M0016/01

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE
Département Génie Minier

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

Mémoire de Magister en Génie Minier
de l'Ecole Nationale Polytechnique

Présenté par

Moulley Charaf CHABOU
Ingénieur d'état en génie minier de l'ENP

THEME

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DU MAGMATISME MESOZOÏQUE DE L'OUEST DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE.

Soutenu le 25 septembre 2001 devant le jury :

Président :	**A. BALI**	Professeur	ENP
Rapporteur :	**A. SEBAI**	Maître de conférences	ENP
Examinateurs :	**M. HARKAT**	Maître de conférences	USTHB
	M. NAAK	Maître de conférences	USTHB
	S. CHABOU	Chargé de cours	ENP
Invité :	**B. BENRABAH**	Chef de département	DAI/SONATRACH

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE
Département Génie Minier

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

Mémoire de Magister en Génie Minier
de l'Ecole Nationale Polytechnique

Présenté par

Moulley Charaf CHABOU
Ingénieur d'état en génie minier de l'ENP

THEME

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DU MAGMATISME MESOZOÏQUE DE L'OUEST DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE.

Soutenu le 25 septembre 2001 devant le jury :

Président :	**A. BALI**	Professeur	ENP
Rapporteur :	**A. SEBAI**	Maître de conférences	ENP
Examinateurs :	**M. HARKAT**	Maître de conférences	USTHB
	M. NAAK	Maître de conférences	USTHB
	S. CHABOU	Chargé de cours	ENP
Invité :	**B. BENRABAH**	Chef de département	DAI/SONATRACH

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

الخلاصة

لقد رافق إنفتاح المحيط الأطلسي المركزي نشاط بركاني كبيرفي بداية العصرالجوراسى. وقد إمتد هذا النشاط إلى المناطق الغربية للصحراء الجزائرية على شكل صبات و قواطع بركانية مندسة عبر تشكيلات الباليوزويك لأحواض تندوف، رقان و بشار. لقد أظهرت الدراسة البتروغرافية لبعض هذه الصخور أنها من نوع البازلت ذو النسيج الدوليريتي إلى الأوفيتي. و تتألف هذه الصخور بشكل رئيسي من البلاجيوكلاز (لابرادور) و البيروكسين المستقيم (الأوجيت) بالإضافة إلى فلزات خامية سوداء (ماغينيتيت وايلمينيت)، بيوتيت، أوليفين و ميكروبجماتيت. وأظهرت التحاليل الكيميائية أن معظم هذه الصخور من النوع الثوليتي ذوالكوارتزالعياري الغني نسبيا بالتيتان. إن التركيب الفلزي و الكيميائي لهذه الصخور مماثل للتركيب الفلزي و الكيميائي للتشكيلات المغماتية التي لها علاقة بإنفتاح المحيط الأطلسي. لقد كان لتوضع هذه التشكيلات المغماتية في هذه المنطقة أثركبيرفي تشكل الثروات المنجمية والنفطية.

المفاتيح : بتروغرافيا، جيوكيمياء، دوليريت، الماغماتية الثولييتي، المحيط الأطلسي، الصحرا ء، تندوف، رقان، بشار.

Résumé

Une intense activité magmatique a accompagné la fragmentation de la Pangée durant les stades précoces du rifting de l'Atlantique central au début du Jurassique. Ce magmatisme s'est manifesté à l'ouest de la plate-forme saharienne sous forme de dykes et de sills qui recoupent la série primaire des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar. L'étude pétrographique de quelques échantillons a montré qu'il s'agit de basaltes à structure doléritique à ophitique. Les principaux minéraux sont le plagioclase (labrador), l'augite, la magnétite et/ou l'ilménite, avec de l'olivine, de la biotite et de la micropegmatite peu abondante. D'un point de vue géochimique, la composition en éléments majeurs indique que la majorité de ces roches sont des tholéiites à quartz peu différenciées et relativement riches en titane. Les échantillons étudiés présentent une similitude pétrographique et géochimique avec les roches composant les dykes, les sills et les coulées de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (PMAC). D'autre part, la mise en place de ce magmatisme, pourrait avoir une influence non négligeable sur le potentiel métallogénique et l'accumulation en hydrocarbures dans cette région.

Mots clés : *pétrographie, géochimie, dolérites, magmatisme tholéiitique, Océan Atlantique, PMAC, Sahara, Tindouf, Reggane, Béchar.*

Abstract

A widespread Early Jurassic magmatic event was accompanied Pangaean rifting during the formation of the Central Atlantic Ocean. In the west of the Saharan platform, this magmatism is represented by sills and dikes that intruding into the Paleozoic sedimentary sequence of Tindouf, Reggane and Bechar basin. Petrographical study of some samples showed that they are basalts with doleritic to ophitic texture. Their mineralogical composition is dominated by plagioclase (labrador) and augite, and also contains magnetite and/or ilmenite, with a few olivine, biotite and micropegmatite. The major element compositions indicate that these rocks are quartz tholeiites enriched in TiO_2, and exhibit the same chemical compositions as the rocks of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). The emplacement of this magmatism could have a considerable consequence for the hydrocarbons and metallogenic potential of the study area.

Keywords : *petrography, geochemistry, dolerites, tholeiitic magmatism, Atlantic Ocean, CAMP, Sahara, Tindouf, Reggane, Bechar.*

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

DEDICACES

Je dédie ce travail :

- à la mémoire de mes grands-parents défunts ;

- à la mémoire de mes oncles défunts : le colonel Moulley Abdelkader CHABOU et le Professeur Moulley Idriss CHABOU ;

- à ma grand-mère Hbiba ;

- à ma très chère mère ;

- à mon père ;

- à mes frères et à ma sœur ;

- à toute ma famille ;

- à tous mes ami(e)s.

Charaf

REMERCIEMENTS

Je ne saurais exprimer assez toute ma reconnaissance et mes sincères remerciements à mon promoteur, le docteur Amar SEBAI Maître de conférences à l'Ecole Nationale Polytechnique, pour son aide et pour avoir bien su me guider et me conseiller tout au long de la préparation de ce travail. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Ce travail n'aurait jamais pu se réaliser sans l'aide de Monsieur B. BENRABAH, chef de département DAI/SONATRACH. Il m'a toujours réservé un accueil chaleureux au sein de son laboratoire et a toujours porté un vif intérêt à ce travail. Je ne le remercierai jamais assez, tout en étant très honoré par sa présence dans mon jury.

Je tiens à remercier vivement Monsieur A. BALI, professeur à l'ENP, qui m'a fait l'honneur de présider mon jury.

Je remercie Monsieur M. HARKAT, Maître de conférences à l'USTHB, pour avoir accepté de juger ce travail.

Je remercie également Monsieur M. NAAK, Maître de conférences à l'USTHB, qui a bien voulu juger ce travail et faire partie du jury.

Madame S. CHABOU, chef de département Génie Minier à l'ENP est remerciée vivement pour ses conseils et son aide tout au long de mon cursus universitaire. Qu'elle trouve ici l'expression de toute ma gratitude. Je la remercie d'accepter de faire partie de mon jury.

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance et gratitude à Monsieur A. SEMIANI, docteur en géologie à l'ORGM pour ses précieux conseils et pour les échantillons qu'il m'a remis.

Messieurs M.E.M. DERDER et B. BAYOU du département de paléomagnétisme du CRAAG, Bouzarèah, sont remerciés vivement pour m'avoir gracieusement remis des échantillons de la région de Reggane.

Les analyses en Rayons X et en fluorescence X ont été réalisées par Messieurs M. BELKADI, R. TALAMALI et Madame K. GUELLIL du laboratoire de géologie, département sédimentologie (CRD/Sonatrach, Boumerdès) ; qu'ils en soient remerciés.

Je remercie l'ensemble des enseignants du département Génie Minier pour leur encouragement.

Je tiens à remercier vivement Mourad, technicien au département Génie Minier de l'ENP pour son aide et ses conseils.

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

Je remercie le docteur S. GUERRAK qui m'a remis une importante documentation sur le Sahara algérien, ainsi que tous les auteurs étrangers qui m'ont adressé leur tirés à part.

Enfin, je remercie toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail. Je leur suis très reconnaissant.

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

TABLE DES MATIÈRES

Introduction Générale 1

Chapitre I : La Province Magmatique de l'Atlantique Central (PMAC) 4
I.1. Introduction 5
I.2. Etendue et limites géographiques de la Province Magmatique de l'Atlantique Central 6
I.2.1. Introduction 6
I.2.2. Distribution du magmatisme en Amérique du Nord 6
I.2.3. Distribution du magmatisme en Amérique du Sud 7
I.2.4. Distribution du magmatisme au sud de l'Europe 8
I.2.5. Distribution du magmatisme en Afrique de l'Ouest 8
I.3. Age du magmatisme de la Province Magmatique de l'Atlantique Central 11
I.4. Nature du magmatisme de la Province Magmatique de l'Atlantique Central 17
I.4.1. Les tholéiites à titane intermédiaire (ITi) 18
I.4.2. Les tholéiites pauvres en titane (LTi) 18
I.4.3. Les tholéiites riches en titane (HTi) 18
I.5. Origine de la Province Magmatique de l'Atlantique Central 20
I.6. Relation entre le magmatisme et l'extinction à la limite Trias/Jurassique 25
I.7. Relation entre le magmatisme et les provinces métallogéniques et pétrolières 26
I.8. Conclusion 27

Chapitre II : Cadre géologique et structural des régions étudiées. 28
II.1. Cadre géologique général 29
II.2. Le socle 31
II.3. Aperçu stratigraphique de la couverture sédimentaire du Sahara occidental algérien 34
II.3.1. Le Cambrien 34
a- Le Cambrien du bassin de Tindouf 34
b- Le Cambrien du bassin de Reggane 34
c- Le Cambrien du bassin de Béchar 37
II.3.2. L'Ordovicien 37
a- L'Ordovicien du bassin de Tindouf 37
b- L'Ordovicien du bassin de Reggane 38
c- L'Ordovicien du bassin de Béchar 38
II.3.3. Le Silurien 38
a- Le Silurien du bassin de Tindouf 38
b- Le Silurien du bassin de Reggane 39
c- Le Silurien du bassin de Béchar 39
II.3.4. Le Dévonien 39
a- Le Dévonien inférieur 39
a.1) Le Dévonien inférieur du bassin de Tindouf 39
a.2) Le Dévonien inférieur des bassins de Reggane et de Béchar 40
b- Le Dévonien moyen 40
b.1) Le Dévonien moyen du bassin de Tindouf 40

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

b.2) Le Dévonien moyen des bassins de Reggane et de Béchar 41
c- Le Dévonien supérieur 41
c.1) Le Dévonien supérieur du bassin de Tindouf 41
c.2) Le Dévonien supérieur du bassin de Reggane 41
c.3) Le Dévonien supérieur du bassin de Béchar 42
II.3.5. Le Carbonifère 42
a- Le Carbonifère du bassin de Tindouf 42
b- Le Carbonifère du bassin de Reggane 43
c- Le Carbonifère du bassin de Béchar 44
d- Les formations rouges du Paléozoïque terminal du bassin de Béchar 45
II.3.6. Le Méso-Cénozoïque et les formations récentes 45
a- Le Tertiaire et le Quaternaire du bassin de Tindouf 45
b- Le Méso-Cénozoïque du bassin de Reggane 46
c- Le Méso-Cénozoïque du Bassin de Béchar 46
c.1) Le Trias 46
c.2) Le Jurassique 47
c.3) Le Crétacé 47
c.4) Le Tertiaire et le Plio-quaternaire 47
II.4. Structure et évolution géodynamique des bassins de Tindouf, Reggane et Béchar 48
II.4.1. Le bassin de Tindouf 48
a- Structure du bassin de Tindouf 48
b- Evolution géodynamique du bassin de Tindouf 48
II.4.2. Le bassin de Reggane 49
a- Structure du bassin de Reggane 49
b- Evolution géodynamique du bassin de Reggane 49
II.4.3. Le bassin de Béchar 50
a- Structure du bassin de Béchar 50
b- Evolution géodynamique du bassin de Béchar 51
II.5. Le magmatisme Mésozoïque de l'ouest de la plate-forme saharienne 52
II.5.1. Introduction 52
II.5.2. Le magmatisme Mésozoïque du bassin de Tindouf 53
a- En affleurement 53
a.1) Le flanc nord du bassin de Tindouf 53
a.2) Le flanc sud du bassin de Tindouf 56
b- En sondage 56
II.5.3. Le magmatisme Mésozoïque du bassin de Reggane 59
a- En affleurement 59
b- En sondage 60
II.5.4. Le magmatisme Mésozoïque du bassin de Béchar 60
a- En affleurement 60
b- En sondage 63
II.5.5. Conclusion 63

Chapitre III : Etude pétrographique **69**
III.1. Introduction 69
III.2. Description pétrographique des échantillons 70
III.2.1. Le dyke de Ksi-Ksou, Béchar (KK) 70
a- Description de l'échantillon KK 70
b- Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche KK 71

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

III.2.2. Le dyke de Hassi Taïbine, Reggane (HTB) 74
a- Description de l'échantillon HTB 74
b- Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche HTB 77
III.2.3. Le Sill d'Aïn ech Chebbi (AB-1 et ACB) 77
a.1) Description de l'échantillon AB-1 77
b.1) Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche AB-1 80
a.2) Description de l'échantillon ACB 80
b.2) Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche ACB 80
c- Conclusion 82
III.2.4. Sill, sud de Reggane (S-28 et S-29) 82
a- Description des échantillons S-28 et S-29 82
b- Ordre de cristallisation des minéraux primaires des roches S-28 et S-29 86
III.2.5. Dyke ou sill ? en subsurface , Reggane (RAN-1) 86
a- Description de l'échantillon RAN-1 86
b- Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche RAN-1 89
III.2.6. Sill en subsurface, Tindouf (GSL-3 : 3 échantillons) 89
a- Description des échantillons de GSL-3 89
b- Ordre de cristallisation des minéraux primaires des roches du sondage GSL-3 90
III.2.7. Sill en subsurface, Est de Béchar (HMK-1 : 4 échantillons) 90
a.1) Description de l'échantillon du niveau 2797 m 90
b.1) Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche du niveau 2797 m 93
a.2) Description de l'échantillon du niveau 2348 m 93
b.2) Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche du niveau 2797 m 97
c- Conclusion 97
III.3. Conclusion 97

Chapitre IV : Etude géochimique **99**
IV.1. Introduction 100
IV.2. L'altération 100
IV.3. Les caractéristiques chimiques générales 100
IV.4. La classification chimique 102
IV.4.1. Le diagramme TAS 102
IV.4.2. La composition normative 104
IV.5. Le comportement des éléments majeurs 105
IV.5.1. Les diagrammes Oxydes-Silice 105
IV.5.2. Les diagrammes Oxydes-MgO 107
IV.6. Le comportement des éléments en traces 109
IV.7. Les diagrammes de discrimination géochimique 109
IV.7.1. Le diagramme Alcalins vs. SiO_2 111
IV.7.2. Le diagramme K_2O vs. SiO_2 112
IV.7.3. Le diagramme A.F.M. 113
IV.7.4. Le diagramme Al_2O_3 vs. AN% (normative) 114
IV.7.5. Le diagramme TiO_2/Al_2O_3 vs. SiO_2/Al_2O_3 115
IV.7.6. Le diagramme Fe_2O_3 / MgO vs. TiO_2 116
IV.7.7. Le diagramme triangulaire TiO_2-MnO-P_2O_5 117
IV.7.8. Le diagramme triangulaire K_2O-TiO_2-P_2O_5 118
IV.8. Conclusion 119

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

Chapitre V : Influence du magmatisme sur l'accumulation des hydrocarbures et le potentiel métallogénique de la région **120**
V.1. Relation entre le magmatisme et l'accumulation des hydrocarbures 121
V.1.1. Introduction 121
V.1.2. Les systèmes pétroliers des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar 121
a- Les roches mères des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar 121
b- Les roches réservoirs des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar 121
c- Les roches couvertures des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar 124
d- Génération et accumulation des hydrocarbures dans les bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar 124
V.1.3. L'influence de l'évènement thermique et du magmatisme triasico-liasique sur la génération et l'accumulation des hydrocarbures dans les bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar 124
V.1.4. Comparaison entre le système pétrolier de Solimões (Brésil) et celui des bassins de Tindouf et de Reggane 127
V.1.5. Autres influences du magmatisme sur les gisements d'hydrocarbures dans la région 131
a- Influence du magmatisme sur les roches mères 131
b- Influence du magmatisme sur les roches réservoirs 131
c- Influence du magmatisme sur la formation des pièges et des roches couvertures 133
V.2. Relation entre le magmatisme étudié et le potentiel métallogénique de la région 133

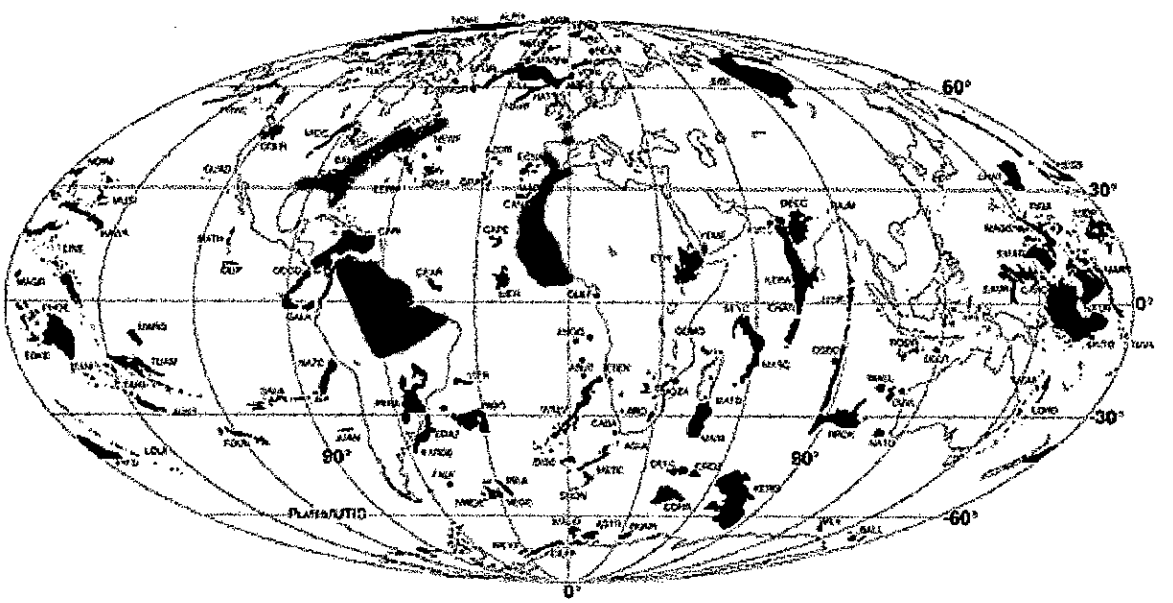
Conclusion générale **134**
1. Comparaisons entre le magmatisme de l'ouest de la plate-forme saharienne et de la PMAC. 135
1.1. Les structures magmatiques 135
1.2. L'orientation des dykes 135
1.3. La pétrographie du magmatisme 136
1.4. La géochimie du magmatisme 136
2. Implication géodynamique sur l'origine du magmatisme mésozoïque de l'ouest de la plate-forme saharienne 137
3. Relation entre le magmatisme et l'accumulation des hydrocarbures 140
4. Relation entre le magmatisme et le potentiel métallogénique de la région 141

Annexes **142**

Références Bibliographiques **166**

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

Introduction Générale



المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

Une intense activité magmatique a accompagné la fragmentation de la Pangée durant les stades précoces du rifting de l'Atlantique Central [1].

Ce magmatisme, mis en place à la limite Trias-Lias [2] sur la marge est-américaine, au sud de l'Europe, en Afrique de l'Ouest et en Amérique du Sud, s'étend sur une superficie d'au moins 10 millions de km^2 [3] et forme l'une des plus vastes provinces volcaniques connues dans le monde. Cette province a reçu récemment le nom de **Province Magmatique de l'Atlantique Central (PMAC)** [4].

Aujourd'hui, on retrouve les manifestations de ce magmatisme dans ces régions sous forme de dykes, de sills et de coulées, et plus rarement en plutons.

Depuis une vingtaine d'années, cette province a fait l'objet d'une étude détaillée ayant trait à l'aspect pétrographique, géochimique et géochronologique de son magmatisme. La découverte récente d'une immense coulée basaltique couvrant 2,5 millions de km^2 au nord du Brésil et se rapportant à cet évènement magmatique [2], a relancé l'intérêt scientifique de son étude.

L'étude de ce magmatisme, et plus généralement celui associé aux grandes provinces volcaniques dans le monde est très importante car :

- les processus de rifting sont généralement accompagnés par une importante activité magmatique [5]. Des études récentes ont montré qu'il existait une coïncidence dans le temps entre la fragmentation des continents et la mise en place des grandes provinces volcaniques [6]. La compréhension de ces phénomènes nécessite donc l'étude du magmatisme qui accompagne ces processus géologiques ;
- la mise en place d'une grande quantité de magmas à la surface de la Terre implique des processus thermiques compliqués, dont l'origine est à rechercher dans les profondeurs du manteau, voire du noyau terrestre [7]. L'étude du magmatisme des grandes provinces volcaniques et de son origine nous renseigne donc sur la dynamique profonde de la Terre, qui a une influence sur les processus géologiques ayant lieu en surface ;
- l'éruption d'une énorme quantité de laves en un temps très bref peut avoir un impact négatif sur l'environnement. Il existe d'ailleurs une coïncidence dans le temps entre plusieurs grandes extinctions massives et les grandes provinces volcaniques [8] ;
- la mise en place d'une grande quantité de magma peut avoir une grande influence sur le potentiel métallogénique [9] et pétrolier de la région concernée [10].

L'existence de roches magmatiques mésozoïques de composition basique (dolérites) dans la plate-forme saharienne est connue depuis longtemps [11], mais très peu d'études leur ont été consacrées. Seules quelques analyses de roches totales en éléments majeurs et des analyses géochronologiques ont été effectuées : les premières ont permis de caractériser l'affinité tholéiitique de ces roches [12] ; les secondes, de dater les intrusions à la limite Trias-Lias [13]. Ces rares études ont permis de rattacher ce magmatisme à celui de la grande province de l'Atlantique Central. Cependant, ce magmatisme reste encore mal connu en Algérie, comparativement aux autres régions de la PMAC.

Les principaux objectifs de ce travail sont les suivants :

1) établir une synthèse bibliographique aussi complète sur le magmatisme continental marquant le début de l'ouverture de l'océan Atlantique central ;
2) présenter la répartition et les études consacrées au magmatisme triasico-liasique de l'ouest de la plate-forme saharienne (Algérie) ;
3) effectuer des études pétrographiques sur lames minces et en diffraction X, ainsi que des analyses chimiques par la fluorescence X, afin de préciser la nature, l'évolution et l'origine de ce magmatisme ;
4) comparer les résultats obtenus à ceux de la PMAC ;
5) discuter de l'influence de ce magmatisme sur les réservoirs d'hydrocarbures et sur le potentiel métallogénique de la région étudiée.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons subdivisé notre travail en trois étapes :

- durant la première étape, nous décrirons le magmatisme mésozoïque (triasico-liasique), situé sur les marges orientale et occidentale de l'océan Atlantique, et qui est représenté par la PMAC ;
- la deuxième étape sera consacrée à l'étude pétrographique et géochimique de ce magmatisme dans l'ouest de la plate-forme saharienne, principalement dans les bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar. Ces études concernent aussi bien les roches magmatiques en affleurement, que celles en sondage ;
- dans la dernière partie, nous essayerons de connaître l'impact de ces formations magmatiques sur :
  - l'accumulation des hydrocarbures, où ils peuvent jouer par exemple le rôle de roches couvertures, principalement les sills et les dykes (*piège contre dyke*), ou en favorisant en tant qu'évènement thermique, la maturation de la matière organique des roches mères ;
  - le potentiel métallogénique, particulièrement leur rôle dans les minéralisations du fer, de la galène, du cuivre...

En conclusion, une comparaison sera faite entre le magmatisme des régions étudiées et celui de la PMAC, afin de montrer leur similitude pétrographique et géochimique. Effectivement, les roches magmatiques des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar, sont principalement des dolérites à affinité tholéiitique comparables aux autres formations éruptives de la PMAC.

Chapitre I

La Province Magmatique de l'Atlantique Central (PMAC)



I.1. Introduction

Les coulées de basaltes continentaux (ou basaltes des plateaux) sont de grandes accumulations de laves basaltiques d'origine fissurale sur la croûte continentale [14].

Généralement associées à des essaims de dykes [15] et à des sills, elles couvrent sur les continents de vastes surfaces (parfois plus de $2x10^6$ km^2) et forment avec leurs équivalents océaniques (plateaux océaniques) les Grandes Provinces Volcaniques [16].

Les provinces de basaltes continentaux sont caractérisées par la composition uniforme de leur laves qui sont essentiellement tholéiitiques [17] (appelées souvent provinces tholéiitiques continentales) et sont souvent en relation avec la fragmentation des continents et la création des domaines océaniques [6]. Ainsi, la plupart de ces provinces sont situées sur les marges continentales actuelles : nous citerons comme exemple la province de Paraná-Etendeka [18] (Brésil-Namibie), la province du Deccan [19] en Inde, celle de Karoo-Ferrar [20] (Afrique du Sud-Antarctique), celle de l'Atlantique Nord [21] et les basaltes d'Ethiopie [22]. D'autres, comme les trapps de Sibérie, sont situées à l'intérieur des continents et sont liées à un processus de rifting avorté [23].

L'origine des grandes provinces volcaniques est problématique : certains pensent qu'ils sont l'expression en surface de remontées de matière chaude le long de panaches issus soit du manteau profond (vers 670 kilomètres de profondeur), soit de la frontière noyau-manteau (à 2900 kilomètres) [24,25]. D'autres modèles récents préfèrent invoquer des processus lithosphériques qui modifient les propriétés thermiques et dynamiques du manteau supérieur [26,27,28].

Une importante activité magmatique est associée à la dislocation et à la dispersion de la Pangée au début du Jurassique [1]. Des essaims de dykes, des sills et des coulées de basaltes et de dolérites jalonnent la côte orientale de l'Amérique du Nord, la côte occidentale de l'Afrique, le sud de l'Europe et la côte nord-est de l'Amérique du Sud. Ces régions étaient autrefois proches l'une de l'autre, au sein de la Pangée. Les dykes et les sills de dolérites peuvent s'étendre très loin à l'intérieur des continents, notamment en Afrique de l'Ouest [29] et au Brésil [2]. Les coulées de basaltes se rencontrent dans les bassins des côtes atlantiques du Maroc et de l'Amérique du Nord [30,31], et aussi dans les bassins triasiques du Sahara central [32].

Longtemps sous-estimée, l'importance de ce magmatisme ne fut reconnue que ces dernières années, grâce notamment aux datations précises effectuées sur les roches des différentes régions de cette province, et à la découverte récente d'une immense coulée de basalte couvrant plus de $2,5.10^6$ km^2 au Brésil (bassin de l'Amazone), se rapportant à cet événement magmatique [2]. Lors de la réunion annuelle de l'American Géophysical Union (AGU) en 1999 à Boston (USA), une séance spéciale a été consacrée à cette province et il a été décidé de lui donner un nom officiel. Ainsi, elle fut baptisée : ***Central Atlantic Magmatic Province*** ou ***CAMP*** (***Province Magmatique de l'Atlantique Central*** ou ***PMAC***), d'après le nom donné par Marzoli et ses collaborateurs [2,4].

I.2. Etendue et limites géographiques de la Province Magmatique de l'Atlantique Central

I.2.1. Introduction

La Province Magmatique de l'Atlantique Central est représentée par des dykes, des sills et des coulées de basaltes en Amérique du Nord, en Amérique du Sud, au sud de l'Europe et en Afrique de l'Ouest. Ce magmatisme s'étend sur une superficie d'au moins 10 millions de km^2 (6000 km du sud-ouest au nord-est et 1500 km d'est en ouest) [33] (figure 1.1). Une estimation récente du volume initial des laves émises lors de cet évènement magmatique donne $2,3.10^6$ km^3 [3]. Ce volcanisme serait le plus important que la Terre ait jamais connu.

Les limites géographiques de cette province sont encore mal connues. En Amérique du Nord, les dykes et les coulées de basaltes des bassins triasico-liasiques sont limités à l'ouest par la chaîne des Appalaches [34]. Le Sud de la province est dominé par d'immenses sills et coulées et par des essaims de dykes, qui sont situés au nord et au centre du Brésil jusqu'à la frontière bolivienne [2]. A l'ouest, la province s'étendrait peut-être jusqu'au Venezuela et en Amérique centrale [4]. Les limites orientales de la province sont floues. La couverture végétale dans les régions équatoriales de l'Afrique masque les manifestations du magmatisme dans le Sud-Est. Au nord-est, il semblerait que la limite soit située en Algérie. Dans le chapitre II de ce travail, nous montrerons que les sills et les dykes de cette province recouvrent une bonne partie du Sud-Ouest algérien. Des coulées basaltiques sont également abondantes dans les bassins triasiques du Sahara central [32] et la province s'étendrait probablement jusqu'à la frontière algéro-libyenne. Au nord, des dykes sont connus en Espagne [35] et au nord-ouest de la France [36].

Comme le montre la distribution actuelle des roches, l'activité magmatique a été plus importante en Afrique de l'Ouest et au Brésil qu'en Amérique du Nord [37]. Certains auteurs pensent que les dykes présentaient avant l'ouverture de l'Atlantique, l'apparence d'une disposition radiale centrée sur la Floride [38]. D'autres ont montré que des essaims de dykes, notamment en Afrique de l'Ouest ne présentaient pas cette disposition, et que les dolérites se sont mises en place dans des structures et des failles anciennes (et donc non contemporaine) réactivées durant le rifting de l'Atlantique central [29].

I.2.2. Distribution du magmatisme en Amérique du Nord

Des réseaux de dykes doléritiques s'étendent sur plus de 2000 km le long du versant oriental des Appalaches, sur la bordure est de l'Amérique du Nord, de l'Alabama au sud jusqu'à Terre-Neuve au Canada [39].

Les dykes du sud-est des Appalaches ont une direction NO-SE [40]. En Caroline et en Pennsylvanie, quelques dykes orientés N-S alternent avec les précédents tandis qu'au nord, du New Jersey jusqu'à Terre-Neuve, en passant par la Nouvelle-Angleterre et la Nouvelle-Écosse, la direction dominante est NE-SO [41].

Le nombre de dykes au sud-est et au centre des Appalaches dépasse la centaine, mais leur extension est faible. Au contraire, le nombre de dykes du nord des Appalaches est réduit, mais leurs dimensions sont relativement grandes. Ainsi, le dyke de Shelburne de la Nouvelle-Écosse a une épaisseur maximale de 180 m et sa longueur dépasse 200 km ; le dyke d'Avalon de Terre-Neuve mesure 180 km de long, tandis que le dyke de Caraquet du Nouveau-Brunswick est long de 475 km [42].

Les bassins triasico-liasiques de la marge américaine de l'Atlantique central (de la Virginie à la Nouvelle-Écosse) contiennent des coulées de basaltes tholéiitiques interstratifiées dans les sédiments du super groupe de Newark [43]. Ces basaltes se présentent le plus souvent sous forme de trois coulées successives séparées par des sédiments d'âge Jurassique inférieur [44]. L'épaisseur cumulée et le nombre de ces coulées décroient du sud (950 m dans le bassin de Culpeper en Virginie) au nord où le bassin de Fundy (Nouvelle-Écosse) ne possède qu'une seule coulée (le basalte de North Mountain), qui s'étend sur 200 km du nord au sud, avec une épaisseur variant de 400 à 275 m [45]. De récents travaux ont montré que les coulées basaltiques initiales ont dû recouvrir toute la région de l'Amérique du Nord, avec 1600 km de long sur 200 à 400 km de large, soit une superficie de 500 000 km^2 [34].

Des intrusions doléritiques sous forme de sills dont l'épaisseur peut atteindre 1000 m sont connues dans les bassins de Culpuper, Gettysburg, Newark et Hartford aux Etats-Unis. Ces sills recoupent des sédiments d'âge triasique et sont de même nature et de même âge que les coulées basaltiques inférieures de ces bassins [46]. Le sill des Palisades dans le bassin de Newark au New-Jersey, épais de plus de 100 m [47] est célèbre par le nombre d'études détaillées qui lui ont été consacrées. Les travaux de Philpotts et al. [48] ont montré que les coulées et les sills des bassins ont été alimentés par les dykes qui recoupent la région.

Les bassins triasico-liasiques du sud des Etats-Unis (bassin du sud de la Géorgie), ainsi que ceux de la plate-forme continentale en mer sont recouverts de sédiments crétacés et récents, mais des études géophysiques et des sondages effectués dans ces régions ont démontré l'existence de coulées basaltiques épaisses dans ces bassins [49]. Plus loin, à l'ouest, des basaltes de même âge ont été reconnus dans les bassins du nord du golfe du Mexique [50].

En outre, il a été mis en évidence l'existence d'une marge continentale volcanique le long de la côte est de l'Amérique du Nord [51]. Cette marge volcanique, qui marque la transition entre la croûte continentale de l'Amérique du Nord et la croûte océanique de l'Atlantique, contient une énorme accumulation de roches volcaniques (probablement des basaltes) dont l'épaisseur atteindrait 25 km. Cette marge volcanique est responsable de l'anomalie magnétique connue dans cette région (ECMA, East Coast magnetic anomaly). Le volume des roches mises en place dans cette marge dépasserait $1{,}3.10^6$ km^3 et serait analogue à celui connu dans d'autres grandes provinces volcaniques comme sur la marge volcanique de l'Atlantique Nord [52].

I.2.3. Distribution du magmatisme en Amérique du Sud

Des essaims de dykes étendus recoupent les roches paléo- protérozoïques du craton de la Guyane et les roches sédimentaires du bassin de l'Amazone. Ces dykes, comme ceux de Cassiporé et de Cayenne des régions d'Amapá (Brésil) et de la Guyane française, ont une orientation NNW-SSE, parallèle à la direction du rifting de l'Atlantique central.

D'autres dykes d'orientation N-S à NNE-SSO recoupent le craton Précambrien de Guyane et d'Amazonie du Nord au Brésil, en Guyane et au Surinam [53]. Ces dykes peuvent atteindre une longueur de 300 km et une épaisseur de 200 à 300 m, comme dans la région de Roraima [2]. D'autres dykes de même orientation sont présents au centre du Brésil dans le bassin de Maranhão [54].

Au Brésil, le magmatisme s'est étendu loin à l'intérieur des terres, dépassant la distance de 2000 km de la côte atlantique dans le nord et le centre du Brésil. La surface totale recouverte par ce magmatisme dans cette région dépasse $2,5.10^6$ km^2 [2]. Des coulées de basaltes sont interstratifiées dans des sédiments d'âge Mésozoïque dans les bassins de Maranhão (basaltes de Mosquito) [55], d'Anari et de Tapirapuã [56]. D'une épaisseur maximale de 300 m, elles couvrent une superficie de 3.10^5 km^2. Une coulée de basalte alcalin de même âge est également connue dans le bassin de Lavras da Mangabeira, dans la région de Céará [2].

Enfin, des sills doléritiques couvrant une superficie de 1.10^6 km^2 sont localisés dans le bassin de l'Amazone. Leur épaisseur peut dépasser 500 m [2].

I.2.4. Distribution du magmatisme au sud de l'Europe

Dans la péninsule Ibérique, le dyke de Messejana, de direction NE-SO, s'étend sur 530 km depuis Avila en Espagne jusqu'à Odemira au Portugal [57]. Sa puissance varie de 20 à 300 m et semble augmenter du SO au NE [58]. Si on replace les continents dans leurs positions au début du Jurassique, le dyke de Messejana serait parallèle aux dykes de Shelburne, d'Avalon et de Caraquet qui lui font face le long de la marge est-canadienne.

Au nord-ouest de la France (Bretagne), un système de dykes doléritiques, d'orientation NO-SE, recoupe les terrains de l'extrémité occidentale du Massif armoricain. La puissance de ces dykes varie de 5 à 30 m [36].

Dans la chaîne des Pyrénées, des intrusions de dolérites connues sous le nom d'ophites affleurent en plusieurs endroits et leur extension semble être importante [59]. Au nord de l'Espagne, ces ophites se présentent en sills d'une centaine de mètres de puissance et d'extension kilométrique [60]. D'autres ophites ont été recoupées par des sondages au nord des Pyrénées (Aquitaine) [61].

Notons enfin que des basaltes (laves) d'âge triasico-liasique affleurent aussi dans le sud de la France [62] et d'autres sont signalés au sud du Portugal (coulées d'Algarve) [29].

I.2.5. Distribution du magmatisme en Afrique de l'Ouest

Comme dans les autres régions de la province, le magmatisme en Afrique de l'Ouest se manifeste sous forme de dykes, de sills et de coulées.

Les dykes se présentent sous deux aspects différents :

- au nord, ils sont sous forme de grands dykes dont la longueur dépasse 100 km, comme le cas du grand dyke de Ksi-Ksou (Algérie) qui serait le plus grand dyke connu de la province, avec une longueur de 800 km environ [63]. Le dyke de Foum Zguid situé au Maroc, qui lui est parallèle, s'étend sur plus de 200 km [64]. Ces deux dykes, orientés NE-SO, sont accompagnés par un système de petits dykes ;
- dans le reste de la région, les ensembles de dykes sont généralement courts et forment des réseaux très denses recoupant des terrains d'âges et de structures différents. La longueur de ces dykes varie entre 5 m pour les plus courts et 300 m pour les plus longs. Le plus important de ces réseaux de dykes est situé

dans la partie nord du bassin de Taoudenni (nord-est du Mali et sud-ouest de l'Algérie). Ce système de dykes multidirectionnels recoupe la série paléozoïque [65]. D'autres essaims de dykes importants sont connus au sud du bassin de Taoudenni (sud de la Mauritanie et du Mali) et en Guinée [66]. Au Liberia et au Sierra Leone, d'importants systèmes de dykes d'orientation NO-SE sont parallèles à la côte et semblent continuer sous les sédiments de la plate-forme continentale de l'océan Atlantique, d'après des études aéromagnétiques [67]. Des études aéromagnétométriques similaires ont aussi montré l'existence d'un important système de dykes sous les sédiments récents du Sénégal [68].

Les sills doléritiques sont également abondants en Afrique de l'Ouest, et sont injectés dans des couches sédimentaires dont l'âge s'étend du Protérozoïque supérieur à l'ensemble du Paléozoïque.

En Guinée, dans le sud-ouest du Mali et au sud-est de la Mauritanie, l'extension des sills peut dépasser 1000 km^2 et leur puissance atteint plusieurs centaines de mètres [66]. Des sills très importants (dont l'extension en longueur peut dépasser plusieurs centaines de kilomètres) accompagnés de nombreux sills plus petits et de laccolithes injectent toutes les formations sédimentaires anté-Crétacées du nord du bassin de Taoudenni (frontière algéro-malienne) [69]. Certains sills sont directement liés aux réseaux de dykes de la région. On connaît aussi quelques sills liés aux dykes près de la côte du Liberia [67]. En Algérie, les bassins sédimentaires de l'ouest du Sahara sont abondamment injectés de sills doléritiques qui affleurent sur la bordure est du bassin de Reggane et surtout sur le flanc nord du bassin de Tindouf (vallée du Dra et Anti-Atlas du Maroc) [70].

Un important complexe magmatique basique et ultrabasique stratifié (le laccolithe de Kakoulima), de plus de 1000 m de puissance et qui dépasse 50 km de long, suit la côte de Guinée [71]. D'autres complexes similaires existent le long de la marge de l'Atlantique central (complexe de Freetown en Sierra Leone) .

Des coulées basaltiques existent dans les bassins triasiques de l'Atlas marocain, de la Meseta marocaine et du Sahara algérien.

Au Maroc, les basaltes sont interstratifiés au sein des dépôts rouges détritiques et argilo-évaporitiques déposés dans un système de graben et demi-graben orienté NNE-SSO à NE-SO [72]. Il s'agit de plusieurs coulées superposées d'épaisseurs variables, séparées par des niveaux détritiques et carbonatés. L'épaisseur totale de ces coulées atteint ou dépasse localement la centaine de mètres. Dans le Haut-Atlas marocain, la série volcanique a été subdivisée en quatre formations distinctes : formation inférieure, intermédiaire, supérieure et récurrente [73]. Ces formations correspondent à trois types géochimiquement distincts [74]. D'autres travaux ont montré que ces coulées sont également présentes en subsurface dans les bassins de la côte atlantique marocaine [75].

Dans le nord du Maroc et l'ouest de l'Algérie, les sondages effectués dans ces régions ont montré l'existence de coulées de basaltes au sein du Trias [31]. Dans le reste de l'Algérie du Nord et même en Tunisie, les affleurements triasiques (diapirs gypso-évaporitiques) sont presque toujours accompagnés de dolérites connus sous le nom de roches vertes ou d'ophites [76]. La tectonique alpine qui affecte ces régions rend l'étude de ces roches difficile, mais elles semblent être de même nature que celles des Pyrénées.

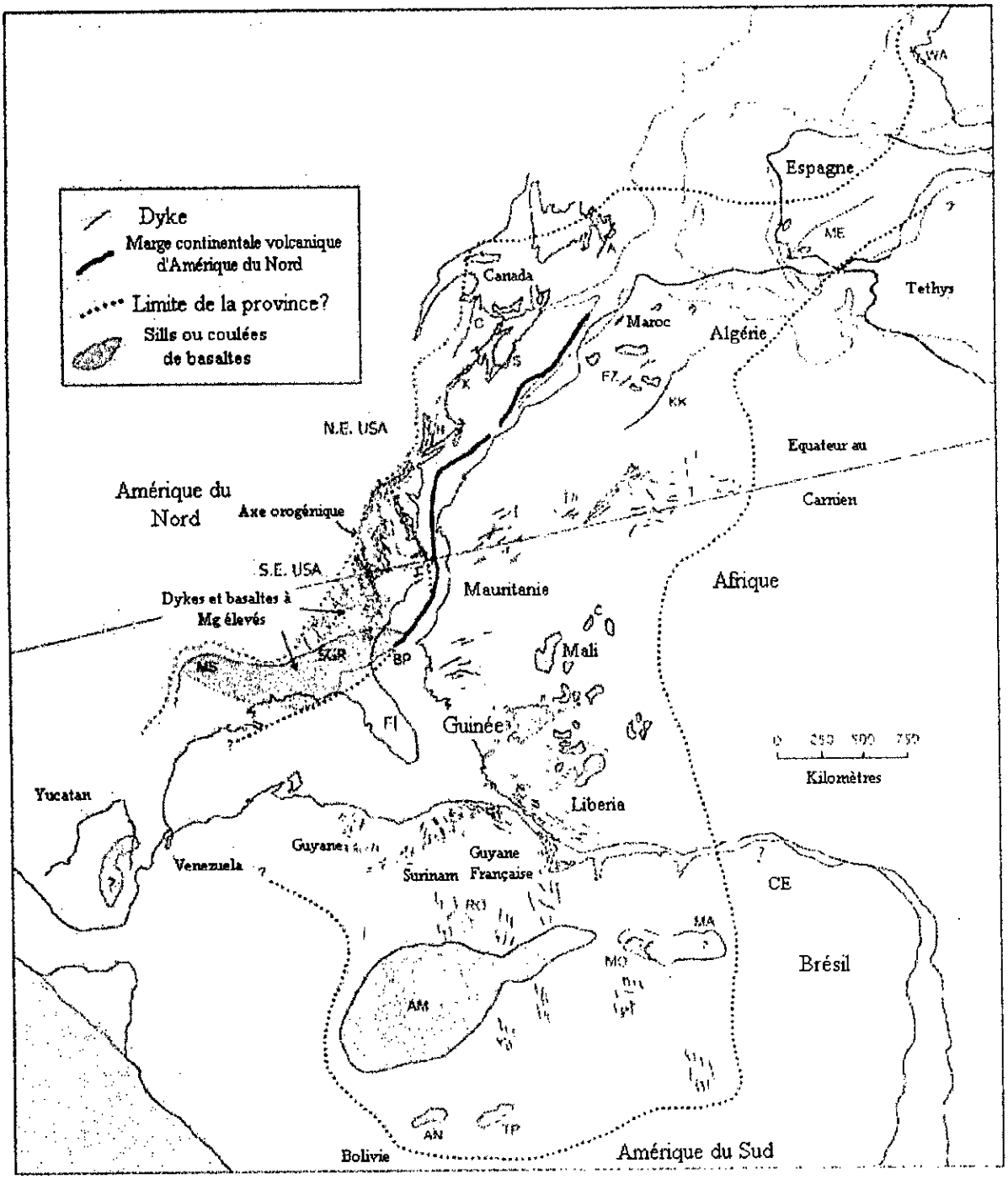


Figure 1.1 : Répartition géographique des dolérites triasico-liasiques de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (PMAC) en Afrique de l'Ouest, en Amérique du Nord, au sud de l'Europe et en Amérique du Sud. Les continents sont replacés dans leur position triasique (d'après J.G. McHone [33], modifié).

WA : dyke ouest-Armoricain (France) ; **ME** : dyke de Messejana (Portugal et Espagne) ; **A** : dyke d'Avalon (Canada) ; **C** : dyke de Caraquet (Canada et USA) ; **S** : dyke de Shelburne (Canada) ; **X** : dyke de Christmas Cove (USA) ; **H** : système de dyke de Higganum-Holden-Onway (USA) ; **FZ** : dyke de Foum Zguid (Maroc) ; **KK** : dyke de Ksi-Ksou (Algérie) ; **CE** : basalte alcalin de Céará (Nord du Brésil) ; **MA** : dykes et basaltes de Maranhão (Brésil) ; **MO** : basalte de Mosquito, partie ouest de la province de Maranhão (Brésil) ; **RO** : dykes de Roraima (Brésil) ; **AM** : sill de la province amazonienne (Brésil) ; **AN** : basalte d'Anari (Brésil) ; **TP** : basalte de Tapirapuã (Ouest du Brésil) ; **BP** : Le plateau de Blake (Bahamas) ; **FL** : Floride (USA) ; **SGR** : Basalte du sud de la Géorgie (USA) ; **MS** : basalte de la région du Mississippi (USA).
N.E. : Nord-Est ; **S.E.** : Sud-Est.

Les bassins triasiques du domaine nord-saharien contiennent une importante accumulation de roches basaltiques [32,77]. L'aire d'extension de ces coulées dépasse 70 000 km^2 [78] ; leur épaisseur moyenne est de 40 m et peut atteindre par endroit 140 m [10].

Ces coulées sont intercalées dans des sédiments détritiques argilo-gréseux et sont par endroits (Rhourde el Baguel) divisées en deux coulées distinctes séparées par des sédiments argilo-gréseux et dolomitiques, supposées correspondre à deux phases d'activité volcanique [10,79]. La base de ces coulées est généralement composée de dolérite, alors qu'à leur sommet, les basaltes sont transformés en spilites [80].

Des roches intrusives (sills de dolérites) s'intercalent également dans les sédiments cambro-ordoviciens des régions de Hassi-Messaoud et de Ghadamès-Illizi [11]. Dans ce dernier cas, des datations faites sur ces roches donnent un âge triasico-liasique [32], ce qui fait de ces roches les témoins les plus orientaux connus du magmatisme de la PMAC (frontière algéro-libyenne).

Notons également que dans la carte géologique du Sahara central au 1/200 000, des sills et dykes de dolérites sont signalés dans la région de In-Ezzane à l'extrême Sud-Est algérien et dans le bord ouest du bassin de Djado au Niger. Bien qu'aucune étude ne leur ait été consacrée, certains auteurs [11] les considèrent comme contemporaines à celles du Sahara occidental et feraient probablement partie de la PMAC. Il serait très intéressant de vérifier l'âge de ces dolérites, car si celles-ci font partie de la PMAC, leur distance fort éloignée de la côte de l'Atlantique (plus de 3000 km) augmenterait considérablement l'aire d'extension de ce magmatisme déjà énorme.

Enfin, signalons qu'au large de la côte atlantique de l'Afrique de l'Ouest, une anomalie magnétique connue sous le nom de WACMA (West African Coastal Magnetic Anomaly) a été mise en évidence [81], et dont le tracé coïncide exactement avec l'anomalie connue en Amérique du Nord si les continents sont replacés dans leur position au Trias. Bien qu'elle ait été interprétée comme marquant le passage de la croûte continentale à la croûte océanique, il serait intéressant de vérifier si celle-ci ne correspond pas, comme dans le cas de l'Amérique du Nord, à la présence d'une marge volcanique épaisse. Il faut rappeler que les auteurs de la découverte de cette marge en Amérique du Nord ont aussi prédit son existence sur le côté africain [51].

I.3. Age du magmatisme de la Province Magmatique de l'Atlantique Central

Il existe actuellement un grand nombre de datations effectuées sur les roches magmatiques de la PMAC.

Avant 1989, à part quelques rares âges obtenus par la méthode ^{40}Ar / ^{39}Ar, toutes les autres datations disponibles ont été effectuées par la méthode classique K-Ar et ne concernaient que les roches de l'Amérique du Nord et de l'Afrique de l'Ouest. Les âges obtenus par cette méthode s'étendaient de 180 à 200 Ma [29]. Ceci pouvait être interprété comme un étalement dans le temps du magmatisme. Seulement, on savait que les âges K-Ar obtenus sur les roches basaltiques étaient très sensibles aux pertes et/ou excès d'argon, et aux phénomènes thermiques. La pauvreté des basaltes en potassium et leur altération fréquente compliquait d'avantage la situation, et les âges obtenus par la méthode K-Ar ne correspondent pas toujours à la réalité.

On trouvera dans [13] une synthèse complète sur tous les résultats géochronologiques concernant le magmatisme de la PMAC jusqu'en 1989.

Avec l'utilisation surtout de la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar avec paliers de températures et à moindre degré la méthode U-Pb, de nouvelles datations plus précises concernant le magmatisme de la PMAC ont été obtenues ces dix dernières années, non seulement en Amérique du Nord et en Afrique de l'Ouest, mais également en Amérique du Sud. Ces âges, résumés dans les tableaux 1.1 à 1.4, indiquent que le magmatisme s'est probablement déroulé brièvement sur l'ensemble de la province.

En Amérique du Nord, les coulées de basaltes des bassins triasico-liasiques semblent s'être mises en place en moins de 570 000 ans au début du Jurassique [82]. Des datations par la méthode U-Pb de ces coulées et de sills ont donné des âges compris entre 200 et 202 Ma [83,84]. Plus récemment, des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ ont été obtenus sur des dykes du sud des Etats-Unis et sur des coulées basaltiques du nord, et ceci semble indiquer que le volcanisme en Amérique du Nord s'est produit aux alentours de 200 Ma [85].

En Amérique du Sud, des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ effectuées par Marzoli et al. [2] sur des coulées, des dykes et des sills du Brésil ont fourni des âges compris entre 190,5 ± 1,6 et 202 ± 2,0 Ma. Des âges similaires ont été obtenus sur les formations volcaniques de Guyane française et du Surinam par Deckart et al. [53], et sur des formations du Brésil par Baksi et al. [54].

En Afrique de l'Ouest et au sud de l'Europe, Sebaï et al. [86] ont reporté des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ situés entre 203,7 ± 2,7 et 197 ± 1,8 Ma sur les coulées du Maroc et les dykes de Taoudenni, et ont estimé l'âge du dyke de Foum Zguid au Maroc et celui de Ksi-Ksou en Algérie respectivement à 196,9 ± 1,8 et 198 ± 1,8 Ma. En Espagne, ces mêmes auteurs ont estimé l'âge du dyke de Messejana entre 196 et 204 Ma en utilisant les spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$. Dunn et al. [87] ont obtenu par la même méthode et sur le même dyke un âge de 203 ± 3 Ma. Cet âge est identique à celui obtenu sur le dyke de Shelburne de la Nouvelle-Écosse (Canada) par ces mêmes auteurs. En étudiant des coulées basaltiques du Maroc central, qui sont intercalées dans des couches rouges continentales d'âge Trias-Lias, Fiechtner et al. [88] ont trouvé des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ compris entre 210 et 196 Ma. Une étude de synthèse effectuée récemment sur les coulées de basaltes des bassins triasico-liasiques du Maroc et du Portugal indique un âge moyen de 200 ± 1,6 Ma pour ces coulées [89]. Dans l'ouest de la France, des datations ^{40}K-^{40}Ar sur roches totales des dykes doléritiques de Bretagne ont fourni des âges dispersés, alors que ceux effectuées sur des plagioclases séparés de ces mêmes formations sont compris entre 210 et 195 Ma [36]. Une nouvelle analyse $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur plagioclases séparés pour le dyke de Kerforne (Bretagne) a donné un âge de 193 ± 3 Ma [90], ce qui a permis de penser que les filons doléritiques de la pointe occidentale de Bretagne (France) font partie de la province magmatique de l'Atlantique central. En Guinée, Deckart et al. [53] ont obtenu des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 200,4 ± 0,2 Ma et 194 ± 0,5 Ma sur les biotites des intrusions de Kakoulima et de Fouta Djalon, et ont estimé d'autre part l'âge des plagioclases de ces formations entre 191 et 200 Ma.

En comparant l'ensemble de ces résultats, Marzoli et al. [2] ont montré que la distribution de ces âges (41 analyses en Amérique du Nord, en Afrique de l'Ouest et en Amérique du Sud) est comparable, avec une moyenne de 199 ± 2,4 et un pic à 200 Ma .

