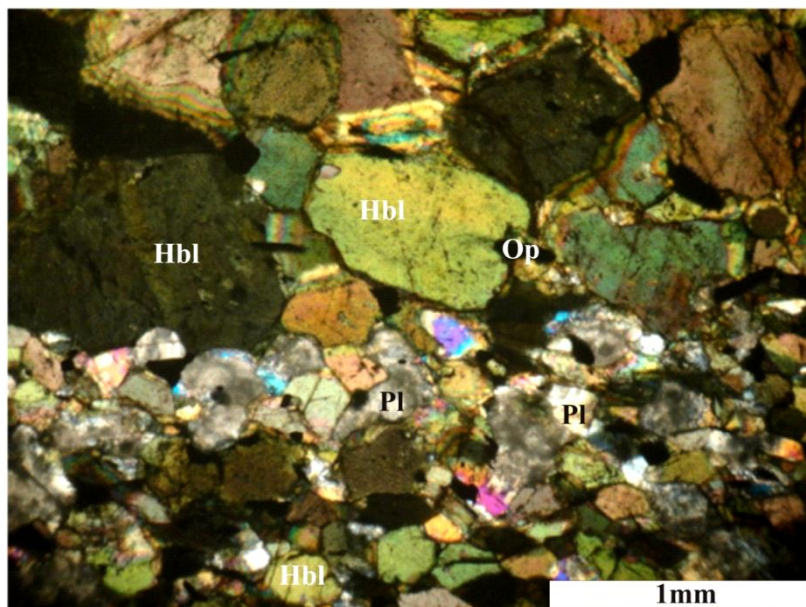


Fig.28 : Une texture hétérogranulaire dans une amphibolite (Image en LPA).

Dans l'ensemble de la roche, les minéraux sont isogranulaire (Fig.29). L'amphibole (Hornblende verte de taille 0,5 à 0,7mm, il présente les mêmes caractéristiques optiques que celle qui est décrite dans la lame AN3), le feldspath (plagioclase à macles polysynthétiques dont le taux d'anorthite est de l'ordre de 45 à 55%, cette estimation a été faite en utilisant la méthode des macles polysynthétiques ; voir Fig.23 et Fig.29), le quartz (0,3mm) est rare, des opaques qui présentent les caractéristiques optiques de la magnétite.

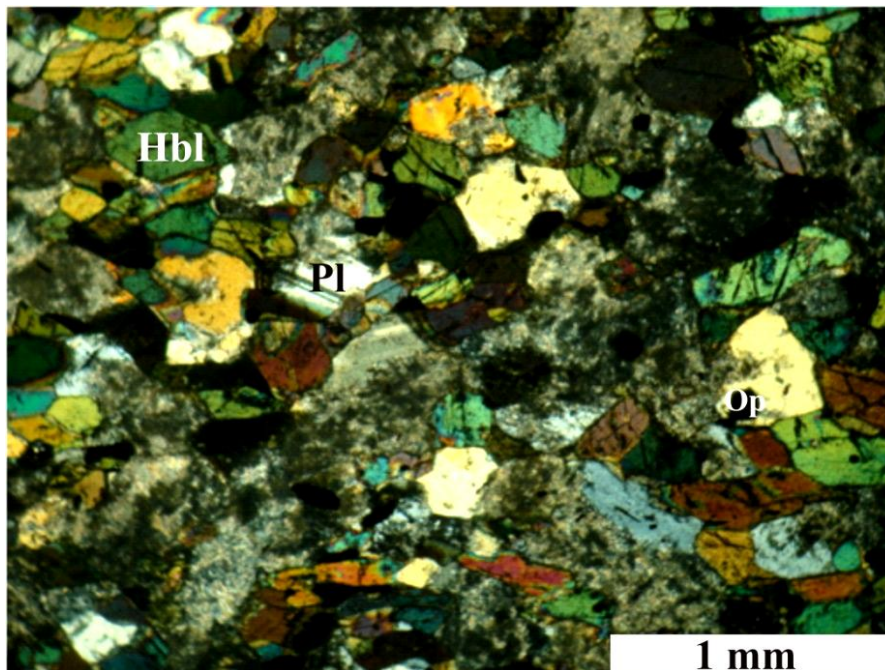


Fig.29 : Plagioclase (An 45% à55%) automorphe montrant les macles polysynthétiques (Image en LPA).