Type de formation	Localisation	Méthode de datation	Nature de l'échantillon	Age (Ma)	Référence
Sill de Gettysburg	Bassin de Gettysburg, Maryland, USA.	U-Pb	Zircon	201.3 ± 1.0	[83]
Sill de Palisades	Bassin de Newark, New Jersey, USA.	U-Pb	Zircon, Baddeleyite.	200.9 ± 1.0	[83]
North Mountain Basalt (coulée)	Bassin de Fundy, Nouvelle Ecosse, Canada.	U-Pb	Zircon	202 ± 1	[84]
NGB 6-1 Dolérite?, sub-surface, 1227m	Monroe uplift, Arkansas (région du Mississipi). USA.	^{40}Ar / ^{39}Ar	Roche totale	204.4 ± 1.5	[50]
Dyke de Shelburne	Little Harbour, Nouvelle Ecosse, Canada.	^{40}Ar / ^{39}Ar	Biotite	202 ± 4*	[87]
Hook Mountain Flow (coulée, Watchung 3)	Bassin de Newark, USA.	^{40}Ar / ^{39}Ar	Plagioclase	198.8 ± 2.0*	[85]
Orange Mountain Flow (coulée, Watchung 1)	Bassin de Newark, USA	^{40}Ar / ^{39}Ar	Plagioclase	201.0 ± 2.1*	[85]
Dyke de dolérite	Mine de Haile Caroline du Sud, USA.	^{40}Ar / ^{39}Ar	Plagioclase	198.8 ± 2.2*	[85]
Dyke de dolérite	Mine de Haile Caroline du Sud, USA.	^{40}Ar / ^{39}Ar	Plagioclase	199.5 ± 1.8*	[85]
Dyke de dolérite	Mine de Haile Caroline du Sud, USA.	^{40}Ar / ^{39}Ar	Plagioclase	199.7 ± 1.5*	[85]

Tableau 1.1 : Datations ^{40}Ar / ^{39}Ar et U-Pb sur les différentes formations magmatiques de la PMAC situées en Amérique du Nord.
* Ages plateaux

Type de formation	Localisation	Méthode de datation	Nature de l'échantillon	Age (Ma)	Référence
G1 dyke gabbro	Guyane française / Surinam	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Amphibole	196.0 ± 5.7*	[53]
G3 dyke		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	196.8 ± 5.3	
G9 dyke dolérite		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Biotite	Perturbé	
G10 dyke gabbro		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Amphibole	196.1 ± 7.5*	
G12 dyke		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	194.9 ± 2.3	
G50 sill dolérite		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	187.4 ± 3.9	
G50 sill dolérite		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Roche totale	Perturbé	
SIN 53 dyke		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	190.2 ± 3.3	
TORTUE dyke gabbro		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	203.3 ± 4.0	
200 dyke		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	197.9 ± 3.7	
CAYMAR dyke gabbro		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	196.0 ± 3.8	
BOURDA-2 dyke dolérite		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Biotite	Perturbé	
67SUR19 dyke gabbro		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Biotite	203.4 ± 1.8	
4A	Brésil	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Roche totale	198.3 ± 1.0	[54]
4A		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Roche totale	197.1 ± 1.4	
10		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Roche totale	191.1 ± 0.4	
28		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Roche totale	199	
502		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Roche totale	197	
8804 dyke de Roraima	Brésil	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	199.0 ± 2.4*	[2]
8818 dyke de Roraima		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	203.2 ± 1.8*	
8820 dyke de Roraima		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	200.3 ± 0.6*	
8026 Dyke de Cassiporé		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	202 ± 2*	
8034 dyke de Cassiporé		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	192.7 ± 1.8*	
8041 dyke de Cassiporé		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	197.1 ± 1.8*	
5013 coulée de Maranhão		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	190.5 ± 1.6*	
5042 coulée de Maranhão		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	198.5 ± 0.8*	
8232 coulée de Céará		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	198.4 ± 1.4*	
ANG-6 coulée de Anari		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	198.0 ± 0.8*	
TRG-10 coulée de Tapirapuã		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclase	196.6 ± 1.8*	

Tableau 1.2 : Datations $^{40}Ar / ^{39}Ar$ sur les différentes formations magmatiques de la PMAC situées en Amérique du Sud.

Type de formation	Localisation	Méthode de datation	Nature de l'échantillon	Age (Ma)	Référence
C1 dyke de Messejana	Ibérie	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases[1]	179.9 ± 0.2	[86]
C1 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases[2]	186.2 ± 0.4	
C1 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases[3]	196 ± 1.3	
FA43 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases[1]	208.9 ± 0.3	
FA43 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases[3]	187.8 ± 0.3	
FA43 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases[2]	184.3 ± 0.2	
P1A dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Pyroxène	201.1 ± 0.8	
P1A dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Biotite	204.1 ± 1.9	
P1A dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Amphibole	202.4 ± 1.7	
P1A dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases[1]	184.4 ± 0.2	
A1 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases[1]	207.7 ± 0.3	
A1 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Pyroxène	203 ± 0.9	
P2 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases[1]	171.2 ± 0.9	
A1 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Roche totale	197	
PO2 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Roche totale	198 ± 0.4	
P3 dyke de Messejana		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Roche totale	197.3 ± 0.5	
BN-2 dyke de Brenterc'h Nord	Massif armoricain, France	$^{40}K-^{40}Ar$	Roche totale	185.8 ± 3.9	[36]
BN-4 dyke de Brenterc'h Nord		$^{40}K-^{40}Ar$	Roche totale	180.1 ± 3.8	
BN-15 dyke de Brenterc'h Nord		$^{40}K-^{40}Ar$	Roche totale	170.5 ± 3.7	
BN-25 dyke de Brenterc'h Nord		$^{40}K-^{40}Ar$	Roche totale	174.8 ± 4.1	
BN-4 dyke de Brenterc'h Nord		$^{40}K-^{40}Ar$	Feldspaths	184.6 ± 4.2	
BN-15 dyke de Brenterc'h Nord		$^{40}K-^{40}Ar$	Feldspaths	181.3 ± 4.2	
GB-0 dyke de Brenterc'h Nord		$^{40}K-^{40}Ar$	Biotites	205.9 ± 4.8	
GB-5 dyke de Brenterc'h Nord		$^{40}K-^{40}Ar$	Biotites	304.0 ± 7.0	
DZ-C dyke de Douarnenez		$^{40}K-^{40}Ar$	Roche totale	176.4 ± 3.9	
DZ-B dyke de Douarnenez		$^{40}K-^{40}Ar$	Roche totale	227.0 ± 5.2	
DZ-B dyke de Douarnenez		$^{40}K-^{40}Ar$	Feldspaths	197.1 ± 4.8	
KL-B dyke de Kerlouët		$^{40}K-^{40}Ar$	Roche totale	187.2 ± 4.1	
KL-C.1 dyke de Kerlouët		$^{40}K-^{40}Ar$	Feldspaths	204.5 ± 4.9	
KL-C.2 dyke de Kerlouët		$^{40}K-^{40}Ar$	Feldspaths	209.7 ± 4.9	
Dyke de Messejana	Espagne	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Biotite	203 ± 3*	[87]

Plagioclases[1] : mélanges de plagioclases,
Plagioclases[2] : plagioclases blancs,
Plagioclases[3] : plagioclases transparents.

Tableau 1.3 : Datations $^{40}Ar / ^{39}Ar$ sur les différentes formations magmatiques de la PMAC situées au sud de l'Europe.

Type de formation	Localisation	Méthode de datation	Nature de l'échantillon	Age (Ma)	Référence
FZ 1018 dyke	Foum-Zguid, Anti-Atlas, Maroc.	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	196.9 ± 1.8	[86]
FZ 1002 dyke		$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	175.2 ± 0.3	
Ksi Ksou dyke	Abadla, Algérie.	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	198 ± 1.8	
M1216 coulée	Haut-Atlas, Maroc.	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	197.1 ± 1.8*	
M1208 coulée	Haut-Atlas, Maroc.	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	201.3 ± 0.7*	
M1125 coulée	Haut-Atlas, Maroc.	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	197.6 ± 2.4	
TA32 dyke	Taoudenni, Mali.	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	203.7 ± 2.7*	
TA8 dyke	Taoudenni, Mali.	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	200.9 ± 9.5*	
TA19 dyke	Taoudenni, Mali.	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	220 ± 0.8	
TA27 dyke	Taoudenni, Mali.	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	232.8 ± 1.7	
TA26 dyke	Taoudenni, Mali.	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	279.3 ± 2.4	
FI 16/88	Haute Moulouya, Maroc	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	210.4 ± 2.1	[88]
FI 64/88	Haute Moulouya, Maroc	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	200.2 ± 1.0	
FI 78/88	Haute Moulouya, Maroc	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	202.2 ± 4.2	
FI 5/88	Haut-Atlas, Maroc	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	203.3 ± 2.6	
FI 7/88	Haut-Atlas, Maroc	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	205.9 ± 7.9	
FI 111/88	Moyen Atlas, Maroc	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	196.3 ± 1.2	
GUI57 dolerite	Fouta Djalon, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	195.0 ± 1.5	[53]
GUI55a	Fouta Djalon, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Biotite	201.4 ± 1.0	
FT84 wherlite	Fouta Djalon, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Biotite	194.8 ± 0.5*	
GUI61	Fouta Djalon, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Biotite	200.4 ± 0.2*	
GUI70a	Fouta Djalon, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	195.8 ± 0.6	
GUI18 gabbro	Fouta Djalon, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	191.8 ± 0.6	
GUI87	Fouta Djalon, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	196.1 ± 1.4	
GUI92	Fouta Djalon, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	196.8 ± 0.5	
GUI35	Fouta Djalon, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	189.4 ± 0.6	
GUI110	Kakoulima, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	199.9 ± 2.2	
GUI76	Kakoulima, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	200.9 ± 2.2	
GUI115	Kakoulima, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	193.3 ± 2.0	
GUI118	Kakoulima, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	193.3 ± 2.2	
GUI118'	Kakoulima, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	199.0 ± 1.6	
GUI118"	Kakoulima, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	200.2 ± 2.4	
GUI141	Kakoulima, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	201.4 ± 1.5	
GUI141'	Kakoulima, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	195.7 ± 1.0	
GUI141"	Kakoulima, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Plagioclases	194.9 ± 0.9	
K47 wherlite	Kakoulima, Guinée	$^{40}Ar / ^{39}Ar$	Biotite	195.8 ± 0.6	

Tableau 1.4 : Datations $^{40}Ar / ^{39}Ar$ sur les différentes formations magmatiques de la PMAC situées en l'Afrique de l'Ouest.

La courbe de probabilité montre clairement la brièveté de ce magmatisme, comparable à celui des autres grandes provinces volcaniques connues dans le monde, comme celle de Karoo [91] ou celle du Deccan en Inde d'âge limite Crétacé-Tertiaire [92].

Une autre étude semble plutôt indiquer que le magmatisme en Amérique du Nord et dans les régions contiguës de l'Afrique de l'Ouest et de l'Espagne au sein de la Pangée, s'est produit il y a 200 Ma, alors qu'en Amérique du Sud et dans les régions contiguës de l'Afrique de l'Ouest, il se serait mis en place il y a 198 Ma [93]. D'après cette étude, la différence d'âge semble être statistiquement significative, et suggère que la phase principale du magmatisme se soit produite dans les régions nord de la Pangée deux millions d'années avant celle des régions situées plus au sud.

D'autres auteurs [94] prévoient l'existence d'une phase magmatique mineure aux alentours de 191-193 Ma en Amérique du Sud, et qui serait confirmée par des études paléomagnétiques. Cependant, le magmatisme de cet âge ne concerne que les régions côtières proches de la zone de rifting.

Enfin, Il est à noter que les études paléomagnétiques effectuées sur les différentes formations volcaniques de la province ont fourni des preuves indépendantes de la brièveté de ce magmatisme [2,42,57,67,95,96]. Ces études ont montré que ce magmatisme s'est mis en place sur une courte période, de 4 à 5 millions d'années à la limite Trias-Jurassique, car les tholéiites des différentes régions de la province montrent une polarité normale. Une période de 4 à 5 millions d'années de polarité normale caractérise l'intervalle compris entre le Trias Supérieur et le Jurassique inférieur. Cet intervalle est précédé et suivi par une longue période de polarité inverse.

I.4. Nature du magmatisme de la Province Magmatique de l'Atlantique Central

Les études pétrologiques et géochimiques ont montré que les basaltes et les dolérites de la province magmatique de l'Atlantique central sont de nature essentiellement tholéiitiques [33].

Des différences de composition chimique entre ces tholéiites ont été utilisées pour les subdiviser en plusieurs groupes en relation avec la position géographique des intrusions. Nous adopterons la classification de J.G. McHone [33], qui les a divisées en trois groupes principaux selon leur teneur en titane :

- ***les tholéiites pauvres en titane (LTi) ;***
- ***les tholéiites à titane intermédiaire (ITi) ;***
- ***les tholéiites riches en titane (HTi).***

Ces différents groupes peuvent être clairement séparés dans le diagramme triangulaire discriminant Ti, Fe et Mg comme cela est illustré par la figure 1.2.

Les essaims de dykes d'orientation NE-SO comprennent principalement les tholéiites à titane intermédiaire (ITi), tandis que ceux orientés NO-SE sont relativement hétérogènes et contiennent chacun des trois groupes. Les essaims de dykes de direction N-S sont composés de tholéiites à quartz riches en fer en Amérique du Nord et de tholéiites à titane intermédiaire (ITi) en Amérique du Sud [97].

I.4.1. Les tholéiites à titane intermédiaire (ITi)

Ce groupe est le plus important et se rencontre dans l'ensemble de la province. Il est caractérisé par une valeur intermédiaire en TiO_2 de 0,9-1.4 % et en MgO de 6 à 9 %, ainsi qu'une valeur relativement élevée en SiO_2 de 51-55 %. Les dykes, les sills et les basaltes du nord-est des Etats-Unis et du Canada, du Sud européen et ceux du Nord-Ouest africain sont constitués uniquement par ce groupe.

En se basant sur des critères stratigraphiques et pétrochimiques, les coulées de basaltes de ce groupe d'Amérique du Nord ont été subdivisées en trois types différents correspondant respectivement à trois intervalles éruptifs successifs (ou unités volcaniques) [44]. Chaque unité volcanique peut être composée d'une ou de plusieurs coulées successives. D'autres études effectuées par Philpotts et al. [48] ont montré aussi que les dykes qui recoupent cette région peuvent être divisés en trois groupes géochimiquement distincts, correspondant aux trois types d'unités volcaniques cités précédemment.

D'autre part, en se basant sur les diagrammes de terres rares normées aux chondrites, les tholéiites de la marge euro-africaine appartenant à ce groupe ont été divisé par H. Bertrand en trois types selon le taux d'enrichissement en terres rares légères [75, 98], à savoir :

- ***Type I*** : $La/Yb = 8,0 \pm 0,8$
- ***Type II*** : $La/Yb = 4,5 \pm 0,7$
- ***Type III*** : $La/Yb = 2,0 \pm 0,1$

Le type II est représenté tout au long de la marge, alors que le types I n'existe qu'au Maroc et au Mali. Le type III est restreint au Maroc. Dans les bassins marocains, ces trois types forment trois unités volcaniques distinctes séparées par des sédiments détritiques et évaporitiques [75].

I.4.2. Les tholéiites pauvres en titane (LTi)

Les tholéiites pauvres en titane sont caractérisées par une faible valeur en TiO_2 (0,6 à 0,9 %), une concentration élevée en MgO (7 à 14 %). Elles sont aussi relativement pauvres en SiO_2 (46 à 49 %) et en alcalins. Ces tholéiites à olivine normative, ainsi que les tholéiites à quartz pauvres en titane, qui leur sont associées, ne sont connues que dans la partie sud-est des Etats-Unis, et ont une orientation NO-SE [99]. Certains dykes de direction N-S connus dans cette région, sont composés de tholéiites à quartz pauvres en titane.

I.4.3. Les tholéiites riches en titane (HTi)

Ce groupe de tholéiites paraît exister uniquement dans la partie centrale de la province, c'est à dire au nord du Brésil, en Guyane, en Guyane française et près des côtes sud-ouest de l'Afrique (Liberia) [100]. Il est caractérisé par des valeurs élevées en TiO_2 (4 à 5 %) et en oxydes de fer, tandis que les valeurs de SiO_2 varient de 48 à 52 %. Les dykes de ce groupe ont une direction principale NO–SE, et plus rarement N-S. Les tholéiites de ce groupe n'ont pas été trouvées dans les autres parties de la province.

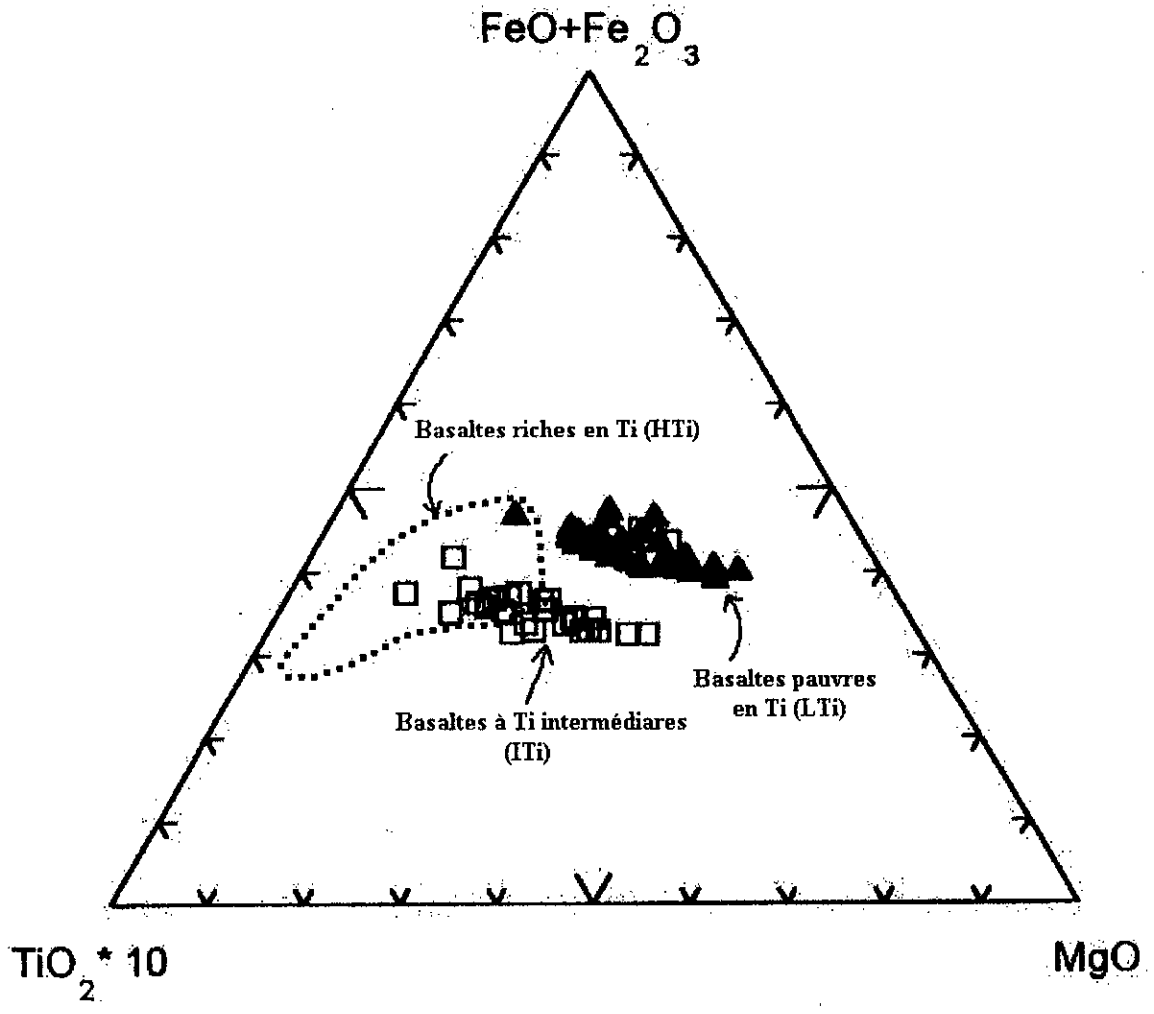


Figure 1.2 : Diagramme TiO_2 - $FeO+Fe_2O_3$ - MgO montrant les différents groupes de tholéiites de la PMAC (d'après J.G. McHone [33]).

▲ : dykes du sud des Etats-Unis.
□ : dykes et basaltes du Maroc, d'Amérique du Nord, du sud de l'Europe, de l'Afrique de l'Ouest et d'Amérique du Sud.

: domaine occupé par certains dykes du Liberia et d'Amérique du Sud.

I.5. Origine de la Province Magmatique de l'Atlantique Central

Plusieurs modèles ont été proposés sur l'origine de la province magmatique de l'Atlantique central. Certains auteurs font appel au développement d'un point chaud sous la Pangée pour expliquer le magmatisme et le rifting de l'Atlantique Central [101 à 103, 37]. D'autres préfèrent invoquer des processus tectoniques indépendants de l'existence d'un panache mantellique [33,85,56,29]. Enfin, d'autres chercheurs présentent des modèles en essayant de combiner les deux processus évoqués (arrivée d'un panache mantellique contemporain à un amincissement de la lithosphère) [104,6].

< Dans le modèle du panache, la genèse de la province magmatique a été interprétée en termes d'interaction entre un point chaud et la lithosphère continentale. La plupart des auteurs qui ont proposé ce modèle, situent le point chaud initial dans la région de jonction triple entre les continents nord américain, sud américain et africain. Cette région est localisée près du plateau de Blake au large des Bahamas, où semble avoir débuté l'ouverture de l'Atlantique central au Jurassique [101,38].

Pour argumenter cette hypothèse, ces auteurs se basent notamment sur le réseau radial des dykes proposé par May [38] dans sa reconstitution des continents avant leur dérive. Ce réseau semble converger vers la région du plateau de Blake avant l'ouverture de l'Atlantique (figure 1.1). Greenough et Hodych [105] ont montré que le réseau radial des dykes pourrait être expliqué par des injections latérales depuis un conduit central.

Wilson [37] situe le panache sous le craton ouest africain, ce qui expliquerait l'abondance du magmatisme en Afrique de l'Ouest comparée à l'Amérique du Nord. Pour rendre compte de l'étendue de la province, cet auteur ainsi que Oyarzun et al. [102] (figures 1.3 et 1.4) supposent que le matériel du panache a été entraîné par les courants mantelliques vers le nord, en empruntant les zones de faiblesses de la lithosphère et notamment les régions ayant été affectées par l'orogenèse alléghanienne et hercynienne.

< Certains auteurs ont souligné que la répartition spatiale de l'activité magmatique dans la province n'était pas compatible avec le modèle du panache mantellique. J.G. McHone [33] a notamment montré que les arguments en faveur de cette théorie ne résistait pas à un examen critique. Ainsi, la région du plateau de Blake n'a pas connu de soulèvement au début du Trias, et la disposition des dykes supposée centrée sur cette région n'est pas toujours vérifiée.

Parmi les modèles ne faisant pas intervenir de points chauds, Bertrand [29] (figure 1.5) et Hames et al. [85] (figure 1.6) ont proposé un mécanisme de distension de type passif, qui pourrait être provoqué par des contraintes appliquées aux limites de plaques. La décompression dans le manteau supérieur en réponse à la distension conduit à la formation d'une grande quantité de magmas, qui atteindrait la surface en empruntant les fissures des zones de faiblesse de la croûte continentale. L'extension de la lithosphère pourrait aussi être provoquée par la délamination lithosphérique tardi-collisionnelle ou par le réajustement isostatique postérieur à la tectonique compressive [1].

Le modèle de King et Anderson [27] invoque des courants de convection à petite échelle qui se développent à la limite entre une lithosphère épaisse (sous les cratons) et une lithosphère amincie. La décompression du matériel mantellique serait suffisante pour engendrer un magmatisme important. Ce modèle permettrait de rendre compte de la distribution du magmatisme et plus généralement des grandes provinces magmatiques dans le monde à la limite entre craton et zone amincie de la lithosphère.

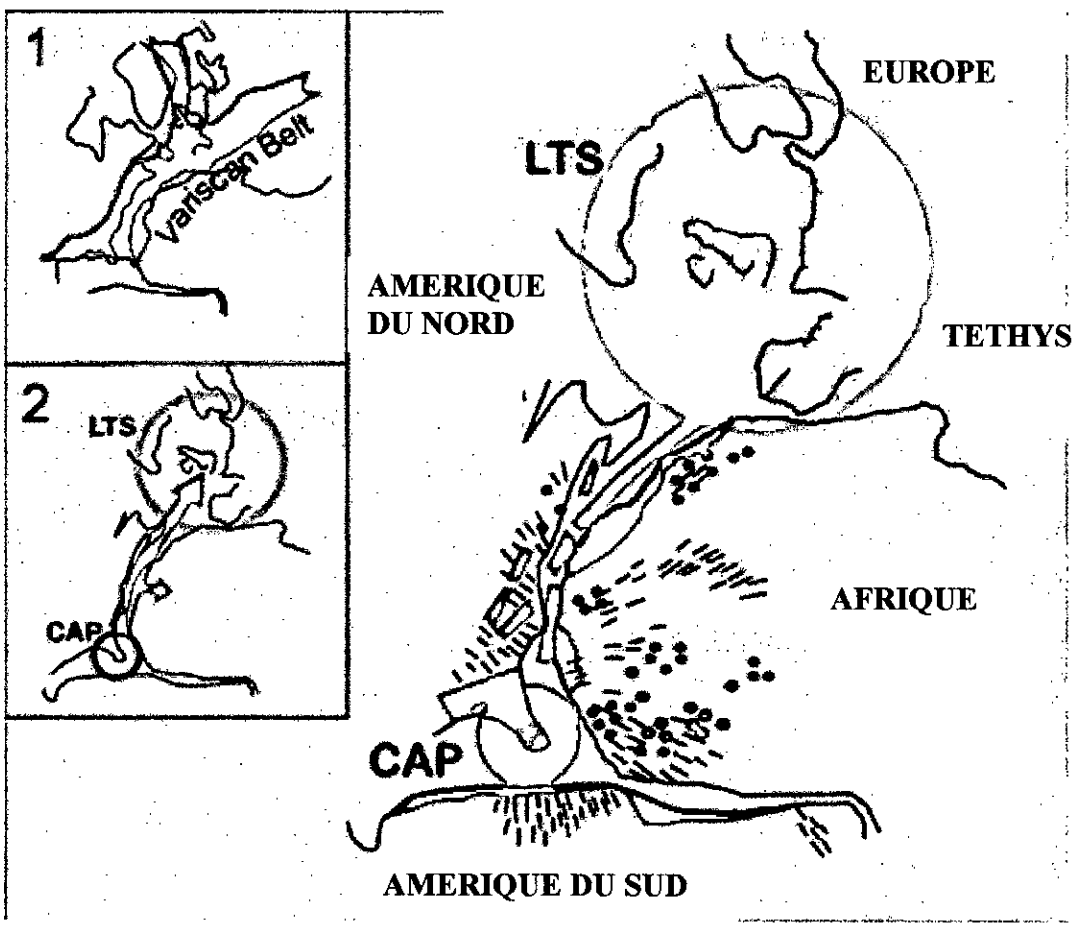


Figure 1.3 : Modèle géodynamique proposé par R. Oyarzun et al. [102], faisant intervenir un panache mantellique pour la mise en place de la Province Magmatique de l'Atlantique Central.

1 : Encart montrant la localisation de la chaîne varisque parallèle au futur océan Atlantique.
2 : Encart montrant la direction du mouvement du matériel du panache.
VARISCAN BELT : Chaîne varisque.
LTS : Vaste région où le matériel du panache refroidi retourne dans les profondeurs de la Terre.
CAP : Panache de l'Atlantique central.

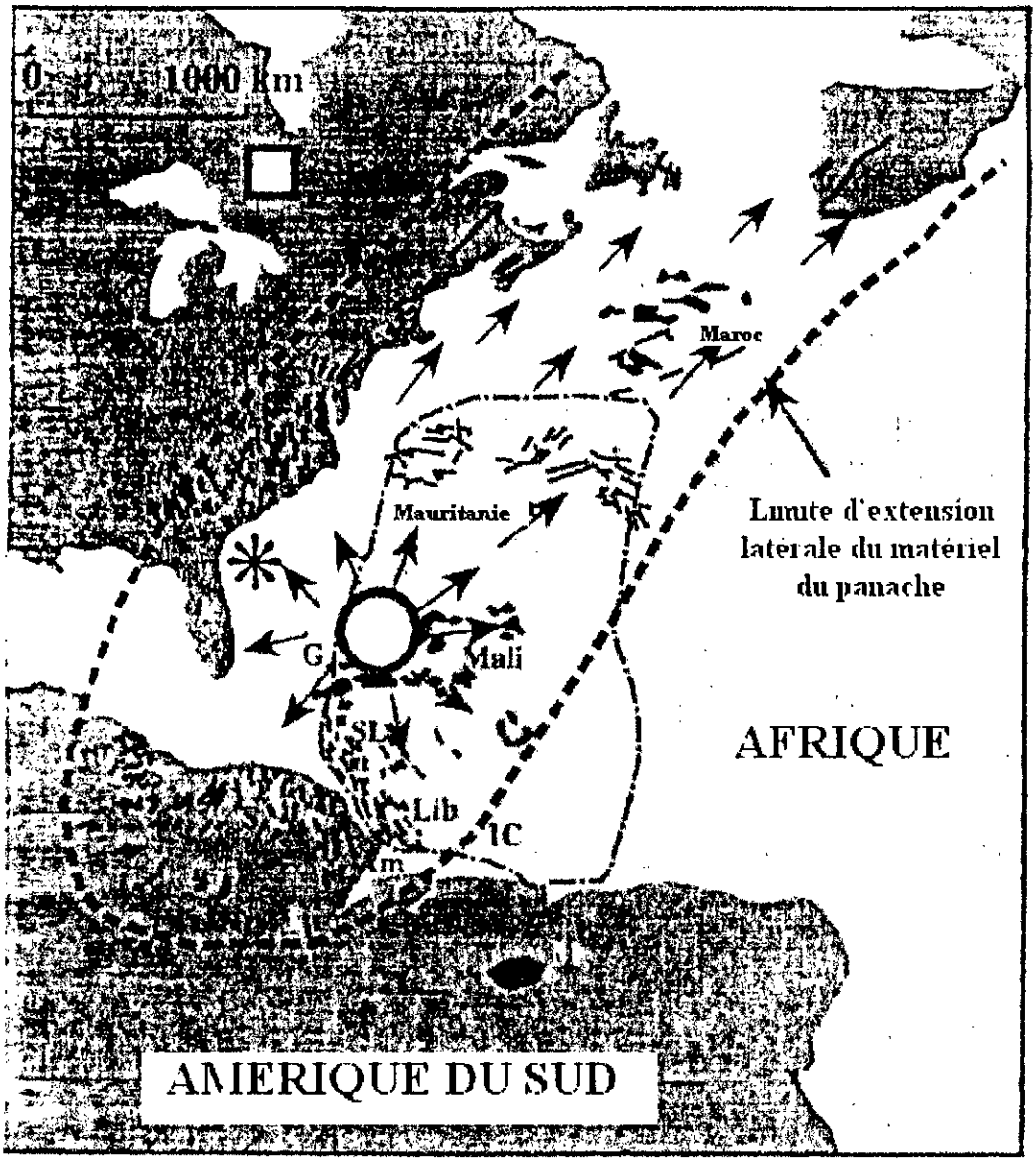


Figure 1.4 : Modèle géodynamique proposé par M. Wilson [37], faisant intervenir un panache mantellique pour la formation de la Province Magmatique de l'Atlantique Central.

M : Coulées basaltiques de Maranhão
J : Dyke de Jari (bassin de l'Amazone)
Am : Bassin de l'Amazone
Gu : Guyane
IC : Côte d'Ivoire
Lib : Liberia
SL : Sierra Leone
G : Guinée
F : Floride

Le carré et l'étoile sur la figure indiquent l'emplacement supposé du panache proposé par d'autres auteurs.

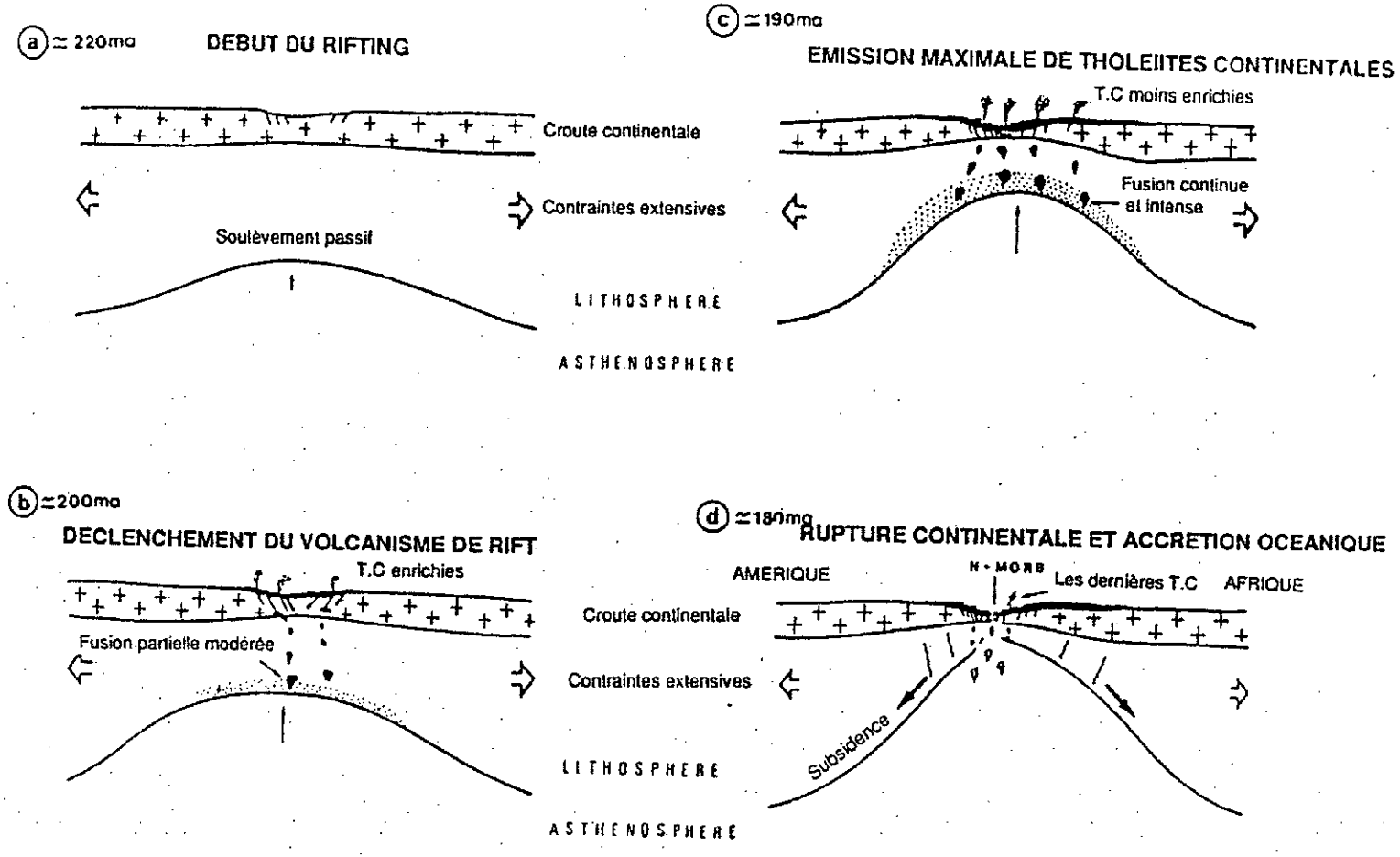


Figure 1.5 : Modèle géodynamique proposé par H. Bertrand [29], ne faisant pas intervenir un panache mantellique pour la formation de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (T.C : tholéiites continentales).

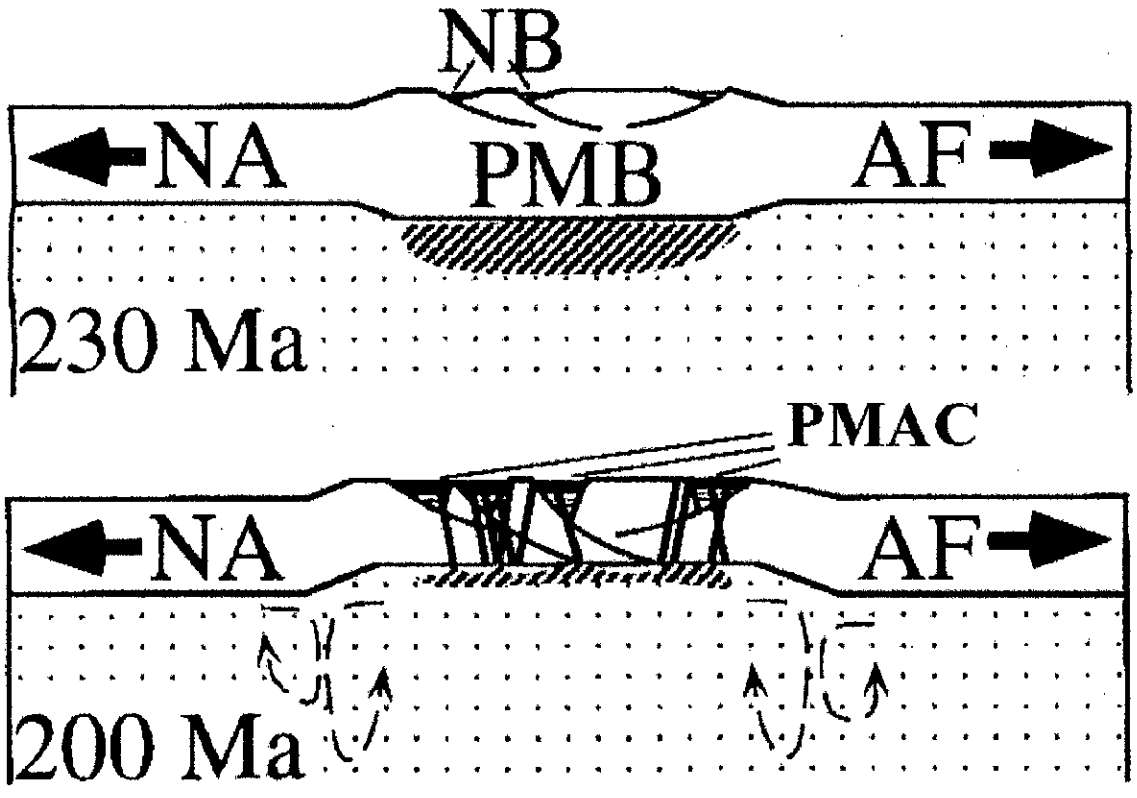


Figure 1.6 : Modèle géodynamique proposé par W. Hames et al. [85], ne faisant pas intervenir un panache mantellique pour la mise en place de la Province Magmatique de l'Atlantique Central.

NA : Craton nord américain
AF : Craton ouest africain
NB : Bassins de type Newark
PMB : Zone mobile paléozoïque
PMAC : Province Magmatique de l'Atlantique Central

< Selon d'autres auteurs, les nouvelles données suggèrent que la genèse de la PMAC paraît être différente de celles des autres provinces magmatiques en raison :

- de l'ampleur de son magmatisme, qui est bien plus grand que celui prévu par les modèles du panache mantellique ;
- de son étendue sur un rayon d'environ 2.000 kilomètres à partir de la marge continentale, qui suggère que ces basaltes n'aient pas été produits par une décompression due au rifting continental et à un amincissement lithosphérique.

Ainsi, Doblas et al. [104] ont développé un modèle hybride, qui combine plusieurs facteurs tels que l'arrivée d'un superpanache dans la région de la jonction triple des Bahamas, l'isolation du manteau et l'accumulation de la chaleur sous la Pangée, l'entraînement du matériel chaud du superpanache vers le nord en empruntant le réseau effondré de la ceinture appalachienne et hercynienne et enfin les efforts tectoniques d'extension déclenchés par le passage du supercontinent dans la région équatoriale.

Cependant, le débat sur l'origine de la province magmatique de l'Atlantique central reste toujours ouvert. D'autres études géochronologiques et géochimiques détaillées de ce magmatisme sont nécessaires, particulièrement dans les régions encore mal étudiées telle que l'Algérie.

I.6. Relation entre le magmatisme et l'extinction à la limite Trias/Jurassique

La limite Trias/Jurassique marque l'une des plus grandes extinctions massives de la faune et de la flore, qui se sont succédées depuis le début du Paléozoïque [106]. Parmi les causes invoquées pour expliquer ces extinctions, deux hypothèses sont émises :

- la collision d'un grand objet cosmique avec la Terre ;
- les violentes éruptions volcaniques.

Il est remarquable de noter que la crise Trias-Jurassique coïncide dans le temps avec la mise en place de la province magmatique de l'Atlantique central. L'énorme quantité de magma mise en place durant cet important épisode volcanique (qui est encore sous-estimé car les limites de la province n'étant pas connues) aurait pu avoir des conséquences dramatiques sur l'environnement. Ces éruptions volcaniques auraient provoqué à cours terme un refroidissement dû à la fois aux poussières et au SO_2 éjectés dans la stratosphère.

A plus long terme, les éléments CO_2, CH_4 et H_2O émis dans l'atmosphère, va provoquer son réchauffement [3].

Dans certains bassins d'Amérique du Nord, la limite Trias-Jurassique est située à quelques mètres plus bas que les coulées de basaltes, ce qui a fait croire que le magmatisme n'était pas la cause de la crise biologique. Mais comme l'ont fait remarquer W.E. Hames et al. [85], ces coulées de basaltes ne seraient pas les premières manifestations du magmatisme, tenant compte de l'étendue énorme de la province.

Les récents travaux de Palfy et al. [106] ont montré que la crise biologique de la fin du Trias sur les continents paraît avoir précédé celle dans les océans par au moins plusieurs centaines de milliers d'années. Ceci semble favoriser l'origine volcanique de la crise Trias-Jurassique dont les effets s'étalent dans le temps plutôt qu'une origine extraterrestre qui elle,

se produit brutalement. D'ailleurs les recherches d'iridium et de quartz choqués (qui sont les indications directes d'un phénomène cosmique) dans la limite Trias-Jurassique dans les bassins d'Amérique du Nord se sont révélées négatives [107] et l'âge du cratère du Manicouagan au Canada, soupçonné au début comme un candidat possible ayant provoqué l'extinction, est de 212 millions d'années [84], soit une dizaine de millions d'années plus vieux que la limite Trias-Jurassique.

Bien que la crise Crétacé-Tertiaire soit attribuée à un phénomène extraterrestre [108], et que certains travaux indiquent une pareille origine pour la crise de la fin du Permien [109], il est remarquable de noter que ces deux crises coïncident avec d'intenses éruptions volcaniques dont les vestiges forment actuellement pour la première les trapps du Deccan en Inde [110], et pour la seconde les trapps de Sibérie [111]. D'autres provinces volcaniques semblent aussi coïncider dans le temps avec des extinctions en masse [8, 112].

I.7. Relation entre le magmatisme et les provinces métallogéniques et pétrolières

Bien qu'on ne connaisse pas de minéralisations associées à la province magmatique de l'Atlantique central, des travaux sur les coulées basaltiques de la formation de North Mountain, en Nouvelle-Écosse, et sur les suites mafiques mésozoïques de l'est des Etats-Unis ont montré que les parties supérieures des coulées épaisses et des massifs intrusifs peuvent être enrichies en métaux nobles (Pd et Au) [113]. En se basant sur l'étude des sills doléritiques des bassins de Culpeper et de Gettysburg, Woodruff et al. [46] ont proposé un modèle de circulations des solutions hydrothermales lors de la différenciation de ces corps intrusifs, permettant la redistribution de certains éléments chimiques incluant Fe, Cu , Pd et des éléments du groupe du platine, conduisant ainsi à des concentrations sub-économiques de ces métaux nobles.

Une autre étude sur les gabbro-dolérites triasico-liasiques de la région de Foum Zguid (Maroc) suggère que des roches gabbroïques différenciées contenant une concentration importante en nickel, en cobalt et en éléments du groupe du platine existent en subsurface sous la couverture doléritique [114]. Enfin, dans l'Anti-Atlas occidental marocain, deux gisements de Cuivre (Tazalakht et Imi n'Ifrhi) sont associés à un dyke de dolérite orienté SO-NE et appartenant à la PMAC [115].

Ces quelques études indiquent que ce magmatisme pourrait avoir favorisé des concentrations importantes en métaux nobles, dont les études de prospection futures doivent en tenir compte.

Une autre approche d'études de l'influence de ce magmatisme sur les minéralisations est de remarquer que la mise en place de ce magmatisme se fait préférentiellement le long de fractures importantes de la lithosphère. Ces mêmes fractures pourraient avoir guider des venues magmatiques d'importance économique comme les kimberlites diamantifères. Ainsi, en Afrique de l'Ouest, les kimberlites sont associées aux dolérites mésozoïques de la province magmatique de l'Atlantique central et se sont mises en place en suivant les mêmes fractures de la lithosphère. Ces fractures sont aussi des endroits idéaux pour l'accumulation de substances minérales diverses.

Dans le cadre des accumulations en hydrocarbures, la matière organique dans les bassins sédimentaires subit une évolution sous l'influence des intrusions magmatiques qui se mettent en place à l'intérieur des séries sédimentaires [116]. Cette évolution se traduit par une

augmentation de leur maturité due à la chaleur induite par les intrusions. La mise en place du magmatisme peut aussi conduire à l'expulsion des hydrocarbures. Les intrusions magmatiques quand elles ne sont pas beaucoup fracturées, peuvent aussi créer des pièges susceptibles d'accumuler les hydrocarbures.

Des études ont montré que le magmatisme de la PMAC a eu une influence considérable sur la maturation de la matière organique dans les systèmes pétroliers dévoniens du bassin de l'Amazone au Brésil [37]. Une autre étude a indiqué que les basaltes ont servi de pièges à certains réservoirs d'hydrocarbures en Algérie (bassins triasiques) [117, 10].

I.8. Conclusion

Les dykes, les sills et les coulées basaltiques de la Province Magmatique de l'Atlantique Centrale (PMAC), de nature tholéiitique, sont répartis sur au moins 10 millions de km^2 dans quatre continents, autour, mais aussi loin de la zone de rifting. D'autres part, les nouvelles données géochronologiques paraissent indiquer que ce magmatisme s'est mis en place durant une période très brève (de 1 à 2 millions d'années), il y a de cela 200 MA.

Certains modèles de formation de la province invoquent l'influence d'un panache mantellique dans la genèse des magmas ; d'autres font intervenir des processus tectoniques extensifs indépendants de l'existence d'un point chaud. Les données actuellement disponibles ne sont pas encore suffisantes pour trancher en faveur de ces modèles géodynamiques.

Il est remarquable de noter la coïncidence dans le temps, entre la mise en place du magmatisme de la province et la crise biologique majeure de la limite Trias-Jurassique, suggérant un rapport génétique entre les deux évènements.

Enfin, notons que lors de la mise en place de ce magmatisme, des processus de différenciation pourraient avoir conduit à des concentrations importantes en métaux nobles. En outre, dans les bassins sédimentaires, ces intrusions magmatiques peuvent avoir une influence importante (positive ou négative) sur leur potentiel en hydrocarbures.

Chapitre II

Cadre géologique et structural des régions étudiées



II.1. Cadre géologique général

La plate-forme saharienne s'étend sur deux domaines du nord-ouest de l'Afrique, de structure et de comportement différents (figure 2.1):

- à l'ouest, ***le craton ouest africain*** à lithosphère épaisse, est constitué de terrains d'âge Archéen à Protérozoïque inférieur [118]. En Algérie, Il affleure dans l'extrémité orientale de la dorsale Reguibat ;
- à l'est, ***le Domaine Panafricain***, à lithosphère délaminée au Protérozoïque supérieur, s'est constitué entre 750 Ma et 600 Ma par le collage de blocs (terranes) de compositions et d'âges différents séparés par de grands accidents subméridiens [119]. Le socle de ce domaine, qui s'étend sur tout le Sahara central, affleure dans le bouclier Targui (Hoggar, Aïr et Adrar des Iforas).

Entre les deux domaines cités précédemment, s'étend une zone d'accidents majeurs subméridiens, que l'on peut suivre sur près de 4000 km, depuis l'Anti-Atlas jusqu'au sud, en passant par la bordure orientale du Tanezrouft. Définie par gravimétrie [120], elle constituerait une zone de suture qui est demeurée instable durant le Paléozoïque.

Sur le socle Précambrien de la plate-forme saharienne repose en discordance une puissante couverture sédimentaire, structurée au Paléozoïque en plusieurs bassins séparés par des zones hautes ou môles [121].

La région concernée par notre étude englobe les bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar, situés dans la partie occidentale de la plate-forme saharienne (figures 2.1 et 2.2). Ces bassins sont à remplissage Paléozoïque, Cambrien à Namurien. Le Méso-Cénozoïque y est peu développé (figure 2.3).

Le bassin de Tindouf correspond à une vaste dépression dissymétrique allongée OSO-ENE (800 km de long sur 200 à 400 km de large), avec un flanc sud peu incliné et un flanc nord très redressé. Ce bassin est limité au nord par l'Anti-Atlas, au sud par la dorsale Reguibat, à l'est par les chaînes d'Ougarta et la dépression de Reggane et à l'ouest par le bassin d'El Aioun et les Mauritanides. La couverture sédimentaire du bassin montre un épaississement régulier, de 1500 m environ au sud pour atteindre 8000 m au nord. La partie centrale du bassin est masquée par les formations continentales « hamadiennes » crétacées et tertiaires.

Le bassin de Reggane, comme celui de Tindouf, est également une dépression dissymétrique, qui est orientée NO-SE. Il est limité au nord par les chaînes d'Ougarta et au sud par le massif des Eglab de la dorsale Reguibat. A l'ouest, il est séparé du bassin de Tindouf par l'ensellement de Kréttamia - Bou Bernous et à l'est, le flanc occidental de l'ensellement d'Azzel Matti le sépare du bassin de l'Ahnet. La couverture sédimentaire du bassin, est semblable à celle du bassin de Tindouf, et atteindrait 6500 m d'épaisseur. La majeure partie des terrains paléozoïques du bassin de Reggane est masquée par des cordons dunaires orientés NNE-SSO de l'Erg Chech. Seul son flanc oriental affleure en un monoclinal très redressé contre le Bled el Mass, dans la région d'Aïn ech Chebbi et de Hassi Taïbine (nous désignerons par la suite cette zone par la région de Bled el Mass).

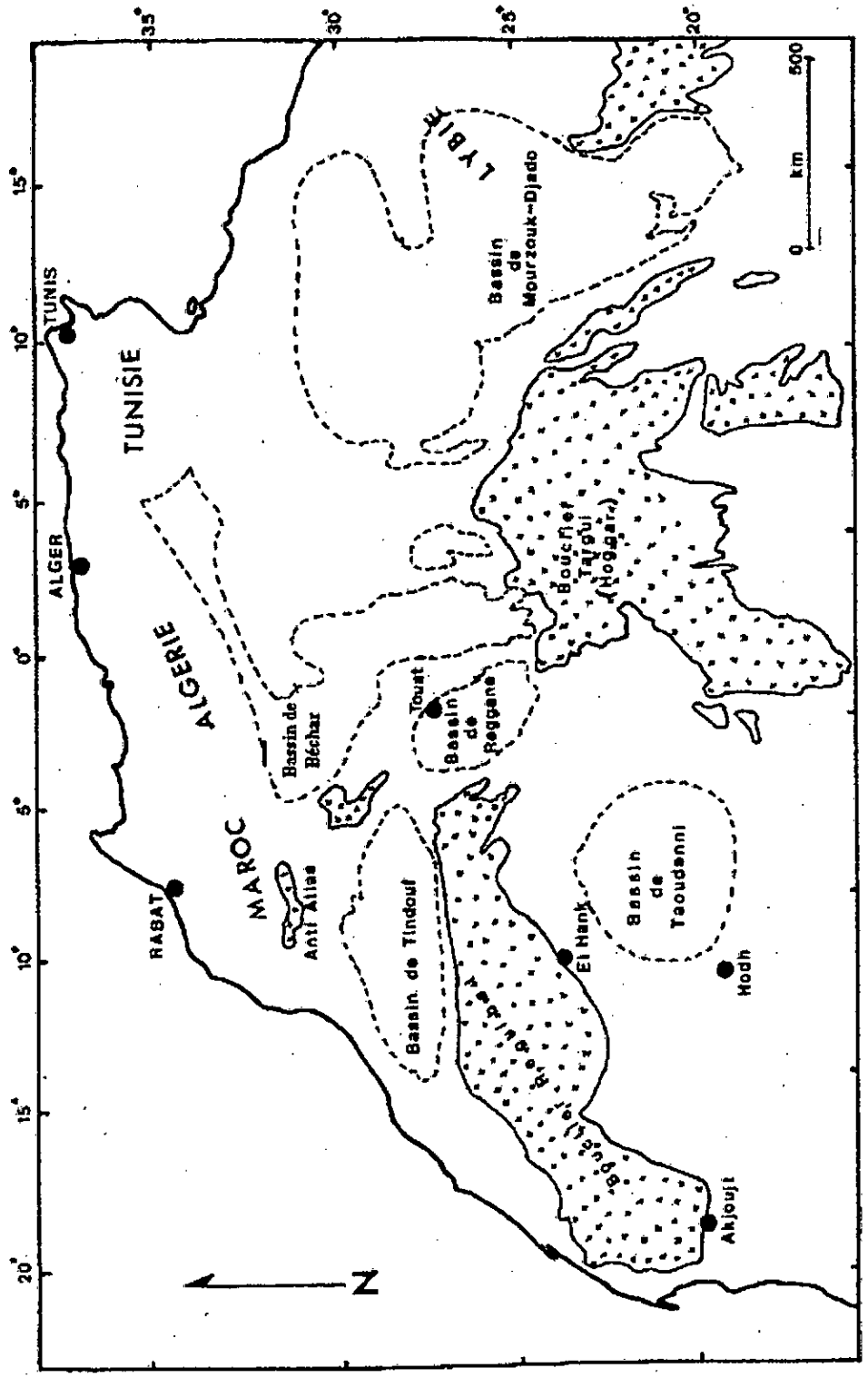


Figure 2.1 : Carte structurale du nord-ouest de l'Afrique.

Le bassin de Béchar est limité au nord par le Haut Atlas, au sud et à l'ouest par les chaînes d'Ougarta. L'épaisseur de sa couverture sédimentaire atteindrait 10 000 m.

II.2. Le socle

Sous les bassins de Tindouf et de Reggane, le substratum pourrait être de même âge et de même nature que celui des Eglab. En Algérie, ce dernier correspond à la partie orientale de la dorsale Reguibat, et comprend [118,122] :

- des lambeaux d'un vieux socle archéen (gneiss, migmatites, granites) ;
- des séries volcaniques (magmatisme Aftout) éburnéennes, où dominent des volcanites acides et des granites ;
- des séries de couverture dont l'une est gréso-conglomératique (Série de Guelb el Hadid) et l'autre (Série du Hank), discordante sur la première, est argilo-gréseuse et carbonatée, d'âge Protérozoïque supérieur ;
- des intrusions tardives sous forme de sills et de dykes de roches basiques (gabbros, diorites, dolérites, basaltes, lamprophyres ...). Ces roches recoupent toutes les formations précédentes.

Dans la région du Bled el Mass, affleure une épaisse série précambrienne composée de greywakes, de schistes cristallins verdâtres et de quartzites, qui est assimilée à la série verte pharusienne de l'Ahnet. Sur ce socle, repose en discordance une formation composée d'arkoses et de conglomérats. Epaisse de 2000 m, cette formation a été assimilée au début à l'Infracambrien [123], mais on sait aujourd'hui qu'elle est l'équivalent de la Série pourprée de l'Ahnet et qu'elle représente les molasses de la chaîne panafricaine, qui se sont déposées au Cambrien [11].

Sous le bassin de Béchar, le socle serait d'âge Pan-Africain. Au nord de Béchar, affleurent des séries attribuées au Protérozoïque supérieur. Elles ont fait récemment l'objet d'une étude détaillée [124,125]. Ces formations sont représentées de bas en haut, par les séries suivantes :

- ***la série des dolomies de Thenia Zerga***, qui est composée par des dolomies rubanées, intercalées de niveaux de grès et de schistes ;
- ***la série des schistes de Thenia Zerga***, de nature volcano-sédimentaire, est intensément schistosée ;
- ***la série carbonatée et terrigène***, représentée par un ensemble arkosique, est surmontée par une formation gréso-argileuse, qui devient argilo-carbonatée à son sommet ;
- ***la série de grès rouges et de conglomérats terminaux***, qui est formée par des grès arkosiques, passant à des grès argileux au sommet ;
- ***la série volcanique de Boukais***, qui correspond à un empilement d'andésites et de tufs andésitiques. Des intercalations de dolérites et de trachytes y sont également observées.

Ces séries sont les témoins les plus orientaux connus en surface de la chaîne du Précambrien supérieur de l'Anti-Atlas.

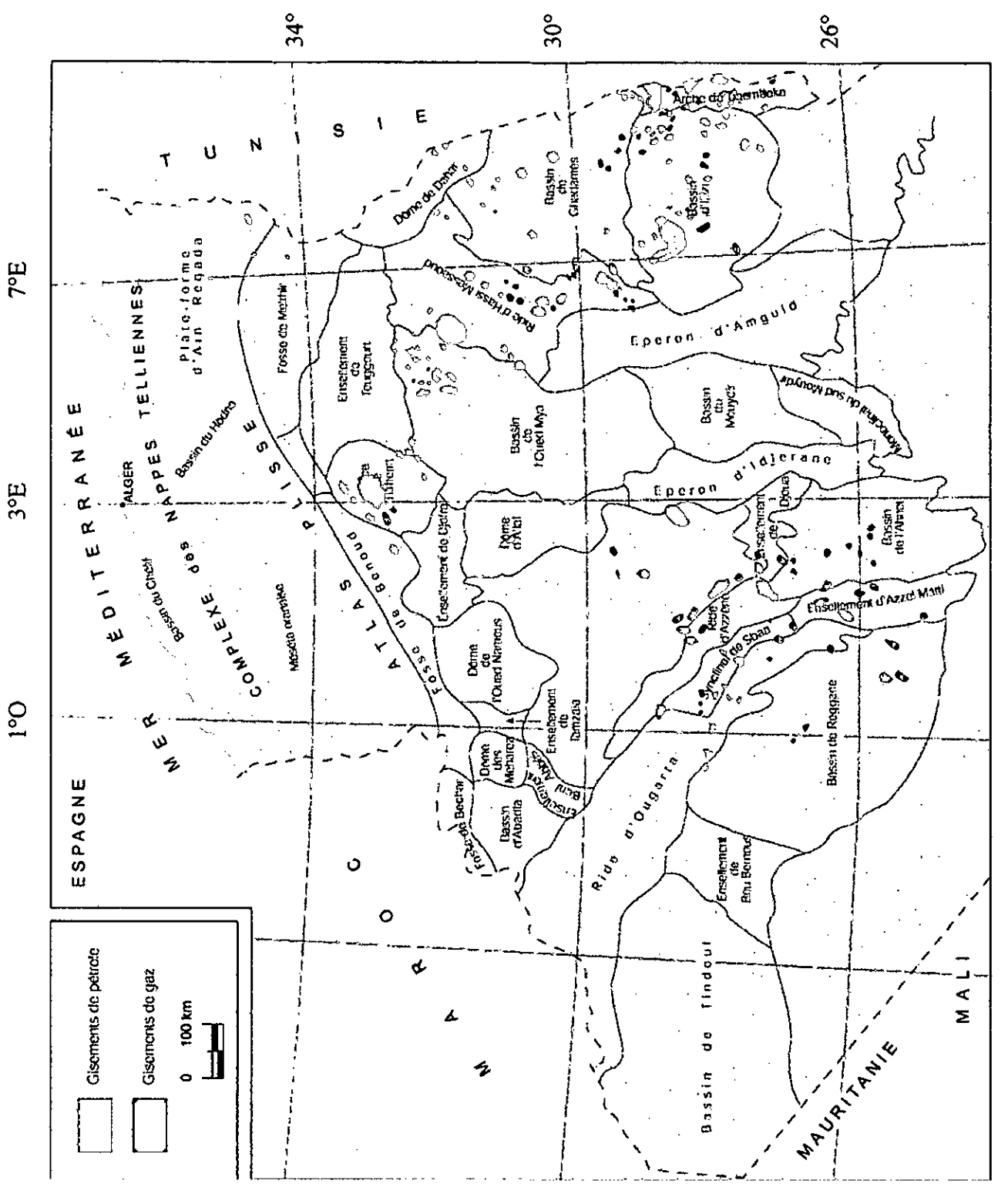


Figure 2.2 : Les unités géologiques d'Algérie (d'après H. Askri et al. [128]).

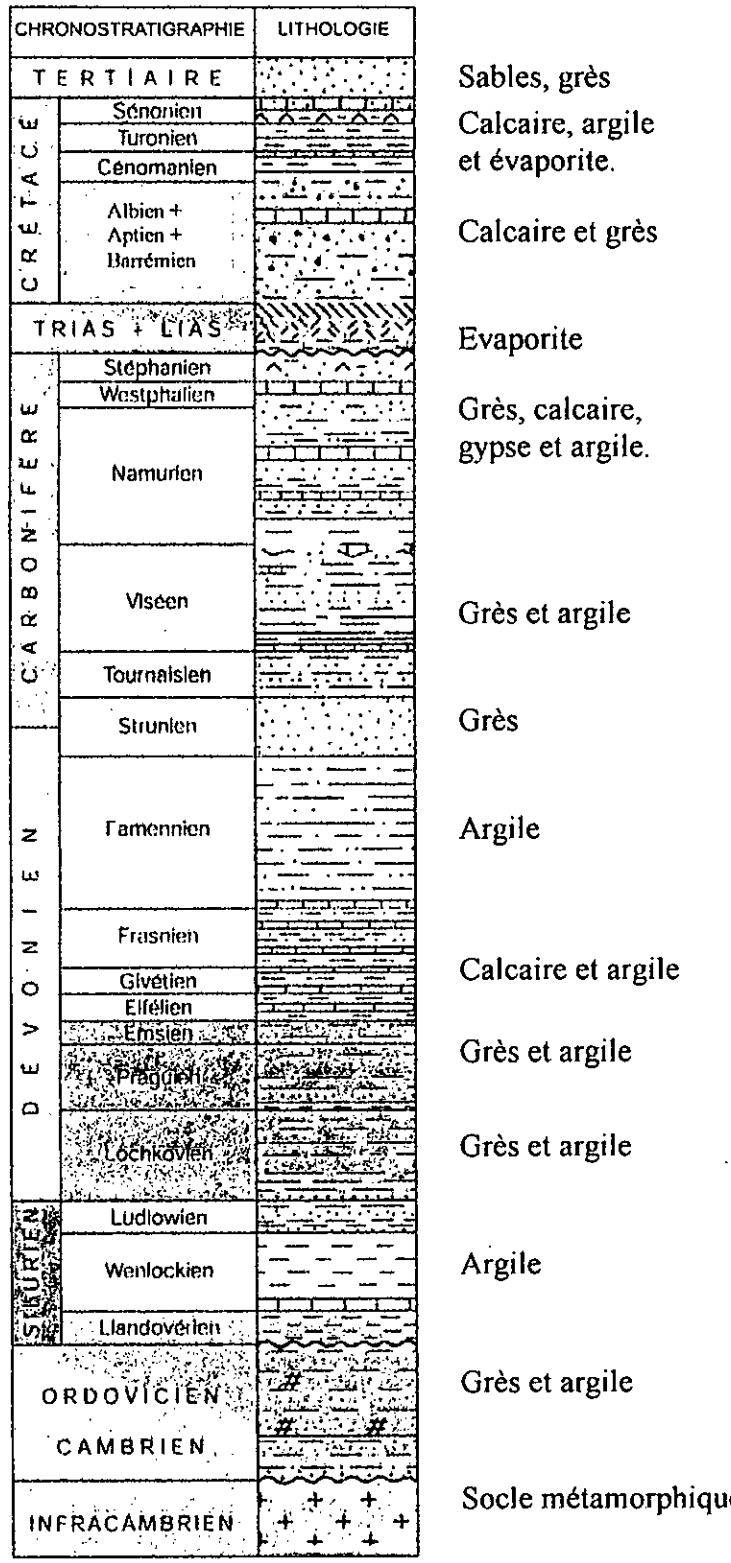


Figure 2.3 : Stratigraphie de la province occidentale de la plate-forme saharienne, incluant les bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar (d'après H. Askri et al. [128] modifié).

II.3. Aperçu stratigraphique de la couverture sédimentaire du Sahara occidental algérien (tableaux 2.1 et 2.2)

II.3.1. Le Cambrien

Dans la région étudiée, comme dans l'ensemble du Sahara algérien, le Cambrien est représenté par des grès et des quartzites à passées conglomératiques. Ces dépôts ont été rattachés au Cambrien sans confirmation paléontologique, par corrélation avec les séries fossilifères du Sud marocain.

a- Le Cambrien du bassin de Tindouf

a.1) Dans le nord du bassin de Tindouf, le Cambrien affleure dans l'Anti-Atlas marocain où on distingue [11] :

- ***un Cambrien inférieur*** représenté par les termes suivants :
  - ***la formation des calcaires supérieurs*** (200 à 400 m), alternance de bancs calcaires et de lits argileux. Cette série contient des Trilobites, qui seraient les plus anciens connus au monde ;
  - ***la formation schisto-calcaire*** (300 à 450 m), formée d'une alternance de schistes verts à Trilobites et de calcaires à Archeocyathidés ;
  - ***la formation des schistes et grès terminaux*** (180 à 1000 m), comprenant des grès à Tigillites contenant par endroit des tufs volcaniques. Ces grès sont surmontés par des schistes à Trilobites marquant le passage au Cambrien moyen.
- ***un Cambrien moyen*** représenté par une série ***schisteuse à Paradoxides*** ou « ***schistes des Feijas internes*** » dont l'épaisseur varie de 100 à 500 m. Vers l'est, la partie supérieure de cette formation devient gréseuse. Cette série est couronnée par la formation des ***grès de Tabanit***, à Paradoxides et Lingules, épaisse de 100 à 150 m.

a.2) Au centre du bassin de Tindouf, des sondages ont rencontré sous les argiles de l'Ordovicien une série gréseuse (***les grès d'El Aroueta***) dont l'épaisseur atteint 450 m [126]. Cette série s'amincit du nord au sud et disparaît complètement dans la région des affleurements paléozoïques du flanc sud du bassin de Tindouf.

b- Le Cambrien du bassin de Reggane

Dans le bassin de Reggane, une série gréseuse, ***la formation de Djebel Tilkatine***, à stratifications obliques, affleure dans la région de Bled el Mass [127]. Ces grès, reposant en discordance majeure sur la série de Bled el Mass, sont limités à leur sommet par une série ordovicienne discordante. Ils sont l'équivalent de l'unité II des Ajjers du Sahara central. Dans le reste du bassin (Sud et Ouest), le Cambrien est absent.

Echelle Stratigraphique			Bassin de Béchar – Oued Namous		Bassin de Reggane		Bassin de Tindouf		
							Sud	Nord	
DEVONIEN	Inférieur	Emsien	Argiles de Teferguenit (inférieur)		Argiles de Teferguenit (inférieur)		Grès supra-minéraux	Grès du 2ème Rich	
			Muraille de Chine						
		Praguien	Dkhissa supérieur (gréseux)		Dkhissa gréseux	Dkhissa supérieur (gréseux)	Grès de Djebilet	Argiles et calcaires du 1er Rich	
		Lochkovien	Dkhissa inférieur (argilo-gréseux)						
			Grès de base						
			Argiles de Saheb el Djir		Argiles de Saheb el Djir				
			Argiles-silteux de Zemlet		Argiles-silteux de Zemlet				
SILURIEN	Supérieur	Pridolien	Argiles de l'Oued Ali		Argiles de l'Oued Ali		Argiles de la Sebkha Mabbes	Argiles à Graptolites	
		Ludlowien							
	Inférieur	Wenlockien							
		Llandovérien							
ORDOVICIEN	Supérieur	Ashgillien	Complexe de Hassi el Hadjar	Grès de Ramade	Formation de Tamadjert (Unité IV)		Grès de Rhezziane	Grès du 2ème Bani	
				Argiles micro-conglomératiques					
		Caradocien	Grès d'Oued Saret					Grès de Rouid Aissa	
								Schistes de Ktaoua	
	Inférieur	Llandeilien	Argiles d'Azzel		Formation d'In Tahouite (Unité III)		Argiles d'Aroueta	Grès du 1er Bani	
		Llanvirnien	Argiles de Tiferouine					Argiles de Tachilla	
			Grès d'El Erg El Angueur						
			Argiles d'Oued Rharbi						
		Arénigien	Grès de Bordj Nili		Formation Grès des Ajjers (Unité II)			Schistes des Feija externes	Grès de Zani
									Schistes de Fazouata supérieurs
		Trémadocien							Schistes de Fazouata inférieurs
CAMBRIEN	Supérieur		Grès d'El Arich El Megta						
	Moyen		Grès de Hassi Menkel	Hassi Merchimine			Grès d'Aroueta supérieurs	Grès de Tabanit	Grès à Lingules
									Schistes à Paradoxides
	Inférieur		Grès de Djorf				Grès d'Aroueta inférieurs	Grès terminaux	
								Schistes de base	
								Grès de Tikirt	Calcaires à Archeocyathidés

Tableau 2.1 : Corrélations lithostratigraphiques du Cambrien au Dévonien inférieur des bassins de Béchar, de Reggane et de Tindouf (d'après H. Askri et al. [128], modifié. Le Paléozoïque du sud du bassin de Tindouf est inspiré de L. Bitam et al. [130]).

Echelle Stratigraphique				Bassin de Béchar-Oued Namous	Bassin de Reggane	Bassin de Tindouf	
						Sud	Nord
CARBONIFERE	Supérieur	Stéphanien					Série de Merkala
		Westphalien (Moscovien)	Sup.	Houiller			Grès d'Ouadene
			Inf.	Kenadzien	Formation d'Aïn ech chebbi		
		Namurien	Sup.	Grès et calc. d' Oued El Hamar	Gypse de Hassi Taïbine	Argiles et grès d'Hassi Aoualeoul	Série de Djebel Rouina
				Calcaires de Hassi Kerma			
				Grès et calcaires de Tagnana			
			Inf.	Calcaires de Djenien	Formation du Djebel Berga (calcaires)		
				Argiles d'El Guelmouna			
				Taouerta-Zousfana		Evaporites d'Ain Barka	Série de l'Ouarkziz
	Inférieur	Viséen	Sup.	Harez-Igli	Grès du Garet Dehb		
				Argiles de Boulmane	Argiles de Tirechoumine		
				Mazzer-Akacha		Argiles, grès et calcaires du Kerb es Sefiat	Série de Betaina
			Inf.	Argiles d'El Hariga			
		Tournaisien	Sup.	Grès de Hassi Sguilma	Dalle des Iridet		
			Inf.	Argiles de l'Olad Bou Hadid	Grès et argiles de Tibaradine	Argiles et grès du Kerb Es Slouguia	Grès de Tazout
DEVONIEN	Supérieur	Strunien		Grès et argiles d'Ouarourout	Grès de Khenig inférieur	Grès de Kerb En Naga	Argiles du Dra
				Grès de Marhouma			
		Famennien		Argiles de Marhouma	Argiles de Khenig	Argilites de l'Oued Slouguia	
				Calcaires griottes			
		Frasnien		Récifs de Keskes	Formation de Meden Yahia	Siltites de l'Oued Rhazzal	
	Moyen	Givétien		Calcaires de Chefar El Ahmar	Calcaires de Chefar El Ahmar	Calcaires de la Kerba Tsabia	Calcaires à Ptéropodes
		Eifélien (Couvinien)		Récifs du Tafilalet / Argiles de Teferguenit (supérieur)	Argiles de Teferguenit (supérieur)	Argilites de l'Oued Talha	Argiles à Ptéropodes

Tableau 2.2 : Corrélations lithostratigraphiques du Dévonien moyen à Carbonifère des bassins de Béchar, de Reggane et de Tindouf (d'après H. Askri et al. [128], modifié. Le Paléozoïque du sud du bassin de Tindouf est inspiré de L. Bitam et al. [130]).

c- Le Cambrien du bassin de Béchar

Le Cambrien du bassin de Béchar comprend deux épaisses formations gréseuses [129] :

- ***la formation de Hassi Merchimine*** (200 à 500m), attribuée au Cambrien inférieur, comprend deux membres : ***un membre inférieur "les grès d'El Djorf"*** (100 à 300 m d'épaisseur) composés de grès arkosiques, et un ***membre supérieur "les grès de Hassi Menkel"*** (100 à 200 m d'épaisseur) représentés par des grès quartziques et feldspathiques ;
- ***la formation d'El Arich el Megta*** (200 à 300 m d'épaisseur), attribuée au Cambrien moyen, est constituée par des grès quartziques et feldspathiques avec des passés de siltstones et d'argilites.

II.3.2. L'Ordovicien

Dans la région d'étude, l'Ordovicien se caractérise par des dépôts fluviatiles au sud et marins au nord. Le cycle se termine par une glaciation.

a- L'Ordovicien du bassin de Tindouf

a.1) Au nord du bassin de Tindouf, l'Ordovicien est représenté par un ensemble schisto-gréseux, avec de très rares intercalations de calcaires. Son épaisseur dans la région du Dra peut atteindre 2000 m. Il comprend les formations suivantes [115] :

- ***les schistes inférieurs de Fezouata*** (400 m d'épaisseur) composés d'argilites plus ou moins silteuses bleu vert, riches en Graptolites et Trilobites du Trémadocien ;
- ***les schistes supérieurs de Fezouata*** (700 m d'épaisseur) formés d'argilites glauconieuses riches en Graptolites caractéristiques de l'Arénigien inférieur ;
- ***les grès et quartzites du Zini*** (450 m d'épaisseur), correspondant à une formation gréseuse riche en Scolithes. Elle constitue le sommet de l'Ordovicien inférieur ;
- ***les schistes de Tachilla*** (500 à 1200 m d'épaisseur), composés d'argilites silteuses micacées à passées gréseuses, riches en fossiles qui indiquent un âge Llanvirnien. Cette formation débute par un minerai de fer.

Les trois termes schisteux précédents forment ***les schistes des Feijas externes.*** Au-dessus on trouve les termes suivants :

- ***les grès du 1er Bani*** (15 à 400 m), débutant par un épisode d'oolithes ferrugineux, sont à intercalations argileuses. Ils sont riches en Trilobites qui indiquent un âge Llandeilien. Les Graptolites sont rares ;
- ***les schistes de Ktaoua*** (120 à 400 m), sont constitués d'argilites, qui vers l'ouest et vers l'est, s'enrichissent en niveaux gréseux riches en faunes (Caradocien) ;
- ***les grès du 2ème Bani*** (15 à 100 m), sont de nature glaciaire. Ce sont des grès grossiers, conglomératiques contenant des niveaux marins, qui ont permis de dater cette glaciation à l'Ashgillien supérieur.

a.2) Au centre du bassin de Tindouf, quelques sondages ont traversé une série argileuse (Trémadocien inférieur), suivie d'une série gréso-argileuse d'âge Arénigien inférieur, qui est surmontée en discordance par une série d'origine glaciaire attribuée à l'Ashgillien supérieur et comprenant un terme inférieur argilo-gréseux et un terme supérieur gréseux [126].

a.3) Les grès de l'Ordovicien supérieur "***la formation de Ghezziane***" constituent la première formation paléozoïque du flanc sud du Bassin de Tindouf, et reposent directement sur le socle de la dorsale Reguibat. Ils comprennent un membre inférieur (quartzites de Djebilet) et un membre supérieur (grès d'Aouinet Legraa) [130].

b- L'Ordovicien du bassin de Reggane

D'après Beuf et al. [127], la série ordovicienne dans la région de Bled el Mass comprend la succession suivante :

- ***la formation des grès du Djebel Tamamate*** (équivalent des grès des Ajjers, Unité II des Tassili) comprend un membre inférieur (50 m d'épaisseur) formé de grès à Brachiopodes inarticulés suggérant un âge Trémadocien inférieur, et un membre supérieur (100 m) constitué par des grès à Tigillites ;
- ***la formation des argiles et des grès calcaires de Gouiret ed Diab*** (130 m) (équivalent de la formation d'In Tahouite, Unité III des Tassili), subdivisée en deux membres, elle contient des graptolites de l'Arénigien inférieur à la base du membre inférieur, et des Trilobites et des Brachiopodes (Arénigien supérieur) à la base du membre supérieur ;
- ***la formation des grès d'Aïn ech Cheïkr***, qui repose en discordance de ravinement sur les termes sous-jacents, présente des caractères glaciaires. Elle est surmontée par les argiles siluriennes. Ces grès représentent l'équivalent de l'unité IV des Tassili (formation de Tamadjert).

c- L'Ordovicien du bassin de Béchar

Dans l'Ordovicien du bassin de Béchar, on distingue les trois unités suivantes [131] :

- ***les argiles d'Oued Rharbi*** (182 à 221 m), sont constituées par une alternance d'argilites et de siltstones argilo-micacés et argilo-carbonatés. Ces argiles sont datées Arénigien d'après la faune de Graptolites qu'elles contiennent ;
- ***les argiles de Tiférouine*** (96m) ont été datées du Llanvirnien. Elles sont formées par des argilites noires, micacées, dolomitisées, silteuses à oolithes de sidérites ;
- ***la formation de Meharez*** (132 à 217m), représentée généralement par des formations gréseuses (grès-quartzites et quartzites), termine l'Ordovicien du bassin de Béchar.

II.3.3. Le Silurien

Le Silurien est représenté par des argiles noires à Graptolites et des argiles à passées gréseuses avec de rares bancs carbonatés.

a- Le Silurien du bassin de Tindouf

a.1) Dans la bordure sud du bassin de Tindouf, le Silurien est surtout schisto-argileux. Cet ensemble, dénommée "***formation de la Sebkha Mahbès***" (5 à 120 m) s'étend du Llandoverien moyen au Pridolien [130].

a.2) Dans le flanc nord du bassin, la série argileuse s'épaissit et peut atteindre 800 m. Elle est représentée par des argiles à Graptolites avec des intercalations gréseuses, ainsi que des calcaires à Crinoïdes, Orthocères et Lamellibranches.

b- Le Silurien du bassin de Reggane

Le Silurien argileux du bassin de Reggane comprend un membre inférieur composé d'argilites noires et un membre supérieur gréso-argileux. L'épaisseur du Silurien augmente du sud au nord et au nord-est où elle atteint 700 m aux affleurements de Chebbi.

c- Le Silurien du bassin de Béchar

Dans le bassin de Béchar, le Silurien est représenté par des argilites noires, pyriteuses et des calcaires riches en Graptolites. Il est représenté par le Llandovérien moyen et supérieur, le Wenlockien et le Ludlowien. L'épaisseur du Silurien peut atteindre 600 m dans les régions marginales de l'Ougarta.

II.3.4. Le Dévonien

Le Dévonien est bien développé au Sahara algérien. Dans la région étudiée, il atteint des épaisseurs considérables. Sa richesse en faune permet d'étudier en détail ses trois subdivisions : Dévonien inférieur, moyen et supérieur.

a- Le Dévonien inférieur

a.1) Le Dévonien inférieur du bassin de Tindouf

a.1.1) Au nord du bassin de Tindouf, le Dévonien inférieur comprend les deux formations suivantes [132] :

- ***un membre argileux*** (400 m à l'ouest et quelques dizaines de mètres à l'est), où s'intercalent des niveaux gréseux et des calcaires. Ce membre est daté par des Brachiopodes, Trilobites, Tentaculites et Conodontes qui indiquent un âge Lockhovien (Gédinnien, Siegénien inférieur et moyen) ;
- ***un membre gréseux*** (700 à 800 m) qui est constitué par des bancs de grès formant des crêtes (***les Rich***). Ces grès comportent des calcaires fossilifères datés Emsien. On distingue trois Rich d'âge différents (deux de l'Emsien inférieur, le troisième dans l'Emsien supérieur).

a.1.2) Au sud du bassin de Tindouf, le Dévonien inférieur connu sous le nom de ***Formation de Gara Djebilet*** est représenté par des grès à intercalations argileuses. Il est divisé en deux membres [130] :

- ***le membre inférieur "les grès de Djebilet"***, est représenté en grande partie par des grès, des grès à intercalations argileuses et des argilites. Ce membre, qui est couronné par le minerai de fer ou par des quartzites noirs, a fourni une faune d'âge Lochkovien ;
- ***le membre supérieur "les grès supra-minéraux"***, est constitué essentiellement de grès et se termine avec l'apparition d'argilites à bancs calcaires. La faune indique un âge Emsien.

a.2) Le Dévonien inférieur des bassins de Reggane et de Béchar

Le Dévonien inférieur des bassins de Béchar et de Reggane est divisé en quatre formations [11] :

- ***La formation de Zeimlet*** (26 à 112 m d'épaisseur), est constituée par une alternance de bancs de siltstone ou de grès à lentilles calcaro-gréseuses et d'argiles plus ou moins silteuses. La faune y est abondante et indique un âge Lochkovien ;
- ***la formation de Saheb el Djir*** (24 à 81 m d'épaisseur), est composée d'une partie inférieure essentiellement argileuse, d'une partie médiane à niveaux de nodules calcaires et d'une partie supérieure argileuse s'enrichissant progressivement en siltstones. La faune y est abondante ;
- ***la formation de Dkhissa*** (400 m d'épaisseur), comprend un membre inférieur argilo-gréseux et un membre supérieur gréseux. De petits bancs de calcaires ferrugineux très fossilifères s'intercalent dans cette formation. Cette formation serait d'âge Siegénien ;
- ***la formation de Teferguenite*** (13 à 200 m d'épaisseur), débute par un niveau de calcaire organo-détritique compact, surnommé ***Muraille de Chine***, qui constitue un très bon repère stratigraphique et qu'on retrouve dans les bassins de Béchar, de Tindouf et de Reggane. Ce niveau marque la limite Siegénien-Emsien. La formation de Teferguentite comprend deux membres. Le membre inférieur formé par une épaisse série argileuse (300 à 400 m) parfois gréseuse, surtout à sa partie supérieure, est daté Emsien. Le membre supérieur de cette formation appartient au Dévonien moyen.

b- Le Dévonien moyen

b.1) Le Dévonien moyen du bassin de Tindouf

b.1.1) Dans le nord du bassin de Tindouf, le Dévonien moyen est constitué par les termes suivants [132] :

- ***une formation argilo-calcaire*** épaisse de 300 m, comportant des schistes à Goniatites, des grès et quelques calcaires formant le quatrième Rich. Cet ensemble est daté Eifélien ;
- ***une formation calcaire*** d'âge Givétien très fossilifère : Goniatites, Arthrodires, Trilobites. La puissance de cette formation est faible (50 à 100 m).

b.1.2) Au sud de ce bassin, le Dévonien moyen correspondant à ***la formation de l'Oued Talha***, est subdivisé en deux membres [130] :

- ***le membre inférieur "les argilites de l'Oued Talha "***, est constitué d'un ensemble homogène d'argilites grises, feuilletées, avec des intercalations de bancs de calcaires gréseux riches en Brachiopodes. Ce membre serait d'âge Emsien supérieur à Eifélien ;
- ***le membre supérieur "les calcaires bioclastiques de la Kerba Tsabia "***, comporte des calcaires durs et compacts, formant de gros bancs intercalés d'argilites, qui sont très riches en Brachiopodes et Polypiers. L'âge de ce membre est Eifélien à Givétien supérieur.

b.2) Le Dévonien moyen des bassins de Reggane et de Béchar

Le Dévonien moyen des bassins de Béchar et de Reggane correspond au ***membre supérieur de la formation Teferguenite.*** Il s'agit d'une série argilo-calcaire épaisse de 170 à 190 m à Béchar et de 320 m à Reggane. Cet ensemble a livré une faune eifélienne et givétienne. Le Givétien est caractérisé par le développement de calcaires massifs bourrés de Ptéropodes (***calcaires de Chemar al Ahmar***).

Au nord du bassin de Béchar, le Dévonien moyen se caractérise par le développement spectaculaire d'un remarquable ensemble récifal : des calcaires construits (« mud mounds »). Un premier épisode récifal est connu à l'Eifellien (***récifs du Tafilalet***), tandis qu'un autre s'est produit au Givétien supérier (***récifs de Keskes***). A la même époque (Givétien supérieur), sont construits les édifices récifaux semblables (***Keskes***) de l'Ahnet et du Mouydir. Ces « mud mounds » du Dévonien moyen au Sahara sont les plus spectaculaires au monde [11].

c- Le Dévonien supérieur

c.1) Le Dévonien supérieur du bassin de Tindouf

c.1.1) Le Dévonien supérieur du nord du bassin de Tindouf, représenté par une puissante série argileuse (***les argiles de la plaine du Dra***), comprend un Frasnien argileux à intercalations calcaires, un Famennien inférieur entièrement argileux et un Famennien supérieur argileux à intercalations gréseuses et gréso-calcaires. L'épaisseur du Dévonien supérieur peut atteindre 3000 m [132].

c.1.2) Au sud du bassin de Tindouf, le Dévonien supérieur correspondant à ***la formation de Kereb En Naga*** (300 à 220 m d'épaisseur), comprend deux membres [130] :

- ***le membre inférieur "les siltites de l'Oued Rhazzal"***, qui est formé de bancs décimétriques à métriques de grès très fins, alternant avec des argilites grises indurées. L'âge de ce membre serait Frasnien ;
- ***le membre supérieur "les argilites de l'Oued Slouguia"***, qui est constitué par une puissante formation d'argilites grises papyracées, couronnées par des lits de gypses translucides.

c.2) Le Dévonien supérieur du bassin de Reggane

Le Dévonien supérieur du bassin de Reggane, qui est représenté par le Frasnien et le Famennien, est subdivisé de bas en haut, en deux formations [11] :

- ***la formation de Meden Yahia,*** épaisse formation argilo-silteuse et argilo-calcaire, qui débute par des niveaux de nodules ou de miches calcaires avec une faune de Goniatites du Frasnien inférieur, suivie de 200 à 300 m d'argiles noires souvent pyriteuses à nodules calcaires. Dans la partie supérieure, les passées gréseuses et silteuses deviennent de plus en plus nombreuses. Quelques miches de calcaires comportent une faune du Frasnien supérieur ;
- ***la formation de Khenig,*** épaisse formation argileuse, puis argilo-sableuse vers le sommet, avec des intercalations d'un niveau de minerai de fer oolitique passant à des grès ferrugineux. Ces argiles sont datées du Famennien par des Goniatites et des Brachiopodes.

c.3) Le Dévonien supérieur du bassin de Béchar

Le Dévonien supérieur est représenté par ***la formation des argiles de Marhouma-Ouarourout*** (Frasnien-Famennien) et par ***les grès de Marhouma-Ouarourout*** (Strunien) [11,133] :

- ***la formation des argiles de Marhouma-Ouarourout,*** débute par une série argilo-calcaire contenant une faune du Frasnien, suivie par une puissante série argileuse du Famennien, comportant des bancs de calcaire griotte dans la partie moyenne, et des grès dans la partie supérieure. La puissance totale de la formation de Marhouma peut atteindre 1100 m ;
- ***les grès de Marhouma-Ouarourout***, est une formation surtout gréseuse formée d'une alternance irrégulière de grès fins et d'argiles gréseuses. Ces grès marquent la fin du Dévonien, comme les grès du Khenig du bassin de Reggane.

II.3.5. Le Carbonifère

Dans la région d'étude, le Carbonifère est bien représenté. Il constitue le dernier terme du Paléozoïque. Dans le bassin de Béchar, son épaisseur atteint 5000 m. Les sédiments sont à dominante marine et s'achèvent par une série continentale.

a- Le Carbonifère du bassin de Tindouf

a.1) La série carbonifère du bord nord du bassin de Tindouf comprend les unités lithostratigraphiques suivantes [134] :

- ***les grès et schistes de Tazout*** (111 m d'épaisseur) : ils appartiennent au Tournaisien supérieur ;
- ***les grès et schistes de la Bétaina*** (800 m d'épaisseur) : ils sont datés du Viséen inférieur et de la première partie du Viséen supérieur ;
- ***la série de l'Ouarkziz***, comprend trois membres :
  - les calcaires inférieurs de l'Ouarkziz (356 m d'épaisseur), à Gigantoproductidés et polypiers du Viséen supérieur ;
  - l'Ouarkziz moyen (111,5 m d'épaisseur) : composé d'argiles et de marno-calcaires dolomitiques avec, localement, des lentilles de gypse massif. Ce membre correspond à la limite Viséen supérieur-Namurien ;
  - les Calcaires supérieurs de l'Ouarkziz (102 m d'épaisseur), à Gigantoproductidés et polypiers du Namurien ;
- ***la série de la Bétana***, de nature continentale, comprend :
  - à la base, ***la formation des grès du Djebel Réouina*** (500 m d'épaisseur), composée de grès, d'argilites et de calcaires. Elle contient de nombreux débris de végétaux terrestres du Namurien ;
  - au sommet, ***la formation de Merkala*** (500 à 700 m d'épaisseur), est constituée essentiellement par une alternance de grès à grains fins, en bancs métriques, et d'argiles rouges. Cette formation contient des fougères caractéristiques du Stéphanien inférieur ;
  - entre les deux membres précédents, on trouve ***la formation de Ouadène***, datée du Westphalien, qui est formée de grès dont l'épaisseur maximale atteint 45 m.

a.2) Au sud du bassin de Tindouf, le Carbonifère comprend les formations suivantes [131]:

- ***la formation de Kreb es Slouguia***, correspondant au Tournaisien. Elle est composée de grès et de calcaires passant à des argiles et des grès. L'épaisseur de la formation atteint 584 m ;
- ***la formation de Kreb es Sefiat***, d'âge Viséen inférieur. Sa base est composée de grès, passant à une alternance d'argiles et de passées de calcaire gréseux à son sommet. L'épaisseur de cette formation est de 310 m ;
- ***la formation d'Aïn el Barka***, qui correspond au Viséen supérieur. Elle comprend des marnes gréseuses, des grès tendres et des bancs de calcaire. L'épaisseur de cette formation atteint 600 m ;
- ***la formation de Hassi Aouloulel***, qui est représentée par des sédiments argilo-gréseux indifférenciés du Namurien et du Westphalien. Son épaisseur atteint 345 m.

b- Le Carbonifère du bassin de Reggane

D'après les travaux de J. Conrad [135], le Carbonifère du bassin de Reggane comporte les formations suivantes, qui s'inscrivent dans trois grands cycles d'âges Tournaisien, Viséen et Namuro-Westphalien :

- ***les grès de Khenig*** (200 m d'épaisseur) correspondent à des grès généralement fins à passées argileuses où la faune y est très réduite. Ils présentent des surfaces corrodées et s'achèvent par des lentilles d'oolithes ferrugineuses ou des conglomérats intraformationnels. Bien qu'ils soient considérés comme marquant le passage du Dévonien au Carbonifère, les études de J. Conrad [136] indiquent que cette série se placerait au Tournaisien inférieur ;
- ***les grès de Tibaradine***, série de grès fins et de calcaires à miches de lumachelles calcaires où dominent les Brachiopodes. Cette série englobe tout le Tournaisien supérieur. Elle est recouverte par ***la dalle à Iridet***, qui marque la base du Viséen et où on observe un renouvellement des faunes. Cette dalle est composée d'un calcaire oolitico-graveleux, renfermant des nodules phosphatés, riche en Conodontes et présentant par endroit des accumulations de Goniatites ;
- ***les argiles de Tirechoumine***, série argileuse à miches calcaires abondants, riches en Goniatites et Conodontes. La partie supérieure se charge de grès ;
- ***les grès de Garet Dehb*** (Viséen supérieur), formation épaisse de 300 à 400 m correspondant à une régression généralisée, pendant laquelle s'établit un régime fluviatile dans la région. Elle renferme des conglomérats, des sables et des grès grossiers encaissés dans des termes argilo-gréseux. Quelques passées marines sont localisées à la base et au sommet de la formation ;
- ***les calcaires du Djebel Berga*** (Viséen supérieur à Namurien inférieur), débutent par des calcaires à bancs minces, conglomératiques, auxquels succèdent des calcaires en dalles massives séparées par des argiles ou des grès fins. Les calcaires sont bioclastiques ou oolitico-graveleux, à Brachiopodes et Polypiers. Au-dessus de la formation, se manifeste une tendance vers un régime évaporitique : apparition de la dolomie et appauvrissement des faunes ;

- ***les gypses de Hassi Taïbine***, comprennent une centaine de mètres d'argiles gypseuses et salées. Le gypse se présente en gros bancs lenticulaires. De minces passées de calcaire dolomitique à faune marine leur sont associées ;
- ***la formation continentale rouge d'Aïn ech Chebbi***, comprend des sédiments détritiques, des grès rouges à stratifications obliques, des microconglomérats et des argilites gypseuses ou salées, en grande partie fluviatiles. L'épaisseur minimum de cette formation est de 500 m. Elle daterait de la fin du Namurien et du début du Moscovien.

c- Le Carbonifère du bassin de Béchar

C'est dans la région de Béchar que les formations sédimentaires carbonifères sont les plus complètes et les plus puissantes. Durant le Carbonifère, le bassin de Béchar représentait la partie marginale septentrionale de la plate-forme saharienne et a subi une forte subsidence. La série carbonifère comprend les formations suivantes [137] :

- ***la formation d'Olad-Bou-Hadid*** (700 m d'épaisseur) (Tournaisien), est constituée par des argiles rouges. La série débute par un petit niveau calcaire à Goniatites. Vers le sommet, ces argiles se chargent progressivement en passées de grès bruns, puis de grès à ripple marks ;
- ***la formation de Hassi Sguilma*** (200 m d'épaisseur), est formé d'argiles, de grès fins et de minces bancs de calcaires à Encrines. Ces calcaires ont livré une faune du Tournaisien supérieur ;
- ***la formation d'El Hariga*** (750 m d'épaisseur) (Viséen inférieur), est représentée par un épais ensemble (jusqu'à 1000 m) d'argiles bariolées à petits bancs calcaires ou gréseux ;
- ***la formation de Mazzer-Akacha*** (250 m d'épaisseur), débute par une passée de calcaires argileux à Encrines. Elle est composée d'argiles compactes, d'argilites à nodules calcaires et de calcaires à Encrines ;
- ***la formation de Boulmane*** (750 m d'épaisseur), est représentée par des argiles et des grès qui contiennent par place des débris de végétaux terrestres. Quelques bancs de calcaires à Encrine et à Algues s'intercalent dans ces couches ;
- ***la formation de Harrez-Igli*** (350 m d'épaisseur), débute par des roches détritiques (série d'Harrez) composées de grès et de siltstones à empreintes de plantes. La série d'Igli, qui lui succède, est composée de barres de calcaires, d'argiles et plus rarement de grès ;
- ***la formation de Taouerta-Zousfana*** (400 m d'épaisseur) correspond à une série de corniches calcaires et de calcaires prérécifaux. Cette série se situe au sommet du Viséen supérieur ;
- ***la formation d'El Guelmouna*** (525 m d'épaisseur), est argilo-calcaire et par endroit entièrement calcaire. Elle daterait du Viséen supérieur à Namurien inférieur ;
- ***la formation de Djenien*** (175 m d'épaisseur), est constituée par des calcaires stratifiés ou par des dolomies massives ;
- ***la formation de Tagnana***, gréso-calcaire, appartiendrait d'après les Goniatites qu'elle contient au Namurien A ;
- ***la formation de Hassi Kerma***, argilo-calcaire, serait d'âge Bachkirien ;
- ***la formation de l'Oued el Hamar***, gréso-calcaire, appartiendrait d'après les Foraminifères rencontrés dans cette formation au Bachkirien supérieur [138] ;

- ***le Kenadzien*** ou formation argilo-gréseuse de Kenadza, est représenté par des formations terrigènes, montrant une succession de séquences débutant par des grès, surmontés par des calcaires puis par des argiles. Cette formation qui peut atteindre 1700 m d'épaisseur (Chebket Menouna), serait du Westphalien inférieur ;
- ***le Houiller*** (Westphalien supérieur), achève la série Carbonifère de la région de Béchar. Les dépôts de cette série témoignent d'une sédimentation rythmique semblable à celle du Kenadzien. Le houiller contient les célèbres gisements de charbon de la région de Béchar. Son épaisseur peut atteindre 1700 m.

d- Les formations rouges du Paléozoïque terminal du bassin de Béchar

Dans la région d'Abadla, des formations rouges puissantes (2000 m) ont été conservées entre le Houiller et la dalle hamadienne tertiaire. Ces formations sont composées de grès fins, très finement stratifiés et versicolores, et d'argiles rouges. Dans la moitié supérieure de la formation, existe un horizon à chenaux, épais de quelques dizaines de mètres. Ces chenaux sont remplis d'argile sableuse et de graviers ferrugineux. Les filonets de gypse secondaire deviennent abondants au sommet dans des argilites rouges. Ces formations sont couronnées par des coulées de basaltes superposées. La base de la formation a livré une faune autunienne [11,139]. Des études paléomagnétiques ont montré que l'ensemble de la formation serait d'âge Autunien [140,141].

II.3.6. Le Méso-Cénozoïque et les formations récentes

Nous avons déjà indiqué que les formations post-paléozoïques des bassins situés à l'ouest de la plate-forme saharienne étaient peu développées. Cependant, une exception peut être faite pour les régions nord et est du bassin de Béchar, qui au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque étaient situées près de la marge téthysienne, et ont dû jouer en subsidence durant ces périodes, en relation probable avec la tectonique alpine. Une épaisse couverture méso-cénozoïque a pu donc s'accumuler dans ces régions. Dans le reste du bassin de Béchar, et dans celui de Tindouf, le Mésozoïque est quasiment absent, et seules des formations hamadiennes tertiaires recouvrent les terrains du Primaire. Dans le bassin de Reggane, une mince couche du Mésozoïque (Continental intercalaire), recouvrant la région nord et sud du bassin, est surmontée par des terrains plus récents, tertiaires et quaternaires.

a- Le Tertiaire et le Quaternaire du bassin de Tindouf

Dans le bassin de Tindouf, les terrains post-paléozoïques sont représentés par la ***Hamada de Tindouf*** (ou du Dra), qui ne dépasse jamais 100 m d'épaisseur. Cette formation est constituée essentiellement d'un complexe gréso-argileux, d'âge probablement Paléocène, supportant une dalle calcaire d'origine lacustre Néogène [142]. Selon J. Fabre [11], au nord du bassin de Tindouf, la base de la Hamada comprendrait une série gréseuse du Crétacé inférieur, qui est surmontée par une dalle calcaire cénomano-turonienne. Dans la partie centrale du bassin de Tindouf, les formations paléozoïques sont recouvertes par les terrains de Hamada.

Le Quaternaire comprend les regs, les alluvions, les éboulis, les sebkhas et surtout les ergs (dunes de sable), qui occupent une partie importante de la région (Erg Iguidi).

b- Le Méso-Cénozoïque du bassin de Reggane

Dans le bassin de Reggane, une couverture mésozoïque (***Continental intercalaire***) datée du Crétacé inférieur vient reposer en discordance sur tous les terrains antérieurs. A l'est de Reggane, le Mésozoïque débute par un conglomérat à galets polygéniques contenant quelques débris de dolérites triasico-liasiques [143] et de jaspes colorés, très abondants à la base de cette série. Ces conglomérats et ces jaspes sont les témoins des manifestations hydrothermales tardives qui ont suivi l'émission des coulées basaltiques [144].

Au-dessus de ces conglomérats et ces jaspes, le Continental intercalaire du bassin de Reggane est subdivisé en deux séquences argilo-sableuses [145] :

- ***la formation détritique inférieure,*** composée d'argiles, de grès rouges, de gypses et de carbonates. Cette formation pourrait correspondre à la période allant du Jurassique moyen au Crétacé inférieur ;
- ***la formation détritique supérieure,*** argilo-sableuse, contenant des niveaux à bois silicifiés, des gastéropodes et des poissons. Cette série, datée Albien-Cénomanien inférieur, est séparée de la formation inférieure par un horizon gréso-conglomératique.

Le Crétacé supérieur marin, qui affleure au nord-est (dans le Tademaït) et au sud (dans le Tanezrouft) n'est pas représenté dans le bassin de Reggane.

Le Tertiaire et les formations récentes du bassin de Reggane sont représentés par une couverture peu épaisse, mais qui s'étale sur la quasi-totalité des terrains de la région (Hamada de Grizim et les dunes de l'Erg Chech) [146].

c- Le Méso-Cénozoïque du Bassin de Béchar

Le Mésozoïque repose en discordance angulaire sur le Paléozoïque. Il comprend le Trias, le Jurassique et le Crétacé. Bien développé au nord de Béchar, il est quasiment absent au sud (région d'Abadla) où seuls les terrains des Hamadas (Tertiaire) et le Quaternaire existent.

c.1) Le Trias

D'après A. Zerrouki [147], une série argilo-conglomératique à évaporitique attribuée au Trias, épaisse de 50 à 75 m, affleure au nord-est de Béchar. Elle comprendrait deux termes :

- ***un terme gréso-conglomératique***, de 10 à 30 m d'épaisseur ;
- ***un terme argilo-gypseux***, formé par des alternances d'argiles rouges à brunâtres et verdâtres et de grès glauconieux à grain fin et moyen. Les argiles deviennent prépondérantes vers le haut de la série.

A l'est, le Trias est représenté en subsurface par des roches essentiellement argileuses de 0 à 50 m d'épaisseur [131].

c.2) Le Jurassique

Au nord de Béchar, affleure une série calcaro-dolomitique et argilo-gypseuse datée du Jurassique et dont l'épaisseur ne dépasse pas 100 m [148].

En subsurface (régions d'Oued Rharbi et d'Oued Namous), le Jurassique recoupé par des sondages, a été subdivisé en trois séries [131] :

- ***la série inférieure (Lias)***, représentée par des argilites, des anhydrites, des dolomies et des calcaires. L'épaisseur de la série peut atteindre 300 m ;
- ***la série intermédiaire (Dogger)***, représentée par des sédiments continentaux : argilites et grès. L'épaisseur de la série est de 65 à 146 m ;
- ***la série supérieure (Malm)***, dont l'épaisseur atteint 426 m est aussi constituée de sédiments continentaux, tels que les argiles rouges et les grès.

c.3) Le Crétacé

Dans la région de Béchar, le Crétacé, dont l'épaisseur dépasse 1000 m au nord de celle-ci, comprend les formations suivantes [148] :

- ***les formations détritiques rouges***, dont la parie inférieure est continentale et serait l'équivalent du Continental intercalaire, sont composées de marnes rouges gypsifères et de grès grossiers quartzeux rouges ;
- ***la formation des calcaires cénomano-turoniens***, débute par des marnes à huîtres (Cénomanien), qui sont surmontées par des calcaires dolomitiques (Cénomanien supérieur et Turonien) ;
- ***les formations lagunaires gypsifères***, composant une puissante série salifère (jusqu'à 800 m), sont constituées de marnes rougeâtres, avec d'énormes bancs de sel gemme à intercalations d'anhydrite. Cette série serait d'âge Crétacé supérieur [11].

c.4) Le Tertiaire et le Plio-quaternaire

Dans le bassin de Béchar, le Tertiaire est représenté par une série continentale, qui comprend trois membres formant les terrains de Hamadas [11,148] :

- ***la Hamada à Cératodes***, reposant sur les marnes à gypses du Crétacé supérieur, est composée de calcaire lacustre à Cératodes. Cette Hamada appartiendrait à l'Eocène supérieur ;
- ***la Hamada de Boudenib***, est formée de calcaires lacustres à gastéropodes (Clavator), qui indiquent un âge Aquitanien. Ces calcaires passent latéralement à des marnes blanches ;
- ***les Hamadas néogènes***, sont composées de dépôts terrigènes lacustres : marnes gréseuses rouges couronnées par des barres de calcaires lacustres. Cette formation daterait du Miocène et de la base du Pliocène. Elle forme la base de la Hamada du Guir.

Enfin, des cailloutis, des poudingues, des conglomérats, des travertins et les dunes du Grand Erg occidental représentent les formations plio-quaternaires de la région.

II.4. Structure et Evolution géodynamique des bassins de Tindouf, Reggane et Béchar

II.4.1. Le bassin de Tindouf

a- Structure du bassin de Tindouf

Le bassin de Tindouf s'est individualisé à la fin du Paléozoïque (Carbonifère supérieur). Sa bordure sud est monoclinale à faible pendage (1 à 2° Nord en moyenne). La structure de cette bordure est caractérisée par la présence de trois môles ou zones hautes (Aouinet, Laroussi et Bou Bernous) séparées par les sous-bassins de Djebilet et de l'Iguidi [149]. Le sous-bassin de Djebilet est peu profond, tandis que celui de l'Iguidi a été fortement subsident. Quelques failles de direction OSO-ENE ou SO-NE recoupent l'ensemble du Paléozoïque et sont injectées de dolérites.

La bordure nord du bassin est très redressée contre l'Anti-Atlas marocain. Le pendage des couches varie de 8 à 12°. La série paléozoïque est ici fortement plissée. Les plis, lourds dans l'Ordovicien, plus souples et nombreux dans le Dévonien, forment la grande zone anticlinale de Zémoul-Adim Filou [131]. Cette zone, affectée par de nombreuses failles (dont certaines s'étendent sur une distance dépassant 150 km et avec des rejets de l'ordre de 200 à 400 m), contient des sills et des dykes doléritiques. Dans la partie ouest de la zone anticlinale Zémoul-Adim Filou, la direction des plis et des failles est NO-SE, c'est à dire parallèle à la chaîne d'Ougarta. A l'est, la direction est OSO-ENE, c'est-à-dire proche de celle de l'Anti-Atlas [150]. La présence de cette zone subsidente et fortement plissée au nord du bassin de Tindouf, serait dû à l'existence en profondeur d'un accident majeur du socle (décrochement) de direction ENE [151].

b- Evolution géodynamique du bassin de Tindouf

L'évolution géodynamique du bassin de Tindouf a été déterminée par sa position entre la dorsale Reguibat relativement stable et la région de subsidence active située à la place de l'Anti-Atlas. Quatre phases tectoniques auraient affecté le bassin de Tindouf [149,152], à savoir :

- ***l'orogenèse panafricaine,*** qui est le résultat de la collision entre le craton ouest africain à l'ouest et une zone mobile à l'est. Cette orogenèse aurait provoqué la création et la réactivation dans le socle des failles de direction N-S ;
- ***la compression taconique (Caradocien)*** : au Caradocien, des mouvements compressifs le long des accidents sub-méridiens se produisent au Sahara. Ces mouvements provoquent des bombements régionaux sur les boucliers Reguibat et Touareg. Ils sont contemporains à la phase de compression taconique connue en Afrique. Dans le bassin de Tindouf, cette phase est soulignée par la discordance intra-caradocienne et par l'apparition de bombements N-S ;
- ***la compression calédonienne*** : à la fin du Silurien et au début du Dévonien, une nouvelle phase tectonique compressive affecte le Sahara. Dans le bassin de Tindouf, elle provoque la surrection des môles d'Aouinet, de Laroussi et de Bou Bernous, séparés par les sous bassins de Djebilet et de l'Iguidi ;
- ***les mouvements hercyniens majeurs,*** de la fin du Paléozoïque, ont provoqué dans la plate-forme saharienne des déformations épirogéniques qui sont responsables de la structuration des bassins comme celui de Tindouf [151]. Ces mouvements

seraient aussi responsables du plissement intense qu'à subi les formations paléozoïques du flanc nord du bassin de Tindouf [151].

II.4.2. Le bassin de Reggane

a- Structure du bassin de Reggane

Comme celui de Tindouf, le bassin de Reggane est une structure fini-paléozoïque. Son flanc occidental est plat en bordure de la dorsale Reguibat. La surface de cette dernière plonge dans la direction nord-est au pendage de près de 1°. Dans cette région, quelques structures non fermées et des failles sub-méridiennes ont été mises en évidence par la sismique [131].

Le flanc oriental du bassin de Reggane est redressé et faillé contre l'extrémité méridionale du bombement d'Ougarta. Les sédiments paléozoïques y sont fortement plissés. Le pendage des couches atteint 10° à 15°. L'axe du bassin orienté NO-SE, où la surface du socle atteint une profondeur de 6500 m, se situe près de la bordure redressée nord-est. La structure la plus importante de cette bordure du bassin est le bourrelet Tazoult-Azrafil, qui s'étend du nord-ouest au sud-est sur 75 km [131]. Il comprend plusieurs structures plissées et son flanc sud-ouest est affecté par une importante faille normale injectée de dolérites. De grandes failles de direction NO-SE limitent le bassin de Reggane au nord-est.

Dans la région de Bled el Mass, seule endroit du bassin de Reggane où la série paléozoïque affleure entièrement, les formations sont intensément plissées et recoupées par des failles sub-méridiennes. Les plus importantes structures de ce secteur sont [123] :

- ***l'anticlinal du djebel Aberraz***, dont le flanc oriental est faillé ;
- ***l'anticlinal du djebel Tamamate***, dirigé N-S sauf à sa terminaison sud où les couches tournent vers le S-O. Cette structure est affectée par plusieurs failles ;
- ***trois autres anticlinaux*** de petites tailles et affectés de nombreux failles et décrochements, sont également connus dans cette région.