III- Conclusion

L'étude pétrographique nous a permis de mettre en évidence des faciès magmatiques de type basaltique et des faciès métamorphiques de type amphibolites.

Les basaltes étudiés ont des textures intergranulaires ou microlitiques intersertales. Elles représentent une activité magmatique dont la mise en place est subsurface. Leur minéralogie primaire (clinopyroxènes, opaques et plagioclases) a subi des transformations secondaires post-magmatiques dont les produits sont représentés par de l'épidote, chlorite, et séricite.

Les amphibolites ont des textures granoblastiques à granonématoblastiques. Les cristaux, essentiellement, des amphiboles sont plus ou moins ordonnés en lits parallèles. Ce

ETUDE GEOLOGIQUE DES FORMATIONS DU DIAPIR D'AIN NOUISSY

sont des roches qui ont subi les facteurs du métamorphisme, pression et température. Leur minéralogie primaire (amphibole et plagioclase) a subi des transformations secondaires dont les produits sont représentés par de l'épidote, chlorite, séricite et sphène.



QUATRIEME PARTIE :
CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

A-Discussions

Dans le tell septentrional oranais, la lithologie de la série triasique comprend : l'halite, le gypse, des argilites, de la dolomie, et des calcaires en plaquettes parfois fossilifères. Cette lithologie est en contact avec un matériel allochtone ou des séries post-nappes (Midoun, 1989).

Celui d'Ain Nouissy est en contact anormal avec les marnes du miocène du 2^{ème} cycle post-nappes (Midoun, 1989). Il en est de même pour le djebel Boukerdel (NW d'Ain Nouissy). Ces deux reliefs (voir Fig.4) représentent deux appareils diapiriques alignée selon une direction NE-SW ; ils marquent deux protubérances éloignées l'une de l'autre d'environ 5km. Cette direction, N45° à N50, peut correspondre à un plan de faiblesse, tel qu'un accident profond (de socle) (Perthuisot, 1994 in Dercourt et al.1994) qui aurait facilité le mouvement halocinétique, c'est-à-dire la mise en place du diapir d'Ain Nouissy et de celui de djebel Boukerdel (Fig.30).