Rappelons que la région de Bled el Mass est située juste à l'est de la suture panafricaine, et que cette dernière passe au-dessous de la bordure redressée nord-est du bassin de Reggane.

b- Evolution géodynamique du bassin de Reggane

L'évolution géodynamique du bassin de Reggane est semblable à celle du bassin de Tindouf. On y distingue les phases tectoniques suivantes :

- ***l'orogenèse panafricaine***, qui aurait provoqué la création et la réactivation dans le socle des failles de direction N-S ;
- ***la compression taconique (Caradocien)*** : la phase de compression taconique qui serait responsable de l'érosion de plus de 350 m des formations cambro-ordoviciennes dans la région de Bled el Mass [153] ;
- ***la compression calédonienne***, qui aurait engendré la réactivation des failles sub-méridiennes. Une surface d'érosion (discordance) est liée à cette phase dans la région [153] ;

- ***Durant le Carbonifère***, des mouvements verticaux dus à des rejeux ***en compression ou en distension***, d'accidents préexistants du socle, auraient affecté la région. Ces périodes d'instabilité sont datées aux limites Dévonien-Carbonifère et Tournaisien-Viséen, ainsi qu'au Viséen supérieur et au Serpukhovien [135].

Il faut noter que les déformations liées aux phases tectoniques que nous venons de citer n'ont pas engendré de plissement, mais seulement des érosions dans les séries sédimentaires.

- ***les mouvements hercyniens majeurs***, se sont manifestés dans la région par la formation des plis de direction N 340° [135,154]. Cette importante phase de plissement qui affecte toute la couverture paléozoïque est mal datée en l'absence de sédiments post-carbonifère dans la région. Elle s'est produite après le Stépahanien (dernière étage du Paléozoïque représenté dans la région et affecté par cette phase tectonique) et avant l'émission des dolérites probablement au début du Jurassique (qui ne sont pas affectées par cette phase tectonique) ;
- selon J. Conrad [135,154], ***une deuxième phase de plissement,*** orientée N 20° et datée de la fin du Jurassique, aurait affecté la région et aurait notamment déformé les plis hercyniens. L'existence de cette phase tectonique aussi importante que la phase hercynienne majeure est contestée par la plupart des auteurs. Mais ces auteurs n'ont pas tenu compte du fait que les dolérites qui affleurent dans la région de Reggane sont peut-être plissées et affectées d'une schistosité de fracture (plusieurs études de terrains l'ont confirmée), ce qui indique qu'une phase tectonique s'est peut-être produite dans la région après la mise en place de ces dolérites (et donc après le début du Jurassique) ;
- ***une dernière phase tectonique,*** très peu marquée dans la région et affectant le Crétacé inférieur (anticlinaux à faible pendage), pourrait correspondre à des rejeux le long des grandes fractures NE et ENE [154,144]. C'est ***la phase autrichienne*** qui est bien connue au Sahara central.

II.4.3. Le bassin de Béchar

a- Structure du bassin de Béchar

Le bassin de Béchar, situé sur la marge septentrionale de la plate-forme saharienne, a connu une grande instabilité ; les fortes subsidences qui l'ont intéressé et l'influence de la tectonique des orogenèses panafricaine, hercynienne et alpine ont engendré la formation de structures tectoniques complexes. La couverture au centre du bassin doit atteindre 10 000 m d'épaisseur. La structure géologique du bassin de Béchar se caractérise par une déformation considérable des couches et par l'existence d'un grand nombre de failles. La direction de ces plis et de ces failles peut être NE, liée au cycle hercynien, ou E-O du cycle atlasique.

On distingue dans le bassin de Béchar les unités structurales suivantes [137,148,131] :

- ***la dépression d'Abadla***, appelée aussi bassin de Béchar-Abadla, qui est divisée en deux sous-bassins : celui d'Abadla au sud, et celui de Béchar au nord. Ils sont séparés par la voûte anticlinale de la Chebket-Menouna de direction E-O. Cette voûte serait l'expression en surface d'une importante fracture du socle ;

- ***le grand anticlinal de la Zousfana***, de direction sub-méridienne, comprend des plis à grand rayon de courbure. Il est situé à l'est de la dépression d'Abadla ;
- ***la voûte d'Oued Namous***, située à la frontière orientale du bassin de Béchar, a été mise en évidence par la sismique [131]. Elle est constituée de dômes, et a une orientation SO-NE ;
- ***l'anticlinal de Antar-Horeït***, situé au nord et de direction OSO-ENE, a été d'abord plissé lors de la phase hercynienne et aurait été fortement déformé ensuite par la tectonique alpine. Cet anticlinal coïncide avec le tracé de la faille sud-atlasique.

Plusieurs groupes de failles traversent le bassin de Béchar, et sont bien visibles dans la dépression d'Abadla. On y distingue trois groupes de failles [137,148]:

- ***les failles de direction E-O ;***
- ***les failles de direction NNE ;***
- ***les failles de direction NS (sub-méridiennes).***

Le plus remarquable de ces groupes de failles est celui de direction NNE. Ces failles sont linéaires, à grandes extensions latérales, leur jeu n'est pas très important et sont injectées de dolérites. Elles suivent sensiblement la direction N 35° E à N 40° E. Dans la dépression d'Abadla, ces failles recoupent les deux sous-bassins d'Abadla et de Béchar et l'anticlinal de Chebket-Menouna qui les séparent. La principale faille de ce groupe est celle de Ksi-Ksou, qui est injectée de dolérites. Elle traverse le bassin de Béchar sur 70 à 90 km et réapparaît au nord, dans le Djebel Antar en offrant la même direction, mais décalée sous l'effet de la tectonique alpine. En fait, il pourrait s'agir d'un accident profond du socle, d'intérêt continental, que l'on peut suivre sur près de 800 km, comme cela a été mise en évidence par des études aéro-magnétiques [63].

Les failles de direction E-O suivent la direction de l'axe anticlinal de Chebket-Menouna et pourraient s'agir de failles de subsidence, liées à l'enfoncement du bassin d'Abadla [137].

Le dernier groupe de failles épouse sensiblement une direction sub-méridienne et recoupe les deux premiers ensembles.

b- Evolution géodynamique du bassin de Béchar

Le bassin de Béchar a subi l'influence de la tectonique panafricaine, hercynienne et alpine :

- ***la tectonique panafricaine :*** au nord de Béchar, les affleurements protérozoïques sont plissés et renversés. Ces déformations seraient liées à la phase tectonique panafricaine [124,125] ;
- ***la tectonique hercynienne (varisque),*** très bien marquée dans le bassin de Béchar, peut être divisée en plusieurs phases d'instabilités :
  - une période d'instabilité, très peu marquée, s'est produite à la limite Dévonien-Carbonifère, et se caractérise par une régression généralisée [155] ;
  - une phase d'instabilité bien marquée dans la région, s'est produite à la limite Tournaisien-Viséen. Elle se manifeste, au nord de Béchar, par la

mise en place du flysch de Ben-Zireg, formé par l'empilement de blocs de toutes tailles venus de la couverture paléozoïque du bourrelet sud-atlasique, qui s'est soulevé au nord [151,155]. Une schistosité affecte cette formation;

- une autre phase d'instabilité post-Viséenne, bien marquée dans la région, se caractérise par un changement dans la sédimentation au Namurien inférieur [156], par des mouvements verticaux et surtout par la mise en place d'une tectonique tangentielle manifestée par de grands cisaillements plats à la fin du Namurien [157]. C'est à cette période que se serait produite la schistosité qui affecte la région de Ben Zireg [151] ;
- ***la phase hercynienne majeure***, qui est mal datée, pourrait être permienne [11,155]. Les déformations les plus importantes de la région (plis et chevauchements) se sont produites durant cette phase tectonique. C'est aussi lors de cette même phase, que s'est formée la voûte anticlinale de Chebket-Menouna. Cette phase est postérieure aux formations autuniennes rouges d'Abadla, qui sont déformées et affectées de flexures N-E à E-N-E, liées à des fractures. Postérieurement à cette phase, les grandes fractures comme celle de Ksi-Ksou ont probablement rejoué en décrochement, puis en distension avec la mise en place des dolérites au début du Jurassique ;

- ***la tectonique alpine***, est bien marquée seulement dans la région nord du bassin de Béchar (Horreït, Antar, Ben Zireg), à la limite de l'accident sud-atlasique. Elle est caractérisée par des anticlinaux déversés vers le sud et affectés par des failles E-O. Des chevauchements sont également signalés et l'accident sud-atlasique aurait joué en décrochement [148,137].

En conclusion, les deux phases tectoniques post-paléozoïques les plus importantes dans le bassin de Béchar, se situent l'une au Permien (phase hercynienne majeure) et l'autre probablement au Crétacé inférieur (phase alpine).

II.5. Le magmatisme Mésozoïque de l'ouest de la plate-forme saharienne

II.5.1. Introduction

Au début du Mésozoïque, l'ouest de la plate-forme saharienne, à l'instar des autres régions de l'Afrique de l'Ouest et du Maroc, a connu une intense activité magmatique liée aux stades précoces de l'ouverture de l'Atlantique central [11]. Cette activité magmatique s'est traduite par la mise en place principalement de dolérites (et probablement de basaltes aujourd'hui érodés) dont l'extension est relativement importante. Cependant, malgré leur abondance, ces roches demeurent encore mal connues en Algérie. Seules, quelques études [32,158] et des relevés cartographiques signalent leur importance [159 à 161].

Les affleurements de ces roches magmatiques de l'ouest de la plate-forme saharienne (en Algérie), probablement triasico-liasiques, se localisent dans quatre zones :

- dans le bassin de Tindouf (sur les deux flancs nord et sud) ;
- sur le flanc oriental redressé du bassin de Reggane (région de Bled el Mess : affleurement d'Aïn ech Chebbi-Hassi Taïbine, Reggane, et dans le Touat situé à 85 km au nord-ouest de Reggane) ;
- dans le bassin de Béchar (entre Abadla et Béchar, et au nord-est de Béchar) ;

- à la frontière algéro-malienne (Bordure sud des Eglab : dykes et sills énormes dans la région de Chegga et Oued Mdennah et les réseaux de dykes dans la région de Tni-Haïa).

En subsurface, la plupart des sondages effectués dans les bassins de Tindouf et de Reggane, ont traversé des roches éruptives injectées dans la série paléozoïque. Il en est de même pour les sondages réalisés à l'est de Béchar, où on retrouve ces roches dans la série triasique non érodée.

II.5.2. Le magmatisme Mésozoïque du bassin de Tindouf

a- En affleurement

a.1) Le flanc nord du bassin de Tindouf

Sur le bord nord du bassin de Tindouf, un impressionnant système de roches magmatiques s'étale sur 200 km d'est en ouest, et sur près de 150 km du nord au sud (en tenant compte du flanc sud de l'Anti-Atlas au Maroc) et forme l'un des plus beaux systèmes gabbro-doléritiques du monde [163].

Ces roches se présentent sous forme de :

- ***sills,*** qui sont la forme la plus répandue dans cette zone. Leur épaisseur varie de quelques dizaines de mètres à 170 m, et sont interstratifiés dans des couches allant de l'Emsien au Viséen supérieur [131], avec une nette prédominance dans les formations du Famennien et du Tournaisien [164]. Les couches sédimentaires sont métamorphisées au contact des sills. Ce métamorphisme se limite parfois à une pellicule de quelques centimètres, et peut atteindre jusqu'à 100 m [162]. Les plus importants systèmes de sills du flanc nord du bassin de Tindouf en Algérie, correspondant à ceux de Zémoul, d'Igma, d'Oum el Ksi et de Tinfouchy, se trouvent dans les couches du Dévonien supérieur, et celui d'Oum Oulili dans le Tournaisien ;
- ***dykes*** orientés NE-SO, qui recoupent toute la série paléozoïque depuis l'Infracambrien jusqu'au Carbonifère continental [158]. Leur épaisseur varie de 10 à 15 m. Rappelons que plus au nord, dans le territoire marocain, le grand dyke de Foum Zguid, d'une épaisseur de 100 à 150 m et d'une longueur dépassant 200 km, appartient au même système gabbro-doléritique du flanc nord du bassin de Tindouf ;
- ***cheminées***, se présentant sous l'aspect de petits massifs circulaires, qui recoupent les couches sédimentaires à l'emporte-pièce. Elles sont visibles au cœur des anticlinaux tels que l'anticlinal du Zémoul et d'Oum el Ksi [70]. Ces massifs ont souvent une forme vacuolaire due au dégagement des bulles de gaz [158].

Les rares descriptions pétrographiques des formations magmatiques situées en territoire algérien, sont très anciennes [165] et indiquent que se sont essentiellement des roches très fraîches, à structures doléritiques à ophitiques, composées essentiellement de labrador, d'augite et de magnétite. Aucune étude géochimique n'a été réalisée sur ces roches. Par contre, celles situées en territoire marocain, ont fait l'objet d'analyses détaillées en éléments majeurs et en traces [74]. Ces études ont montré que toutes ces roches sont des

tholéiites à quartz riches en titane, et qu'elles ressemblent aux dolérites mésozoïques à titane intermédiaire (ITi) de la PMAC.

Les différentes études menées sur les dolérites du flanc nord du bassin de Tindouf (comme celles du flanc oriental du bassin de Reggane) semblent poser un problème quant à l'âge de leur mise en place et celui du plissement majeur qui les a affectées. En effet, ces *études ont* montré que les sills doléritiques sont plissés avec les couches encaissantes. Une récente étude de terrain effectuée par la Sonatrach sur le flanc nord du bassin de Tindouf en Algérie [164] semble confirmer que les sills doléritiques sont plissés et se trouvent décalés par les mêmes décrochements qui déforment la série paléozoïque. Ceci pose le problème de l'existence d'une phase tectonique postérieure à l'hercynienne, probablement d'âge Jurassique qui aurait affecté cette partie du Sahara.

H. Hollard [70], dans une étude réalisée sur les relations des sills et des dykes avec les failles et les plis de la région, avait conclut que le magma s'est mis en place bien après le plissement en pénétrant un terrain déjà plissé et faillé, et aurait épousé la forme des terrains encaissants. Ainsi, il n'y aurait alors pas de contradiction entre l'âge supposé triasico-liasique de ces dolérites (comparativement à celles de Foum-Zguid au Maroc) et celui du plissement des couches, considéré comme hercynien.

G. Choubert et A. Faure-Muret [166] ont ensuite souligné qu'il était mécaniquement impossible que le magma doléritique ait pu se mettre en place après le plissement des roches encaissantes. Ils ont en outre, confirmé le plissement des dolérites avec les couches au sein desquelles elles ont été injectées. Ils ont conclut à un rajeunissement des âges K-Ar obtenus sur les sills de la région et sur le dyke de Foum Zguid, et que ces derniers se sont mis en place avant la phase hercynienne majeure.

Or, les études paléomagnétiques et géochronologiques confirment l'âge triasico-liasique de l'ensemble des dykes et des sills des régions avoisinantes et que leur mise en place est directement liée à l'ouverture de l'Atlantique central [167,86,96].

Ainsi, une mesure géochronologique K-Ar faite sur le sill d'Oum Oulili en Algérie [143] a donné un âge de 180 Ma. D'autres études de paléomagnétisme et de géochronologie effectuées par Hailwood et Mitchell [96] ont montré que les sills et les dykes de dolérites de la vallée du Dra, situés un peu plus au nord (Maroc) avaient donné un âge de 180 à 187 ± 4 Ma. Toutes ces mesures sont reprises dans le tableau 2.3. L'âge de mise en place du grand dyke de Foum Zguid a été estimé par A. Sebaï [13,86] à 196,9 ± 1,8 Ma en se basant sur des mesures géochronologiques obtenues par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar.

Cependant, comme le plissement de ces dolérites semble de plus en plus être confirmé, il semblerait qu'une phase tectonique majeure Jurassique aurait aussi affecté la région. Nous verrons que le même problème se pose pour les dolérites du bassin de Reggane et peut-être aussi pour l'âge du plissement de la chaîne d'Ougarta.

L'existence d'une phase tectonique jurassique dans la région est d'une importance majeure pour l'exploration pétrolière. Ainsi, les futures études doivent se pencher sur ce problème, notamment en effectuant des études de terrain détaillées et des datations géochronologiques précises sur ces dolérites, et leur relation avec les roches encaissantes, afin de confirmer ou d'infirmer l'existence de cette phase tectonique jurassique.

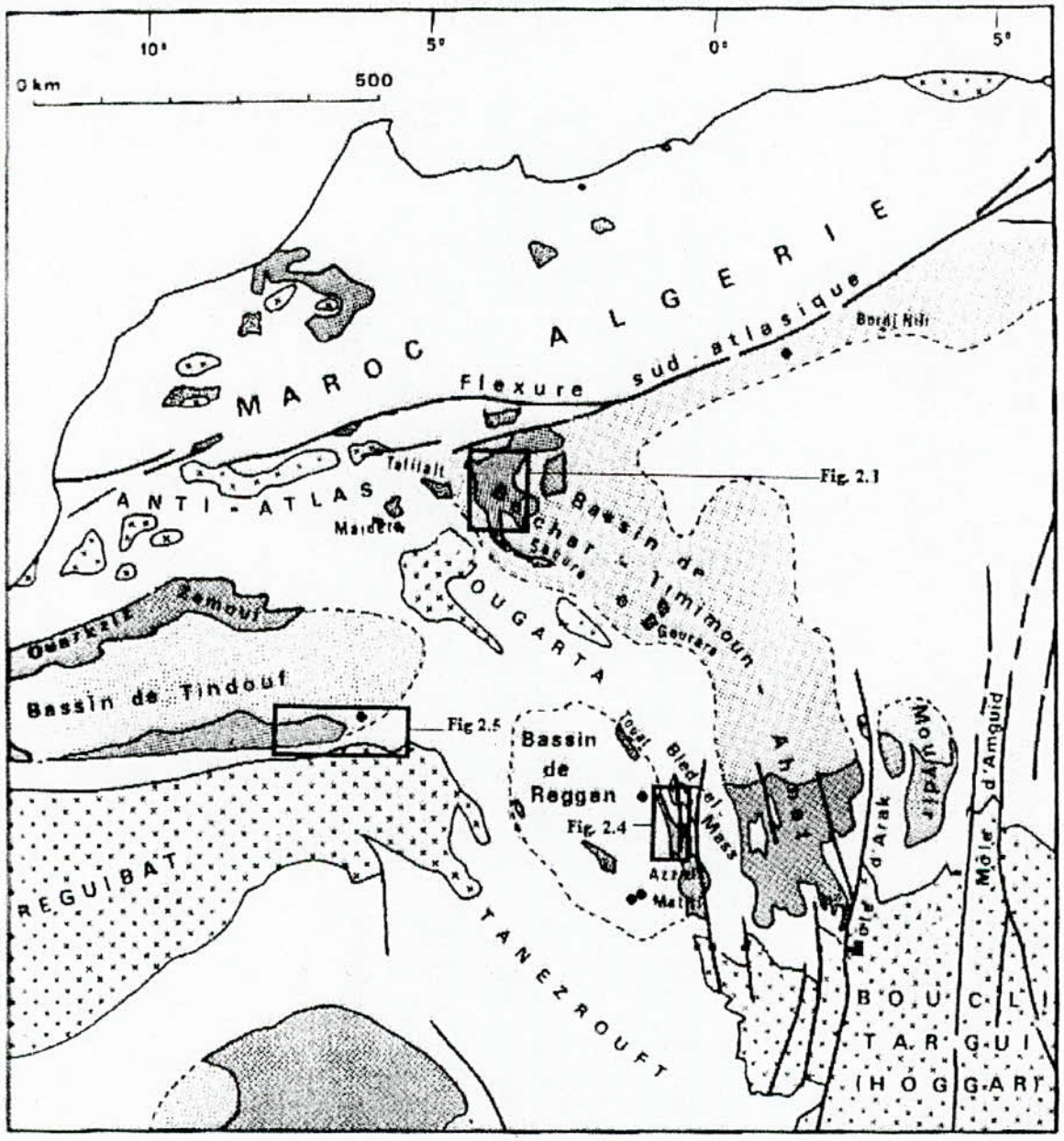


Figure 2.4 : Représentation des régions et des sondages étudiés.

Régions
• Positionnement des sondages

a.2) Le flanc sud du bassin de Tindouf

Toute la série paléozoïque du flanc sud du bassin de Tindouf est injectée par un vaste système de gabbro-dolérites [142,162] (figure 2.5). Comme sur le flanc nord du bassin de Tindouf, ces roches se présentent sous trois formes :

- ***en dykes***, qui correspondent au type de structure le plus répandu dans cette région. Il s'agit de longs dykes, généralement peu épais (1 à 10 m), dont un triple faisceau (bien visible sur la figure 2.5), orienté OSO-ENE recoupe la série paléozoïque du flanc sud du bassin de Tindouf entre les méridiens 6°10' et 8°30'Ouest. Notons aussi que les failles NE-SO et ENE-OSO recoupant cette région, sont liées aux montées magmatiques. A l'est, dans la région de Bou-Bernous, plusieurs dykes injectent des failles NE-SO ou N-S ;
- ***en sills***, qui sont rares et peu épais dans cette partie du bassin de Tindouf. Ils sont souvent injectés dans les formations argileuses du Famennien. D'autres sills affleurent parfois à l'est, dans la région de Bou-Bernous ;
- ***en massifs intrusifs***, probablement des « cheminées », sont également connus dans la région et affectent des surfaces importantes. C'est à ce type qu'il faut peut-être rattacher la formation doléritique étudiée par S. Guerrak [12] dans la région de Mecheri Abdelaziz, et décrite comme étant un neck.

En surface, ces roches sont souvent altérées et se présentent en boules. Un métamorphisme de contact se développe autour des montées magmatiques. Cet effet est beaucoup plus intense autour des sills et des cheminées, qu'autour des dykes.

Une description pétrographique sommaire des ces roches effectuée par P. Gevin [142] montre qu'elles sont composées essentiellement de labrador et de clinopyroxène. De l'amphibole, de la biotite et de parfois de l'olivine sont également présentes. La texture des roches est intersertale.

L'étude pétrographique de la dolérite de Mecheri Abdelaziz faite par S. Guerrak [12] a montré aussi que cette roche présente une texture intersertale et qu'elle est composée essentiellement de plagioclases de type bytownite, et de clinopyroxène. L'olivine, l'orthopyroxène, la biotite, le quartz, l'apatite, les minéraux opaques et les minéraux secondaires (chlorite et calcite) complètent la paragenèse. L'étude géochimique effectuée sur cette dolérite a montré la nature tholéiitique de la roche (tableau A.4 en Annexe).

Aucune datation géochronologique n'a été effectuée sur les dolérites du flanc sud du bassin de Tindouf.

b- En sondage

Il paraît que les roches magmatiques mésozoïques sont largement répandues dans la série paléozoïque de tout le bassin de Tindouf recouvert par la Hamada du Dra, puisque presque tous les sondages effectués dans cette région recoupent ces roches (figure 2.6) [131].

Au nord de Tindouf, ces roches sont surtout liées au Famennien. Au sud, elles ont été recoupées dans le Cambrien. Dans tous les cas, on y observe un métamorphisme de contact dans les couches situées au mur et au toit de ces formations magmatiques, ce qui prouve leur nature intrusive.

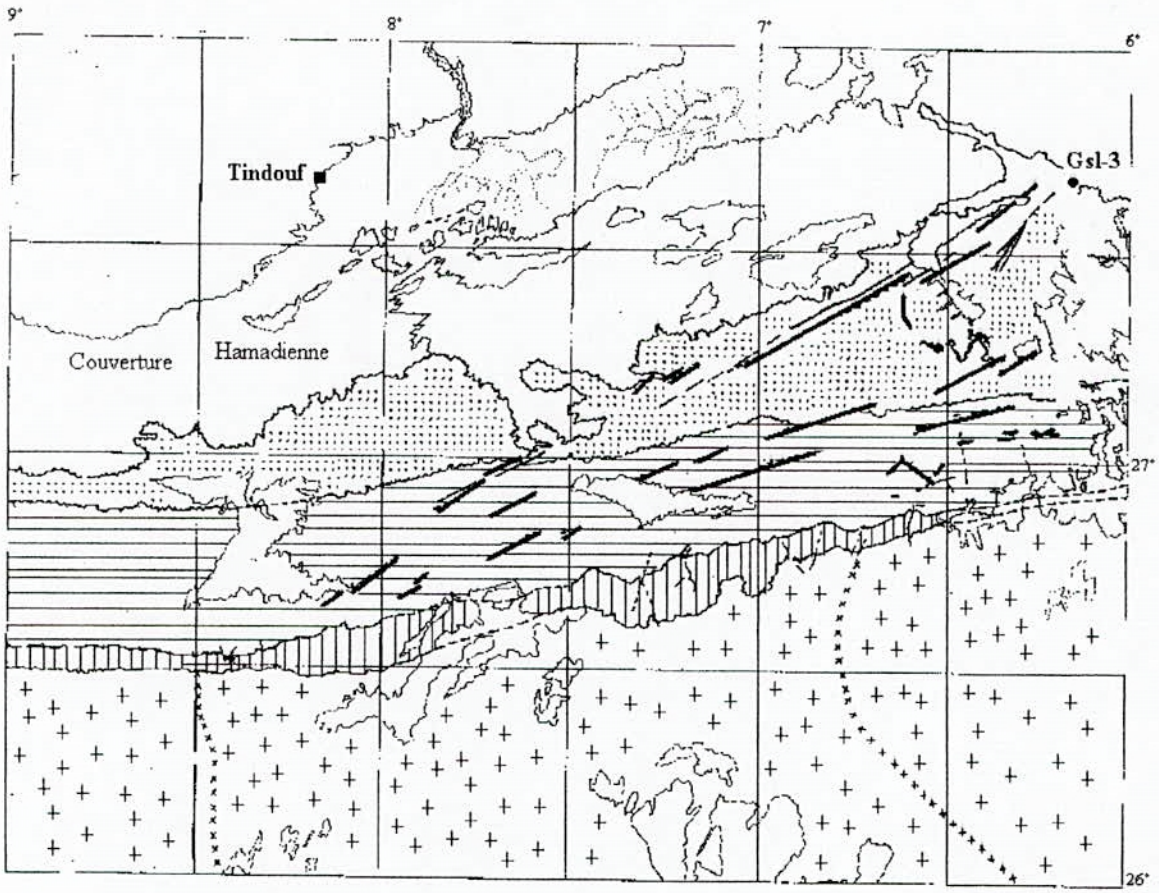


Figure 2.5 : Esquisse géologique de la région du flanc sud du bassin de Tindouf montrant la répartition des dykes doléritiques, ainsi que la position du sondage GSL-3.(d'après P. Gevin, [142]).

Dolérite

Failles

Carbonifère

Dévonien

Ordovicien-Silurien

Socle cristallin (Eglab)

En croisillon, les grandes lignes de fractures du socle cristallin.
GSL-3 : Sondage étudié.

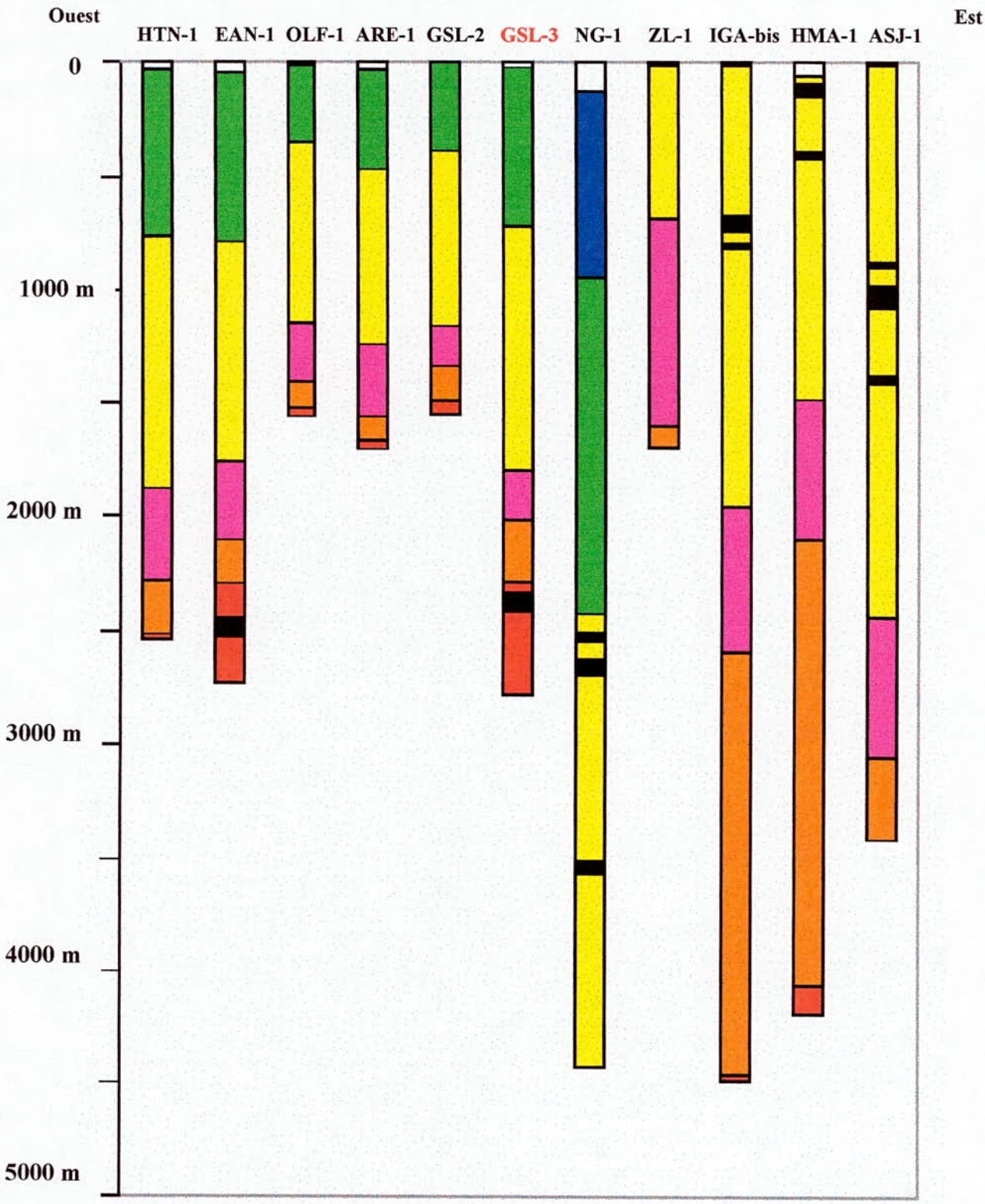


Figure 2.6 : Positionnement des roches magmatiques dans les sondages du bassin de Tindouf.

Dolérite ; Stéphanien+Namurien ; Viséen+Tournaisien ; Dévonien ;

Silurien ; Ordovicien ; Cambrien + Précambrien. GSL-3 : roche éruptive étudiée.

Le tableau A.1 en annexe résume les principales caractéristiques de ces roches rencontrées en sondage dans le bassin de Tindouf.

II.5.3. Le magmatisme Mésozoïque du bassin de Reggane

a- En affleurement

Les roches éruptives affleurent en surface sur le flanc oriental redressé du bassin de Reggane (Région de Bled el Mass à l'est, et dans le Touat au nord-est). Elles se présentent sous forme de sills et de dykes (figure 2.7) :

- ***dans le Touat***, à 85 km au nord-ouest de Reggane, ***deux sills de dolérite***, l'un interstratifié dans les couches du Famennien, et le second dans le Namurien, sont reliés par un ***dyke,*** qui recoupe le Dévonien et le Viséen jusqu'au Namurien [168,11] ;
- un autre ***système de sills*** et de ***dykes doléritiques*** affleure à quelques kilomètres à l'est et au sud-est de Reggane. Ce système, bien représenté sur la carte géologique au 1/200.000 de Reggane [161], comprend :
  - ***le sill d'Aïn ech Chebbi***, de direction nord-sud, qui se suit sur une dizaine de kilomètre et s'interstratifie dans le Tournaisien ;
  - ***les dykes de Hassi Taïbine***, qui recoupent toute la série paléozoïque jusqu'au Namurien continental. Il s'agit principalement de *deux dykes* orientés NE-SO, qui se rejoignent au sud-ouest dans le Namurien inférieur. *Le premier dyke*, orienté N50, recoupe *un sill* de direction N-S interstratifié dans le Namurien supérieur. A l'est, *ce dyke* semble alimenter *un second sill* de direction N-S interstratifié dans le Famennien. *Le second dyke*, de direction N70, communique avec *un sill* de direction N-S, dont l'extension et l'épaisseur semblent être considérable. *Ce sill* s'interstratifie dans les formations du Famennien et du Tournaisien, en épousant la forme plissée des roches encaissantes, et se suit sur plus de 100 km au sud ;
  - à une cinquantaine de kilomètres au sud-est de Reggane, un ***dyke*** orienté NE-SO (30°N), recoupe les séries du Tournaisien et du Viséen, et se suit sur plus de 20 kilomètres.

Une étude pétrographique et géochimique faite par la Sonatrach [169] a montré que ces roches sont des dolérites caractérisées par une structure ophitique à sub-ophitique. Les principaux minéraux sont les plagioclases et les clinopyroxènes, avec accessoirement de l'orthopyroxène, du feldspath potassique, du quartz secondaire, des oxydes de fer, de l'olivine et de l'apatite. Cette étude indique aussi que ces dolérites appartiennent à la série tholéiitique à quartz normatif (tableau A.4 en annexe).

Quelques datations géochronologiques par la méthode K-Ar ont été effectuées sur ces roches, et sont indiquées dans le tableau 2.3. Les études publiées par J. Conrad [143] indiquent un âge jurassique (164 à 192 Ma) pour deux échantillons du Touat et un autre de la région de Reggane. Une étude inédite plus récente de la Sonatrach [169] sur ces mêmes roches confirme leur âge Mésozoïque. De plus, les mesures effectuées sur les roches les plus fraîches (les sills d'Aïn ech Chebbi et le dyke de Hassi Taïbine) sont identiques à ceux des autres régions de la PMAC (199 à 201 Ma) et indiquent que toutes les roches de la région de Reggane, à l'instar des autres roches de la PMAC, se sont probablement mises en place à la limite Trias-Jurassique.

Une autre étude sur le paléomagnétisme des dolérites du bassin de Reggane a confirmé leur âge jurassique (limite Trias-Jurassique) [170].

Un récent travail a aussi montré qu'un évènement thermique majeur daté de 200 Ma (et donc contemporain de la mise en place des dolérites dans la région) a affecté le bassin de *Reggane* [171]. Cet évènement thermique serait le plus important qu'à connu le bassin durant son histoire. Rappelons qu'un évènement identique, d'âge triasico-liasique a été mis en évidence au Maroc [172].

Comme dans le cas des dolérites du flanc nord du bassin de Tindouf, des travaux indiquent que les dolérites du bassin de Reggane sont plissés et ont subi une schistosité de fracture. Il faut donc peut-être aussi admettre, qu'une phase tectonique jurassique a affecté le bassin de Reggane.

b- En sondage

Presque tous les sondages effectués dans le bassin de Reggane ont traversé des dolérites gisant sous forme de dykes ou de sills (figure 2.8). Les cartes sismiques ont montré que ces dolérites sont présentes en subsurface sur l'ensemble du bassin [169]. La dimension des sills peut dépasser 100 m d'épaisseur et 200 kilomètres de longueur. Le tableau A.2 en annexe donne le positionnement, les épaisseurs et les couches encaissantes de ces roches. Il ressort de la lecture de ce tableau que les dolérites du bassin de Reggane sont surtout répandues dans le Dévonien supérieur (Famennien) et à moindre degré dans le Carbonifère (Tournaisien, Viséen et Namurien). Ceci a été expliqué par le fait que ces couches sont essentiellement composées d'argiles, qui sont caractérisées par leur faible résistance, et où les sills doléritiques peuvent se mettre en place facilement en leur sein [169]. D'autre part, l'épaisseur importante de ces formations sédimentaires dans le bassin de Reggane a favorisé le dépôt des roches magmatiques car la quantité de leur mise en place augmente si les dimensions de l'intervalle sédimentaire venait à augmenter également [173]. Ces deux causes pourraient expliquer la prédilection des dolérites fini-triasiques pour les couches mentionnées précédemment.

II.5.4. Le magmatisme Mésozoïque du bassin de Béchar

a- En affleurement

Entre Béchar et Abadla, affleure un faisceau de dykes orientés NE-SO dont le principal est celui de Ksi-Ksou (figure 2.9). Epais de 20 à 50 m [174], il s'étend sur plus de 80 km en surface, et semble se poursuivre sous les terrains récents [137,148]. Des études aéromagnétiques ont indiqué que la longueur totale du dyke pourrait être de 800 km [63]. Ce dyke recoupe le Carbonifère supérieur et l'Autunien, dans lesquels il induit un léger métamorphisme avec développement de cornéennes [11]. Il est recouvert au nord par du Crétacé. Un système de petits dykes d'épaisseurs centimétriques à métriques et d'orientation N35 à N40 accompagnent le dyke de Ksi-Ksou [174,148]. L'ensemble de ces dykes s'est mis en place à l'intérieur de failles de direction N35 à N40. Les rejets verticaux de ces failles peuvent être importants. Ils atteignent 100 m pour la faille de Ksi-Ksou.

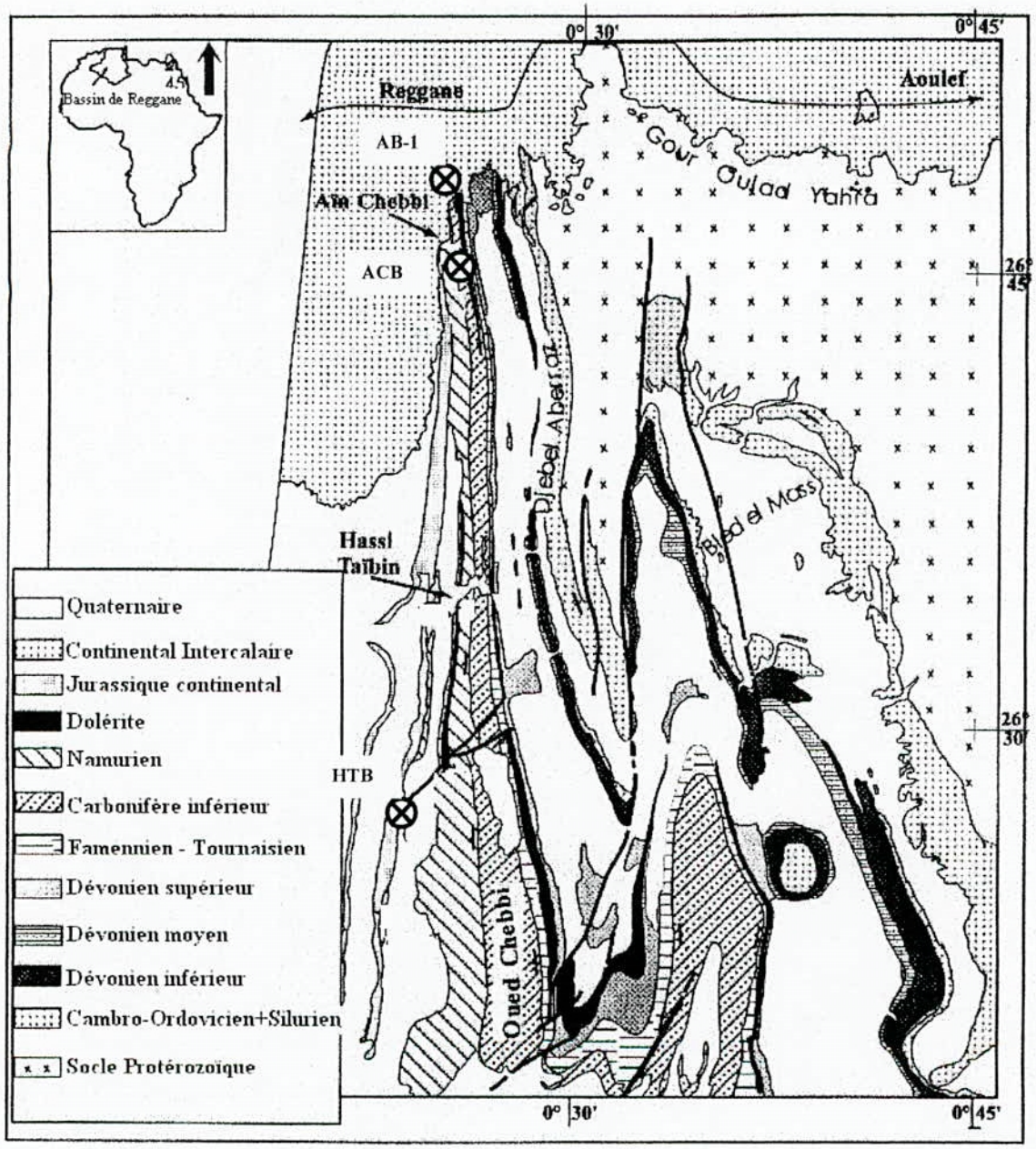


Figure 2.7 : Esquisse géologique de la région de Bled el Mass (Bassin de Reggane) montrant la localisation des sills et des dykes doléritiques (d'après B. Bayou et al. [170]).

⊗ Positionnement des échantillons étudiés.

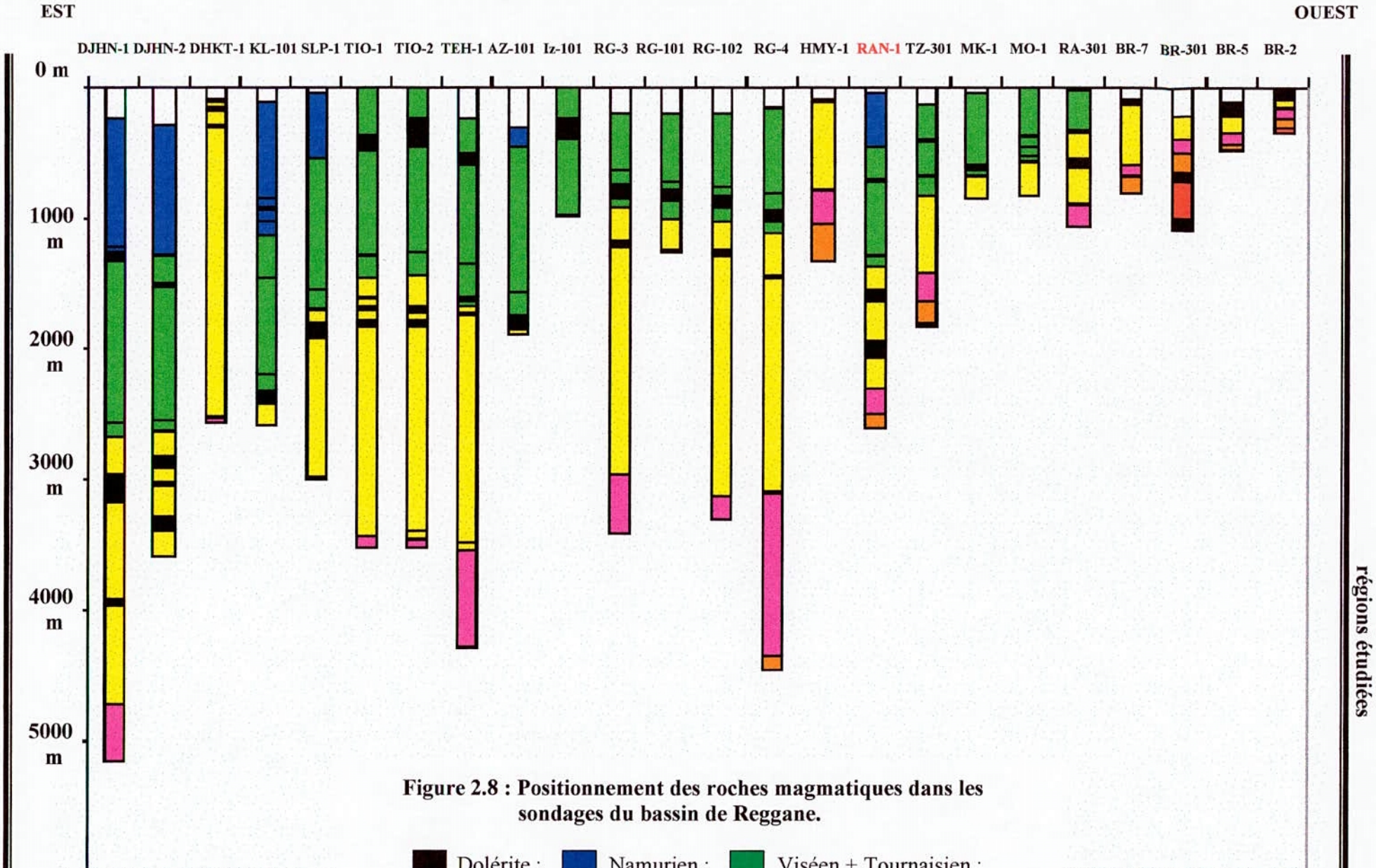


Figure 2.8 : Positionnement des roches magmatiques dans les sondages du bassin de Reggane.

Quelques études pétrographiques indiquent que la roche du dyke de Ksi-Ksou est une dolérite à texture intergranulaire ou ophitique, composée essentiellement de plagioclase, d'augite et de titanomagnétite [174,13]. La composition chimique de la roche serait tholéiitique [13].

Les datations par les méthodes K/Ar et $^{39}Ar/^{40}Ar$, effectuées sur roches totales du dyke de Ksi-Ksou [13,86,155] ont donné des âges de 194, 194,5 ± 4 et 198 ± 1,8 Ma (tableau 2.3). Ceux-ci montrent que le dyke de Ksi-Ksou fait partie des vastes systèmes de dykes de la PMAC.

Au nord-ouest d'Abadla, deux coulées de basaltes (le massif volcanique de Zérigat), de 10 à 15 m d'épaisseur reposent sur les formations rouges autuniennes et sont recouvertes par les grès de la Hamada tertiaire [11]. La description pétrographique de la roche composant ce massif faite par P. Deleau [174] indique qu'elle est essentiellement formée d'augite et de plagioclase (labrador). Macroscopiquement, la roche présente par endroit la texture d'une lave refroidie rapidement en affleurement. Selon J. Fabre [11], il pourrait s'agir de coulées de basaltes alimentés par les dykes doléritiques qui affleurent dans la région.

Enfin, au nord-est de Béchar, deux coulées de basaltes de 6 à 7 m d'épaisseur gisent à la base d'une série supposée triasique [147]. Ces deux coulées sont séparées par des niveaux centimétriques de roches carbonatées.

b- En sondage

En subsurface, les forages effectués à l'est de Béchar (région d'Oued Namous) ont recoupé des formations basaltiques supposées être des coulées, de 10 à 100 m d'épaisseur dans des formations triasico-liasiques (figure 2.10) [18]. Ces coulées occupent une surface de plus de 9000 km^2 [78]. Elles reposent sur divers niveaux du Dévonien et du Carbonifère et sont surmontées par des formations lagunaires liasiques. Les rapports de sondages décrivent ces roches comme étant des dolérites, mais une autre étude semble indiquer que se sont plutôt des coulées de basaltes altérés [32]. Cette étude indique aussi que ces coulées sont situées à la limite Rhétien-Hettangien (Trias-Jurassique), résultat obtenu par palynologie. Ils sont donc contemporains aux coulées basaltiques de la PMAC, situées au Maroc et en Amérique du Nord. Des analyses géochimiques effectuées sur des échantillons de deux sondages différents ont montré leur affinité tholéiitique (tableau A.4 en Annexe).

Des roches éruptives intrusives (décrites comme étant des dolérites altérées) dans les formations paléozoïques du Grand Erg occidental sont également connues (sondage HMK-1) (figure 2.11).

Le tableau A.3 en annexe donne le positionnement, les épaisseurs et les couches encaissantes de ces roches.

II.5.5. Conclusion

L'importante activité magmatique, qui a accompagnée la fragmentation de la Pangée à la fin du Trias et au début du Jurassique, s'est étendue sur la plate-forme saharienne algérienne où on retrouve ses manifestations sous forme de sills et de dykes recoupant la série paléozoïque des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar (et aussi dans le bassin de Taoudenni).

Selon J. Fabre et al. [145], des coulées basaltiques énormes (dépassant 1000 m d'épaisseur) se seraient mises en places dans ces régions, et dont l'érosion durant le Jurassique et le Crétacé en ont effacé les traces. Aujourd'hui il ne reste que de rares témoins de ces coulées, principalement dans la région de Béchar. L'ablation de ce manteau de laves basaltiques dans la région a du provoqué des mouvements épirogéniques dus à un rebond isostatique.

L'importance de ce magmatisme dans cette région ouest de la plate-forme saharienne a été sous-estimée, très peu d'études sur la PMAC mentionne son existence. Or, une première estimation sur le magmatisme de l'ouest de la plate-forme saharienne donne une superficie de 10^6 km^2, qu'il faudra ajouter à celle déjà connue de la PMAC.

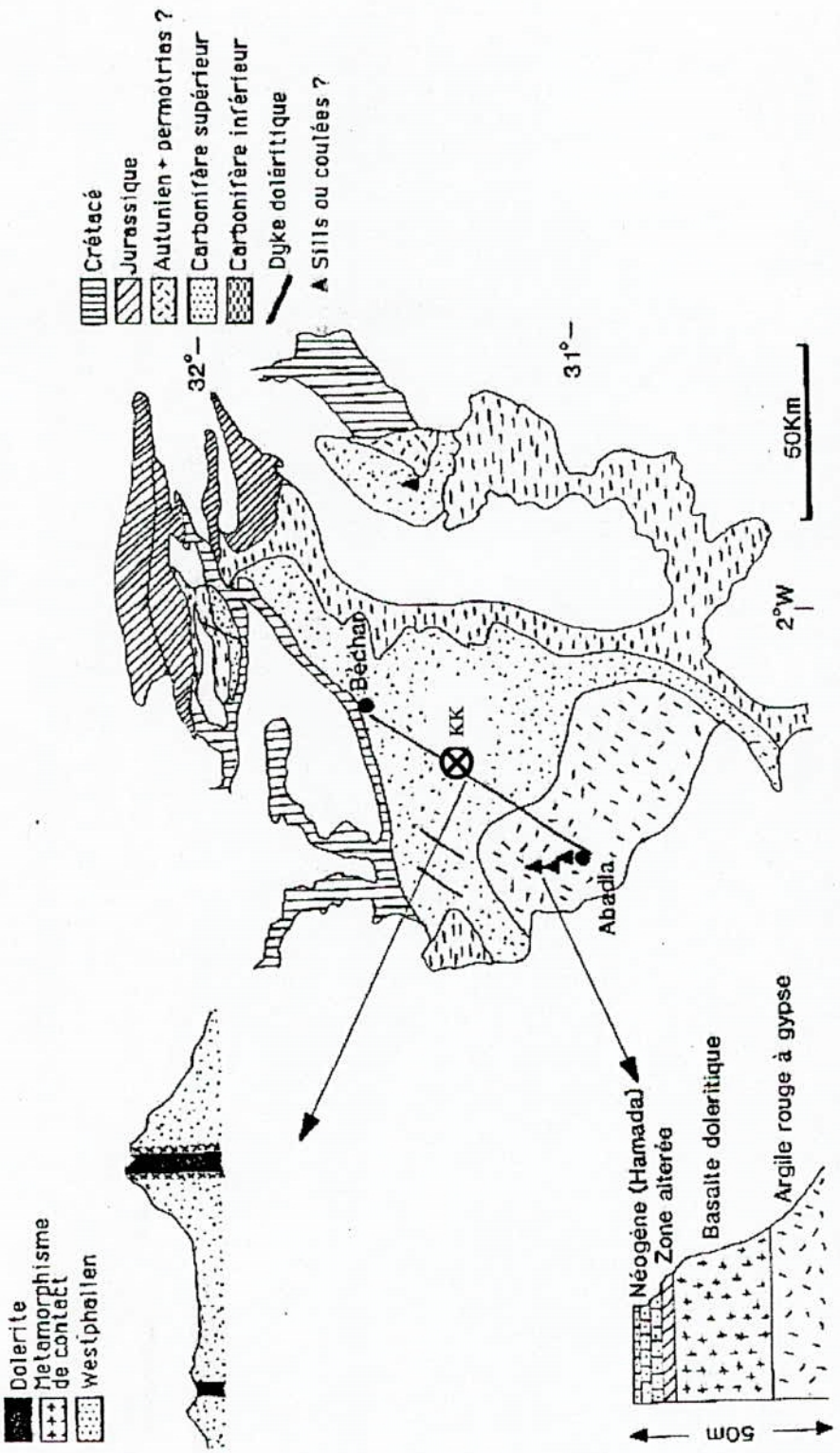


Figure 2.9 : Esquisse géologique de la région de Béchar-Abadla (d'après J. Fabre [11]).

⊗ Positionnement de l'échantillon KK.

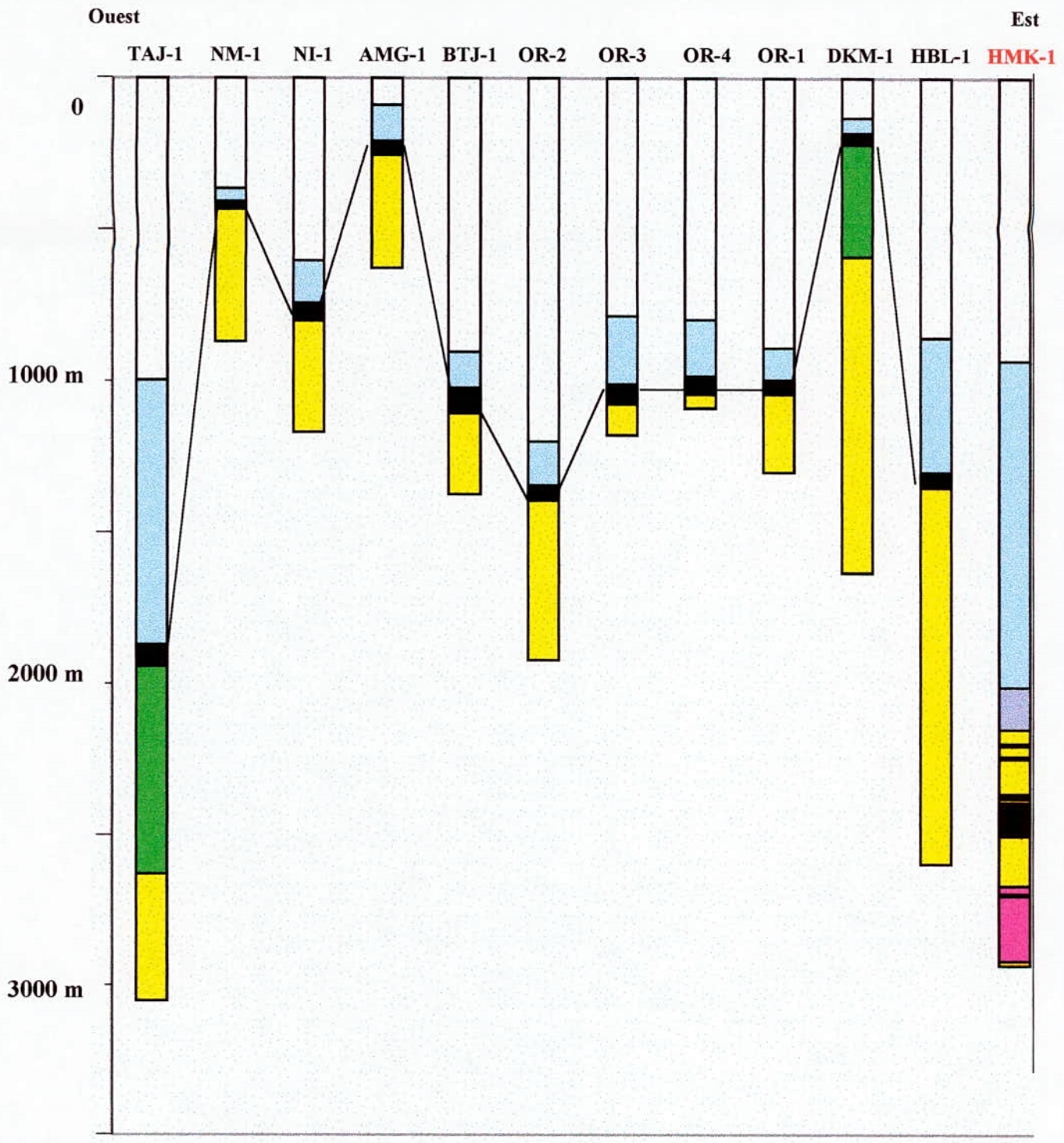


Figure 2.10 : Positionnement des roches magmatiques dans les sondages du bassin de Béchar.

Dolérite ; Tertiaire+Continental intercalaire ; Jurassique ; Trias ;

Carbonifère ; Dévonien ; Silurien ; Ordovicien ; HMK-1 : Roche éruptive étudiée

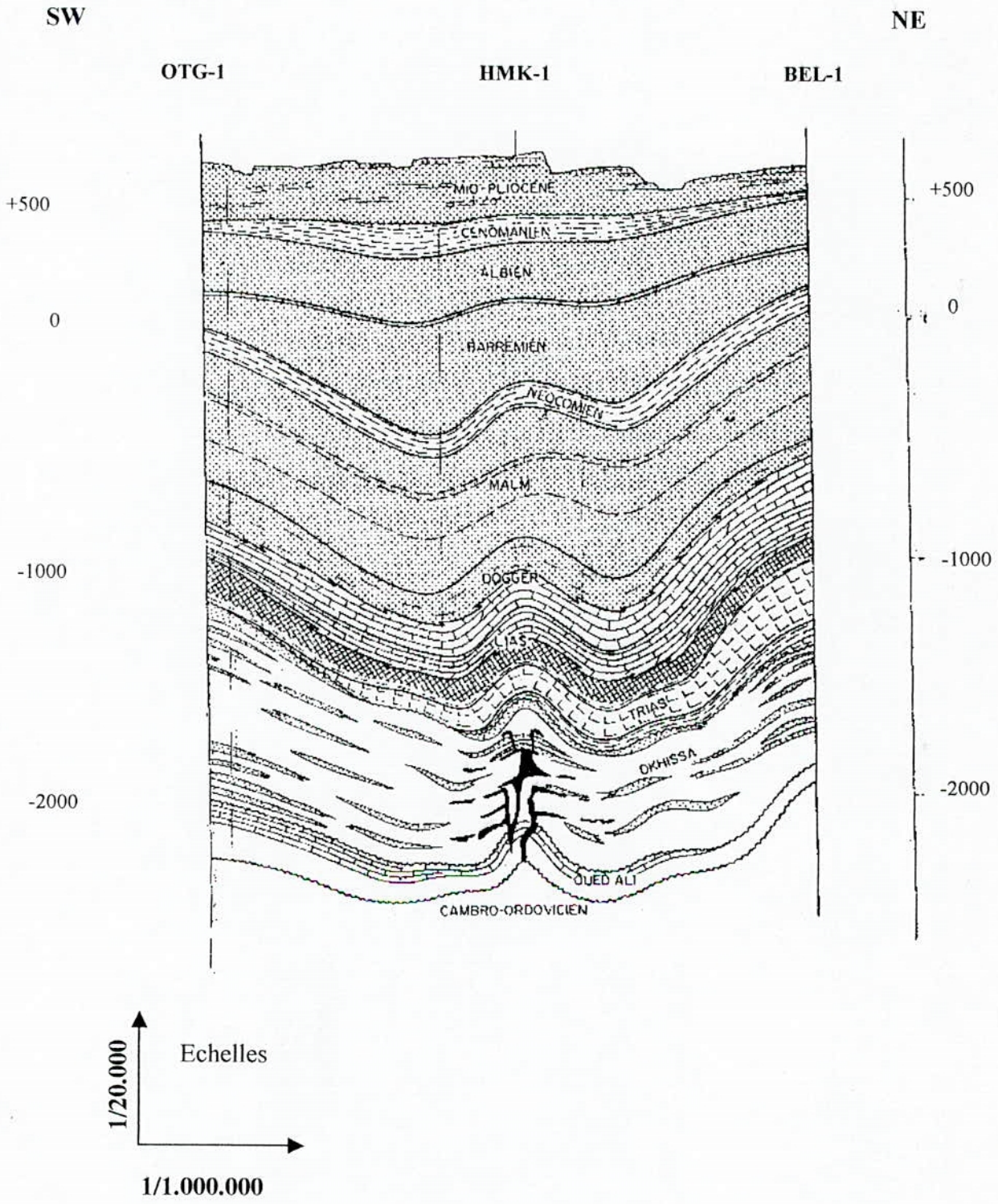


Figure 2.11 : Coupe du sondage HMK-1.
En noir : les roches magmatiques du sondage.

	Type de formation	Localisation	Méthode de datation	Nature de l'échantillon	Age (Ma)	Référence
Flanc nord du bassin de Tindouf	MC 14. Sill de dolérite	Vallée du Dra.	K-Ar	Roche totale	184,2 ± 4.0 187,2 ± 4.0	[96]
	MC 15. Sill de dolérite	Vallée du Dra	K-Ar	Roche totale.	190,3 ± 3.0 187,2 ± 3.0	[96]
	MC 16. Sill de dolérite	Vallée du Dra	K-Ar	Roche totale	187,2 ± 3.0 185,2 ± 4.0	[96]
	JC-1400 sill de dolérite	Anticlinal du Zemoul (Oum Oulili)	K-Ar	Roche totale	180	[143]
Bassin de Reggane	Dolérite	Touat	K-Ar	Roche totale	185	[13]
	Dolérite	Touat	K-Ar	Roche totale.	192	[13]
	M 3006	Touat	K-Ar	Roche totale	164 ± 2	[169]
	JC-1644 sill	Reggane	K-Ar	Roche totale	168,9	[143,13]
	M2304 sill	Reggane	K-Ar	Roche totale	**196 ± 5**	[169]
	M2303 sill	Reggane	K-Ar	Roche totale	**202 ± 2**	[169]
	M1401-H dyke	Reggane	K-Ar	Roche totale	**199 ± 2**	[169]
	M 1401-T sill	Reggane	K-Ar	Roche totale	187 ± 1	[169]
	M 1408-H dyke	Reggane	K-Ar	Roche totale	**196 ± 3**	[169]
Bassin de Béchar	Dyke de Ksi-Ksou	Bassin de Béchar	K-Ar	Roche totale	194,5 ± 4	[155]
	Dyke de Ksi-Ksou	Bassin de Béchar	K-Ar	Roche totale	194	[13]
	Dyke de Ksi-Ksou	Bassin de Béchar	^{40}Ar / ^{39}Ar	Plagioclases	198 ± 1.8	[13,86]

Tableau 2.3 : Datation des dolérites des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar.

Chapitre III

Etude pétrographique



III.1. Introduction

Les échantillons que nous avons étudiés proviennent des structures suivantes :

- le dyke de Ksi-Ksou (échantillon KK) (Béchar) ;
- le dyke de Hassi Taïbine (échantillon HTB) (Reggane) ;
- le sill d'Aïn ech Chebbi (échantillons AB-1 et ACB) (Reggane) ;
- sill ou dyke dans le Viséen du sondage RAN-1 (échantillon RAN-1) (bassin de Reggane) ;
- sill en subsurface dans la région de Brini (échantillons S-28 et S-29) (sud du bassin de Reggane) ;
- sill ou dyke au-dessus du socle du sondage GSL-3 (échantillons GSL-3a, GSL-3b et GSL-3c) (bassin de Tindouf) ;
- sills ou dykes dans le Silurien et le Dévonien du sondage HMK-1 (échantillons HMK-1a, HMK-1b, HMK-1c et HMK-1d) (est de Béchar).

Sont données en annexe la localisation géographique des échantillons (tableau A.5), ainsi qu'une description détaillée des différents sondages étudiés (tableaux A.6-A.9 et figures A.1-A.8).

Des lames minces ont été effectuées sur l'ensemble des échantillons de ces roches.

L'étude pétrographique des échantillons a été réalisée au microscope polarisant sur lames minces. En outre, les échantillons ont été analysés par diffraction X au Laboratoire des rayons X (Département de Sédimentologie, CRD Sonatrach, Boumerdès) sur un diffractomètre de rayons X, Philips PW 1710 (poudres).

Pour chaque lame mince, nous avons effectué une analyse modale manuelle, en balayant la lame avec un pas de 1 mm, et la proportion de chaque minéral est donnée en pourcentage (%) par rapport à la roche totale. Les résultats de cette analyse, ainsi que les caractéristiques pétrographiques principales des échantillons étudiés sont résumés dans le tableau 3.1.

III.2. Description pétrographique des échantillons

III.2.1. Le dyke de Ksi-Ksou, Béchar (KK)

a- Description de l'échantillon KK

La roche est massive, noire, avec un enchevêtrement de lattes de plagioclases visibles à l'œil nu. Quelques taches rouges (rouille) sont parfois visibles. L'échantillon étudié est relativement frais

Au microscope, la roche présente une texture doléritique (intergranulaire) (photos III.1 et III.2). Les minéraux primaires sont constitués essentiellement par les plagioclases (labrador), les clinopyroxènes (augite) et les minéraux opaques. Les minéraux d'altération (rares) sont représentés par de l'amphibole verte (ouralite), de l'épidote, de la chlorite et plus rarement de la calcite.

Cette roche est une dolérite.

- Les plagioclases (50%) relativement frais, sont très abondants et se présentent en lattes subautomorphes s'appuyant les unes sur les autres avec deux populations différentes :

  - des phénocristaux, rares (5%), automorphes à macles polysynthétiques, dont la taille se situe autour de 1,5 mm ;
  - des cristaux de taille moyenne plus abondants, disposés en charpente laissant des espaces interstitiels occupés par le pyroxène. Leur taille est de 0,5 mm environ.

  Les mesures au microscope optique indiquent un taux d'anorthite qui est compris entre 60 et 65 %. Les plagioclases de cet échantillon correspondent donc à du labrador. Ce résultat est confirmé par l'analyse aux rayons X.

- Les clinopyroxènes (29%) généralement xénomorphes, occupent les interstices entre les lattes de plagioclases. La taille de la plupart de ces minéraux se situe autour de 0,1 mm. D'autres minéraux, se présentent en cristaux automorphes de dimension maximale de 1 mm. Ils sont maclés suivant h1 et englobent partiellement les lattes de plagioclases. Les clivages sont rares. L'étude microscopique et l'analyse à la diffraction X des phénocristaux de ces minéraux indiquent qu'il s'agit d'augite. Cependant, il est possible que la pigeonite soit aussi présente parmi les cristaux de petite taille. De l'amphibole verte (ouralite) remplace parfois l'augite.

- Les minéraux opaques (9%), sous forme de cristaux xénomorphes et généralement aciculaires, sont éparpillés dans la totalité de la roche. Ils sont assez souvent associés à une matière de couleur brun foncé à noire qui occupe la mésostase.

- Comme minéraux accessoires, nous notons l'existence de minuscules cristaux hexagonaux d'apatite.

- Les minéraux d'altération sont surtout représentés par une amphibole verdâtre ou brunâtre et fibreuse (ouralite) qui épigénise le pyroxène. Cette amphibole secondaire est parfois remplacée par de la chlorite. L'épidote est très rare. Signalons aussi l'existence de quelques grains de calcite xénomorphes, dont la taille est de 0,5 mm, qui sont entourés par une matière brunâtre (photos III.3 et III.4). Notons que ces différents produits d'altération sont rares, et que les minéraux principaux (labrador et augite) sont généralement très frais.

- Les interstices de la charpente doléritique sont parfois occupées par des produits amorphes de couleur brun foncé à noire, associés aux minéraux opaques. Ajoutons aussi que de la silice amorphe cristallise parfois entre ces interstices.

b- Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche KK

Apatite - minéraux opaques - phénocristaux de labrador - labrador de tailles moyennes - augite.

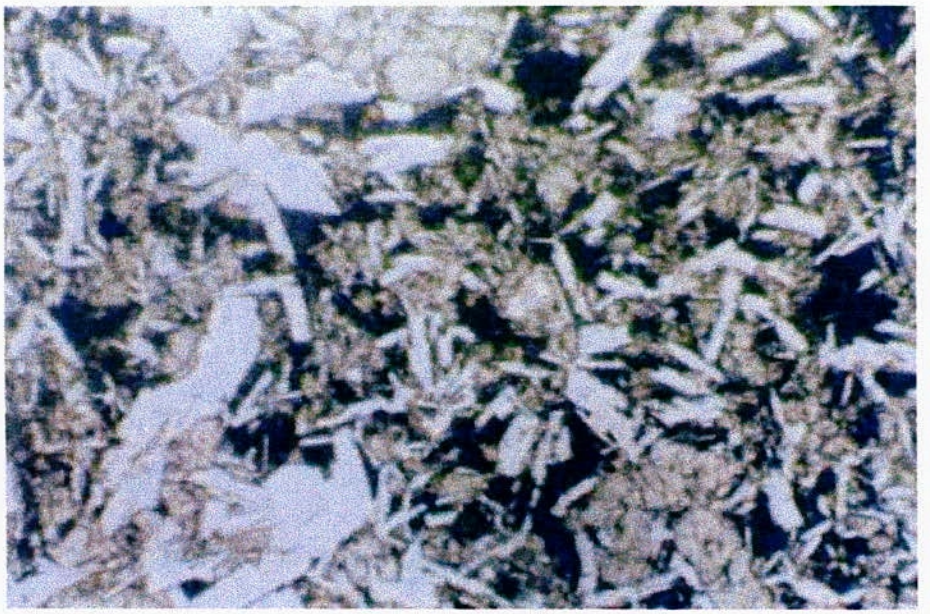


Photo III.1 : Lame mince de l'échantillon KK (Ksi-Ksou, Béchar) en lumière naturelle : texture doléritique, plagioclases (en blanc) et augite (brun)(Grossissement : 32x).



Photo III.2 : Même lame mince que la photo III.1 en lumière polarisée (Grossissement : 32x).

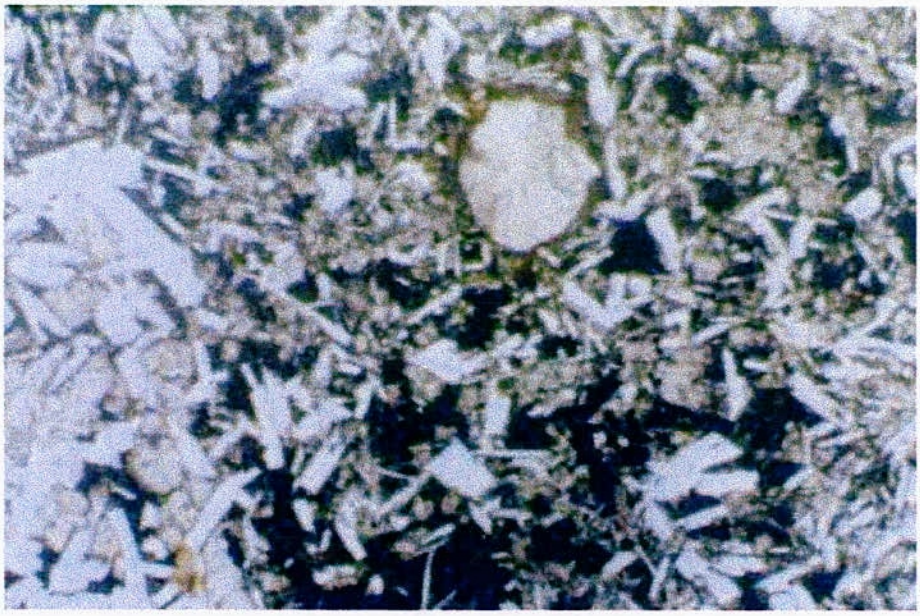


Photo III.3 : Lame mince de l'échantillon KK (Ksi-Ksou, Béchar) en lumière naturelle où on remarque en haut de la photo, une calcite entourée d'une matière brunâtre (Grossissement : 32x).

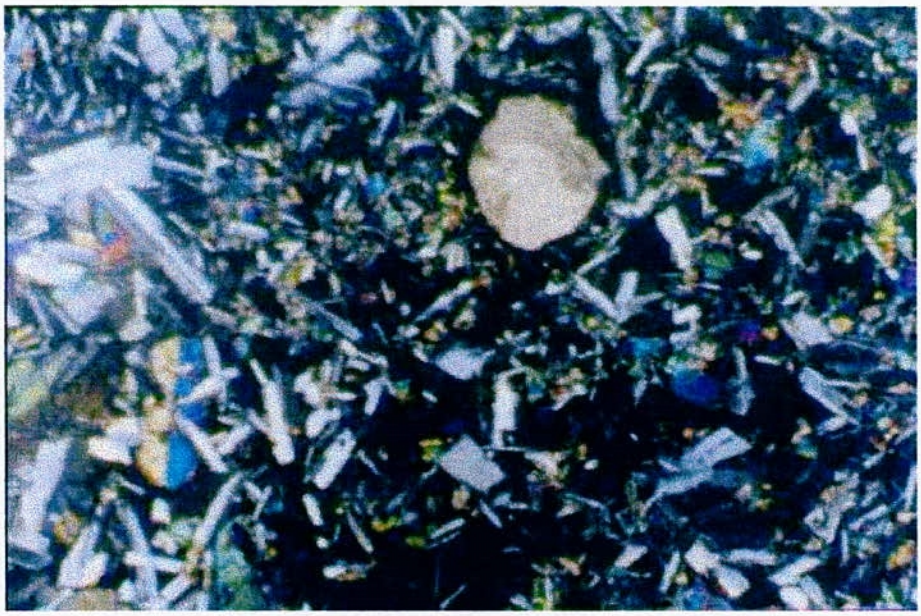


Photo III.4 : Même lame mince que la photo III.3 en lumière polarisée (Grossissement : 32x).

III.2.2. Le dyke de Hassi Taïbine, Reggane (HTB)

a- Description de l'échantillon HTB

La roche est assez compacte, de couleur verte et relativement altérée. A l'œil nu, des lattes de plagioclases y sont visibles.

Microscopiquement, la roche présente une texture doléritique à intersertale (photos III.5 et III.6). Les minéraux principaux sont les plagioclases (labrador), les clinopyroxènes (augite), l'olivine et les minéraux opaques. Les minéraux d'altération (abondants) sont représentés par de l'amphibole verte, de la chlorite, de l'épidote et de la biotite.

La roche présente les caractéristique d'une dolérite, bien qu'elle soit relativement altérée. On doit tenir compte de cette dernière remarque dans l'interprétation des résultats de l'étude géochimique.

- Les plagioclases (47%), en lattes dont la taille varie de 0,5 à 0,8 mm, sont indemnes de toute altération et ont une composition de labrador An_{55-60}. Des mesures au microscope optique indiquent parfois un taux d'anorthite plus faible, qui est de l'ordre de 40 %. La diffraction X indique un taux d'anorthite variable. Certains cristaux sont tordus et cassés, caractères qu'on rencontre assez souvent dans la roche des échantillons ACB et AB-1 (sill d'Aïn ech Chebbi).

- Les clinopyroxènes (20%) sont parfois maclés (100), et se présentent le plus souvent sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes, dont la taille varie de 0,5 à 0,7 mm. Ils correspondent à de l'augite, et sont souvent épigénisés par de la chlorite ou par de l'amphibole secondaire.

- L'olivine est rare. Elle est complètement transformée en chlorite et plus rarement en iddingsite. Les cristaux primaires sont reconnaissables par la forme et les cassures caractéristiques de l'olivine, qui ont été conservées. Leur taille varie de 0,08 mm pour atteindre parfois 0,4 mm. En outre, ces cristaux sont souvent associés en agrégats.

- Les minéraux opaques, relativement rares, se localisent dans les interstices de la roche sous l'aspect de plages de formes quelconques. Quelques uns de ces minéraux prennent une coloration rouge sombre en lumière naturelle, et pourrait correspondre à des fantômes d'olivine entièrement transformée en iddingsite.

- Les minéraux d'altération sont relativement abondants et donnent à la roche sa coloration verdâtre. Il s'agit principalement d'une chlorite de couleur verte qui remplace les cristaux d'augite (photos III.7 et III.8). La forme de cette dernière ainsi que ses clivages restent parfois intacts. L'amphibole verte (ouralite) est également visible, et remplace aussi le clinopyroxène. L'ouralitisation débute généralement par la périphérie du minéral, et se propage ensuite vers le centre. De l'épidote de couleur jaunâtre apparaît à la bordure de certains cristaux d'augite. Elle se trouve parfois à l'intérieur des plagioclases, mais dans ce dernier cas, elle reste assez discrète. De couleur rouge, la biotite secondaire apparaît également dans la roche, et se présente sans forme définie, mais souvent en paillettes très fines .

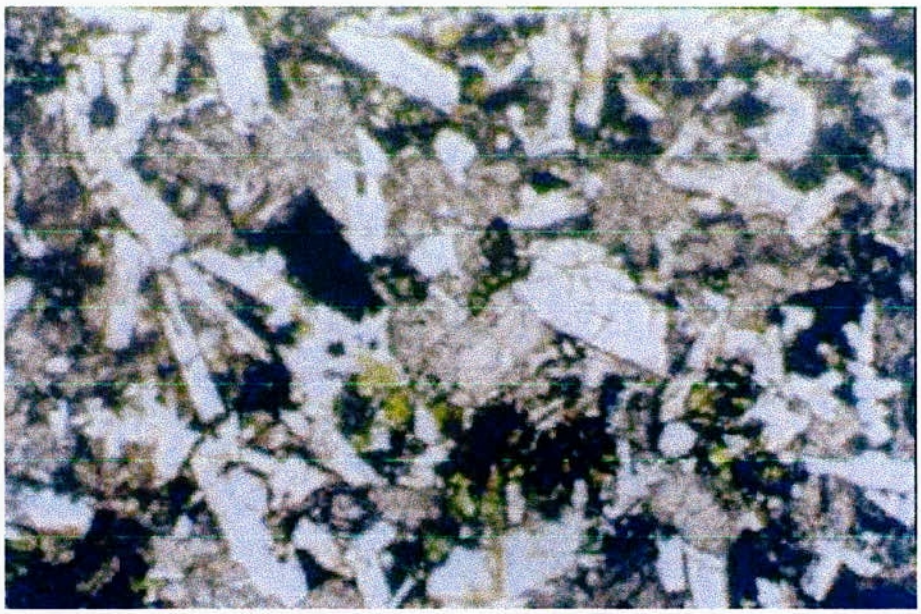


Photo III.5 : Lame mince de l'échantillon HTB (Hassi Taïbine, Reggane) en lumière naturelle : texture doléritique, plagioclases (en blanc), augite (brun) et olivine chloritisée (en vert foncé) au centre et en bas de la photo (Grossissement : 32x).

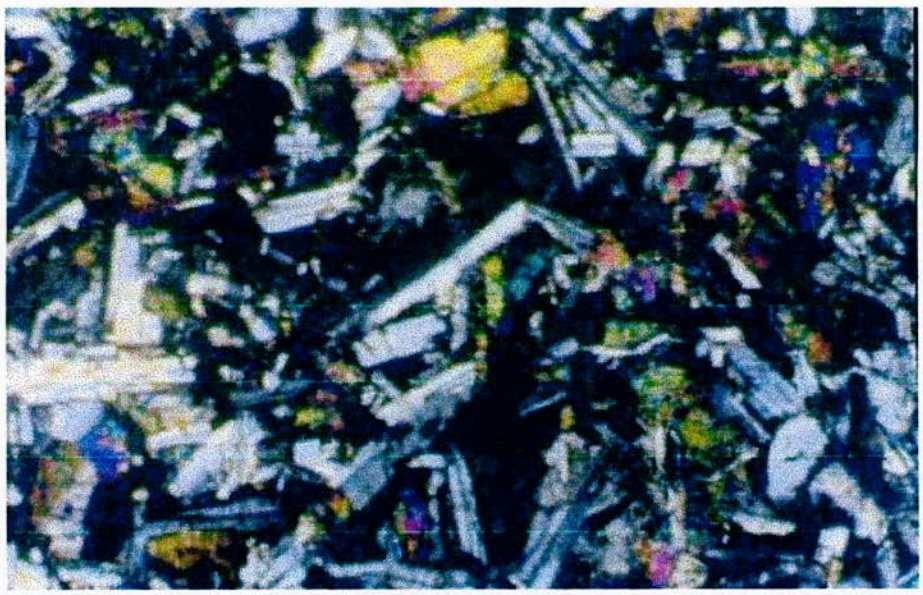


Photo III.6 : Autre lame mince de l'échantillon HTB (Hassi Taïbine, Reggane) en lumière polarisée : texture doléritique, plagioclases maclés et augites colorées (Grossissement : 32x).

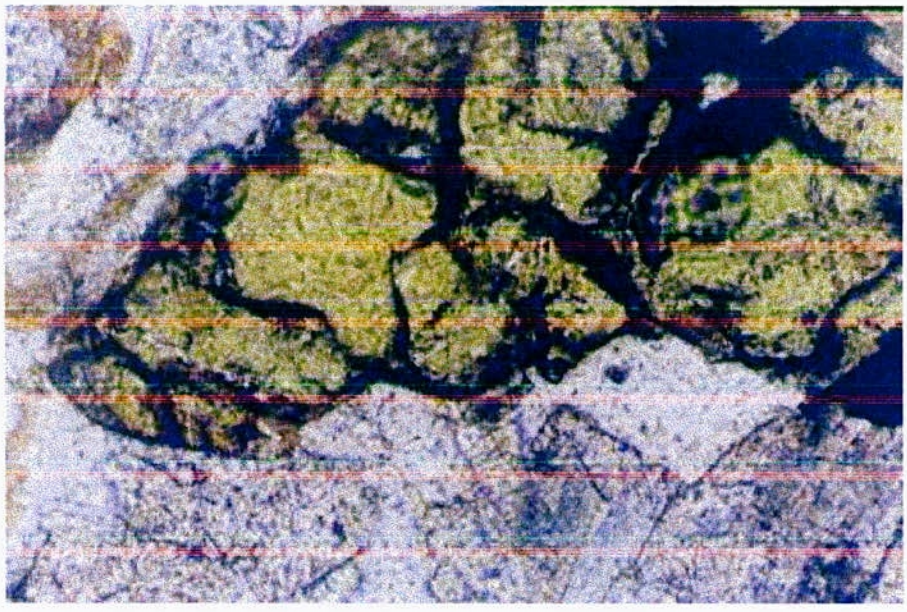


Photo III.7 : Lame mince de l'échantillon HTB (Hassi Taïbine, Reggane) en lumière naturelle montrant une chlorite, assez abondante dans cet échantillon (Grossissement : 200x).

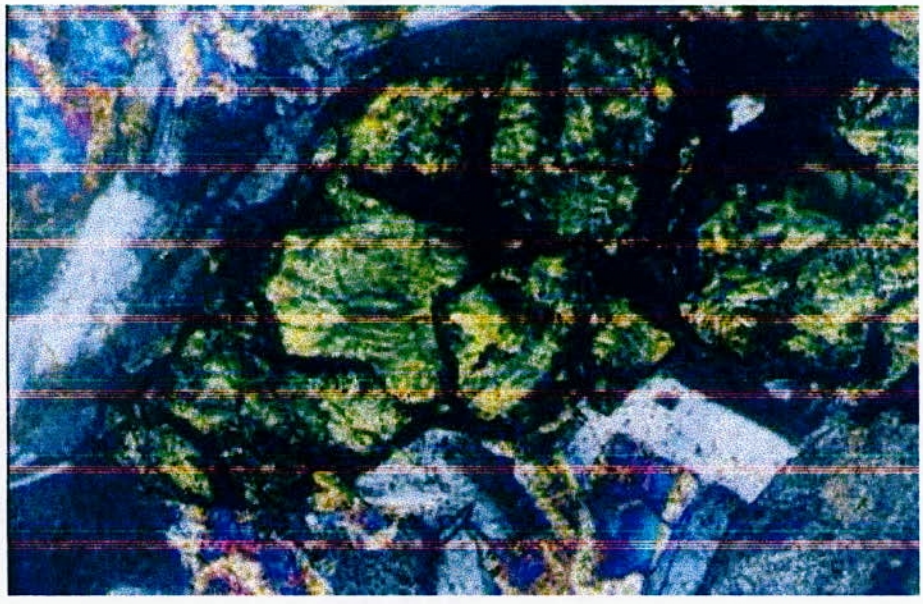


Photo III.8 : Même lame mince que la photo III.7 en lumière polarisée (Grossissement : 200x).

b- Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche HTB

Olivine - minéraux opaques - plagioclases et pyroxènes.

III.2.3. Le Sill d'Aïn ech Chebbi (AB-1 et ACB)

a.1) Description de l'échantillon AB-1

La roche, massive et noire, contient des lattes de plagioclases facilement discernables à l'œil nu.

L'observation microscopique de cette roche met en évidence sa texture doléritique (photos III.9 et III.10), les minéraux principaux de cette roche sont le plagioclase (labrador), le clinopyroxène (augite) et les minéraux opaques. La biotite, l'apatite en fibres et le zircon sont également présents en traces. Les minéraux d'altération sont l'ouralite, la séricite et la chlorite. Enfin, une matière grisâtre contenant de la silice amorphe remplie les vides entre les interstices de la roche.

- Les plagioclases (45%) se présentent sous forme de lattes maclées albite, dont la taille varie de 0,5 à 1 mm. Les mesures faites sur ces plagioclases indiquent un taux d'anorthite compris entre 55 et 60 % (labrador). Sur les plus gros cristaux, on observe parfois le développement de fines paillettes de séricite. Des inclusions d'aiguilles d'apatite sont également signalés. Certains cristaux de plagioclases sont tordus (photo III.11).

- Les clinopyroxènes (23%) sont généralement xénomorphes. Ils sont parfois allongés et maclés (100). Leur taille varie de 0,15 à 0,4 mm pour les individus xénomorphes et de 0,8 à 1 mm pour les cristaux allongés. La diffraction X indique qu'il s'agit d'augite. Les clinopyroxènes sont assez souvent transformés en amphibole verte (ouralitisation).

- Les minéraux opaques sont assez abondants dans la roche (17 %) avec une répartition tout à fait anarchique. Généralement xénomorphes à subautomorphes, leur taille varie de 0,15 à 0,4 mm. Malgré leur abondance, les rayons X n'ont pas permis de déterminer leur nature.

- La biotite se présente sous forme de minuscules cristaux fortement pléochroïques, dont le taille ne dépasse pas 80 µ. Ils prennent parfois une forme circulaire.

- L'apatite est rare et se présente sous forme d'aiguilles en inclusions à l'intérieur des cristaux de plagioclases. Du zircon ou du sphène sont également visibles.

- Les minéraux d'altération sont principalement l'amphibole verte (ouralite), la séricite et l'épidote. L'ouralite remplace partiellement ou totalement les cristaux d'augite en prenant un aspect fibreux et plus ou moins déchiqueté. La séricite épigénise parfois les plagioclases, mais ces derniers sont généralement frais. Les grains d'épidote existent dans les plagioclases et les clinopyroxènes.

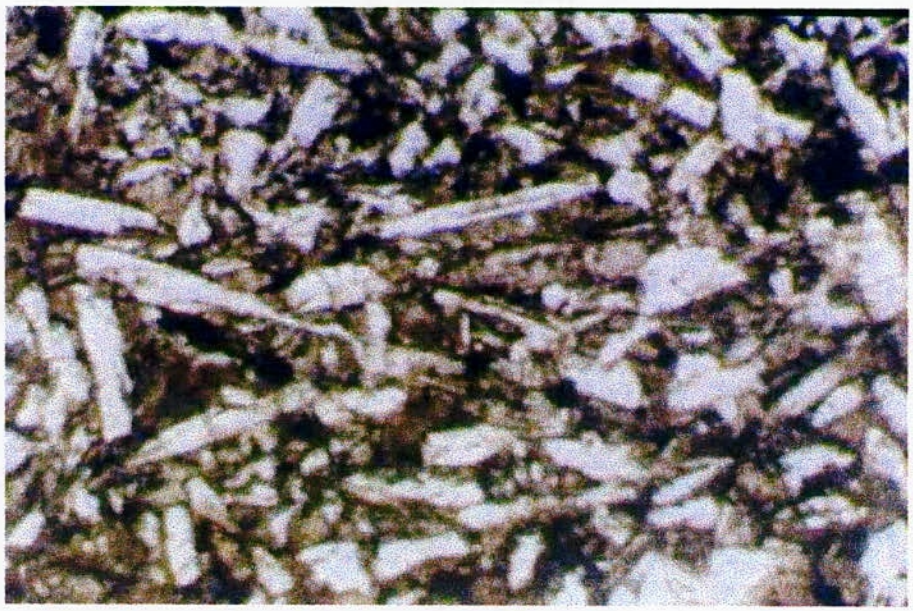


Photo III.9 : Lame mince de l'échantillon AB-1 (Aïn ech Chebbi, Reggane) en lumière naturelle : texture doléritique, plagioclases (en blanc) et augite (brun) (Grossissement : 32x).

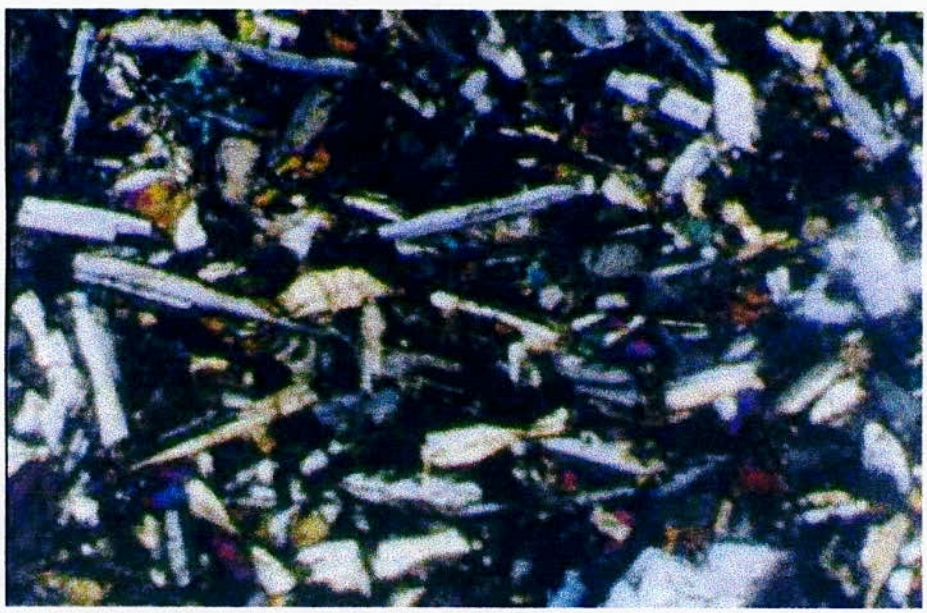


Photo III.10 : Même lame mince que la photo III.9 en lumière polarisée (Grossissement : 32x).



Photo III.11 : Lame mince de l'échantillon AB-1 (Aïn ech Chebbi, Reggane) en lumière polarisée montrant un plagioclase tordu (Grossissement : 100x).



Photo III.12 : Lame mince de l'échantillon ACB (Aïn ech Chebbi, Reggane) en lumière polarisée montrant un plagioclase tordu (Grossissement : 100x).

- De la silice amorphe, associée à une matière grisâtre remplissent parfois les interstices entre les lattes de plagioclases. Le développement de ces produits est relativement important puisqu'il atteint près de 14 % de la roche.

b.1) Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche AB-1

Apatite – zircon - minéraux opaques - plagioclases (labrador) et augite - biotite.

a.2) Description de l'échantillon ACB

L'aspect macroscopique de cet échantillon est presque le même que celui de AB-1.

Au microscope, la roche présente une texture doléritique à intersertale (photos III.13 et III.14). Les minéraux principaux sont le plagioclase (labrador), dont les lattes sont parfois cassées et tordues, et le clinopyroxène (augite). Une matière noire interstitielle, qui est associée à des minéraux opaques, envahie la roche et occupe une surface importante (photo III.15). De l'olivine iddingsitisée est parfois visible, et l'épidote remplace souvent les plagioclases et les pyroxènes.

- Les plagioclases (42%) sont relativement frais et leur taille varie de 0,4 à 0,8 mm. Souvent, on observe des enchevêtrements de lattes et une interpénétration dans les cristaux d'augite. Parfois, les plagioclases sont corrodés par une matière interstitielle grisâtre. Plusieurs cristaux de plagioclases sont tordus ou brisés (photo III.12).

- Les pyroxènes (30%) se présentent sous forme de petits grains xénomorphes (0,2 à 0,3 mm), ou en cristaux allongés et maclés de 0,8 à 0,9 mm de long. Ils correspondent à de l'augite, qui est parfois remplacée par de l'épidote.

- L'olivine, qui atteint rarement 0,1 mm de taille, est à l'état de fantôme. Elle est entièrement remplacée par de l'iddingsite, et elle est liée le plus souvent à une matière interstitielle sombre.

- Les minéraux opaques sont très abondants, surtout à l'intérieur de la matière interstitielle. Ils ont une forme losangique, carrée ou rectangulaire de 0,1 mm de coté, et aussi en aiguilles de 0,4 mm de long.

- Les minéraux d'altération sont rares et ne sont représentés que par des épidotes qui remplacent les plagioclases et les clinopyroxènes. Par contre, la caractéristique essentielle de cette roche est l'abondance d'une matière interstitielle brunâtre à sombre qui remplit les vides entre les lattes de plagioclases et les cristaux d'augite. Cette matière riche en minéraux opaques occupe plus de 25 % de la roche.

b.2) Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche ACB

Olivine - minéraux opaques - plagioclases et augite.



Photo III.13 : Lame mince de l'échantillon ACB (Aïn ech Chebbi, Reggane) en lumière naturelle : texture doléritique, plagioclases (en blanc) et augite (brun)(Grossissement : 32x).

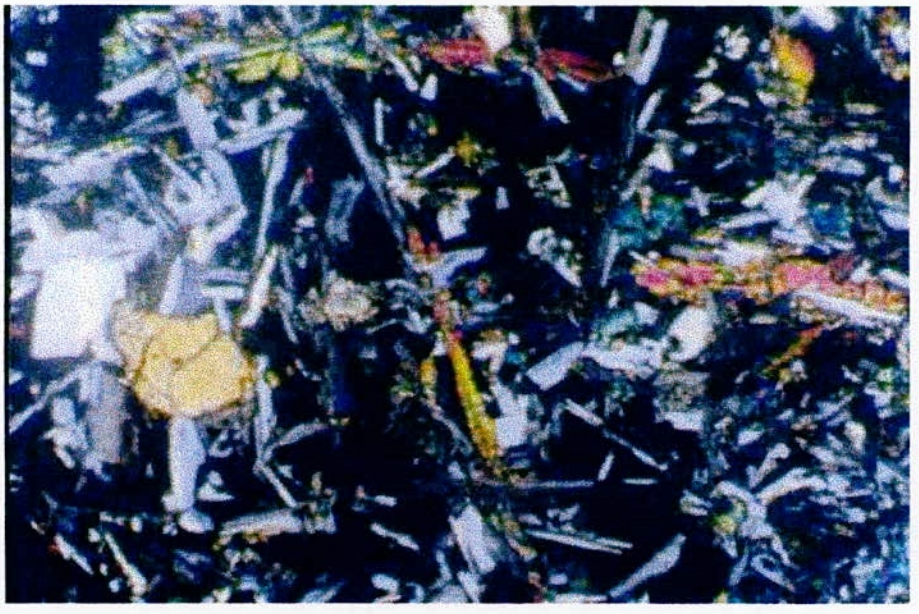


Photo III.14 : Même lame mince que la photo III.13 en lumière polarisée (Grossissement : 32x).

c- Conclusion

Dans les deux cas, la roche est une dolérite caractérisée, surtout pour l'échantillon ACB, par le développement d'une matière interstitielle brunâtre à sombre.

III.2.4. Sill, sud de Reggane (S-28 et S-29)

a- Description des échantillons S-28 et S-29

La roche est compacte et sombre, avec des phénocristaux de pyroxène reconnaissables à l'œil nu.

Au microscope, la roche montre une texture doléritique à ophitique (photos III.17 et III.18). Les phases minérales dominantes sont les plagioclases (labrador) et les clinopyroxènes (augite). Les espaces interstiels sont occupés par des oxydes opaques, un peu de biotite et des plages de micropegmatites à aiguilles d'apatite. De l'amphibole secondaire et de l'épidote de cristallisation tardive sont également observées.

La roche est une dolérite typique.

- Les plagioclases (50 à 57 %) se présentent sous forme de lattes bien cristallisés (automorphes), maclés albite et généralement peu altérés. Ils correspondent à du labrador (50-55 % d'anorthite), dont certains cristaux présentent un zonage continu. Leur taille varie de 0,5 à 1 mm. Certains individus sont envahis par de minuscules grains d'épidote largement disséminés dans les cristaux. Ces plagioclases sont parfois attaqués par de la micropegmatite.

- Les clinopyroxènes (31 à 35 %) correspondent à des cristaux automorphes, maclés (100), souvent clivés et dont la taille varie de 0,6 à 0,8 mm. Des phénocristaux de taille parfois supérieure à 3 mm, caractérisent cette roche (photos III.19 et III.20). Les mesures optiques en lumière convergente (angle 2V) indiquent de l'augite. Les mesures en rayons X confirment cette détermination. Les clinopyroxènes sont parfois transformés en amphibole secondaire (ouralite).

- Les minéraux opaques (4%), dont la taille varie de 0,4 à 0,6 mm, occupent souvent la mésostase. La diffraction X indique qu'il s'agit essentiellement de magnétite et d'ilménite.

- La biotite, en minuscules grains automorphes et fortement pléochroïque, est facilement repérable en lumière naturelle par sa coloration rouge foncé (photo III.21). Elle apparaît souvent sur les bords des cristaux d'augite. La taille des biotites dépasse rarement 60 µ.

- La micropegmatite (1 à 2 %) quartzo-feldspathique est assez abondante (photo III.16). Elle contient souvent des aiguilles d'apatite et remplit les espaces existants entre les plagioclases et l'augite.

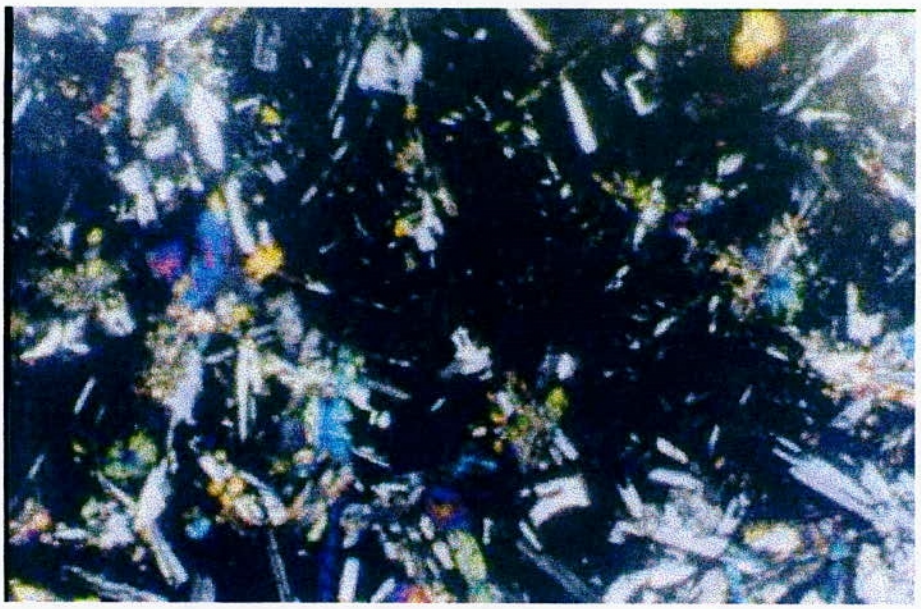


Photo III.15 : Lame mince de l'échantillon ACB (Aïn ech Chebbi, Reggane) en lumière polarisée montrant l'abondance d'une matière noire (Grossissement : 32x).

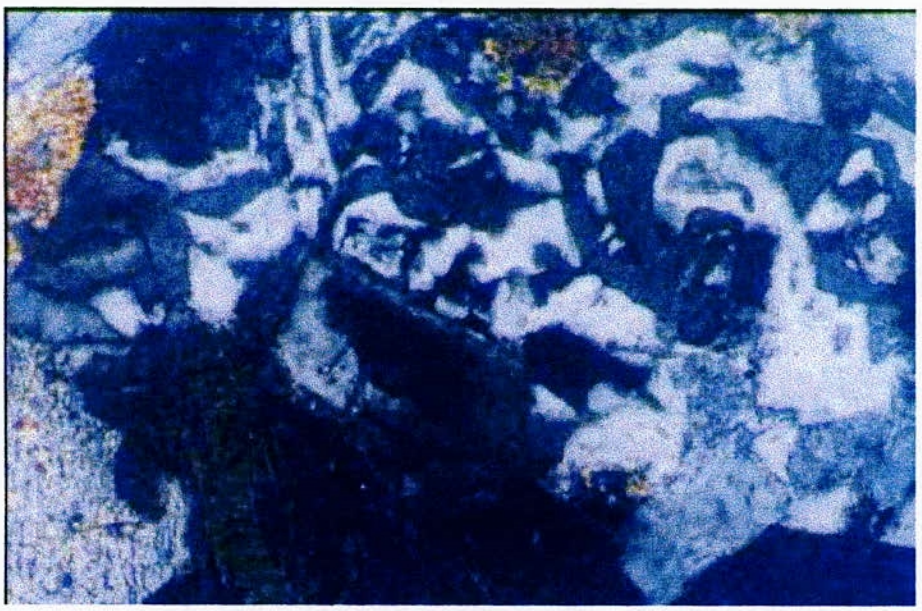


Photo III.16 : Lame mince de l'échantillon S-29 (Brini, Sud de Reggane) en lumière polarisée montrant une micropegmatite (Grossissement : 200x).

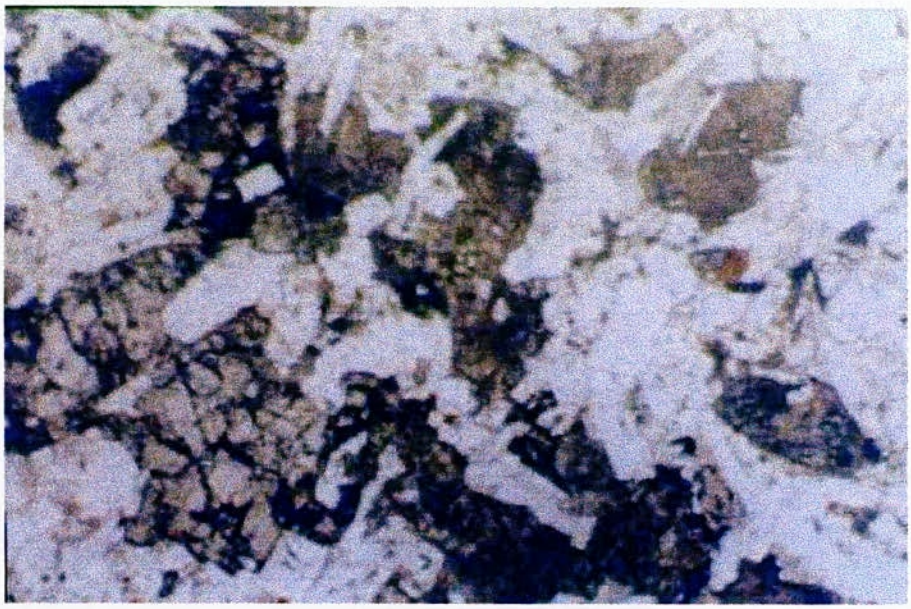


Photo III.17 : Lame mince de l'échantillon S-28 (Brini, sud de Reggane) en lumière naturelle : texture ophitique, plagioclases (en blanc), augite (brun) et un cristal xénomorphe de biotite en brun foncé au centre (à droite) de la photo (Grossissement : 32x).



Photo III.18 : Autre lame mince de l'échantillon S-28 (Brini, sud de Reggane) en lumière polarisée (Grossissement : 32x).

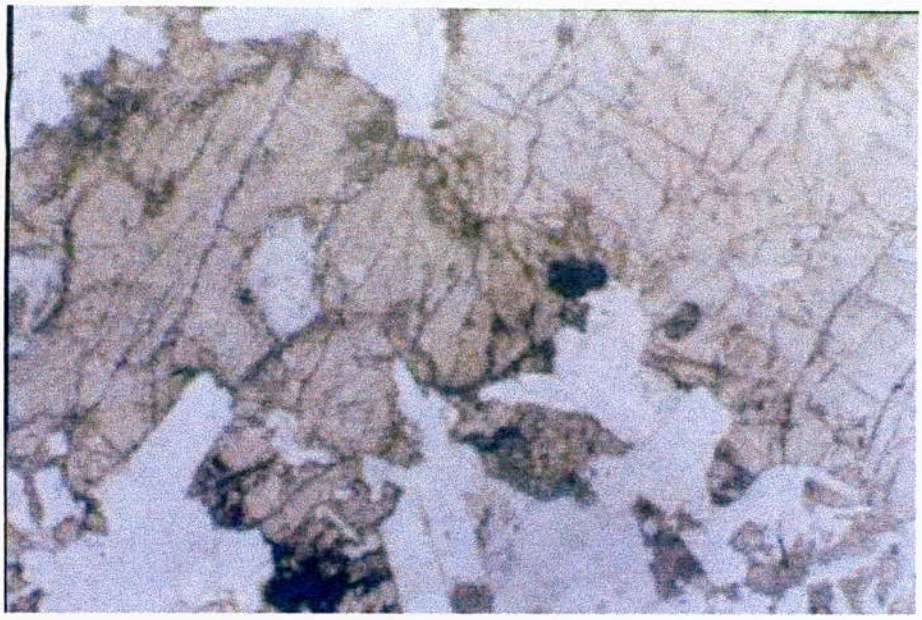


Photo III.19 : Lame mince de l'échantillon S-29 en lumière naturelle. La taille des phénocristaux d'augite qui apparaissent sur cette photo dépasse 2,5 mm (Grossissement : 32x).

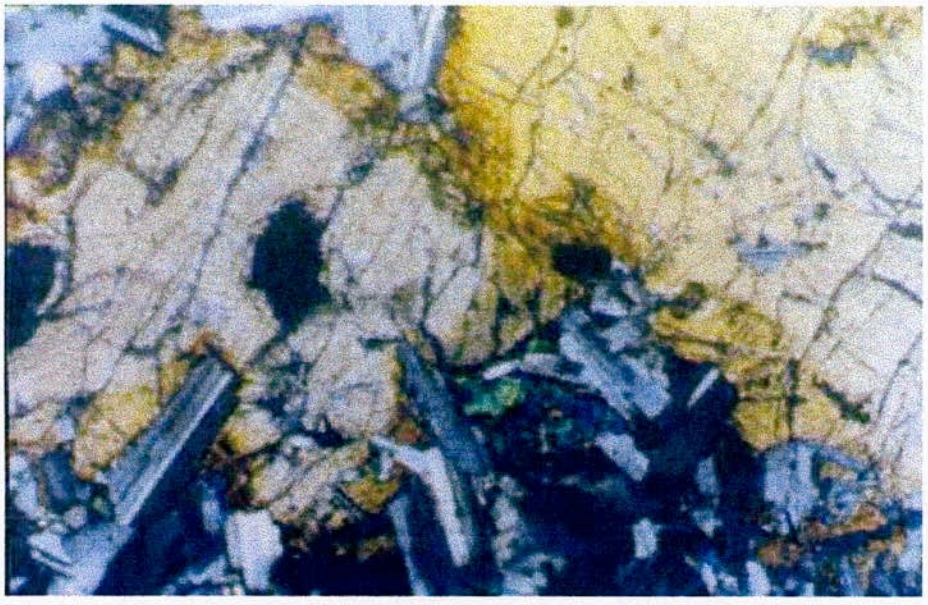


Photo III.20 : Même lame mince que la photo III.19 en lumière polarisée (Grossissement : 32x).

- Les minéraux d'altération sont représentés par de l'amphibole verte fibreuse qui épigénise l'augite, par de la chlorite qui attaque surtout la biotite et par des minéraux argileux (montmorillonite) qui remplacent plus rarement les cristaux d'augite. De minuscules granules d'épidotes sont parfois dispersés à l'intérieur des lattes de plagioclases, et entourent parfois les phénocristaux d'augite. D'une manière générale, la roche est relativement fraîche et le développement des minéraux d'altération n'est pas important.

- Notons aussi que dans l'échantillon S 28, une matière brunâtre et amorphe occupe les interstices entre les cristaux de labrador et d'augite et les corrodent légèrement. Ils envahissent aussi les cassures des phénocristaux d'augite.

b- Ordre de cristallisation des minéraux primaires des roches S-28 et S-29

Apatite - minéraux opaques - phénocristaux d'augite - labrador - augite - biotite - micropegmatite.

III.2.5. Dyke ou sill ? en subsurface , Reggane (RAN-1)

a- Description de l'échantillon RAN-1

La roche est noire et compacte, à grains très fins. Elle possède toutes les caractéristiques (notamment la présence de minuscules lattes de labrador et d'augite et l'abondance d'agrégats d'olivine) d'une microdolérite qu'on rencontre dans les bordures de dykes. L'échantillon analysé a été prélevé au niveau 707 m, soit à 1 m seulement du contact dolérite-roche sédimentaire. L'épaisseur de la dolérite dans cet intervalle, qui est de 12 m, dans le sondage RAN-1 indique probablement que le sondage a traversé un dyke de dolérite.