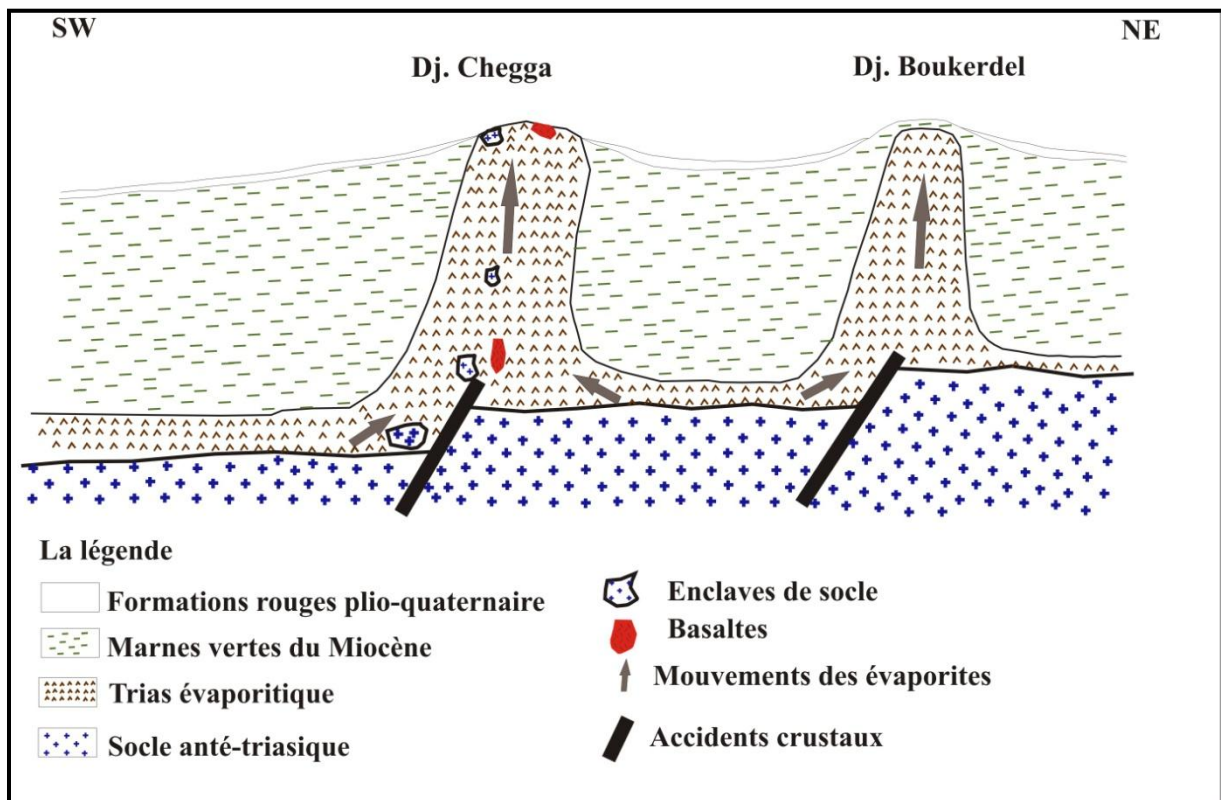


Fig.30 : Modèle, en coupe schématique, montrant l'ascension des évaporitiques triasiques (Ain Nouissy et djebel Boukerdel), et du cortège exotique (basalte triasique, et socle anté-triasique).

CONCLUSIONS GENERALES

Ces accidents sont à rechercher dans l'héritage hercynien. Ils ont joué au cours des distensions triasiques pour former des bassins en pull-apart (bassin losangiques) dans lesquels se sont déposées les séries triasiques (Laville et Piqué, 1991).

Ces structures ont été réactivées plusieurs fois au cours du méso-cénozoïque soit en compression ou en distension (Piqué et Laville, 1996; Piqué et al., 1998). Ce qui a permis la mobilité des argilites évaporitiques ainsi que l'incorporation du matériel exotique (basalte et amphibolite, cette étude) et par conséquent son ascension vers la surface.

Ainsi, la particularité de cet affleurement est la présence de roches exotiques, incorporées dans les argilites, de nature métamorphiques (amphibolite) ou magmatique (basalte). Les amphibolites ont des textures, dans une même roche, à grains fins et à grains grossiers qui suggèreraient une ancienne stratification d'origine sédimentaire. Ceci, permet de dire que les amphibolites sont des roches métamorphiques para-dérivées. La texture des basaltes suggère une mise en place subsurface.

Ces deux types de roches sont similaires, du point de vue minéralogique et structural, à celles que l'on retrouve dans l'affleurement évaporitique de l'Emir-Abdelkader (région d'Ain Témouchent) (Midoun, 1989 ; Seghier et Tayebi, 2012).

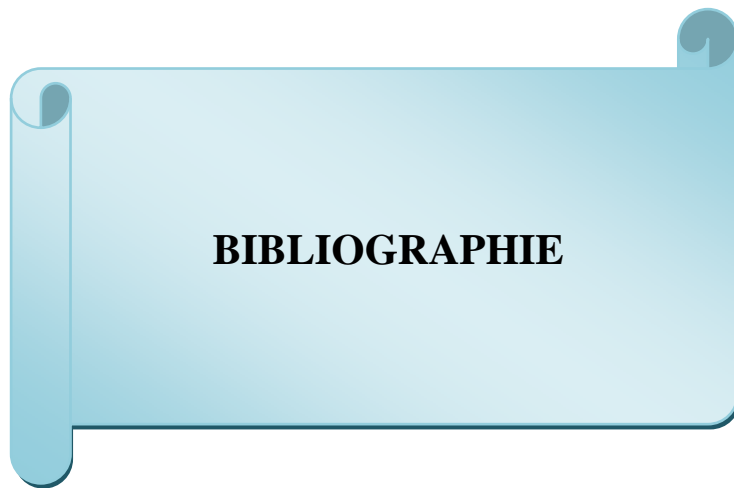
Les roches métamorphiques ont été décrites dans les zones internes (Kabyliques, page 9), ainsi que dans les massifs de l'Edough (Bossière, 1974). Ce sont donc des roches anté-triasiques, car absentes au cours des périodes post-triasiques. Elles appartiennent probablement au socle Bético-tello-rifain. En ce qui concerne les roches volcaniques, elles sont identiques, du point de vue minéralogique, non seulement à celles décrites dans l'affleurement de l'Emir Abdelkader mais aussi à celles qui se trouvent dans l'Atlas saharien (Meddah, 2010). Ces roches auraient un âge du Trias supérieur-Jurassique inférieur (limite Trias-Jurassique) et appartiendraient au volcanisme CAMP (Meddah, 2010 ; Saoudet et Kansab, 2013). Cette hypothèse reste à vérifier par des analyses chimiques (Meddah, 2010).