Microscopiquement, la roche a une texture microdoléritique porphyrique (photos III.23 et III.24). Elle est composée de microphénocristaux d'augite et d'olivine et de microlites de plagioclases (labrador), de clinopyroxènes (augite) et de minéraux opaques baignant dans la mésostase. Les minéraux secondaires sont représentés essentiellement par de la calcite et de l'épidote.

- Les plagioclases (44 %) sont sous forme de lattes microlitiques dont la taille se situe généralement autour de 0,1 mm. Ces lattes s'appuient les unes contre les autres et sont moulées par des microcristaux de clinopyroxène. Les mesures optiques indiquent du labrador. La diffraction X confirme cette nature.

- Les clinopyroxènes (27 %) sont représentés par deux populations différentes :

  - des phénocristaux maclés (100), dont la taille peut dépasser 1 mm, qui englobent en poeciliristaux des microlites de plagioclases. Ils sont biaxes positif et l'angle 2V mesuré indique de l'augite ;
  - des grains minuscules de quelque dizaines de micromètres, entre les microlites de plagioclases.

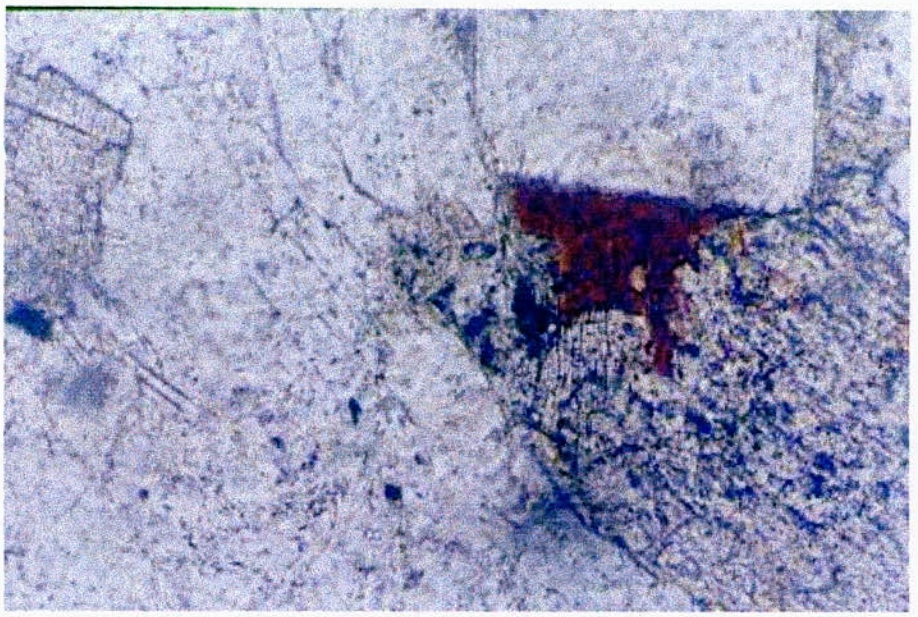


Photo III.21 : Lame mince de l'échantillon S-29 en lumière naturelle, où on remarque un cristal de biotite entre une augite et un plagioclase (Grossissement : 200x).

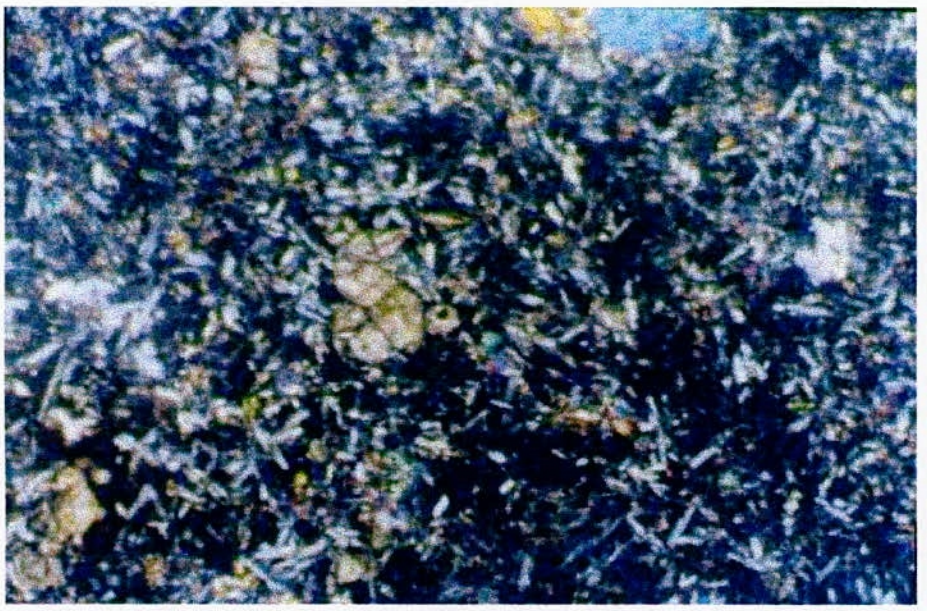


Photo III.22 : Lame mince de l'échantillon RAN-1 en lumière polarisée. Un phénocristal d'olivine est visible au centre de la photo (Grossissement : 32x).

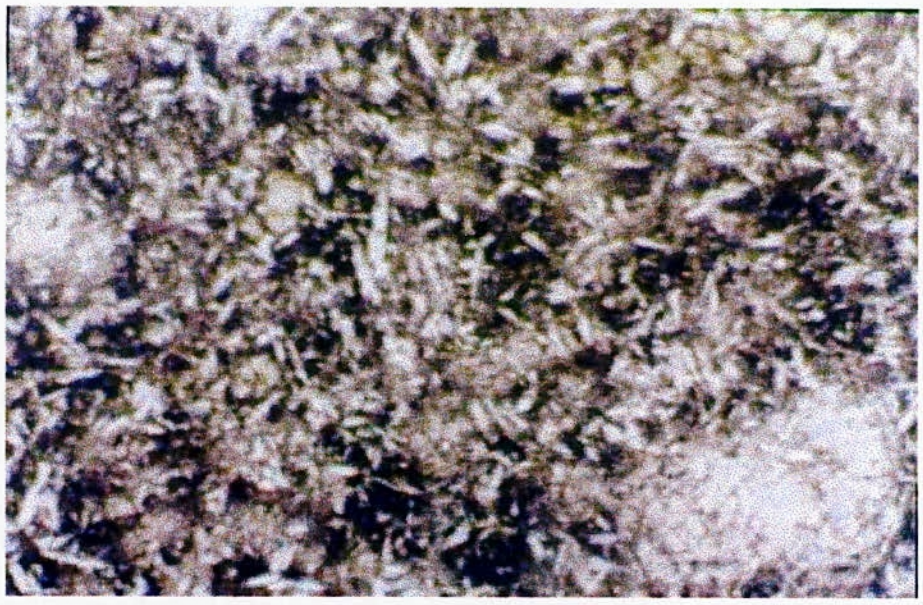


Photo III.23 : Lame mince de l'échantillon RAN-1 (sondage, Reggane) en lumière naturelle : texture microdoléritique porphyrique, microlites de plagioclases (en blanc) et microcristaux d'augites (brun). On remarque un phénocristal d'augite en bas à droite de la photo (Grossissement : 32x).

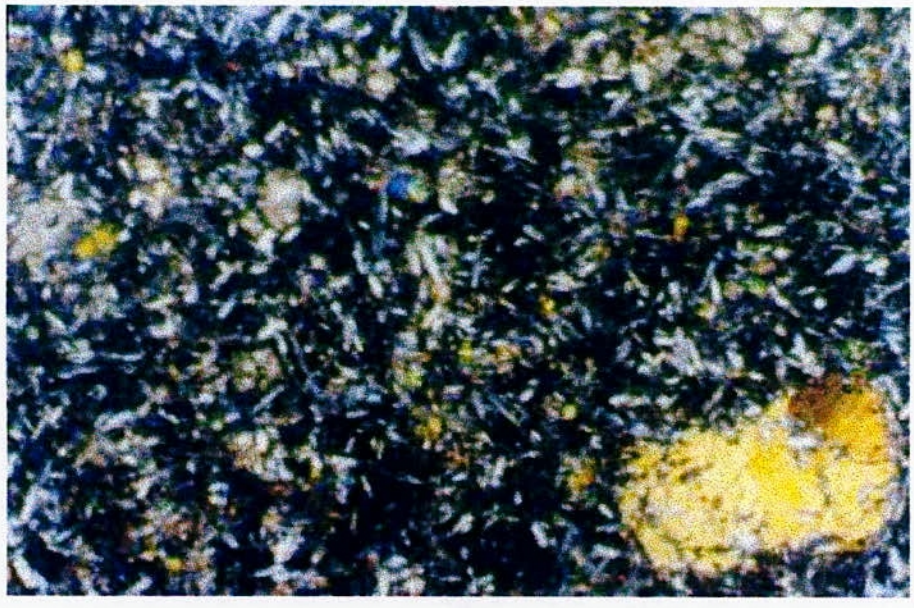


Photo III.24 : Même lame mince que la photo III.23 en lumière polarisée. On remarque le phénocristal d'augite et des cristaux d'olivine près du bord supérieur droit de la photo (Grossissement : 32x).

- L'olivine (8 %), assez abondante, est présente surtout à l'état de fantôme (photo III.22). Dans ce dernier cas, la forme et les cassures des olivines demeurent encore intactes. Elle apparaît en agrégats de cristaux partiellement ou totalement remplacés par des produits phylliteux, généralement du talc (la diffraction X indique la variété de sépiolite). Quelques cristaux d'olivine sont demeurés sains, alors que dans d'autres, on y observe encore un cœur resté intact, mais entouré de talc qui envahit progressivement le minéral.

- Les minéraux opaques sont disséminés dans la mésostase sous forme de minuscules grains ou d'aiguilles. La taille des grains est de l'ordre de 10 µ.

- Les minéraux d'altération sont principalement représentés par de la calcite, qui occupe 2 % de la roche. Elle se présente sous forme de cristaux xénomorphes dont la taille varie de 0,4 à 0,5 mm, et qui sont auréolés d'une matière brunâtre à orangée. Ils paraissent avoir remplacés des cristaux d'augite. Certains plagioclases sont remplacés par des grains d'épidote. Nous avons aussi souligné l'existence de talc qui remplace entièrement les cristaux d'olivine, et dont la diffraction X indique la variété de Sépiolite. Une matière de couleur brunâtre ou orangée (la même qui entoure les cristaux de calcite) est aussi observée dans les interstices de la roche.

b- Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche RAN-1

Olivine - phénocristaux d'augite - les microlites de plagioclases - augite - minéraux opaques.

III.2.6. Sill en subsurface, Tindouf (GSL-3 : 3 échantillons)

a- Description des échantillons de GSL-3

Macroscopiquement, la roche est massive, compacte, noire et assez dense, avec des cristaux de pyroxène assez visibles ; tandis que microscopiquement, elle correspond à une texture ophitique (photos III.25 et III.26). Les minéraux principaux sont le plagioclase (labrador) et le clinopyroxène (augite) en phénocristaux. Des minéraux opaques, des plages de micropegmatite et de l'apatite sont également présents. La biotite secondaire est abondante. On note l'existence de minéraux d'altération tels que la chlorite, l'amphibole secondaire, l'épidote et de la séricite.

La roche est une dolérite à gros grains de pyroxène.

- Les plagioclases (45 %) se développent sous forme de lattes subautomorphes non jointives, maclés albite. Leur taille varie de 0,16 à 0,25 mm, et atteignent rarement 0,8 mm. Ils sont souvent englobés en poeclicristaux dans les phénocristaux d'augite. Les mesures optiques indiquent un taux d'anorthite compris entre 50 et 55 %, ce qui permet de le considérer comme du labrador. Les plagioclases sont parfois altérés, surtout dans l'échantillon GSL-3c où une grande partie des cristaux a disparu (photo III.27). Lorsque l'altération est poussée, les macles disparaissent entièrement. Ils sont alors remplacés par un produit de couleur gris sale. Les plagioclases prennent alors une couleur rougeâtre. Ce mode d'altération ressemble à celui de la kaolinitisation. Cela a été confirmé par la diffraction X qui indique la présence de kaolinite dans les trois échantillons que nous avons analysés.

- Les clinopyroxènes se présentent sous forme de grands cristaux poeclitiques dont la taille moyenne est de l'ordre de 1,5 mm, mais qui peuvent dépasser 2,5 mm. Ils sont incolores et montrent souvent la macle (100), qui est parfois répétée (photo III.26). Ils sont biaxes positif avec un 2V grand. Les observations optiques permettent d'affirmer qu'il s'agit d'une augite. Généralement frais, certains cristaux sont attaqués par de l'amphibole secondaire. En outre, on observe parfois des inclusions d'orthopyroxène à l'intérieur des phénocristaux d'augite. L'augite représente entre 36 et 37 % de la roche.

- Les minéraux opaques (6 %) se présentent en plages xénomorphes dont la taille varie de 0,5 à 0,6 mm. La diffraction X indique l'existence d'ilménite.

- La biotite est relativement abondante. De couleur brun foncé et fortement pléochroïque, elle se présente sous un aspect fibreux et déchiqueté (photo III.28). Elle remplace partiellement des cristaux d'augite. Quelques cristaux sont auréolés de chlorite secondaire. Leur taille varie de 0,25 à 0,5 mm. Un clivage fin et régulier apparaît parfois. On note aussi l'existence d'inclusions de minéraux opaques dans la biotite.

- L'apatite apparaît souvent sous forme d'aiguilles en inclusion dans les plagioclases et les clinopyroxènes. La taille de ces aiguilles peut atteindre 0,65 mm de long.

- La micropegmatite de quartz et de feldspath est rare, et attaque les cristaux de plagioclases.

- Les minéraux d'altération sont surtout représentés par de la séricite, de l'épidote et de la zoisite qui attaquent les plagioclases. Ces minéraux sont très abondants dans l'échantillon GSL-3c où les plagioclases sont très altérés. Les autres minéraux d'altération sont la chlorite qui remplace partiellement ou totalement la biotite, et rarement l'ouralite qui attaque les clinopyroxènes.

b- Ordre de cristallisation des minéraux primaires des roches du sondage GSL-3

Minéraux opaques - apatite - labrador - augite - micropegmatite.

III.2.7. Sill en subsurface, Est de Béchar (HMK-1 : 4 échantillons)

a.1) Description de l'échantillon du niveau 2797 m

C'est une roche noire, massive et à grains fins. Des taches blanches (carbonates) disséminées dans la roche sont souvent visibles. Des filonnets de carbonates et de quartz recoupent parfois la roche.

La roche présente une texture intersertale (photos III.29 et III.30), et se compose essentiellement de plagioclase (labrador), d'olivine, de clinopyroxène (augite) et beaucoup de

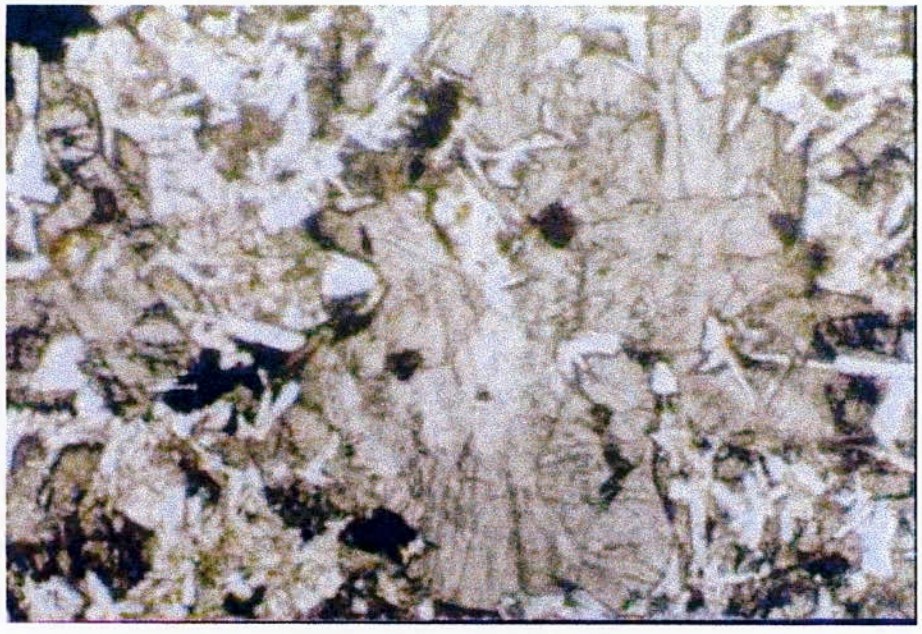


Photo III.25 : Lame mince de l'échantillon GSL-3b (sondage, Tindouf) en lumière naturelle : texture ophitique, phénocristaux d'augite (brun) et plagioclases poecilitiques (en blanc) (Grossissement : 32x).



Photo III.26 : Même lame mince que la photo III.25 en lumière polarisée. On remarque les couleurs de biréfringence de l'augite (Grossissement : 32x).

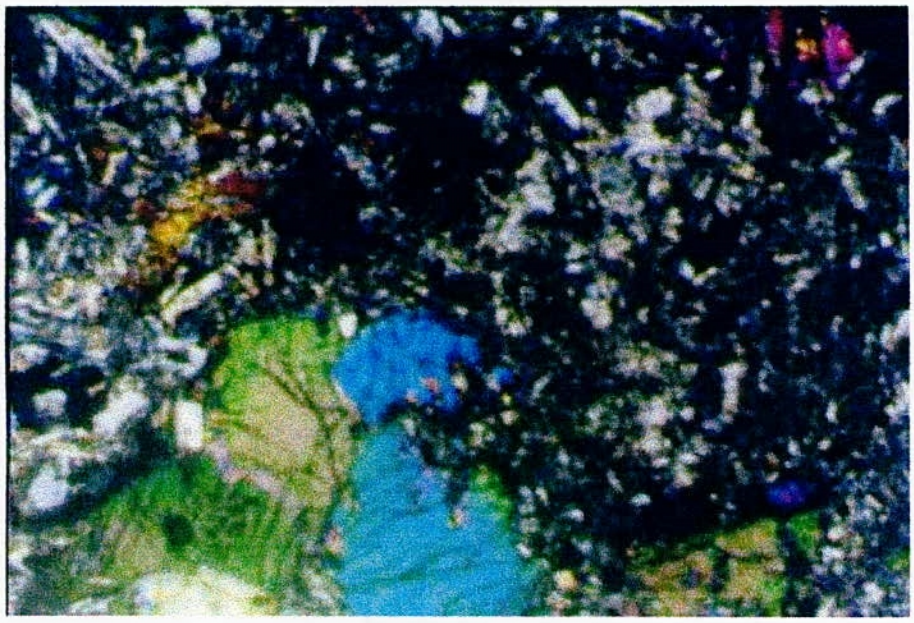


Photo III.27 : Lame mince de l'échantillon GSL-3c en lumière polarisée. On remarque l'altération des plagioclases (Grossissement : 32x).

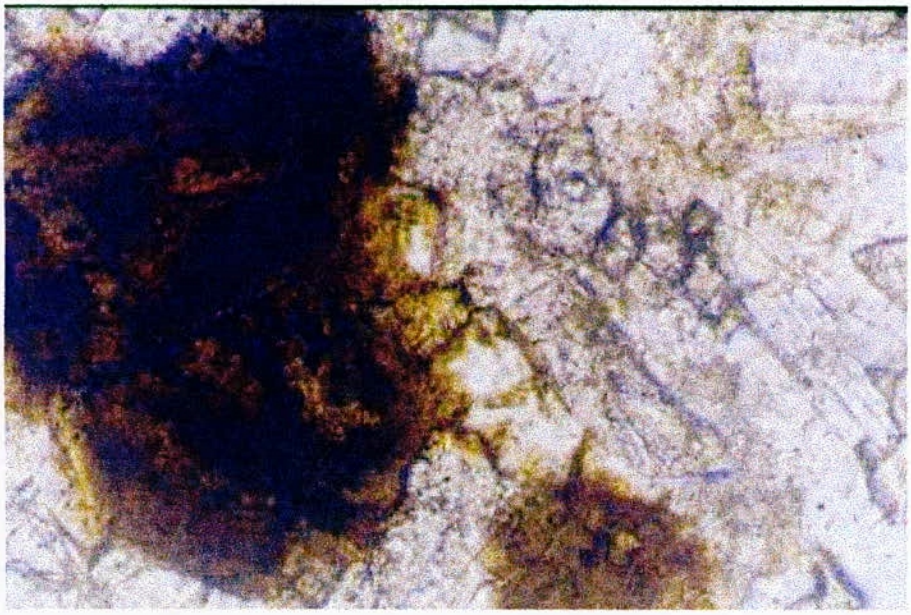


Photo III.28 : Lame mince de l'échantillon GSL-3.a en lumière naturelle montrant un cristal de biotite (Grossissement : 200x).

minéraux opaques. La calcite secondaire est abondante. Les minéraux ferro-magnésiens (olivines et pyroxènes) sont le plus souvent altérés. L'olivine est remplacée par de la serpentine et souvent par du talc.

- Les plagioclases (45 %) se présentent sous forme de lattes automorphes à subautomorphes, très fréquemment maclés (macles polysynthétiques). Ils sont enchevêtrés, sans orientation préférentielle, et leur état de conservation est excellent. Leur taille varie de 0,35 à 1 mm. Ils sont parfois corrodés par des produits carbonatés. Les mesures optiques indiquent clairement qu'il s'agit du labrador, avec un taux d'anorthite compris entre 55 et 60%.

- Les clinopyroxènes en phénocristaux sont le plus souvent altérés en produits carbonatés. Dans la mésostase, ils se présentent sous formes de grains minuscules. La diffraction X indique de l'augite.

- L'olivine, est très abondante et ne subsiste qu'à l'état de fantôme. Cependant la forme et les cassures caractéristiques de ce minéral sont encore visibles (photo III.32). La taille des cristaux varie de 0,5 à 1,2 mm. La roche du sondage HMK-1 se distingue des autres échantillons par l'abondance d'olivine où cette dernière représente plus de 20 % de la roche. Les phénocristaux d'olivine sont remplacés par de la serpentine, mais surtout par du talc où la diffraction X indique la variété de Minnesotaite. Notons également que les échantillons de ce sondage sont les seuls où la diffraction X indique clairement la présence d'olivine.

- Les minéraux opaques, en petits grains arrondis ou tabulaires, sont disséminés dans toute la roche. L'aspect de certains minéraux opaques fait penser à du leucoxène, ce qui ne serait pas étonnant, vu l'état d'altération de la roche.

- Les minéraux d'altération sont très abondants et résultent de la transformation des minéraux ferromagnésiens. Il s'agit principalement de calcite, qui se présente sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes, dont la taille varie de 0,3 à 0,4 mm (photo III.31). Elle occupe généralement plus de 10 % de la roche. On observe aussi des filonnets remplis de carbonates, mais aussi souvent de quartz qui recoupe la roche. Le talc et la serpentine, produits d'altération des olivines sont aussi abondants dans la roche (photo III.32).

b.1) Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche du niveau 2797 m

Olivine - minéraux opaques - phénocristaux d'augite - labrador - microlites d'augite.

a.2) Description de l'échantillon du niveau 2348 m

La texture de cette roche est la même que celle de l'échantillon du niveau précédent. Elle est composée de lattes de plagioclases et de minéraux ferromagnésiens (pyroxène ou/et olivine ?), entièrement altérés en carbonates avec localement une auréole périphérique de chlorite (photos III.33 et III.34). Les minéraux opaques sont abondants.



Photo III.29 : Lame mince de l'échantillon HMK-1.a (sondage, est de Béchar) en lumière naturelle : texture intersertale, les lattes de plagioclases (en blanc) dominent. On remarque un cristal d'olivine transformé en talc au centre et à droite de la photo (Grossissement : 32x).



Photo III.30 : Même lame mince que la photo III.29 en lumière polarisée. Seuls les plagioclases sont demeurés intacts (Grossissement : 32x).

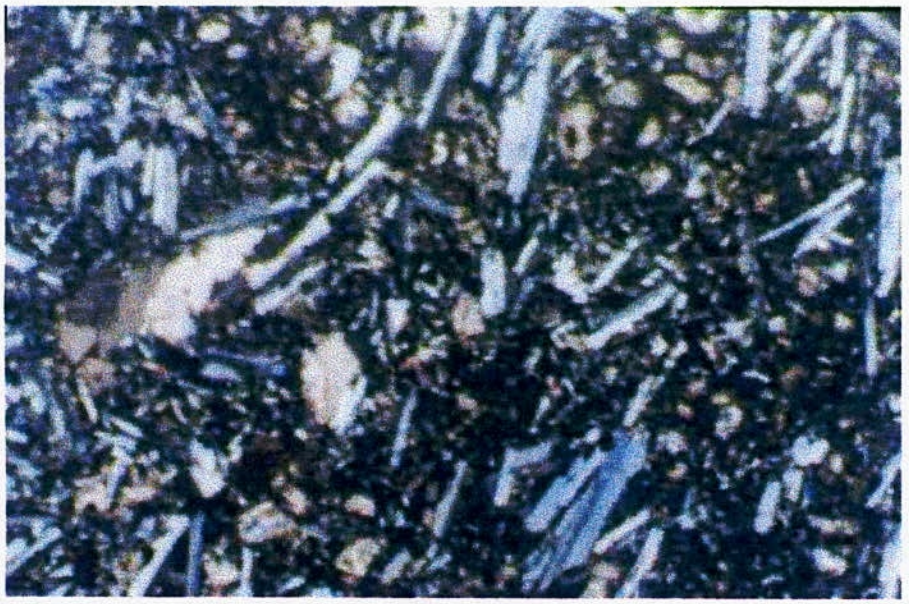


Photo III.31 : Lame mince de l'échantillon HMK-1a en lumière polarisée où on remarque des cristaux de calcite au centre et à gauche de la photo (Grossissement : 32x).

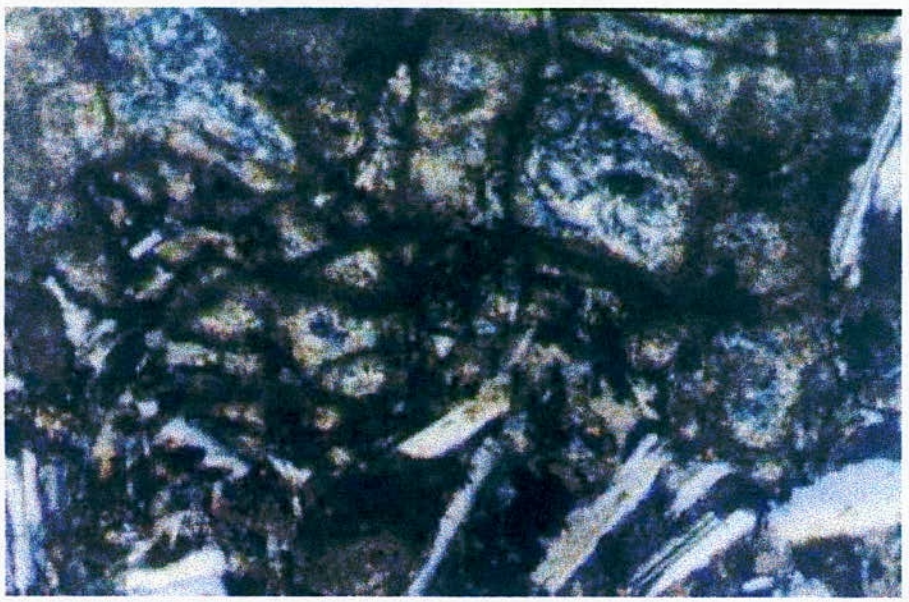


Photo III.32 : Lame mince de l'échantillon HMK-1a en lumière polarisée montrant un cristal d'olivine transformé en serpentine et en talc (Grossissement : 100x).



Photo III.33 : Lame mince de l'échantillon HMK-1d en lumière naturelle. On remarque en bas de la photo un filonnet de calcite (Grossissement : 32x).

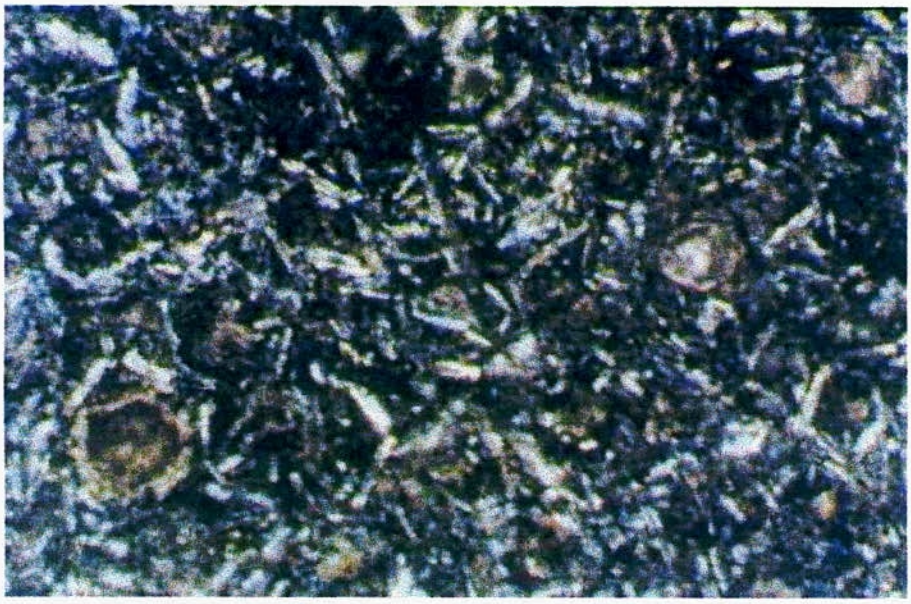


Photo III.34 : Autre lame mince de l'échantillon HMK-1d en lumière polarisée (Grossissement : 32x).

- Les plagioclases (45 %) dont la taille se situe entre 0,15 et 0,4 mm au maximum se présentent en baguettes et sont parfois altérés. Les mesures optiques n'ont pas permis la détermination de la nature du plagioclase, mais la diffraction X semble indiquer qu'il s'agit du labrador, ce qui n'est pas étonnant vue la ressemblance avec les échantillons du niveau précédent.

- Les minéraux ferromagnésiens sont ici fortement altérés, et on ne peut reconnaître la nature primaire de ces minéraux, qui étaient probablement des pyroxènes mais aussi de l'olivine. Ils sont remplacés par des carbonates, essentiellement de la calcite mais aussi de la dolomite, avec localement une auréole périphérique de chlorite. La taille de ces minéraux varie de 0,3 à 0,8 mm.

- minéraux opaques, sous forme de minuscules points noirs, ils parsèment toute la roche.

b.2) Ordre de cristallisation des minéraux primaires de la roche du niveau 2797 m

Olivine ? - minéraux opaques- labrador - augite?

c- Conclusion

La roche présente un aspect doléritique. L'altération est ici très importante. Les minéraux ferromagnésiens sont rarement conservés. Cependant, la roche initiale se caractérise par l'abondance de l'olivine, dont les fantômes occupent ici une part importante.

III.3. Conclusion

L'étude pétrographique a montré que les roches étudiées sont des basaltes à texture doléritique, intersertale ou ophitique. Les principaux minéraux sont le plagioclase (labrador), l'augite et les oxydes de fer essentiellement de la magnétite et de l'ilménite. Des plages de micropegmatite, de la biotite et de l'olivine peu abondante et souvent altérée complètent la paragenèse. Les minéraux d'altération sont principalement la chlorite, la calcite, l'épidote et dans certains cas la séricite, le talc et la serpentine.

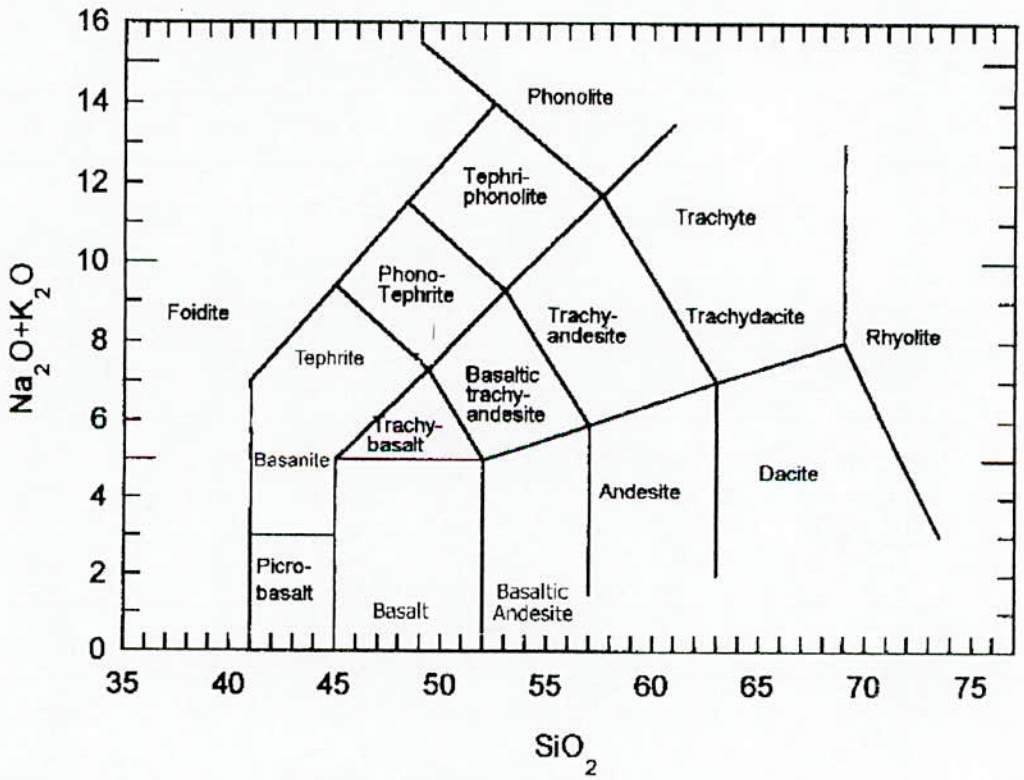
Ces caractéristiques nous conduisent à conclure que l'ensemble des échantillons étudiés sont des dolérites. Par rapport aux autres roches étudiées, l'échantillon du sondage HMK-1 se distingue par l'abondance d'olivine, et pourrait correspondre à un basalte alcalin.

Désignation	Texture	Plagio-clases % (labrador)	Acidité	Pyroxène (Augite) %	Minéraux opaques %	Olivine %	Biotite (Chlorite) %	Phyllites +autres minéraux d'altération	Calcite	Observation
GSL-3a	Ophitique	45	An_{60}	37	6	1	2	5	-	Micropegmatite 3%
GSL-3b	Ophitique	48	An_{60}	36	5	2	2	4	-	Micropegmatite 2%
GSL-3c	Ophitique	32	An_{60}	37	6	3	2	19	-	-
AB-1	Doléritique à Intersertale	45	An_{55-60}	23	17	-	-	-	-	Verre intersticiel 14 %
ACB	Doléritique à Intersertale	41	-	30	6	3	-	-	-	Matière brune 20 %
HTB	Doléritique à Intersertale	47	An_{60}	20	7	3	1	20	-	-
S-28	Doléritique à Ophitique	57	An_{55}	31	4	-	1	6	-	Micropegmatite
S-29	Doléritique à Ophitique	50	An_{50-65}	35	4	-	2	2	-	Micropegmatite
RAN-1	Intergranulaire microlitique	44	An_{50-65}	27	10	8	1	9	2	-
KK	Doléritique	51	An_{60-65}	29	9	-	-	10	traces	-
HMK-1	Intersertale	44	An_{55-60}	15	15	17	-	-	7	-
HMK-2	Intersertale	44	An_{55-60}	15	15	17	-	-	7	-
HMK-3	Intersertale	27	An_{55-60}	17	13	-	-	-	11	Quartz 1 % Matière intersticiel 30%
HMK-4	Intersertale	40	-	-	-	-	-	45	15	-

Tableau 3.1 : Caractéristiques pétrographiques des roches magmatiques de l'ouest de la plate-forme saharienne.

Chapitre IV

Etude géochimique



IV.1. Introduction

Nous avons effectué des analyses chimiques (éléments majeurs, mineurs et en traces) sur les quatorze roches magmatiques des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar, qui ont fait l'objet de notre étude pétrographique du chapitre III. Les résultats de ces analyses sont reportés dans le tableau A.10 en annexe.

Les éléments majeurs et mineurs des roches magmatiques ont été dosés au Laboratoire des rayons X (Département de Sédimentologie, CRD Sonatrach, Boumerdès) sur un spectromètre de fluorescence X, BRUKER-AXS SRS 3400. Les écarts types relatifs sont de 0,1 à 0,5 % pour les éléments majeurs et mineurs, et de 10 à 25 % pour les éléments en traces.

IV.2. L'altération

Certains échantillons de roches étudiés dans le cadre de ce travail ont subi les effets de processus d'altération, qui ont dû modifier les compositions chimiques primaires avec des gains et/ou des pertes de plusieurs éléments chimiques. Ces altérations, qui se traduisent par les pertes au feu élevées (PAF variant de 3,3 à 9,9), se matérialisent par la transformation des phases minéralogiques primaires en serpentine, calcite, épidote et chlorite.

Pour les roches de composition basaltique, la plupart des travaux [175] indiquent que les éléments Ti, Al et P sont généralement immobiles. Par contre, les éléments alcalins (K et Na), ainsi que Ca sont réputés mobiles.

Pour limiter les effets de tels processus d'altération, la discrimination géochimique sera basée sur les éléments chimiques réputés immobiles.

IV.3. Les caractéristiques chimiques générales

Les principales caractéristiques géochimiques des roches que nous avons étudiées peuvent être résumées comme suit :

- les teneurs en SiO_2 varient de 43,46 à 52,20 % :
  - pour la plupart des échantillons, les teneurs en SiO_2 se situent entre 48,75 et 52,2 %.
  - les échantillons du sondage HMK-1 possèdent des teneurs en SiO_2 faibles, comprises entre 43,46 à 47,64 % ;

- les teneurs en TiO_2 de la plupart des échantillons sont modérées (0,835 à 1,303 %), et sont comparables à celles des séries tholéiitiques, et notamment au groupe des tholéiites à titane intermédiaire (ITi) de la PMAC (chapitre 1). Seuls les échantillons du sondage HMK-1 montrent des teneurs élevés en TiO_2 (1,791 à 1,977 %), qui sont comparables à celles des séries alcalines intra-plaques. Notons que les échantillons des sondages S-28 et S-29 ont les teneurs les plus faibles en TiO_2 avec respectivement 0,835 % et 0,858 % ;

- les teneurs en Fe_2O_3 (l'ensemble du fer a été analysé sous forme de Fe_2O_3) sont comparables à celles des séries tholéiitiques, et plus élevées que celles

des séries calco-alcalines. On remarque aussi que les échantillons S-28 et S-29 possèdent respectivement des teneurs en Fe_2O_3 de 8,39 % et 9,44 %, qui sont inférieures à celles des autres échantillons ;

- les teneurs en Al_2O_3 varient de 12,04 à 16,15 %, avec une prédominance des valeurs autour de 14 %, nettement inférieure à celles des séries calco-alcalines ;

- les teneurs en MgO sont modérées (5,65 à 8,84) et sont semblables à celles des tholéiites à titane intermédiaire (ITi) de la PMAC ;

- les teneurs en CaO sont modérées pour la plupart des échantillons. Les échantillons du sondage HMK-1 se distinguent par des valeurs relativement faibles (7,83 à 8,61 %) et ceci malgré l'abondance modale élevée des ces échantillons en minéraux carbonatés (calcite et dolomite), nettement supérieure des autres échantillons ;

- les teneurs en Na_2O sont relativement homogènes (2,03 à 3,3 %). Les valeurs les plus élevées sont observées dans les trois échantillons du sondage HMK-1 (niveau 2797 m) avec 2,89 %, 3,19 % et 3,3 % ;

- les teneurs en K_2O sont faibles et assez homogènes, caractéristiques des tholéiites. Seuls les échantillons HTB et HMK-1d se distinguent par des valeurs élevées avec respectivement 1,53 % et 1,61 % ;

- les teneurs en P_2O_5 de la plupart des échantillons sont modérées et variables (0,097 à 0,174 %), caractéristiques typiques des tholéiites continentales. Par contre, les teneurs en cet élément des échantillons du sondage HMK-1 sont élevées (0,248 à 0,303 %), comparables à celles des basaltes alcalins ;

- les pertes au feu (PAF) des échantillons du sondage HMK-1 sont élevées (9,10 à 9,90 %) et traduisent le caractère altéré de ces roches, vérifié en lames minces. La même remarque concerne aussi l'échantillon ACB (PAF = 7,20), mais dans ce cas, cette valeur élevée est peut-être due à la richesse de cet échantillon en une matière interstitielle brunâtre mise en évidence en lames minces. L'étude pétrographique a montré que les minéraux principaux de la roche ne sont pas très altérés. Les pertes au feu des autres échantillons sont globalement faibles, soulignant leur état de fraîcheur relativement bon. Cependant, il faut rester prudent car dans le cas de l'échantillon HTB, et malgré une perte au feu relativement faible (1,1 %), l'étude en lames minces a montré que les minéraux secondaires sont abondants ;

- les valeurs du rapport [Mg] (avec [Mg] = Mg / Mg+Fe), comprises entre 0,64 et 0,51, indiquent un taux de différenciation modéré. Le magma des échantillons S-28, S-29 et GSL-3c est le moins évolué avec un [Mg] de 0,64 pour les deux premiers et de 0,65 pour le dernier. Mise à part les échantillons du sondage HMK-1, cette évolution est marquée par un enrichissement en Fe_2O_3 (8,39 à 12,53 %), en TiO_2 (0,835 à 1,303 %), et

une diminution en CaO (11,45 à 8,98 %) et en MgO (7,81 à 5,49 %). Ces caractéristiques sont typiques d'une lignée tholéiitique ;

- les teneurs en Zr et Cr sont variables, respectivement de 185 à 635 p.p.m. et de 48 à 513 p.p.m. ;

- les teneurs élevées en Ni des échantillons RAN-1, HTB et ACB et ceux de HMK-1 sont dues à la présence d'olivine dans ces échantillons. Pour le reste des échantillons, la teneur en Ni et sa tendance décroissante en fonction de [Mg] confirme la tendance de différenciation d'une lignée tholéiitique ;

- les teneurs en Sr des échantillons (à l'exception de S-28, GSL-3c et de HMK-1) sont relativement homogènes et varient entre 194 et 267 p.p.m. Il est remarquable de noter que ces valeurs sont très voisines de celles des tholéiites continentales, qui sont en moyenne de 200 p.p.m. [17], et différentes des tholéiites océaniques (moyenne de 125 p.p.m.). Les teneurs en Ba des échantillons sont aussi comparables à celles des tholéiites continentales (entre 60 et 200 p.p.m.), et différentes des tholéiites océaniques (10 à 14 p.p.m.) ;

- les teneurs en Zn sont relativement constantes. Il en est de même pour les teneurs en Cu des échantillons les plus frais (S-28, S-29, KK, GSL-3a et GSL-3b) où on remarque une croissance des ces teneurs quand la valeur de [Mg] décroît (12 à 20 p.p.m. et 0,64 à 0,6 respectivement). Cette tendance de Cu comparable à celle des éléments incompatibles n'est connue que dans les tholéiites continentales [176].

IV.4. La classification chimique

Les roches magmatiques de l'ouest de la plate-forme saharienne, que nous avons analysées, correspondent chimiquement à des basaltes ($43,46 \leq SiO_2 \leq 52,20$).

IV.4.1. Le diagramme TAS (M.J. LeBas et al., 1986 [177])

La représentation en poids (%) alcalins en fonction de SiO_2 [$(Na_2O + K_2O)$ vs. SiO_2] de Harker, appelé **TAS** (total alkalis- silica diagram), est l'un des diagrammes les plus fréquemment utilisés pour la classification chimique des roches volcaniques. Il faut cependant interpréter les résultats de ce diagramme avec prudence dans le cas des roches altérées, en raison de la mobilité importante des éléments alcalins.

Sur ce diagramme (figure 4.1), les échantillons que nous avons analysés occupent essentiellement le domaine des basaltes, à l'exception des trois échantillons du sondage HMK-1, qui occupent le champ des séries alcalines dans le domaine des basanites. Dans ce dernier cas, on ne peut pas avancer une conclusion définitive quant à l'appartenance de ces échantillons à la série alcaline étant donné leur importante altération.

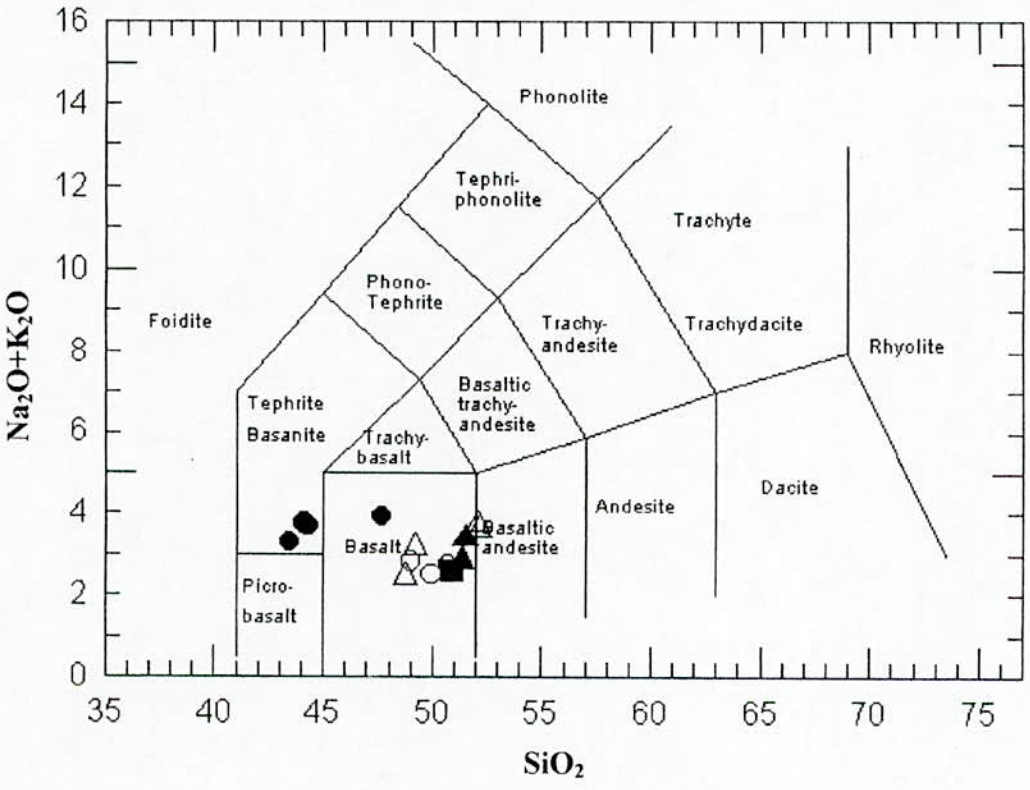


Figure 4.1 : Classification des roches magmatiques triasico-liasiques de l'Ouest de la plate-forme saharienne dans le diagramme TAS(Le Bas et al., [177]).

Légende :

▲ : S-28 et 29, Δ : Reggane (HTB, ACB, AB-1 et RAN-1), ○ : GSL-3 ,

■ : KK, ● : HMK-1.

Ce diagramme, ainsi que ceux qui vont suivre, ont été réalisé par le logiciel IGPET de Michael Carr, Terra Soft, 1996.

IV.4.2. La composition normative

Les calculs normatifs CIPW (Cross, Iddings, Pirsson et Washington) indiquent que l'ensemble des roches, mise à part les trois échantillons de HMK-1 et l'échantillon GSL-3c, sont à quartz normatif ($0,58 \leq Q_{norm} \leq 5,32$).

La norme CIPW indique aussi que la majorité des échantillons sont à orthose, albite, anorthite, diopside, hypersthène, magnétite, ilménite et apatite normatifs. Ces roches occupent donc le domaine des tholéiites saturées en silice dans le diagramme de Yoder et Tilley (tholéiites à quartz) (figure 4.2).

Les échantillons GSL-3c, HMK-1a, HMK-1b et HMK-1c se distinguent par la présence d'olivine normative. Il est possible que ceci soit dû à l'altération de l'échantillon GSL-3c, car la composition normative de cet échantillon est en désaccord avec le mode pétrographique. Par contre, pour les échantillons HMK-1a, HMK-1b et HMK-1c, l'étude pétrographique a montré l'abondance de l'olivine dans ces échantillons et le degré d'altération élevé de la roche du sondage HMK-1 n'est probablement pas la cause de l'existence de l'olivine normative. Par contre, l'existence de quartz normatif dans l'échantillon HMK-1d (Q_{norm} = 5,32) est peut-être la conséquence de l'altération poussée de cet échantillon. La néphéline normative est absente dans l'ensemble des échantillons étudiés.

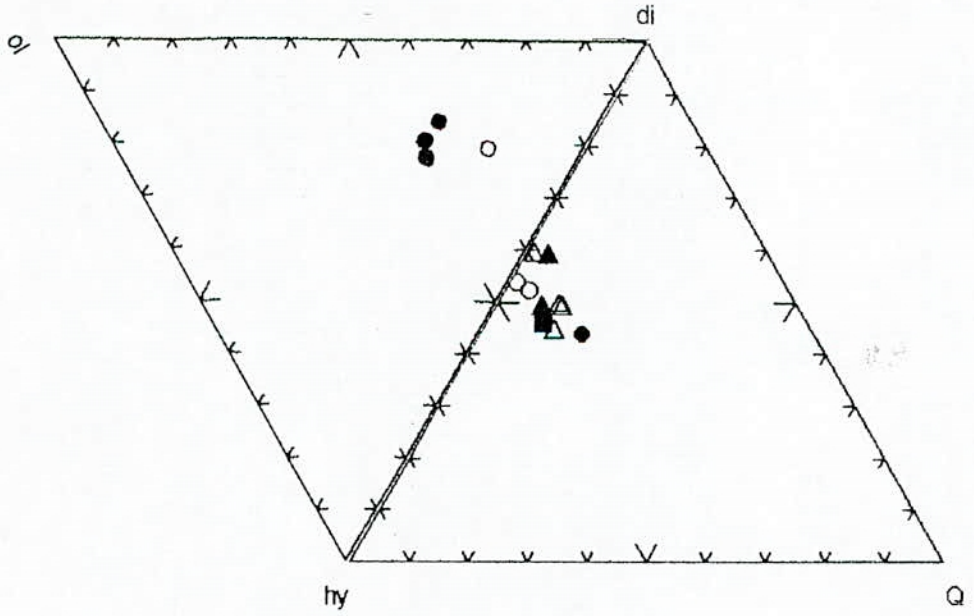


Figure 4.2 : Composition normative des roches magmatiques de l'Ouest de la plate-forme saharienne schématisée dans le tétraèdre ol(olivine)-**di**(diopside)-**hy**(hypersthène)-**Q**(quartz).

IV.5. Le comportement des éléments majeurs

IV.5.1. Les diagrammes Oxydes-Silice

Pour étudier le comportement des éléments majeurs, nous utiliserons les diagrammes de A. Harker, où les poids d'oxydes sont reportés en fonction de la teneur en silice. Ce type de diagrammes permet de distinguer clairement les différentes séries magmatiques. Pour mieux utiliser le comportement des éléments majeurs dans ces diagrammes, et pour éliminer l'importance numérique de la silice, qui peut influencer sur l'allure des courbes de variation, nous utiliserons la méthode de B. Bonin [178] qui préconise le traitement des analyses chimiques brutes avec remise à 100 des oxydes sans tenir compte de la silice. Ainsi, pour la réalisation de ces diagrammes, les teneurs en oxydes ont été recalculées en considérant la somme du pourcentage en poids des oxydes sans silice est égal à 100. On a ensuite réalisé les diagrammes avec la nouvelle valeur des oxydes et en gardant la teneur brute pour la silice. Les différents diagrammes ainsi obtenus sont représentés par la figure 4.3.

La figure 4.3 nous permet de dégager certaines remarques importantes, que nous résumons ci-après :

- mise à part les échantillons du sondage HMK-1, les teneurs en MgO et CaO des autres échantillons montrent une diminution très nette en fonction de l'augmentation de la teneur en SiO_2. La tendance de variation des courbes est remarquablement alignée sur celle des séries tholéiitiques (trait fort sur la figure 4.3). La seule exception provient de l'échantillon ACB, qui ne s'aligne pas avec le reste des échantillons dans les deux cas ; ceci est probablement dû à l'altération qu'a subie cet échantillon, et qui est indiquée par sa perte au feu élevée (7,2). Les échantillons du sondage HMK-1 montrent une tendance alcaline dans le diagramme de CaO ;

- à l'exception des échantillons du sondage HMK-1, les diagrammes en Al_2O_3 et en FeO^* (le fer total étant exprimé en FeO) montrent une augmentation puis une diminution des teneurs pour la plupart des échantillons. Cette évolution est typique des séries tholéiitiques, et la figure 4.3 montre clairement la similitude de l'évolution des teneurs en ces éléments avec la courbe des séries tholéiitiques. Pour les échantillons du sondage HMK-1, nous remarquons la variation du fer qui a une tendance semblable à celle des séries alcalines ;

- hormis les échantillons du sondage HMK-1, les teneurs en Na_2O et K_2O des autres roches, montrent une augmentation nette et régulière, alignée sur la courbe des séries tholéiitiques, en fonction de l'acidité des roches (SiO_2). Remarquons que les échantillons qui montrent une certaine altération en lames minces (HTB, ACB et GSL-3c) sont légèrement décalés par rapport à la tendance générale dans le diagramme de K_2O. Dans ce dernier, les échantillons du sondage HMK-1 montrent une tendance alcaline ;

- les teneurs en P_2O_5 varient très peu en fonction de SiO_2, on y observe une augmentation de la teneur en ces éléments lorsque la teneur de SiO_2 croît. Pour TiO_2, on note une distribution irrégulière pour la majorité des échantillons, et une augmentation des teneurs en fonction de l'acidité de la roche pour les échantillons du sondage HMK-1 ;

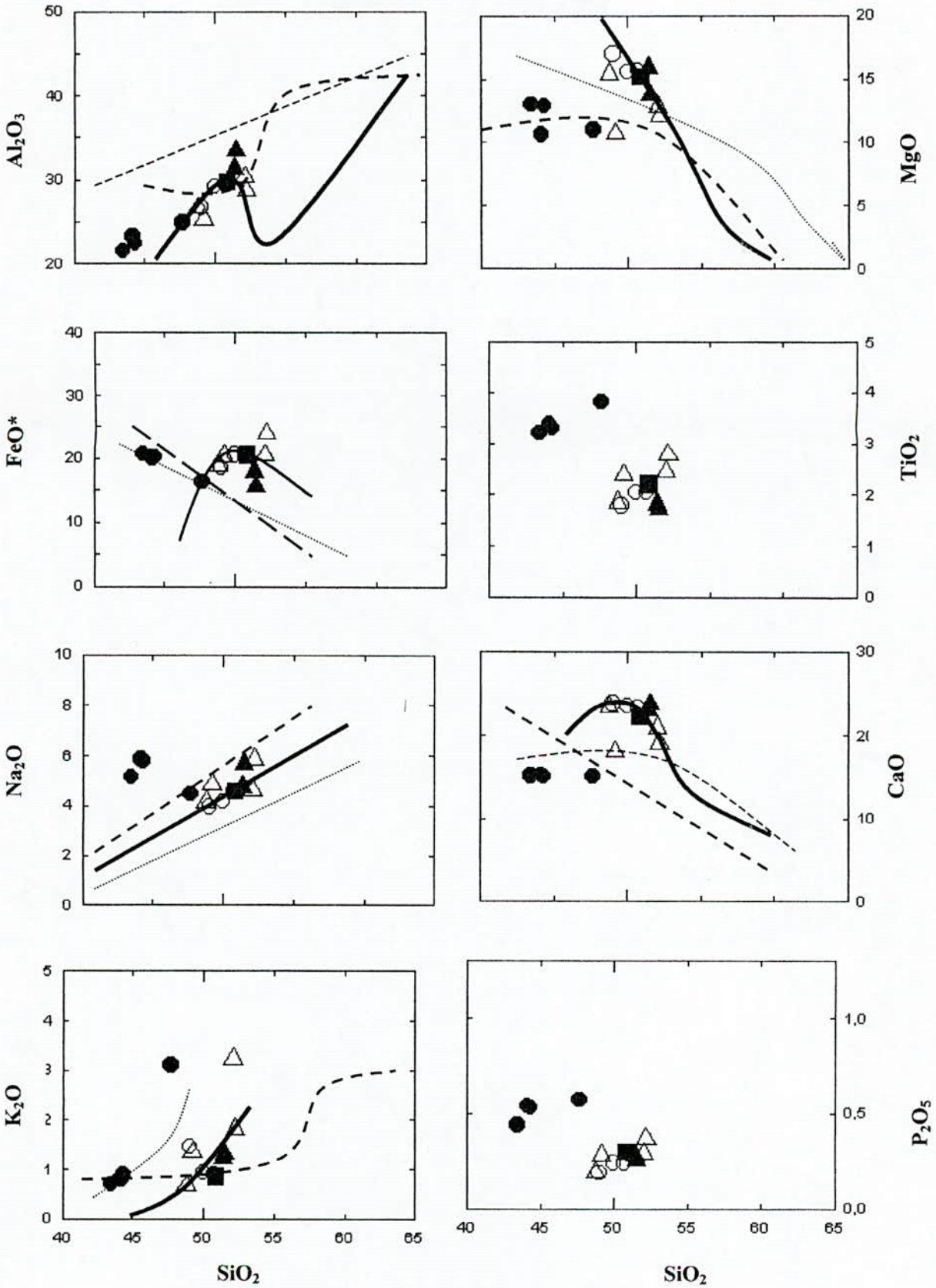


Figure 4.3 : Variation des éléments majeurs en fonction de SiO_2 (diagramme oxydes – silice de B. Bonin [178]) et position des séries magmatiques classiques.
Trait fort : série tholéiitique ; ***Tireté fort*** : série calco-alcaline ; ***Tireté fin*** : série alcaline.

Comme nous venons de le voir, ces diagrammes oxydes-silice permettent des tirer les conclusions suivantes :

- mise à part les échantillons du sondage HMK-1, la tendance de variation des éléments majeurs en fonction de la silice suit remarquablement celle des séries tholéiitiques, et diffère sensiblement de celle des séries alcalines ou calco-alcalines. Certains échantillons, dont l'étude pétrographique, ou la lecture du tableau des analyses chimiques avait indiqué une certaine altération, peuvent s'écarter de la tendance générale. Dans ce cas, il est remarquable de noter les éléments qui ont été déstabilisés par l'altération ; ainsi, le calcium et le magnésium ont été perturbés dans l'échantillon ACB, et le potassium a été déstabilisé dans les échantillons ACB, GSL-3c et surtout HTB ;

- pour les échantillons du sondage HMK-1, une certaine tendance pour la série alcaline est observée, mais cela ne nous permet d'être affirmatif totalement.

IV.5.2. Les diagrammes Oxydes-MgO

Les diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de MgO sont souvent utilisés pour étudier le comportement de ces éléments, principalement pour les roches riches en minéraux ferro-magnésiens (roches basiques et ultrabasiques). Etant donné la nature basaltique des roches étudiées dans le cadre de ce travail, nous avons réalisé ce type de diagrammes (figure 4.4). L'examen de ces diagrammes permet de faire les remarques suivantes :

- dans les diagrammes TiO_2-MgO et P_2O_5-MgO, les échantillons du sondage HMK-1 s'individualisent clairement des autres échantillons. Notons que les éléments Ti et P sont très stables et peu affectés par l'altération. Il est aussi remarquable de noter que les échantillons ACB, AB-1 et HTB sont bien regroupés ensemble dans le diagramme TiO_2-MgO, mais aussi dans la plupart des autres diagrammes oxydes-MgO. Les deux premiers proviennent du même sill d'Aïn ech Chebbi et le troisième appartient au dyke de Hassi Taïbine, suggérant probablement une relation génétique entre le dyke et le sill ;

- les teneurs en CaO croient nettement avec l'augmentation de la teneur en MgO, alors que ceux de SiO_2 et des alcalins diminuent. Ceci est expliqué par l'augmentation de la basicité des roches avec enrichissement en minéraux ferro-magnésiens et en plagioclases calciques. Les teneurs en Al_2O_3 montrent une tendance à l'augmentation puis à la diminution lorsque MgO augmente, car en général, l'évolution de l'alumine est liée à la richesse en feldspaths des roches. Le fer (FeO*) montre une distribution irrégulière.

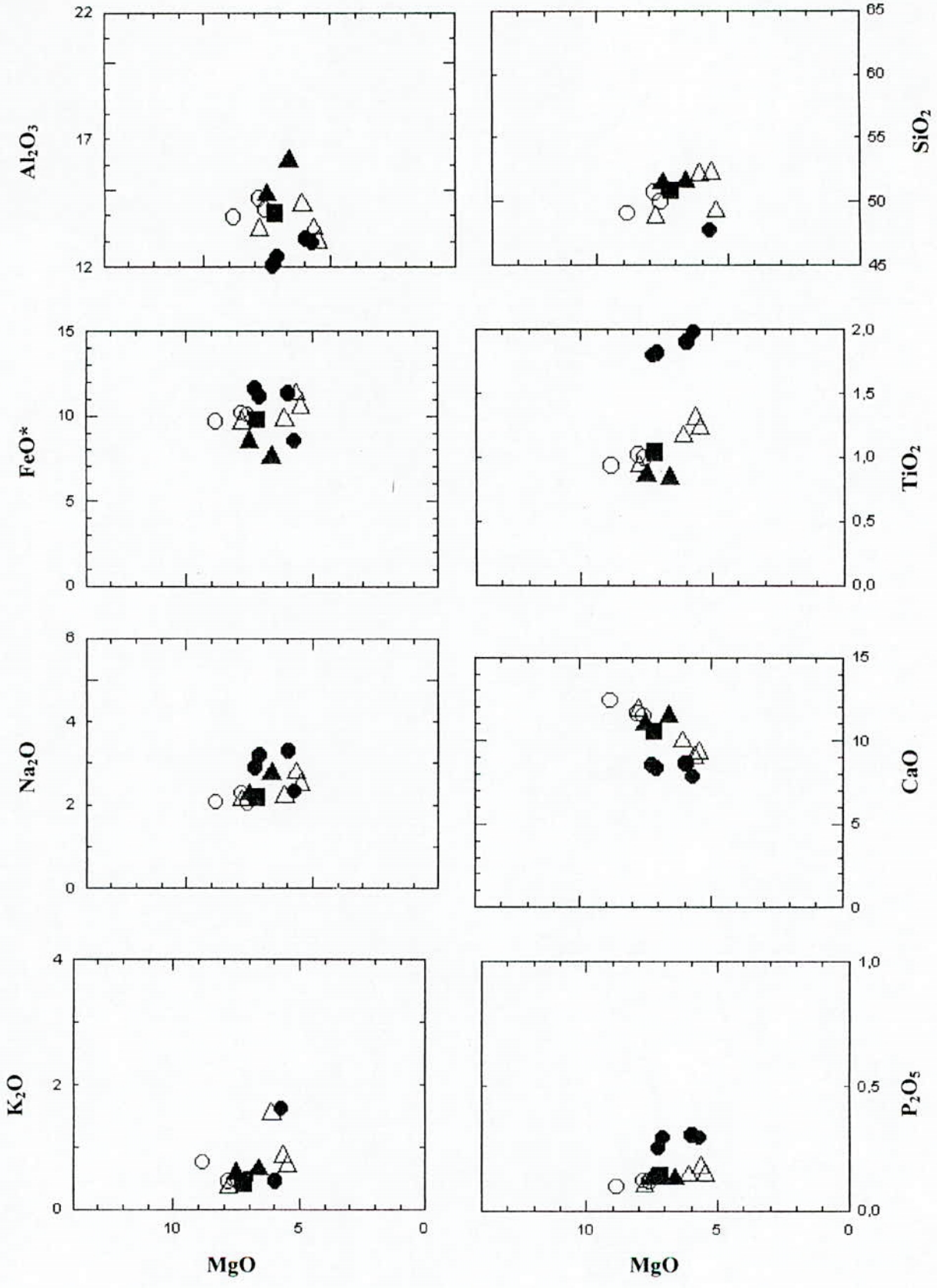


Figure 4.4 : Diagramme oxydes-MgO des roches magmatiques de l'Ouest de la plate-forme saharienne.

IV.6. Le comportement des éléments en traces

Dans ce qui suit, nous essayons d'examiner le comportement des principaux éléments en traces, mais il faut noter qu'il est difficile d'obtenir des résultats très satisfaisants à partir de nos analyses à cause de l'écart-type élevé (20 %) des mesures. Nous examinerons ici le comportement des éléments en traces Ba, Sr, Ni et Zr, dont les diagrammes, reportés dans la figure 4.5, permettent de faire ces quelques remarques :

- les teneurs en Ni montrent une diminution très nette avec l'augmentation de la teneur en silice, et ceci est normal étant donné l'affinité de cet élément pour les minéraux ferro-magnésiens, dont l'importance diminue avec l'augmentation de l'acidité des roches. Nous remarquons que les échantillons dont l'étude en lames minces a montré une abondance d'olivine se détachent nettement du groupe (RAN-1, HTB et ACB) ;

- mise à part les échantillons du sondage HMK-1, l'évolution des teneurs en Sr des autres échantillons est semblable à celle de CaO, car l'élément Sr est isomorphe du Ca dans les plagioclases. Cette tendance est semblable à celle qui est connue pour les séries tholéiitiques ;

- les teneurs en Ba et Zr ne montrent aucune tendance notable en fonction de SiO_2.

IV.7. Les diagrammes de discrimination géochimique

Pour distinguer entre les différentes séries magmatiques, les géochimistes utilisent les diagrammes discriminants [175,179], dont la combinaison permet de conclure à l'appartenance à telle ou telle série. En outre, pour limiter l'effet de l'altération des roches, il est nécessaire d'utiliser le plus grand nombre possible de diagrammes pour pouvoir obtenir des résultats fiables. Les plus importants diagrammes utilisés sont les suivants :

- le diagramme alcalins vs. SiO_2 ;
- le diagramme K_2O vs. SiO_2 ;
- le diagramme A.F.M. ;
- le diagramme triangulaire TiO_2-MnO-P_2O_5 ;
- le diagramme triangulaire K_2O-TiO_2-P_2O_5 .

Outre ces diagrammes, nous utiliserons d'autres qui concernent des éléments réputés immobiles, à savoir :

- le diagramme Al_2O_3 vs. AN % (normative) ;
- le diagramme TiO_2/Al_2O_3 vs. SiO_2/Al_2O_3 ;
- le diagramme Fe_2O_3 / MgO vs. TiO_2.

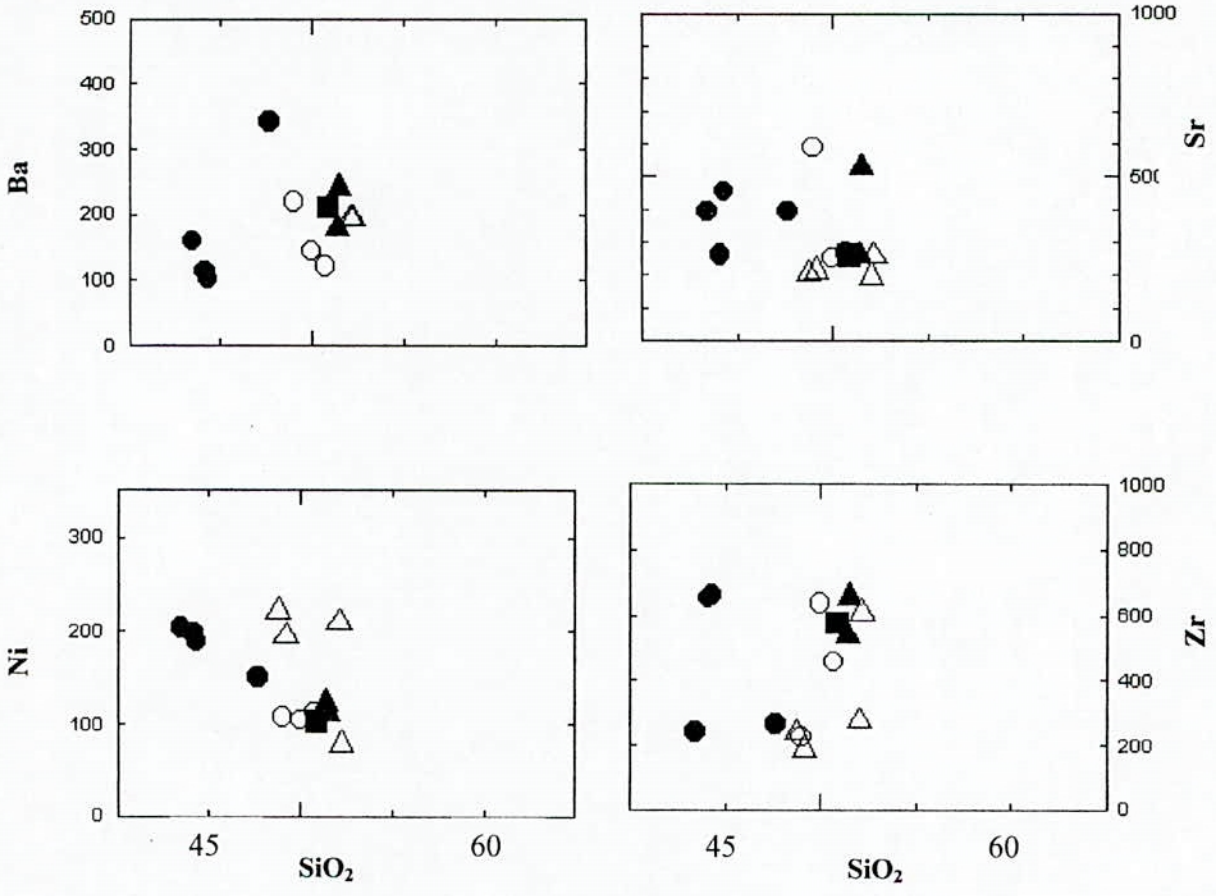


Figure 4.5 : Variation des éléments en traces (Ba, Sr, Ni et Zr) en fonction de SiO_2 des roches magmatiques de l'Ouest de la plate-forme saharienne.

IV.7.1. Le diagramme Alcalins vs. SiO_2

Ce diagramme est préconisé pour distinguer les séries alcalines des séries dites « subalcalines », et ce pour des teneurs en silice allant de 40 à 80 %.

Sur le diagramme des alcalins ($Na_2O + K_2O$) en fonction de SiO_2 (figure 4.6), les échantillons du sondage HMK-1 se rapportent au domaine alcalin. Ce résultat doit être pris avec précaution vu l'état d'altération de ces roches.

Le reste des échantillons se situe dans le domaine sub-alcalin.

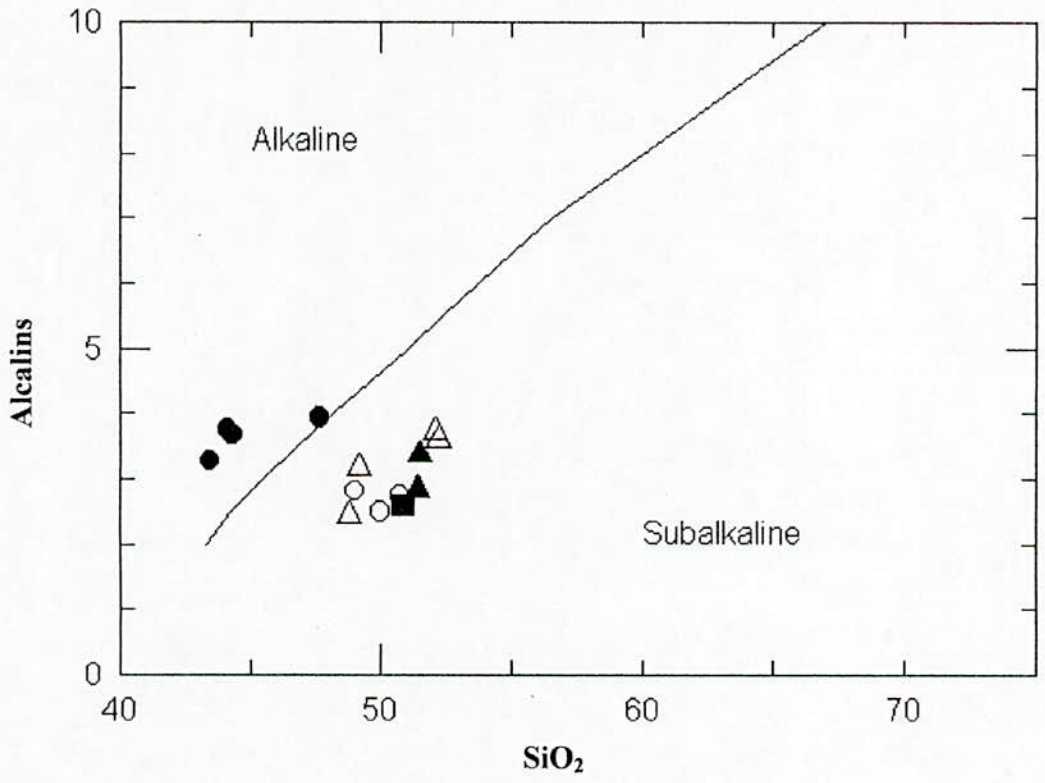


Figure 4.6 : Projection des échantillons dans le diagramme Alcalins ($Na_2O + K_2O$) vs. SiO_2

IV.7.2. Le diagramme K_2O vs. SiO_2

Ce diagramme est utilisé pour distinguer, en fonction de la teneur des roches en potassium, entre les différentes séries magmatiques [179]. Les séries tholéiitiques, calco-alcalines, ainsi que les séries alcalines et shoshonitiques correspondent respectivement à celles dont la teneur en K_2O est faible (faiblement potassique), K_2O modérée et K_2O élevée (fortement potassique).

Les roches éruptives de l'ouest de la plate-forme saharienne se projettent dans le domaine de la série tholéiitique et calco-alcaline. Les caractères géochimiques et les diagrammes de variation utilisés précédemment exclut toute appartenance de ces roches à la série calco-alcaline. Il est donc possible que ce résultat soit dû à l'altération de ces échantillons, et K_2O étant l'élément le plus fortement sensible à l'altération. D'ailleurs toutes les roches qui se projettent dans le domaine calco-alcalin sont ceux dont l'étude pétrographique avait montré qu'ils sont relativement altérés (HTB, ACB, GSL-3c). Mais ceci ne doit pas être la seule cause. De récentes études ont montré que les tholéiites ont des teneurs faibles mais variables en K_2O, et beaucoup de roches qui se projettent dans le domaine calco-alcalin appartiennent en fait à la série tholéiitique.

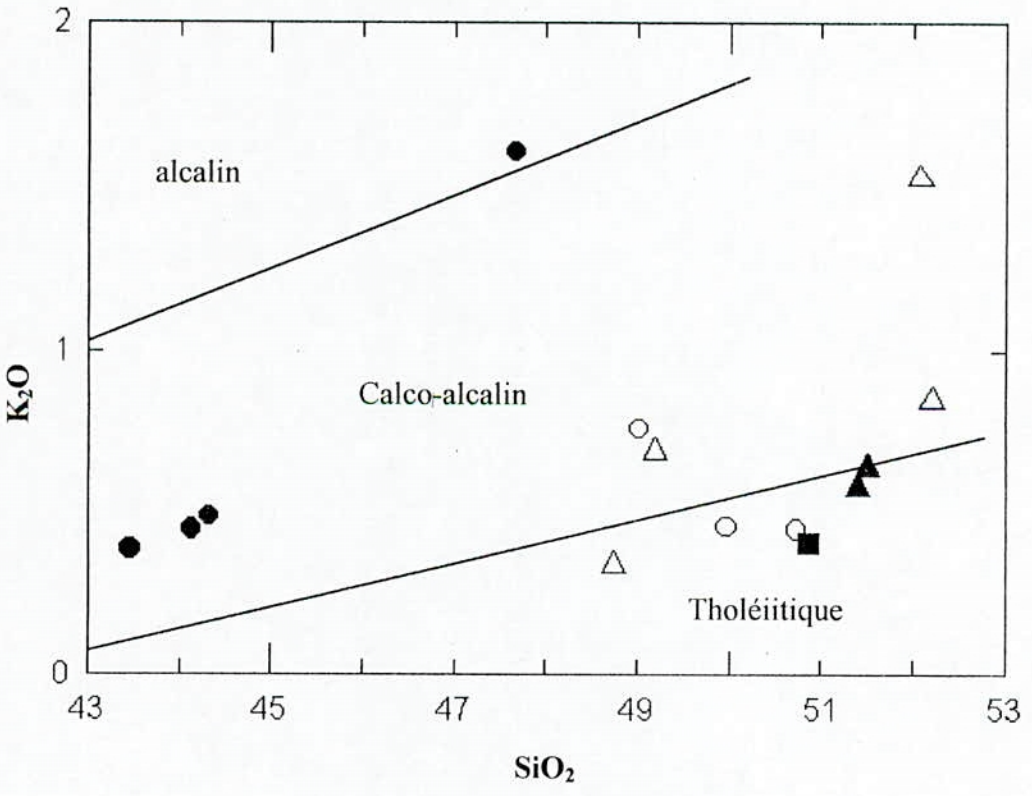


Figure 4.7 : Représentation des échantillons étudiés dans le diagramme K_2O vs. SiO_2.

IV.7.3. Le diagramme A.F.M.

Le diagramme **A** ($Na_2O + K_2O$), **F** (fer total), **M** (MgO) d'Irvine et Baragar [180] permet de différencier les séries tholéiitiques des séries calco-alcalines. A l'exception de S-28 et HMK-1d, tous les échantillons se projettent dans le domaine tholéiitique (figure 4.8). Par ailleurs, « le trend » des roches magmatiques étudiés indique une évolution vers un magma tholéiitique avec enrichissement en fer.

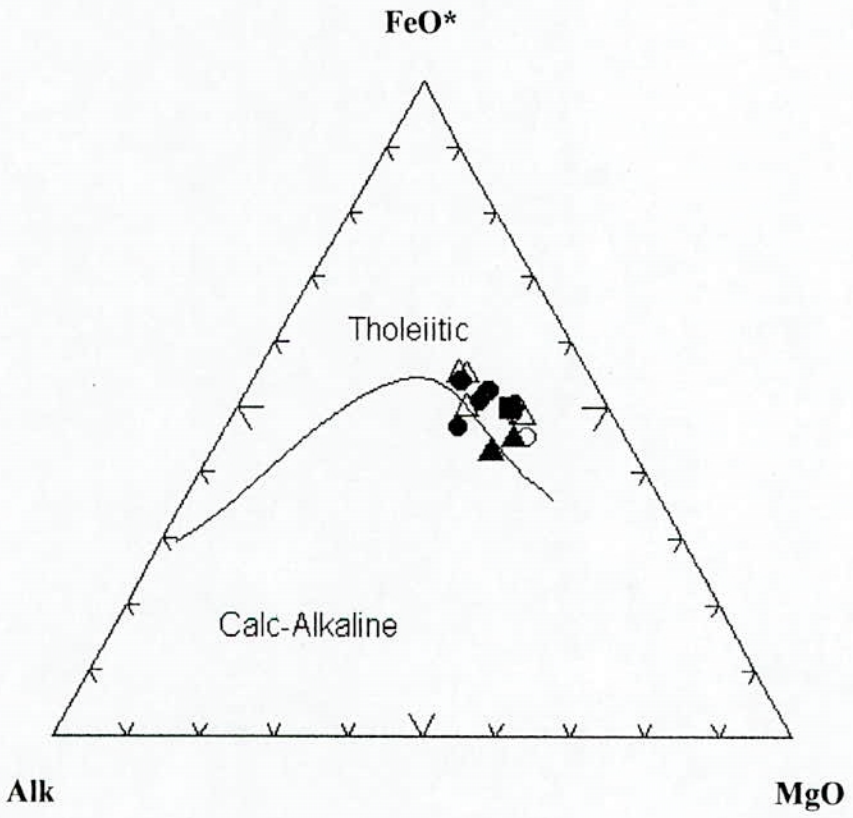


Figure 4.8 : Projection des échantillons dans le diagramme AFM d'Irvine et Baragar [180].

Alk = $Na_2O + K_2O$.
FeO* = fer total exprimé en FeO.
Tholeiitic : domaine des roches tholéiitiques.
Calc-Alkaline : domaine des roches calco-alcalines.

IV.7.4. Le diagramme Al_2O_3 vs. AN% (normative)

Le diagramme Al_2O_3 en fonction du pourcentage d'anorthite normative est parfois utilisé pour distinguer entre la série tholéiitique et la série calco-alcaline.

Dans ce diagramme, l'ensemble des échantillons étudiés se projettent dans le domaine de la série tholéiitique (figure 4.9).

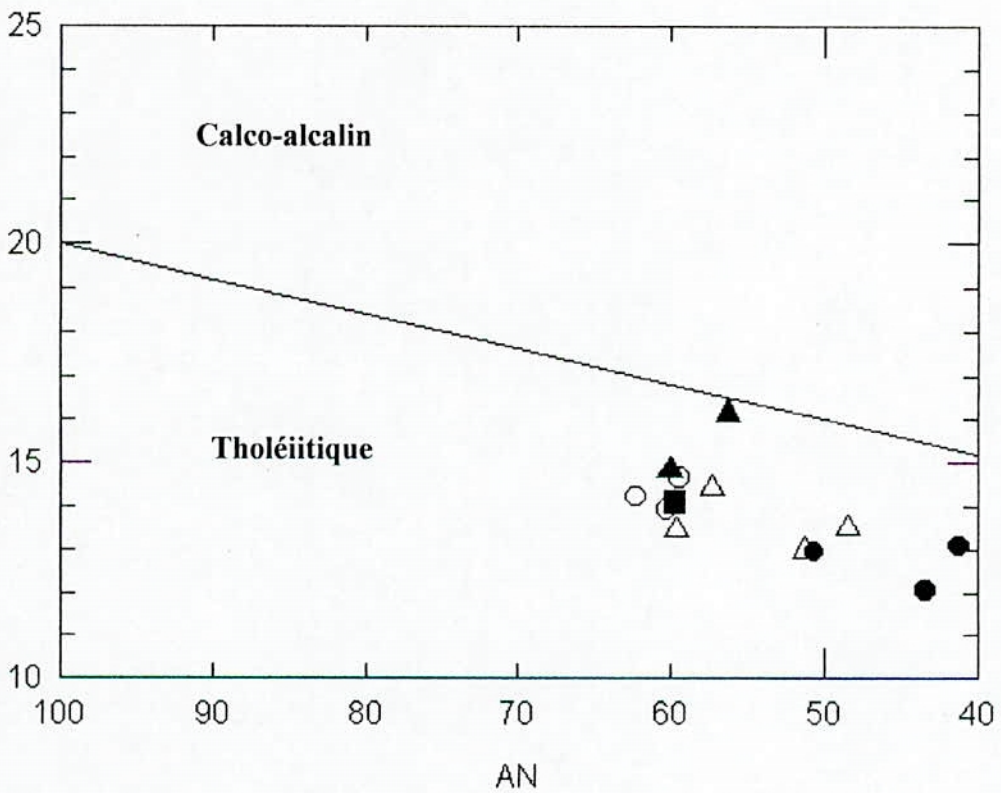


Figure 4.9 : Projection des échantillons dans le diagramme Al_2O_3 vs. AN% (Anorthite normative).

IV.7.5. Le diagramme TiO_2/Al_2O_3 vs. SiO_2/Al_2O_3

Pour connaître les caractéristiques du magma initial, et afin de limiter les effets de l'altération qui modifie considérablement la concentration des éléments mobiles comme les alcalins (Na_2O et K_2O), nous tracerons le diagramme **TiO_2/Al_2O_3** vs. **SiO_2/Al_2O_3** utilisant le rapport entre les éléments réputés immobiles [181]. Sur la figure 4.10, il ressort clairement que le magmatisme du sondage HMK-1 est différent de celui des autres régions.

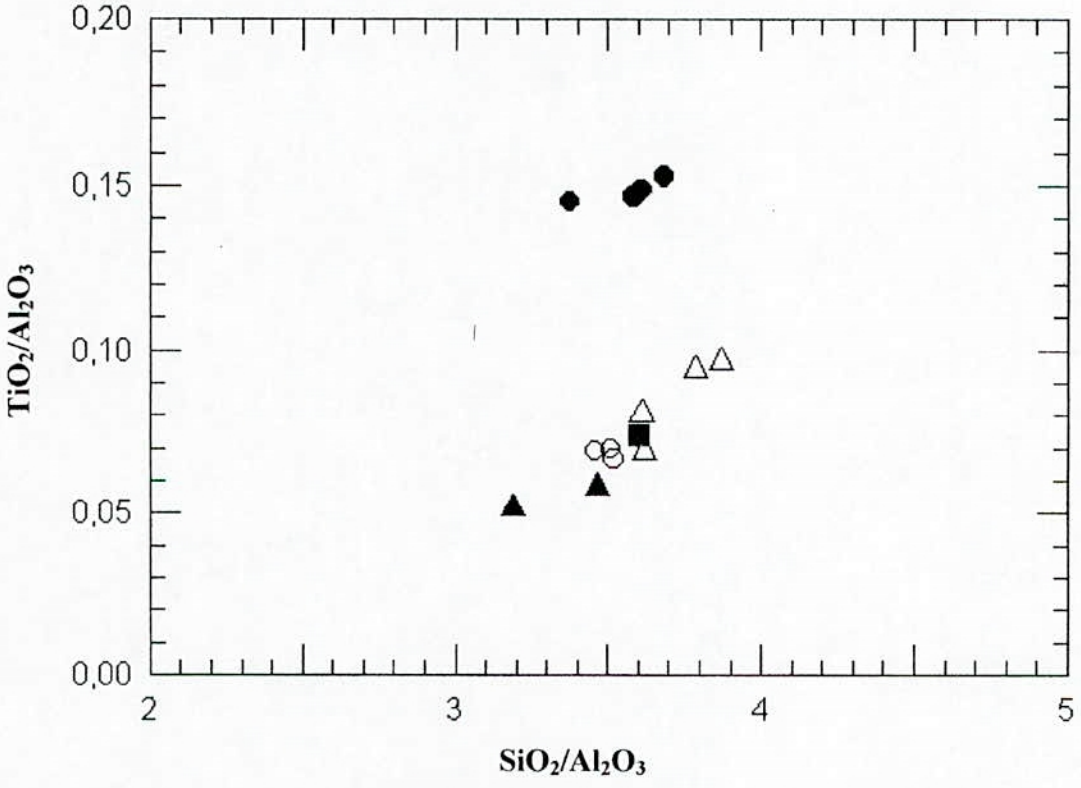


Figure 4.10 : Projection des échantillons dans le diagrammeTiO_2/Al_2O_3 vs. SiO_2/Al_2O_3 .

IV.7.6. Le diagramme Fe_2O_3 / MgO vs. TiO_2

Le diagramme **Fe_2O_3 / MgO** vs. **TiO_2** a été utilisé par plusieurs auteurs, et notamment par H. Bertrand [73] pour les roches basiques triasico-liasiques du Maroc, pour distinguer les différents groupes magmatiques cogénétiques.

Dans ce diagramme, les roches que nous avons étudiées se divisent clairement en deux groupes bien distincts. D'une part, les échantillons du sondage HMK-1, et d'autre part le reste des échantillons. On remarque aussi que les roches des sills d'Aïn ech Chebbi (AB-1 et ACB) et du dyke de Hassi Taïbine (HTB) ont tendance à se regrouper ensemble, comme cela a été noté précédemment dans les diagrammes Oxydes-MgO (figure 4.4).

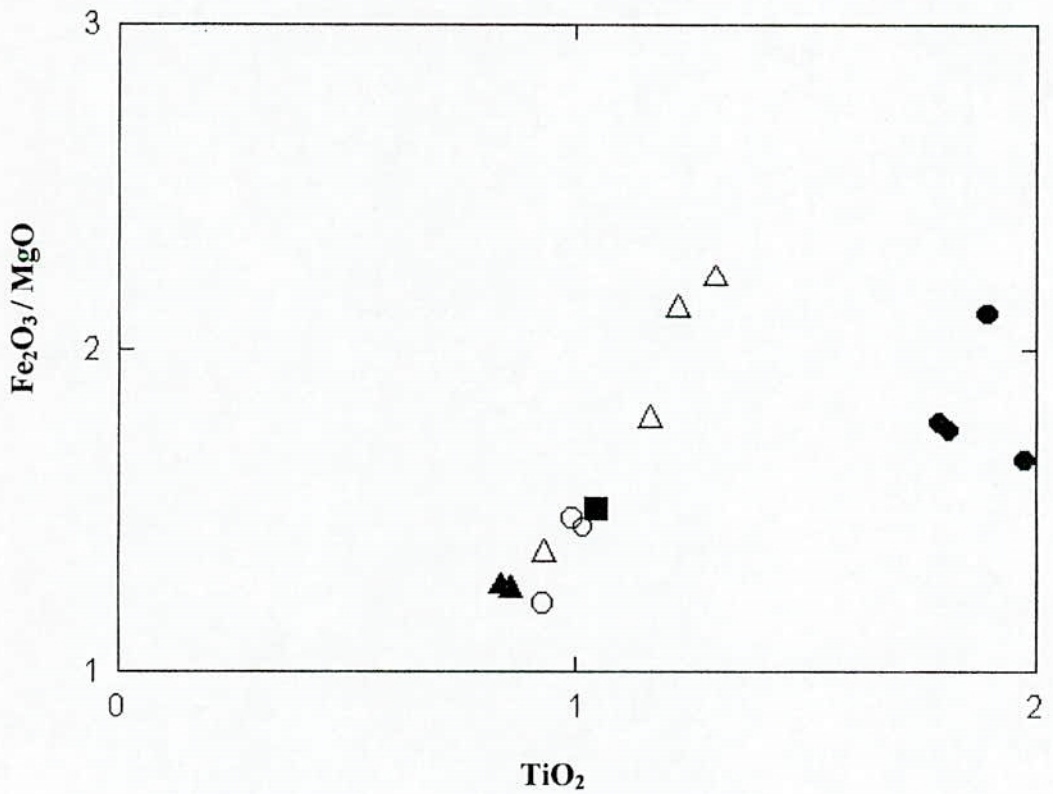


Figure 4.11 : Projection des échantillons dans le diagramme Fe_2O_3 / MgO vs. TiO_2

IV.7.7. Le diagramme triangulaire TiO_2-MnO-P_2O_5 de Mullen [182]

Dans le diagramme TiO_2-MnO-P_2O_5 (Mullen, [182]) les points représentatifs des échantillons analysés se placent, pour la plupart, dans le champ des tholéiites d'arc insulaire. Un seul échantillon (HTB) se place dans le domaine des basaltes des rides médio-océanique. Par contre, il est intéressant de remarquer que les échantillons du sondage HMK-1 se placent en totalité dans le champ des basaltes alcalins des îles océaniques (OIA) confirmant ainsi leur affinité alcaline.

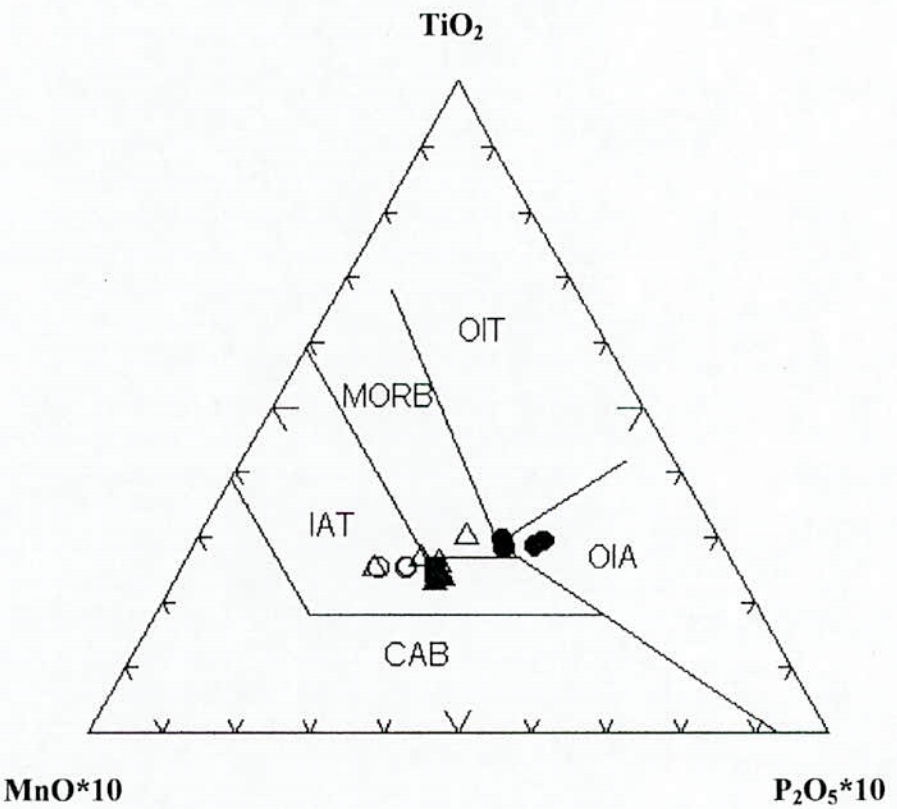


Figure 4.12 : Répartition des roches magmatiques triasico-liasiques de l'ouest de la plate-forme saharienne dans le diagramme triangulaire TiO_2-MnO-P_2O_5 de Mullen [182].

OIA : basaltes alcalins des îles océaniques (ocean island alcali basalt) ; ***OIT*** : tholéiites des îles océaniques (ocean island tholeiite) ; ***MORB*** : basaltes des rides médio-océaniques (mid-ocean ridge basalt) ; ***IAT*** : tholéiites d'arc insulaire (island arc tholeiite) ; ***CAB*** : basaltes calco-alcalins (calc-alkali basalt).

IV.7.8. Le diagramme triangulaire K_2O-TiO_2-P_2O_5

Pour distinguer entre les basaltes du domaine océanique de ceux du domaine continental, on utilise souvent le diagramme K_2O-TiO_2-P_2O_5 de Pearce et al. [183] . Les basaltes du domaine océanique se projettent à proximité de TiO_2. Ce diagramme n'est pas utilisé pour les roches d'affinité alcaline. Son inconvénient réside dans le fait qu'il utilise K_2O qui est un élément mobile. L'interprétation de ce diagramme doit donc être faite avec prudence.

Les échantillons étudiés dans ce travail (on ne tiendra pas compte du sondage HMK-1 dont la roche présente une affinité alcaline) se projettent dans le domaine des basaltes continentaux ou à la limite entre basaltes continentaux et basaltes océaniques.

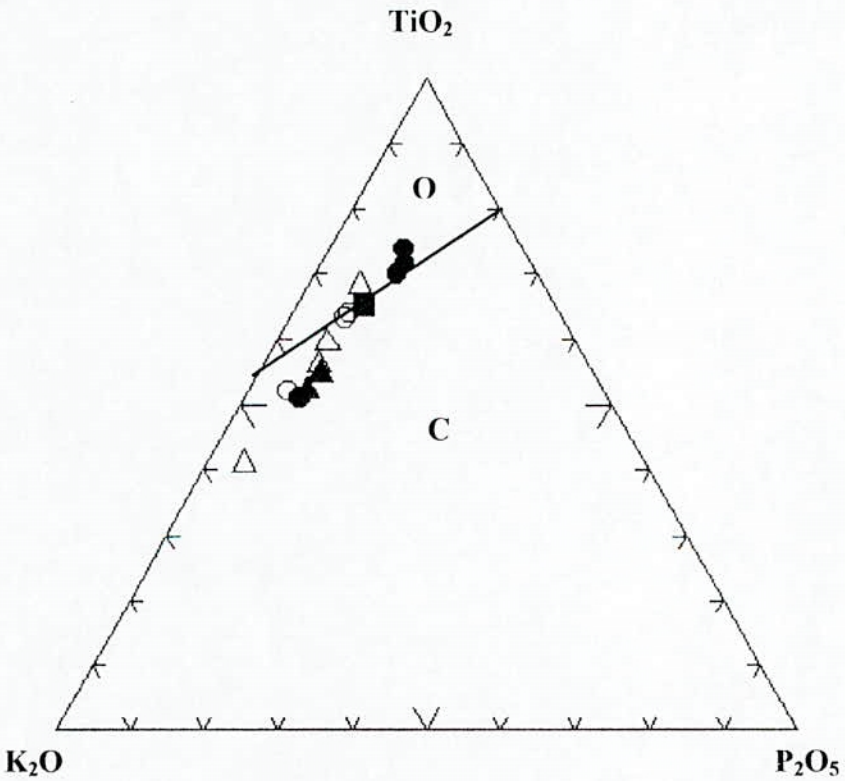


Figure 4.13 : Projection des échantillons dans le diagramme triangulaire K_2O-TiO_2-P_2O_5 de Pearce et al. [183].
O : domaine océanique.
C : domaine continental.

IV.8. Conclusion

L'étude géochimique, avec notamment l'utilisation de plusieurs diagrammes discriminants nous conduit à classer les roches que nous avons analysées en deux types distincts :

- le type 1 : il concerne la majorité des échantillons étudiés et indique que ces roches sont des tholéiites à quartz peu différenciées et relativement riches en titane. Leurs caractéristiques géochimiques sont identiques à celles des basaltes des plateaux ou des tholéiites des grandes provinces volcaniques [17]. Ces roches appartiennent au domaine continental ;

- le type 2 : Il correspond aux roches du sondage HMK-1, qui ont montré une affinité alcaline. Malgré l'altération poussée de ces roches, l'utilisation de plusieurs diagrammes ont permis de séparer clairement les échantillons du sondage HMK-1 des autres échantillons de l'ouest de la plate-forme saharienne.

Chapitre V

Influence du magmatisme sur l'accumulation des hydrocarbures et le potentiel métallogénique de la région

V.1. Relation entre le magmatisme et l'accumulation des hydrocarbures

V.1.1. Introduction

La mise en place d'une quantité importante de roches magmatiques mésozoïques dans les bassins sédimentaires de l'ouest de la plate-forme saharienne, a dû avoir une importante influence sur leur potentiel en hydrocarbures.

La relation entre les venues magmatiques et les gisements d'hydrocarbures demeure encore obscure car très peu d'études lui ont été consacrées. Certains auteurs pensent que l'intrusion des roches magmatiques dans les bassins sédimentaires de la région a joué un rôle néfaste et destructeur sur d'éventuelles accumulations d'hydrocarbures [158], et la présence de ces roches diminuent les chances de trouver des gisements d'hydrocarbures importants. Cependant, ceci n'est pas toujours vrai car il existe en fait assez d'exemples de gisements d'hydrocarbures associés à ces venues magmatiques ; ainsi, dans le Sahara nord oriental, les riches gisements pétroliers de la Province triasique (Hassi Messaoud, Rhourde el Baguel, Guellala etc...) et gaziers de Hassi R'mel sont associés à des roches magmatiques [10,78] .

Les bassins de l'ouest de la plate-forme saharienne n'ont pas encore livré jusqu'à présent d'importants gisements d'hydrocarbures, qui est probablement dû aux faibles travaux d'exploration consacrés à ces bassins. Ainsi, pour le bassin de Tindouf, qui occupe une superficie de 140 000 km^2, onze forages seulement ont été réalisés. Récemment, la découverte de gisements de gaz sur le flanc nord du bassin de Reggane, a relancé l'intérêt pour l'exploration des hydrocarbures dans ces régions.

V.1.2. Les systèmes pétroliers des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar

a- Les roches mères des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar

Dans les bassins de Reggane et de Tindouf, les roches mères principales sont les argiles radioactives du Silurien et celles du Dévonien supérieur (Frasnien) [169]. Pour le bassin de Béchar, les argiles du Silurien constituent les principales roches mères [190].

Pour la roche mère silurienne (figure 5.1), l'état de cuisson du kérogène est à gaz sec et condensat dans le bassin de Béchar, ainsi que dans le centre et le nord des bassins de Reggane et de Tindouf [128]. Ce même kérogène est en phase à huile dans la partie sud des bassins de Reggane et de Tindouf, et dans la partie orientale du bassin de Reggane aux abords de l'Ougarta [128].

Concernant la roche mère du Frasnien (figure 5.2), le kérogène est en phase à huile dans la bordure sud des bassins de Tindouf et de Reggane et en phase à gaz dans le centre de ces bassins [128].

b- Les roches réservoirs des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar

Dans les bassins de Reggane et de Tindouf, on y trouve deux réservoirs, dont le plus important appartient au Dévonien inférieur (Gédinnien-Siegénien ou Lochkovien-Praguien), tandis que le second, de moindre importance, se situe à l'Ordovicien. Les deux réservoirs sont de bonne qualité [169].

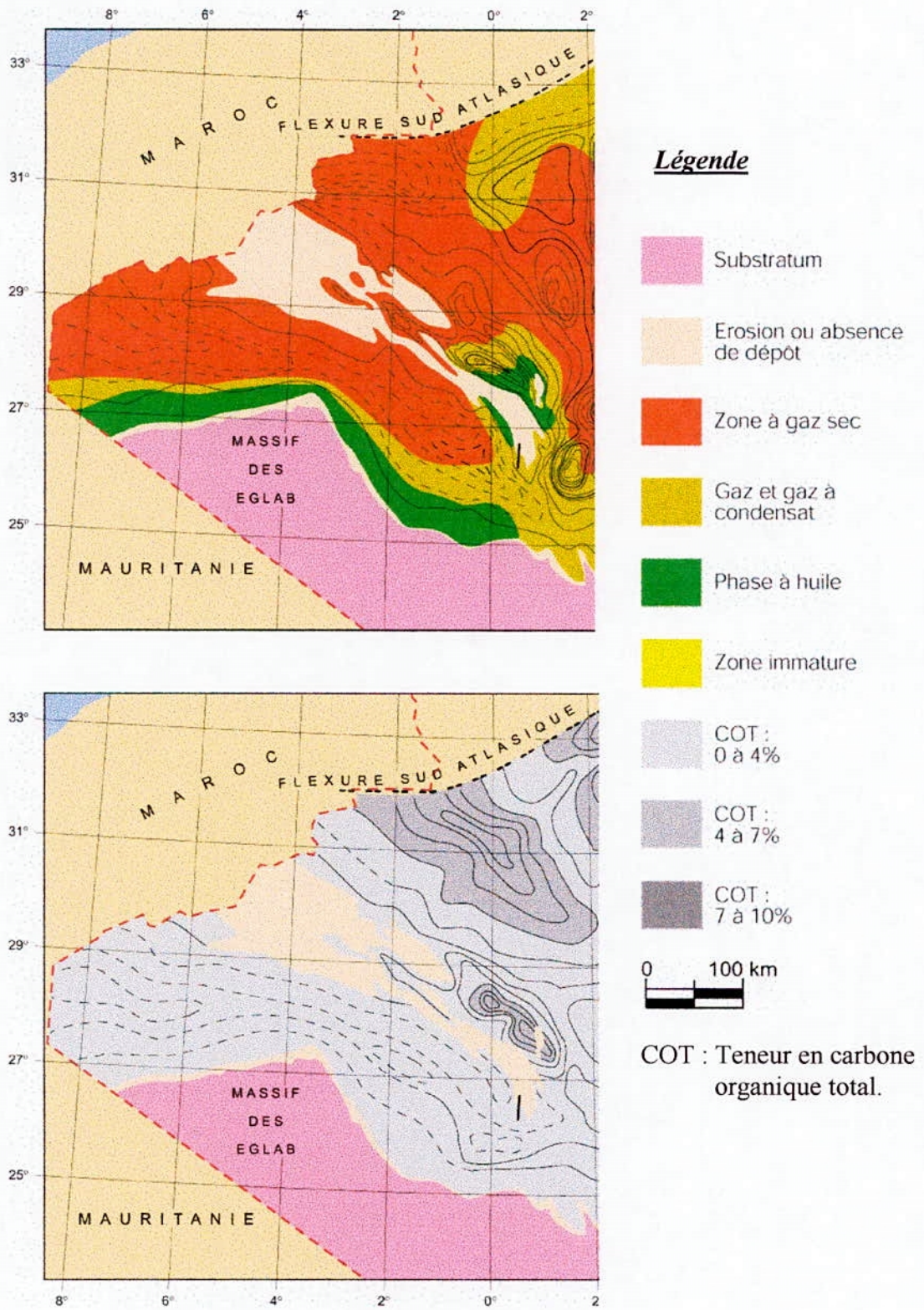


Figure 5.1 : Isopaques, maturation et COT dans les argiles radioactives du Silurien des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar (d'après H. Askri et al., [128]).

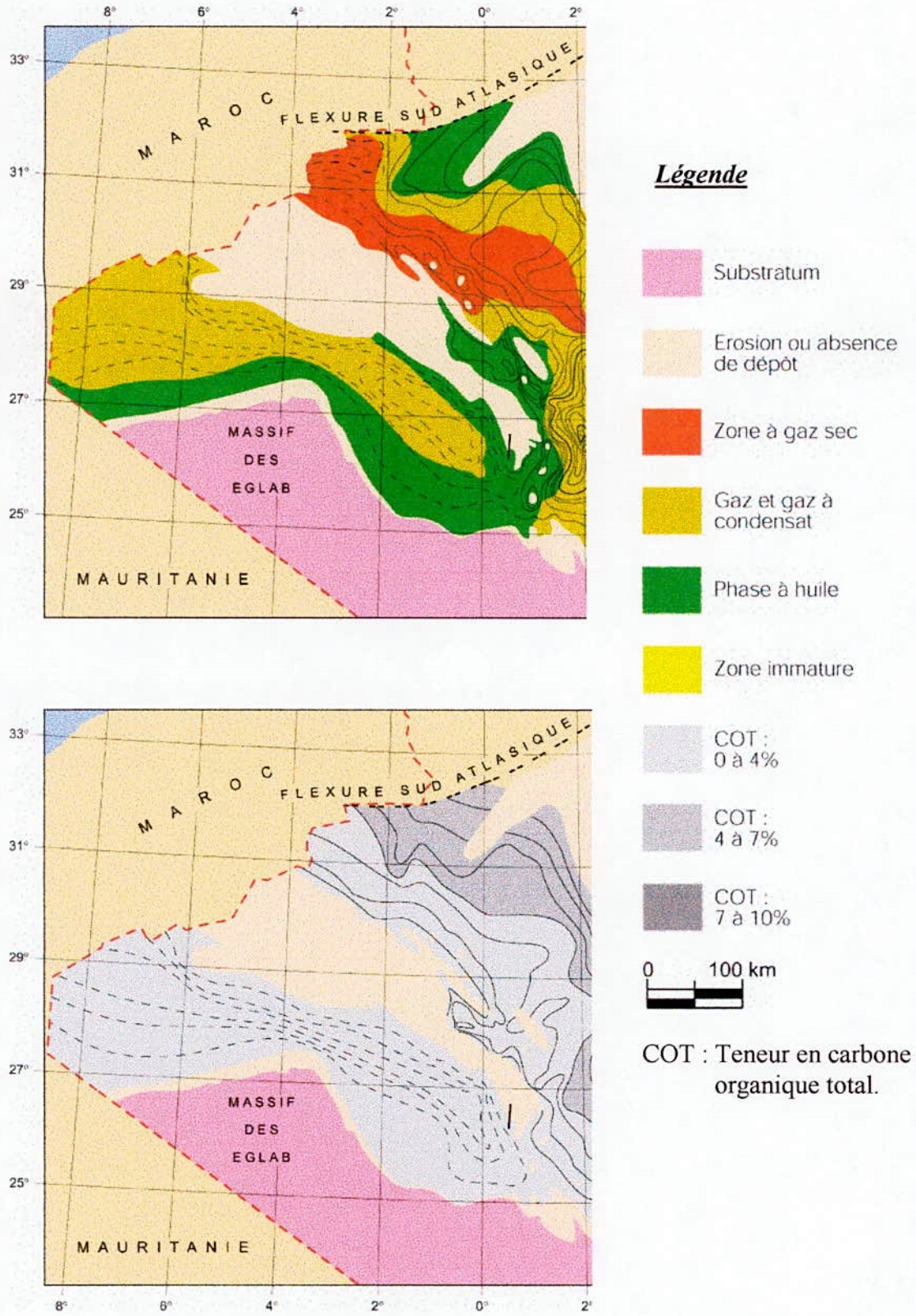


Figure 5.2 : Isopaques, maturation et COT dans les argiles radioactives du Frasnien inférieur des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar (d'après H. Askri et al., [128]).

Le réservoir principal du bassin de Béchar est constitué par les grès du Cambro-Ordovicien et ceux du Dévonien inférieur (formation de Dkhissa) [190].

c- Les roches couvertures des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar

Dans les bassins de Reggane et de Tindouf, la couverture des réservoirs du Dévonien inférieur est assurée par les argiles du Dévonien moyen et supérieur, ainsi que par les argiles du Dévonien inférieur. Les argiles du Silurien sont bien développées et constituent une bonne couverture pour le réservoir ordovicien.