CONCLUSIONS GENERALES

B- Conclusion

Cette étude a permis de définir la lithologie du diapir d'Ain Nouissy. Elle est similaire à celle qui se trouve soit dans le domaine tellien ou atlasique. Cependant, la succession stratigraphique, normale, n'est pas observable. Dans un appareil diapirique, il est rare de trouver une succession normale, encore moins dans le Tell, car l'allochtonie des terrains est très importante. La lithologie, d'Ain Nouissy, ressemble à celle du Trias germanique qui est constitué essentiellement par des argilites gypseuses, bigarrées (d'âge Keuper).

Le cortège de roches exotiques incorporé dans les argilites évaporitiques, de l'appareil diapirique d'Ain Nouissy, serait équivalent à celui qui se trouve sur le pourtour méditerranéen ; il appartient donc au socle anté-triasique cristallophyllien, pour ce qui est des roches métamorphiques. Les basaltes appartiendraient au volcanisme CAMP lié à l'ouverture de l'atlantique central.



BIBLIOGRAPHIE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

AMARA, M., et GUELLATI, I.A., 2011- Contexte structural des diapirs de Mesloula et de la fosse de Morsott (Tebessa, Sud-Est Constantinois). Mém. Master II, U.S.T.H.B. Alger, 73p.

B

BLES, J.-L., 1971- Etude tectonique et microtectonique d'un massif autochtone tellien et de sa couverture de nappes : le massif de Blida (Algérie du Nord), Bull. Soc. Géol. Fr., 13(5-6), 498-511.

BOSSIERE, G., 1971- Distinction d'un socle et d'une couverture au sein du massif ancien de grande Kabylie (Algérie). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 273, (D), p. 1547-1548.

BOSSIERE, G., 1974- Etat actuel des connaissances sur l'évolution du massif cristallophyllien de Grande Kabylie (Algérie-Afrique du Nord). 2^{ème} réu. Ann. Sc. Terre, Pont à Mousson, p.70.

BOSSIERE, G. ET VAUCHEZ, A., 1978- Un linéament fondamental de l'Algérie du Nord : le décrochement blastomylonitique de Grande Kabylie. 6^{ème}. R.A.S.T. Orsay, p.50.

BOULIN, J., 1986- Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. France, 8(2) 547-558.

BRACENE, R., 2002- Géodynamique du Nord de l'Algérie : Implications sur la recherche pétrolière. 2002. Thèse, Doct. Univ. Cergy Pontoise 2 Vol., 300 p.

D

DELTEIL, J., 1974- Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell Oranais Oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). Thèse Sciences, Uni. Nice, 294p.

DURAND-DELGA M., 1969- Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérine. Pub. Serv. Géol. Algérie, n°39, 89-131.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

F

FENET, B., 1975- Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier Africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène Nord-Maghrebin. Les Monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral Oranais. Thèse és-Science. Nice.

G

GAULLIER, V., 1993- Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin Liguro-Provencal : données sismiques et modèles analogiques. Thèse de Doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie (ParisVI). 327p.

GUARDIA, P., 1975- Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord Occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique. Thèse és-Sciences.

J

JACKSON. M., et TALBOT. C., 1987- Les remontées de sel. Pour la science, n°120.

K

KORNPROBST, J., 1971- Le socle ancien polymétamorphique dans les zones internes de la partie occidentale des chaînes Bético-rifaines : similitudes pétrographiques et constance des directions tectoniques anté-alpines de part et d'autre du détroit de Gibraltar. C. R. Acad. Sc. t. 272. Série D, p. 124-1207.

KORNPROBST, J., ET DELTEIL, J., 1976- Existence d'un affleurement de Websterite à spinelle d'origine mantellique dans le Trias d'une unité du Tell méridional au voisinage de Mendès (Wilaya de Tiaret, Algérie). C.R. Acad. Sc., Paris, t. 283, série D, p. 1699-1701.

KULKE, H., 1972- Le rocher de sel de Djelfa (Atlas saharien), géologie et morphologie. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord.Alger. t. 63, fasc. 3-4, p. 81-134.

KULKE, H., 1978- Tektonik and petrographie einer salinar formation am Beispiel des Trias des Atlas systems (NW-Afrika). Geotektonische forschugen, Vol. 55, I-II, p. 1-58.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

L

LAVILLE, E. ET PIQUE, A., 1991- La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejoue des structures hercyniennes. Bulletin de la Société Géologique de France, t.162, n°6 p. 1161-1171

M

MEDDAH, A., 1998- Etude géologique des appareils diapiriques des Monts des Ksour. Atlas saharien occidental. (Essai de synthèse sur les diapirs atlasiques). Thèse de Magister. U.S.T.H.B. Alger.

MEDDAH, A., 2010- la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP), dans le bassin des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). Thèse Doct. Univ. Oran, 143p.

MERABET, O., et POPOV, A., 1971- Les bassins salifères de l'Algérie. Publication du Service National Géologique de L'Algérie. Extrait du bulletin N° 41.

MIDOUN, M., 1989- Etude du Trias d'Oranie (Algérie) et de ses relations avec le socle poly métamorphique .Implication géodynamique régionales .Thèses Doct. Ss .Univ. Orléans.

MRAZEC, M. L., 1915 – les plis-diapirs et le diapirisme en général. Rumania, inst. Géol. C4 : 226-270.

O

ODE, H., 1968- Review of mechanical properties of salt relating to salt-dome genesis. *In* Braustein, J. and O'Brien, G.D. Diapirism and diapirs. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 8: 53-78.

P

PERTHUISOT, V., 1991- Diapirs et halocinèse. Comment les évaporites refont surface ? Géochro. B.R.G.M. Soc. Géol. Fr. n°40.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

PERTHUISOT, V., 1994- Structures et géométrie des diapirs maghrébins, Essai de synthèse, p. 153-158. *In* DERCOURT, J., TEFIANI ET, M., VILA, J.M., Trias '93, Mém. Ser. Géol. Alg. 159p.

PIQUE, A., ET LAVILLE, E., 1996- The Central Atlantic Rifting: Reactivation of Paleozoic Structures? *Journal of Geodynamics* V. 21, n°. 3, p. 235-255.

PIQUE, A., AIT BRAHIM, L., AIT OUALI, R., AMRHAR, M., CHARROUD, M., GOURMELEN, C., LAVILLE, E., REKHISS F., eT TRICART P., 1998- Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Meso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 797-810.

S

SEGHIER, S. et TAYEBI, B., 2012- Étude géologique de deux diapirs (L'Emir-Abdelkader et Sidi Omar-Alayat) Oranie Nord-Occidental. *Mém. Ing. Etat. Univ. Oran*, 50p.

SAOUDET, F. et KANSAB, H., 2013- L'ouverture de l'Atlantique central et de la Téthys au cours du Trias-Jurassique: Antagonisme, Volcanisme et contexte géodynamique. *Mém. Ing. Etat. Univ. Oran*, 47p.

T

THOMAS, G., 1985- Géodynamique d'un bassin intramontagneux le bassin du bas Chelif occidental (Algérie), durant le Moï-Plio-quadernaire. Thèse, Doct. Es-Sciences, Univ. Pau.

TRUSHEIM, F., 1960- Mechanism of salt migration in the Northern Germany. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 44(9): 1519-1540.


V

VENDEVILLE, B. C., 1999- Revisiting Trusheim's Classic Concept of Salt-Diapir Evolution AGL, University of Texas at Austin. Chapter 9. 90p.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

W

WILDI, W., 1983- La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. géog. Phys., Vol. 24, Fasc. 3, pp 201-297, Paris.



**LISTE DES FIGURES, DES
TABLEAUX ET DES
ABREVIATIONS**

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

PREMIERE PARTIE

Fig.1 : Carte des grands domaines géologiques de l'Afrique du Nord.

Fig.2 : Les différentes unités de la chaîne des Maghrébides.

Fig.3 : Situation des principaux appareils diapiriques en Oranie.

Fig.4 : Situation géographique de la région.

Fig.5 : Carte géologique de la région d'étude.

DEUXIEME PARTIE

Tab.1 : Les différentes densités de quelques évaporites.

Fig.6 : Model de l'instabilité de Rayleigh-Taylor.

Fig.7 : Différentes étapes des instabilités de Rayleigh-Taylor, et les trois étapes d'évolution du diapir.

Fig.8 : Relation entre diapirisme extensive et sédimentation.

Fig.9 : Mécanisme d'un diapir évaporitique dans le flanc d'un anticlinal.

Fig.10 : Typologie des bulbes des diapirs évaporitiques.

TROISIEME PARTIE

Fig.11 : Image satellitaire de l'affleurement du diapir d'Ain.

Fig.12 : Marnes vertes d'âge miocène.

Fig.13 : Gypse de couleur blanchâtre.

Fig.14 : Masse gypseuse de couleur grisâtre.

Fig.15 : Carbonates triasiques d'environ de 3m.

Fig.16 : Contact tectonique entre les carbonates et les basaltes.

Fig.17 : A : Affleurement de basalte.

B : Echantillons des basaltes : CH 1 et CH 9-2 de couleur vert sombre ; AN 1 de couleur vert clair.

Fig.18 : les roches métamorphiques : AN 3, AN 4, AN 5, AN6 et AN7 amphibolites ont une teinte sombre ; AN8 amphibolite a une teinte vert claire.

Fig.19: Basalte à texture intergranulaire à sub-ophitique (Image en LPA).

Fig.20 : Chlorite en forme de rosette de taille 1,5mm associée à l'épidote (A : Image en LPA, B : Image en LPNA).

Fig.21 : Basalte à texture microlitique intersertale (Image en LPA).

Fig.22 : Cristallisation de la chlorite dans les fillonnets traversant la roche (A : Image en LPA, B : Image en LPNA).

Fig.23 : Amphibolite à texture granoblastique (isogranulaire) (Image en LPA).

Fig.24 : Une texture granoblastique polygonale dans l'amphibolite (Image en LPA).

Fig.25 : Une texture grano-nématoblastique dans l'amphibolite (Image en LPNA).

Fig.26 : Fissures (2mm de large) à épidote, chlorite et calcite dans l'amphibolite (Image en LPA).

Fig.27 : Amphiboles (hornblende verte) automorphes montrant les clivages losangiques (Image en LPA).

Fig.28 : Une texture hétérogranulaire dans une amphibolite (Image en LPA).

Fig.29 : Plagioclase (An 45% à 55%) automorphe montrant les macles polysynthétiques (Image en LPA).

QUATRIEME PARTIE

Fig.30 : Modèle, en coupe schématique, montrant l'ascension des évaporitiques triasiques (Ain Nouissy et djebel Boukerdel), et du cortège exotique (basalte triasique, et socle anté-triasique).

LISTE DES ABREVIATIONS

% : pour cent

An : anorthite

Cal : calcite

CAMP : Central Atlantic Magmatic Province

Chl : chlorite

Cpx : clinopyroxène

Dj : djebel

Ep : épidote

Fig. : figure

Hbl : hornblende verte

LPNA : lumière polarisée non analysée

LPA : lumière polarisée et analysée

m : mètre

mm : millimètre

Op : opaque

Plagio : plagioclase

Qz : quartz

Sér : séricite

Sph : sphène

Tab. : tableau