Dans le bassin de Béchar, la couverture des réservoirs cambro-ordoviciens est assurée par les argiles de l'Ordovicien (argiles d'Oued Rharbi, de Tiferouine et d'Azzel). Les argiles du Dévonien inférieur, moyen (Teferguenit) et supérieur constituent la couverture du réservoir appartenant au Dévonien inférieur.

d- Génération et accumulation des hydrocarbures dans les bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar

Les diagrammes des figures 5.3 et 5.4 résument les principales caractéristiques et l'histoire des systèmes pétroliers des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar. Dans les trois bassins, la plupart des études indiquent que la phase maximum de génération d'hydrocarbures se situe vers 300 Ma, à la fin du Paléozoïque. La migration et l'accumulation des hydrocarbures se seraient produites durant la même phase, et les pièges se seraient formés à la faveur de la tectonique hercynienne, fini-paléozoïque, qui a affecté ces bassins. Il est supposé que les gisements formés durant cette phase auraient été préservés jusqu'à nos jours. Les cartes des figures 5.1 et 5.2 ont été établies sur la base de ces données.

Nous verrons dans ce qui suit que les événements se sont peut-être déroulés différemment, et que des événements comme la dislocation de la Pangée et la mise en place du magmatisme qui a affecté ces régions, auraient eu une influence importante dans l'histoire des systèmes pétroliers de ces bassins.

V.1.3. L'influence de l'évènement thermique et du magmatisme triasico-liasique sur la génération et l'accumulation des hydrocarbures dans les bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar

Un événement thermique majeur d'âge triasico-liasique (200 Ma) a été récemment mis en évidence dans le bassin de Reggane [171] (figure 5.5). Cet épisode thermique coïncide avec la mise en place du magmatisme lié à l'ouverture de l'Atlantique central dans la région.

Cet événement thermique aurait eu une grande influence sur la maturation de la matière organique dans le bassin de Reggane. Nous supposons qu'il a dû aussi affecter le bassin de Tindouf, dont l'histoire géologique est semblable à celle du bassin de Reggane. Dans la figure 5.5, on remarque que cet événement thermique est le principal qu'a connu le bassin de Reggane durant son histoire. Des événements thermiques similaires, et de même âge sont aussi connus au Maroc [172] et dans le bassin de Taoudenni [1] et sont liés à l'ouverture de l'Atlantique central.

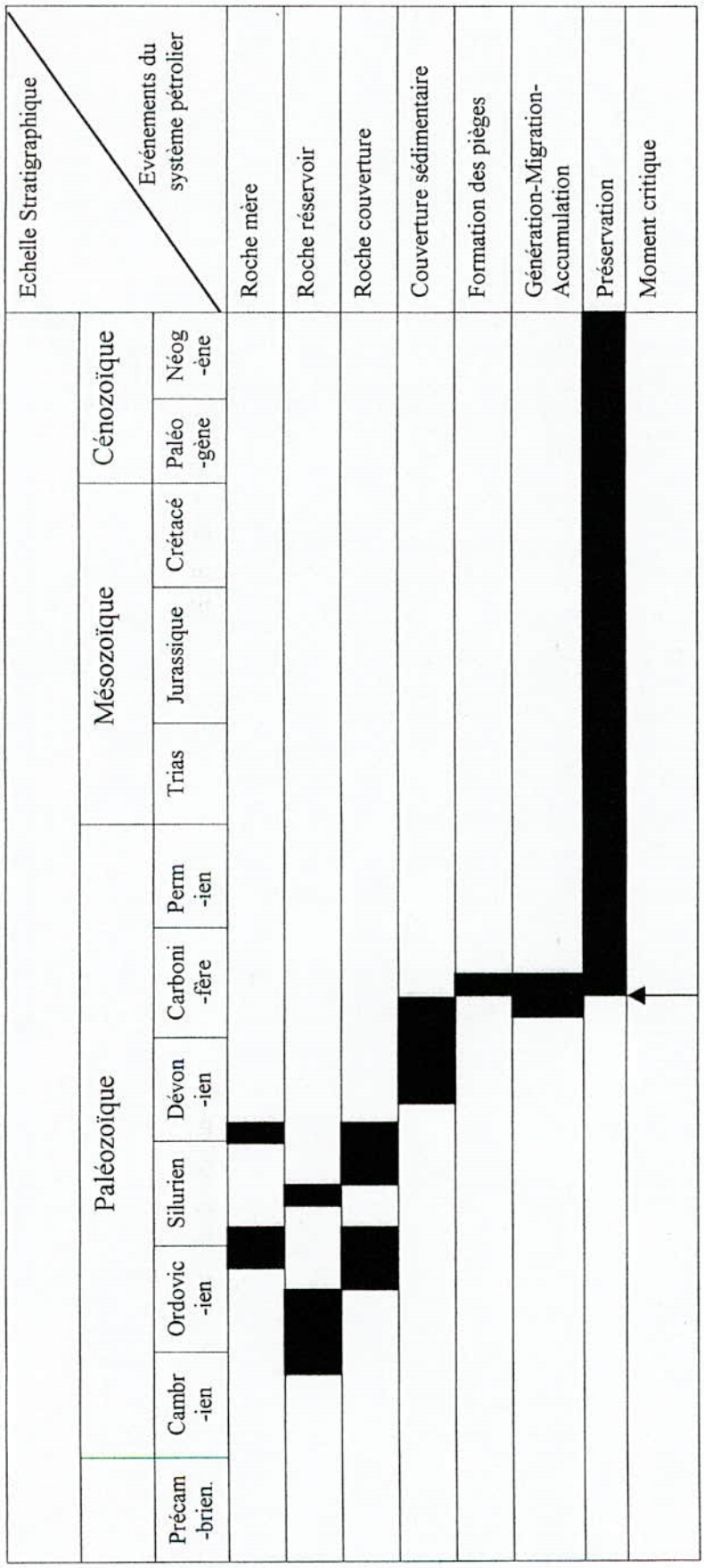


Figure 5.3 : Diagramme des évènements du système pétrolier des bassins de Reggane et de Tindouf (d'après T.R. Klett [190]).

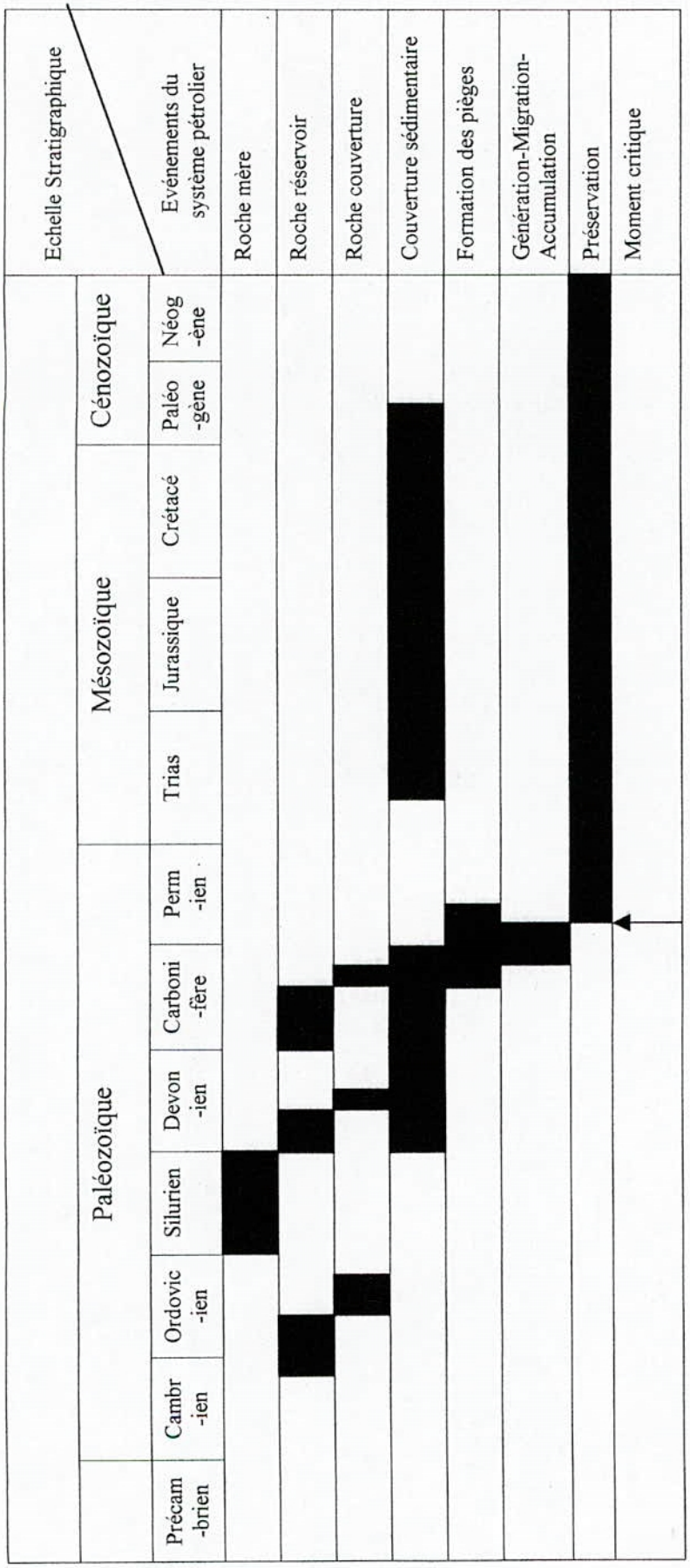


Figure 5.4 : Diagramme des évènements du système pétrolier du bassin de Béchar (d'après T.R. Klett [190]).

La mise en évidence de cet événement à une grande implication quant à l'histoire des systèmes pétroliers de la région. Toutes les études effectuées sur les bassins de Tindouf et de Reggane indiquent que le maximum de génération des hydrocarbures se situe vers 300-350 Ma en ne tenant compte que de l'histoire d'enfouissement. Cependant, une deuxième phase plus importante, se serait produite à la limite Trias-Jurassique et aurait probablement provoqué une élévation importante de la maturité de la matière organique, en épuisant le potentiel pétrolier généré lors de la première phase, et en conduisant à la formation des gisements de gaz dans la région [171].

Etant donné la relation qui existe entre cet événement thermique et la mise en place du magmatisme de la PMAC, il est intéressant de rechercher ses traces dans les autres bassins qui ont été affecté par ce même magmatisme, comme celui de Béchar. Dans la figure 5.6, nous proposons un nouveau diagramme de l'histoire du système pétrolier des bassins de Reggane et de Tindouf en tenant compte de l'existence de cet événement thermique lié au magmatisme de la PMAC, et de la phase tectonique Jurassique hypothétique (chapitre II) qui auraient affecté ces bassins.

V.1.4. Comparaison entre le système pétrolier de Solimões (Brésil) et celui des bassins de Tindouf et de Reggane

Le bassin de Solimões situé au nord du Brésil offre une ressemblance avec les bassins de Tindouf et de Reggane. Il est comme eux situé sur la bordure d'un craton précambrien (le craton de Guyane) qui était solidaire au craton ouest africain avant la dislocation de la Pangée. Comme celui de Reggane et de Tindouf, ce bassin marque la limite de ce craton et sa bordure ouest est limitée par le domaine andin. De plus, il a connu la même phase magmatique mésozoïque liée à l'ouverture de l'Atlantique central. Des sills doléritiques et des dykes de la PMAC sont connus en subsurface dans ce bassin [186].

De riches gisements d'hydrocarbures productifs sont connus dans cette région (le champ pétrolier d'Urucu). En plus, ce qui est intéressant dans ce bassin, c'est que la formation et l'accumulation de ces gisements sont directement liés au magmatisme de la PMAC [186].

L'histoire de ce système pétrolier est donné par la figure 5.7. Les roches mères sont représentées par les argiles noires radioactives du Dévonien supérieur. Le réservoir est constitué par les grès du Carbonifère. La couverture est assurée par des formations évaporitiques du Carbonifère supérieur. La phase critique de génération, de migration et d'accumulation des hydrocarbures du gisement pétrolifère du bassin de Solimões est liée au magmatisme triasico-liasique de la PMAC. La migration des hydrocarbures dans les pièges structuraux s'est déroulée durant une phase tectonique du Jurassique supérieur, qui a plissé les dolérites et les formations du Paléozoïque.

Il est remarquable de noter une similitude entre ce bassin, et ceux de Tindouf et de Reggane. Dans ces derniers, les roches mères sont aussi, outre les argiles du Silurien, ceux du Dévonien supérieur. Le magmatisme important de la PMAC qui a affecté ces bassins aurait aussi constitué une phase critique dans la génération et l'accumulation des hydrocarbures. De plus, l'existence d'une phase tectonique Jurassique dans la région se précise davantage. Une récente mission effectuée par la Sonatrach dans le nord du bassin de Tindouf a montré que les

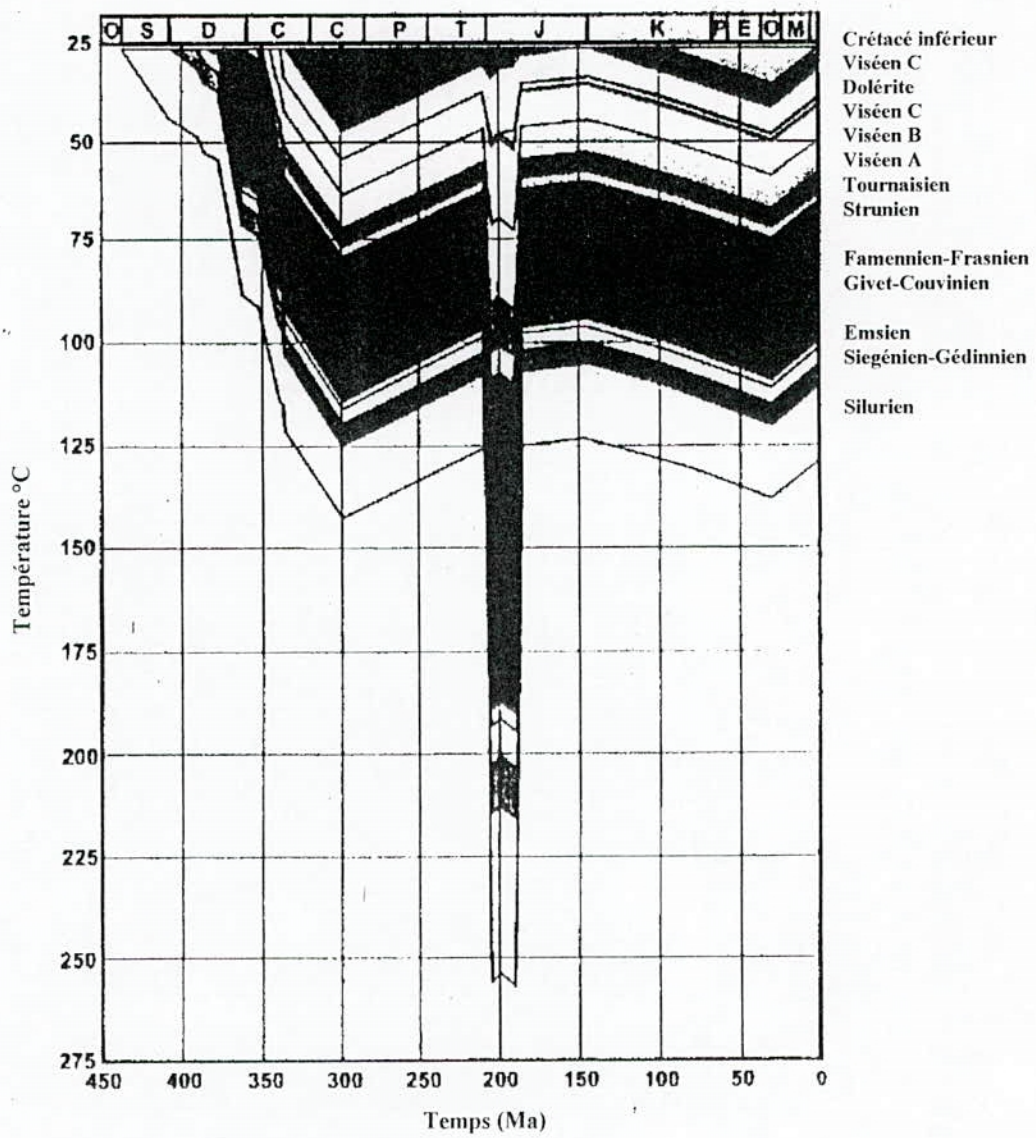


Figure 5.5 : Histoire thermique du bassin de Reggane (puits RG-3) (d'après P. Logan et I. Duddy [171])

Légende : O : Ordovicien ; S : Silurien ; D : Dévonien ; C : Carbonifère ; P : Permien ; T : Trias ; J : Jurassique ; K : Crétacé ; P : Paléocène ; E : Eocène ; O : Oligocène ; M : Miocène.

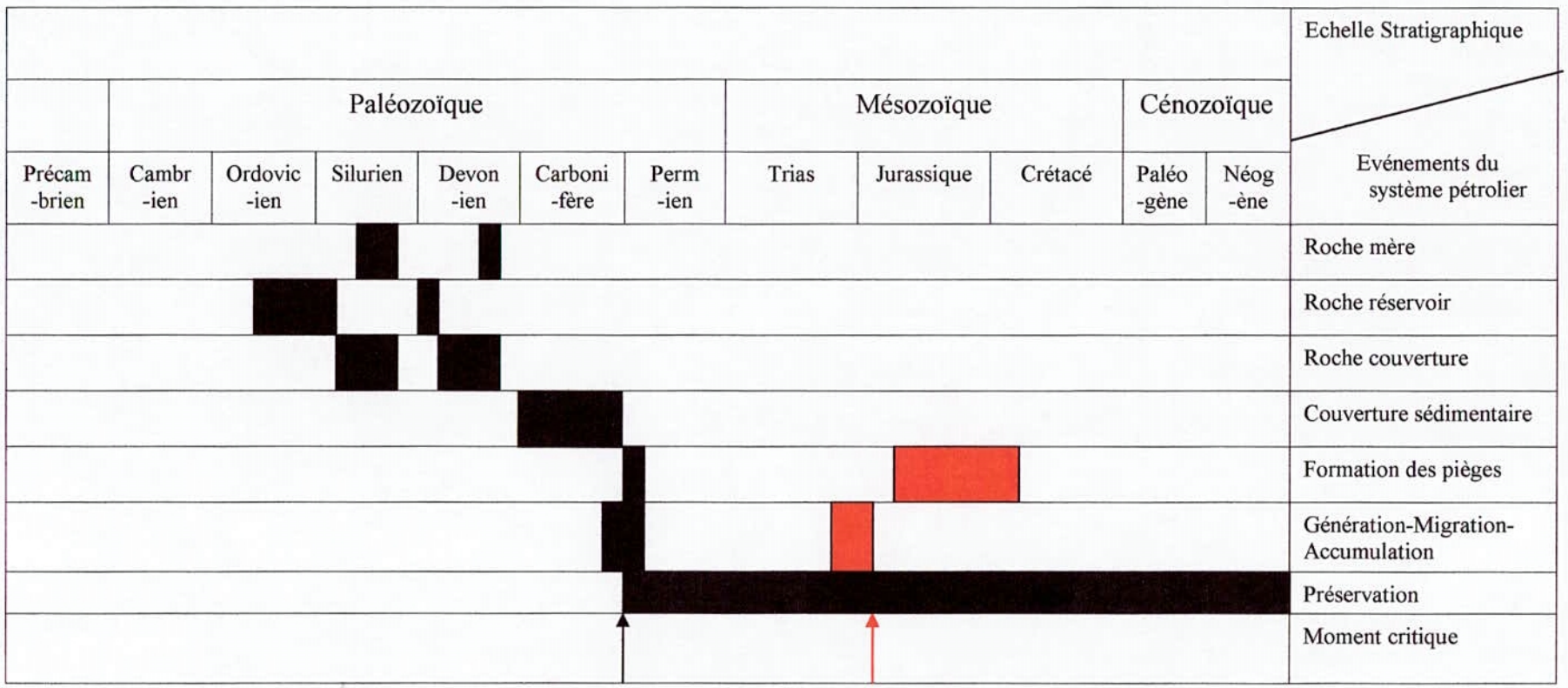


Figure 5.6 : Proposition de diagramme des évènements du système pétrolier des bassins de Reggane et de Tindouf .

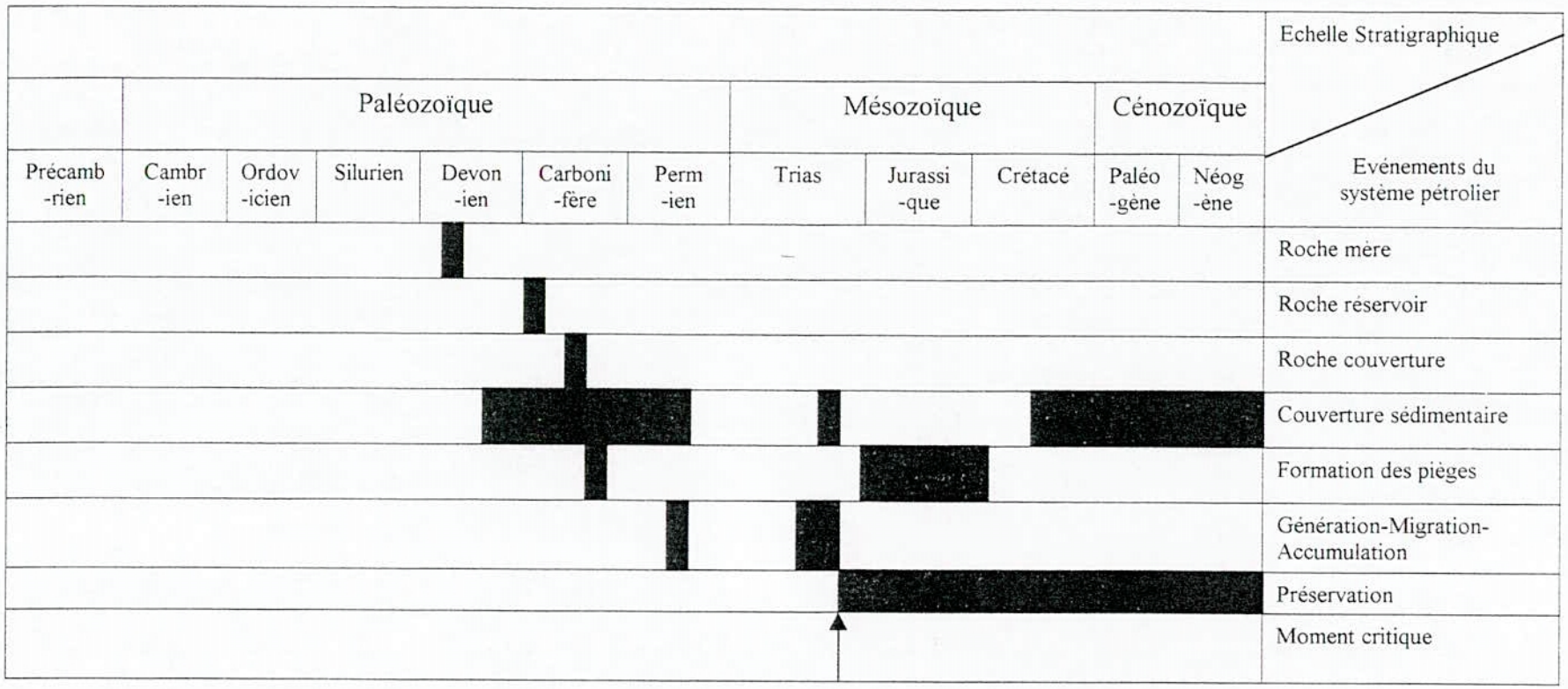


Figure 5.7 : Diagramme des évènements du système pétrolier du bassin de Solimões (Brésil) (d'après M.R. Mello et al.) [186].

dolérites triasico-liasiques sont plissées [164]. Cette phase tectonique, si son existence se confirme, pourrait avoir jouer un grand rôle dans la migration et le piégeage des hydrocarbures dans la région.

Les gisements d'hydrocarbures dans le bassin de Solimões se sont accumulés dans des pièges de type structural (anticlinal) s'appuyant sur des failles. Dans ce contexte, il est intéressant de noter que dans le bassin de Reggane, ce même type de structure a été mis en évidence. Ainsi, le sondage RAN-1 dont les roches magmatiques ont fait l'objet de notre étude, a été réalisé dans une structure fermée contre faille (lead de Rezek elah nord). Ce genre de structure récemment mis en évidence dans le sud du bassin de Reggane (notamment le lead de Brini où sont situés les sondages S-28 et S-29 étudiés ici) [187] sont d'un grand intérêt pour la recherche d'hydrocarbures dans la région.

V.1.5. Autres influences du magmatisme sur les gisements d'hydrocarbures dans la région

a- Influence du magmatisme sur les roches mères

La mise en place des roches magmatiques dans les séries argileuses (roches mères) conduit à une augmentation brusque de la maturation par l'effet de chaleur dégagée par l'intrusion et peut conduire à la destruction du potentiel pétrolier de la roche mère [169]. Ainsi, la mesure de l'index de production (IP) dans les roches mères proches des intrusions magmatiques montre des valeurs très élevées, comme cela est montré sur la figure 5.8 [169].

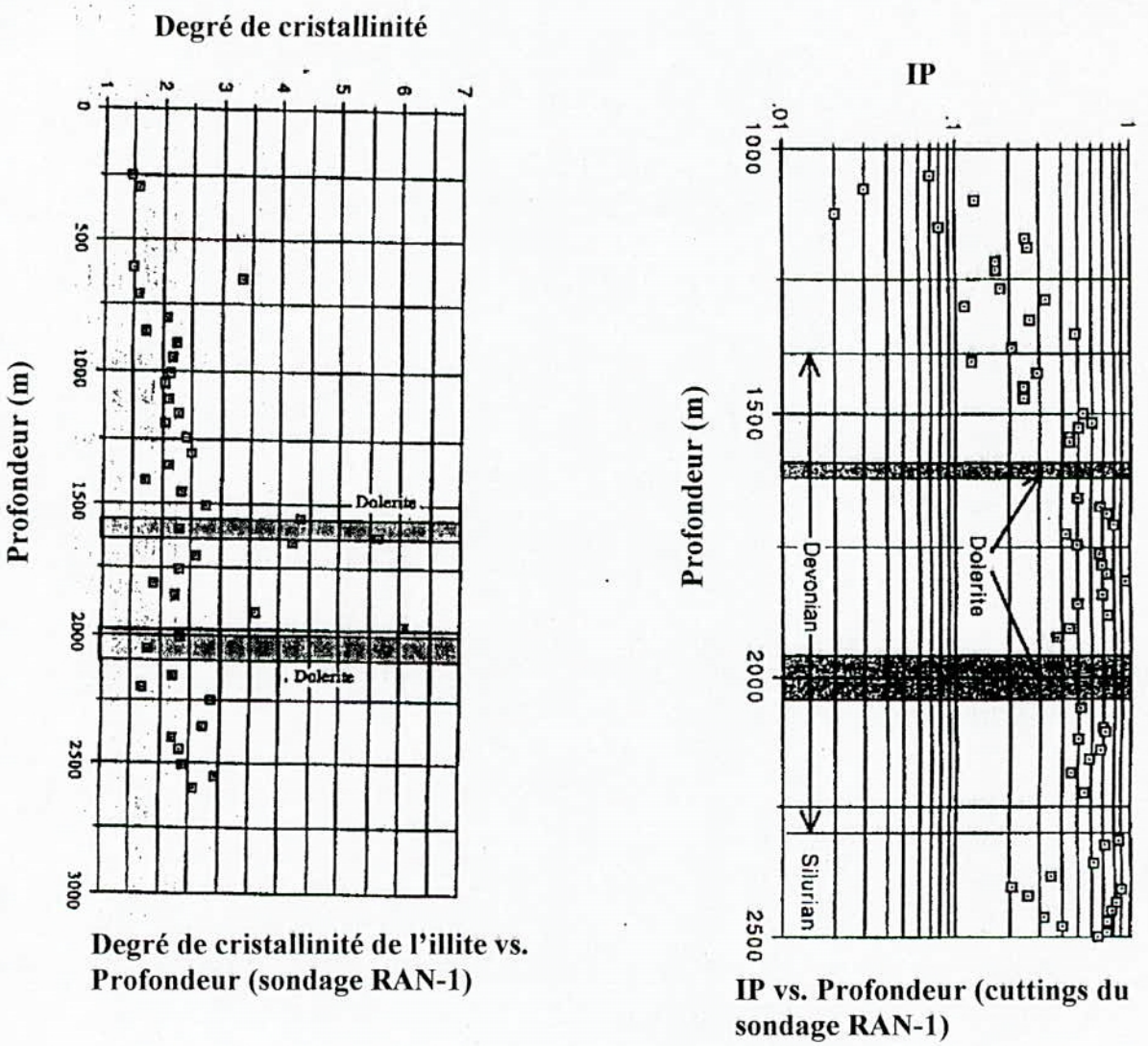
Des études ont montré qu'à proximité des sills ou des dykes doléritiques, les séries sédimentaires argileuses subissent des transformations avec développement de l'association illite et chlorite bien cristallisées. Cette évolution s'accompagne d'une importante déshydratation [116], et ceci traduit un chauffage et une maturation de ces sédiments. Dans la figure 5.8, la mesure de la cristallinité de l'illite aux alentours des dolérites du puits RAN-1 a donné des valeurs anormalement élevées [169].

b- Influence du magmatisme sur les roches réservoirs

Le contact des formations éruptives avec des roches réservoirs encaissantes provoque un métamorphisme de contact qui agit négativement sur les propriétés pétrophysiques de ces dernières, en détériorant les qualités du réservoir (diminution de la porosité et de la perméabilité).

Une étude sur l'influence du magmatisme sur les roches réservoirs gréseuses tournaisiennes du sondage REG-101 dans le bassin de Reggane [188], a montré qu'il peut avoir un rôle néfaste en réduisant la qualité des réservoirs et en provoquant un métamorphisme de contact avec obstruction des vides intergranulaires par un ciment chloriteux. Cette influence n'est cependant pas très importante et ne concerne qu'une épaisseur très mince du réservoir.

Paradoxalement, cette étude a montré que les roches magmatiques peuvent aussi avoir un effet positif, en améliorant par fracturation les caractéristiques magasin d'un réservoir dont la perméabilité intergranulaire originelle aurait été trop réduite pour présenter un intérêt pétrolier.



Degré de cristallinité de l'illite vs. Profondeur (sondage RAN-1)

IP vs. Profondeur (cuttings du sondage RAN-1)

Figure 5.8 : Effets des dolérites sur les argiles et la matière organique. Exemple du sondage RAN-1 étudié dans ce travail (d'après M. Benseradj [169]). IP = indice de production.

Aussi, la mise en place de dykes dans les réservoirs est accompagnée par la libération de leur gaz et l'échauffement de leur eau, engendrant ainsi la circulation de solutions hydrothermales, qui vont lessiver le réservoir en améliorant ses propriétés pétrophysiques. Plus loin, lorsque les solutions auront refroidi, la précipitation des minéraux dissous va détériorer les qualités du réservoir, et ceci pourrait expliquer la dégradation de certains réservoirs dans le bassin de Reggane, où les dykes doléritiques sont nombreux (cas du sondage SLP-1) [169].

c- Influence du magmatisme sur la formation des pièges et des roches couvertures

Les dykes et les sills peuvent constituer des barrières de perméabilité en formant alors des pièges susceptibles d'accumuler des hydrocarbures (pièges contre dyke).

Les sills, lorsqu'ils ne sont pas fracturés, peuvent jouer le rôle de roches couvertures. Dans les bassins triasiques du Sahara oriental algérien, des coulées de basaltes jouent le rôle de couverture dans plusieurs réservoirs d'hydrocarbures [10,117]

Cependant, la couverture magmatique peut avoir une influence négative en constituant un écran de perméabilité empêchant l'alimentation des réservoirs situés au-dessus.

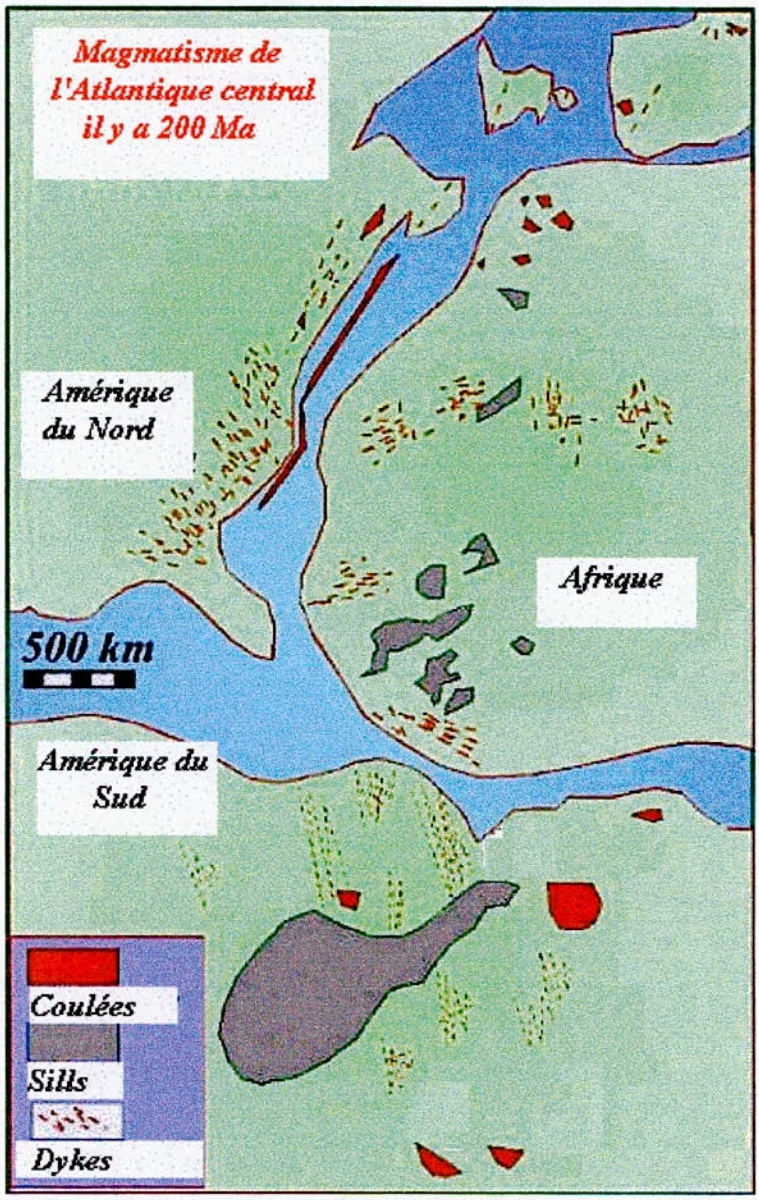
V.2. Relation entre le magmatisme étudié et le potentiel métallogénique

Du point de vue métallogénique, les travaux de A. Zerrouki [189] dans la région de Béchar ont montré que la mise en place du dyke de Ksi-Ksou a généré une circulation de solutions hydrothermales mettant en place des minéralisations de fer et de galène. Des indices de minéralisation de wolfram et de béryllium ont également été mis en évidence au passage de ce dyke dans la région de l'Ougarta.

Dans la région de Reggane, les roches mères des diamants de Bled el Mass n'ont pas encore été trouvées. Des études semblent indiquer que les émissions kimberlitiques ou lamproïtiques diamantifères se serait produites peu de temps après le magmatisme tholéiitique triasico-liasique de la région [144]. Il est intéressant de noter que les kimberlites diamantifères de l'Afrique de l'Ouest se sont mises en place dans le même système de failles emprunté par le magmatisme triasico-liasique de la région. Ainsi, en Afrique de l'Ouest, les kimberlites sont associées aux dolérites mésozoïques de la PMAC. Il semble que se soit aussi le même cas à Reggane, où le placer diamantifère du Djebel Aberraz se situe au voisinage des dykes et des sills de la région d'Aïn ech Chebbi et de Hassi Taïbine.

Une étude sur les gabbro-dolérites triasico-liasiques de la région de Foum Zguid (Maroc) suggère que des roches gabbroïques différenciées contenant une concentration importante en nickel, en cobalt et en éléments du groupe du platine existent en subsurface [114]. Enfin, dans l'Anti-Atlas occidental marocain, deux gisements de cuivre (Tazalakht et Imi n'Ifrhi) sont associés à un dyke de dolérite orienté NE-SO, appartenant à la PMAC [115]. Rappelons que ces dykes et ces roches gabbroïques du sud marocain ne sont que le prolongement vers nord du grand système de sills et de dykes du flanc nord du bassin de Tindouf en Algérie.

Conclusion générale



1. Comparaisons entre le magmatisme de l'ouest de la plate-forme saharienne et la PMAC.

Après avoir effectué une synthèse des principales caractéristiques du magmatisme de la PMAC dans le chapitre I, nous allons comparer dans ce qui suit les résultats que nous avons obtenus sur le magmatisme de l'ouest de la plate-forme saharienne avec celui de la PMAC. Cette comparaison sera axée sur les aspects tectonique, chronologique, pétrographique et géochimique.

1.1. Les structures magmatiques

De part et d'autre de l'Atlantique, le magmatisme de la PMAC s'exprime sous forme de dykes, de sills et de coulées interstratifiées dans des sédiments d'âge triasico-liasique. Dans la région d'étude, ce magmatisme est représenté uniquement par des sills qui s'interstratifient dans les sédiments paléozoïques des bassins de Tindouf et de Reggane, et par des dykes, recoupant l'ensemble de la série paléozoïque, dans les régions de Tindouf, de Béchar et de Reggane. Les coulées basaltiques sont très rares, et ne sont connues que dans la région de Béchar. L'absence de coulées dans la région d'étude est expliquée par l'inexistence de bassins et de dépôts d'âge mésozoïque (triasiques et/ou jurassiques). En effet, dans le chapitre II, on avait souligné que les bassins de l'ouest de la plate-forme saharienne sont à remplissage paléozoïque. Les terrains les plus récents connus de cet étage sont d'âge Carbonifère supérieur dans les bassins de Tindouf et de Reggane. Les terrains post-paléozoïques sont représentés par du Crétacé (Continental intercalaire dans le bassin de Reggane) et par du Tertiaire (bassin de Tindouf). Seuls, les bassins situés à l'est de Béchar contiennent des sédiments d'âge triasico-liasique, où les coulées de basaltes sont abondantes. Ainsi, comme l'ont souligné plusieurs travaux [145], la région d'étude aurait été recouverte par des coulées de basaltes au début du Jurassique, et qui auraient été érodées ensuite. Aujourd'hui, seuls les dykes nourriciers de ces coulées ainsi que les sills sont préservés. Notons que dans les bassins triasiques de la plate-forme saharienne nord-orientale, des « coulées » basaltiques, interstratifiées dans des sédiments d'âge triasique y ont été signalées [10,78], et paraissent occuper une large superficie.

1.2. L'orientation des dykes

Il est intéressant de comparer l'orientation des dykes de la région d'étude avec ceux de la PMAC, afin de voir s'il y a similitude entre les deux zones, et de connaître les directions privilégiées des contraintes ayant précédé l'ouverture de l'Atlantique central.

L'orientation des dykes de la PMAC, qui varie du sud au nord, se récapitule comme suit (chapitre I, figure I.1) :

- depuis la Guyane française, le Surinam et le nord du Brésil en Amérique du Sud, le Libéria et la Sierra Leone en Afrique jusqu'au sud des Appalaches en Amérique du Nord, la direction prédominante des dykes est NO-SE ;
- dans le Piedmont, en Virginie et en Pennsylvanie, quelques dykes orientés N-S alternent avec les précédents, tandis qu'en Mauritanie, la direction dominante est E-O ;

- sur la marge orientale de l'océan Atlantique, depuis la Guinée jusqu'à la Péninsule Ibérique, en passant par le Maroc, et de la Pennsylvanie jusqu'à Terre-Neuve dans les Appalaches, situées sur la marge occidentale, les dykes sont orientés NE-SO ;
- les dykes de la pointe occidentale de la Bretagne sont orientés NO-SE.

Les dykes de dolérites de la région d'étude, qui comprennent les dykes des flancs sud et nord du bassin de Tindouf, ceux du flanc oriental du bassin de Reggane et le grand dyke de *Ksi-Ksou* dans le bassin de Béchar sont tous orientés NE-SO. Ils sont donc parallèles aux dykes de même orientation situés au Maroc, au nord des Appalaches (Etats-Unis et Canada), dans la Péninsule Ibérique (dyke de Messejana) et en Afrique de l'Ouest.

Le dyke de Ksi-Ksou, avec plus de 800 km de long, serait le plus grand dyke connu de la PMAC. La carte aéro-magnétique de ce dernier indique que le dyke le plus septentrional du flanc sud du bassin de Tindouf, orienté NE-SO n'est que le prolongement sud du dyke de Ksi-Ksou.

1.3. La pétrographie du magmatisme

Il existe de nombreuses similitudes pétrographiques entre les échantillons des roches éruptives de l'ouest de la plate-forme saharienne étudiés dans le cadre de ce travail et ceux des autres régions de la PMAC.

Ainsi, les descriptions pétrographiques des roches magmatiques de la PMAC en Afrique de l'Ouest [29,66,71,74], en Amérique du Nord [44 à 48], en Amérique du Sud [2,53 à 55], en Ibérie [58,59] et au nord-ouest de la France [36] indiquent qu'ils sont essentiellement composés de dolérites intergranulaires à subophitiques ou ophitiques. Les principaux minéraux sont : le plagioclase, essentiellement du labrador, l'augite, la pigeonite, parfois l'orthopyroxène, la titanomagnétite et l'ilménite (minéraux opaques) et la micropegmatite. L'olivine est généralement rare dans la majeure partie des formations magmatiques de la province, mise à part dans celles de la région du Sud des Appalaches où elle y est abondante.

La description que nous avons effectuée sur quelques échantillons de roches magmatiques mésozoïques de l'ouest de la plate-forme saharienne, ainsi que les autres études sur ces mêmes roches [12,169] indiquent que ces dernières sont comparables à celles de la PMAC, avec notamment des textures et des compositions minéralogiques très proches.

1.4. La géochimie du magmatisme

Nous avons indiqué dans le chapitre I que le magmatisme de la PMAC est essentiellement tholéiitique. En outre, il est divisé en trois types selon la classification de J.G. McHone [33] basée sur leur teneur en titane (chapitre I) :

- les tholéiites pauvres en titane (LTi) ;
- les tholéiites à titane intermédiaire (ITi) ;
- les tholéiites riches en titane (HTi).

Pour comparer les résultats géochimiques obtenus dans le cadre de ce travail sur le magmatisme mésozoïque de l'ouest de la plate-forme saharienne avec ceux de la PMAC, nous avons réalisé les diagrammes de TAS et de [TiO_2*10 - (Fe_2O_3+FeO) - MgO] qui a servi de

base à la classification de J.G. McHone [33]. Dans chaque cas, nous avons reporté les analyses chimiques des trois différents types de magmatisme de la PMAC et celles obtenues dans ce travail. En outre, le tableau A.11 en annexe compare la composition chimique des principaux dykes de la province avec ceux de notre région d'étude.

Dans le tableau A.11 en annexe, il ressort que la composition chimique des dykes de Ksi-Ksou et de Hassi Taïbine est globalement proche de celle des autres dykes de la PMAC, ayant la direction NE-SO.

Dans le diagramme TAS (figure 6.1), les roches du type ITi se répartissent dans les domaines basaltiques à andésito-basaltiques, tandis que celles du type HTi et LTi se situent dans le domaine des basaltes. A l'exception des trois échantillons du sondage HMK-1 (HMK-1a, HMK-1b et HMK-1c), les roches de l'ouest de la plate-forme saharienne, que nous avons étudiées, font partie du domaine des basaltes du type ITi.

Le diagramme [TiO2*10 - (Fe_2O_3+FeO) - MgO] permet de séparer clairement les trois différents types de roches de la PMAC. Dans la figure 6.2, il ressort clairement que les roches étudiées dans le cadre de ce travail (mis à part les roches du sondage HMK-1) se répartissent dans le domaine des ITi.

2. Implication géodynamique sur l'origine du magmatisme mésozoïque de l'ouest de la plate-forme saharienne.

Les dolérites de l'ouest de la plate-forme saharienne en Algérie étudiées dans le cadre de ce travail présentent des caractéristiques tectoniques, pétrographiques et géochimiques similaires avec celles du Maroc, de l'Afrique de l'Ouest, de la Péninsule Ibérique, du nord-est des Etats-Unis, du Canada et de l'Amérique du Sud qui appartiennent au groupe ITi (mêmes mode de mise en place, âge, pétrographie et géochimie). Ils appartiennent donc à la même province géochimique et géodynamique, liée aux stades précoces de l'ouverture de l'Atlantique central.

De par leur position géographique, les tholéiites de la plate-forme saharienne algérienne sont les témoins les plus orientaux des venues magmatiques liées à la distension de l'Atlantique central, qui s'est manifestée sur sa marge orientale, en occupant ainsi la position la plus éloignée à l'intérieur de la plaque africaine. Ceci est important du fait qu'il permet de mieux apprécier l'extension de la PMAC. Contrairement à ce qui a été supposé jusqu'à maintenant par plusieurs auteurs en se basant uniquement sur les roches en affleurement [11], le volume du magmatisme mis en place dans la plate-forme saharienne n'est pas aussi limité, comme le montre son abondance en intrusion dans les bassins de Tindouf et de Reggane. En outre, des sills immenses et des dykes appartenant à la PMAC existent aussi dans le Hank en Algérie [185], et n'ont fait l'objet d'aucune étude. Ceci, sans tenir compte des coulées de basaltes qui auraient été érodées et dont les réseaux filoniens et les grands dykes de la région semblent souligner leur importance entre la fin du Trias et le début du Jurassique. Des réseaux filoniens et de grands dykes semblables à ceux de la plate-forme saharienne ont donné des coulées de plus de 2000 m d'épaisseur, qui n'ont pas été érodées, dans les provinces volcaniques de Karoo en Afrique du Sud [20], de Paraná au Brésil [18] et du Deccan en Inde [19].

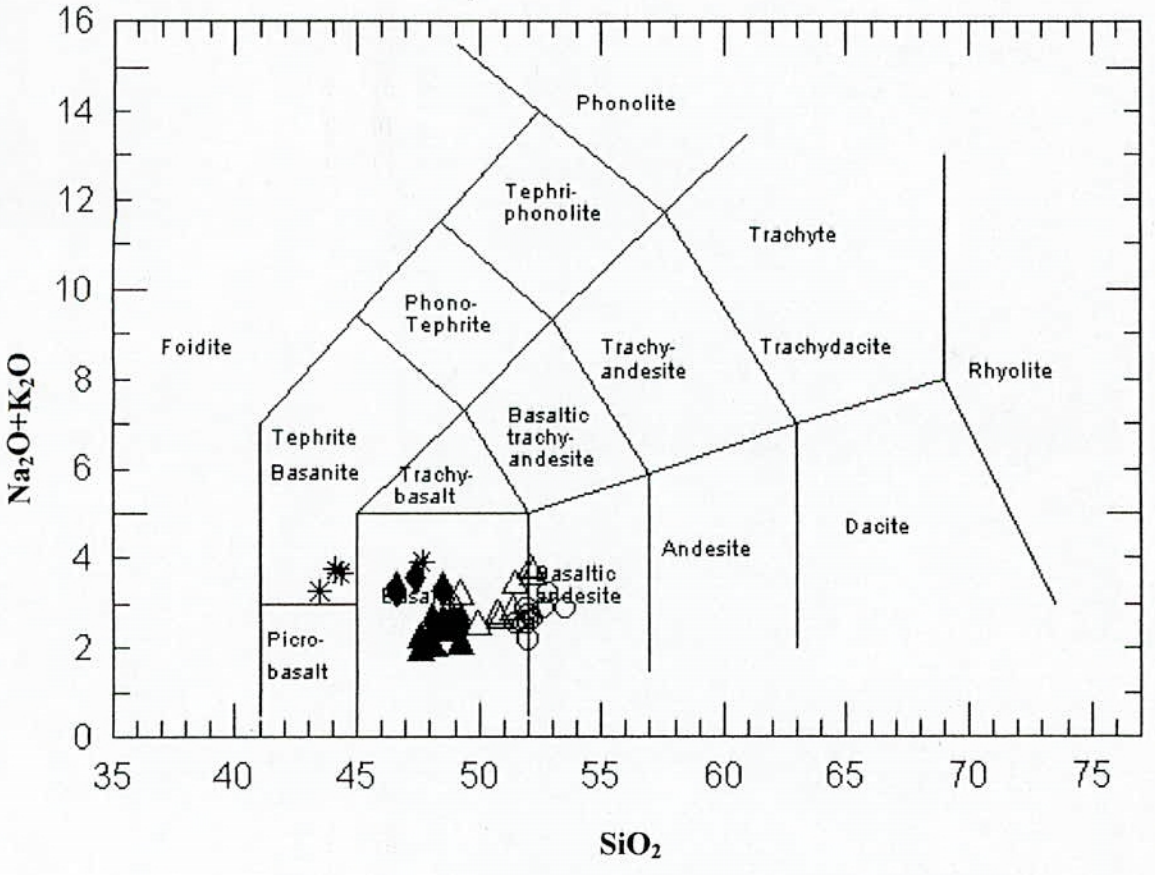


Figure 6.1 : Projection des échantillons de diverses régions de la PMAC et de l'ouest de la plate-forme saharienne dans le diagramme TAS (Le Bas al., [177]).

▲ : Tholéiites pauvres en Ti (LTi) de la PMAC [40].

Δ : Tholéiites de la plate-forme saharienne.

○ : Tholéiites à Ti intermédiaires (ITi) de la PMAC [4,29].

✳ : Roches du puits HMK-1.

◆ : Tholéiites riches en Ti (HTi) de la PMAC [184].

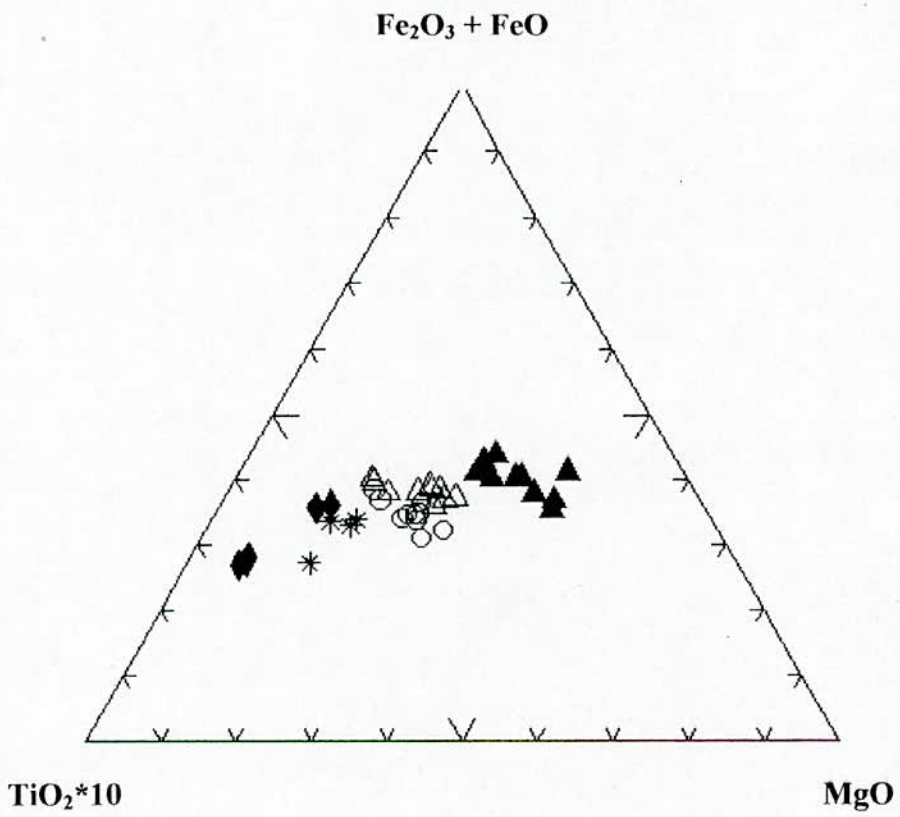


Figure 6.2 : Projection des échantillons de diverses régions de la PMAC et de la plate-forme saharienne dans le diagramme [TiO_2*10 - (Fe_2O_3+FeO) - MgO] (d'après J.G. McHone [33]).

Dans le tableau A.12 en annexe, nous donnons une estimation du volume du magma émis dans la région d'étude en ne tenant compte que des roches existantes (sills, dykes et coulées de la région de Béchar), et aussi par comparaison, le volume des magmas émis dans les autres régions de la PMAC.

L'existence de ces roches aussi loin de la zone de rifting permet de mieux estimer l'importance du phénomène géodynamique ayant abouti à l'ouverture de l'Atlantique central, et implique que le mécanisme de distension s'est déroulé à très grande échelle. En outre, la nature tholéiitique des magmas mise en évidence dans ce travail paraît indiquer que cette activité magmatique a été plus importante sur la plaque africaine que sur la plaque américaine. Malheureusement, le peu d'échantillons que nous avons analysés ne permet pas de proposer un modèle géodynamique. Pour cela, il est nécessaire d'effectuer des analyses géochronologiques et géochimiques, notamment en éléments en traces, en terres rares et isotopiques, sur un plus grand nombre d'échantillons de la région. Les roches analysées doivent en outre être relativement fraîches.

Notons que les conclusions précédentes ne concernent pas les roches du sondage HMK-1 dont l'étude géochimique avait montré qu'elles se distinguaient des autres échantillons. Aussi, une tendance alcaline a été remarquée quant à leur affinité géochimique. Etant donné qu'on a pas encore trouvé de roches d'affinité alcaline faisant partie de la PMAC, nous ne pouvons lier à l'heure actuelle, les échantillons du sondage HMK-1 au même domaine géodynamique de cette province. Par contre, il existe dans les grandes provinces volcaniques, comme celles de la Mer Rouge, du Deccan ou de Paraná des roches alcalines qui soulignent les phases initiales du rifting. Ainsi, il est possible que le magmatisme de HMK-1 puisse faire partie de la PMAC. Dans ce cas, il est important de retrouver ses traces aussi bien dans la plate-forme saharienne, que dans les autres régions de la PMAC.

Dans le cas où ce magmatisme n'appartient pas à la PMAC, il pourrait résulter d'un phénomène local ou régional, dû à une distension qui aurait engendré un magmatisme alcalin, car le puits HMK-1 se trouve dans une région située au-dessus d'un accident profond du socle, et cet accident aurait rejoué en distension. Dans ce cas, il se pourrait que cet événement local ou régional soit lié à la phase tectonique autrichienne. En effet, l'importance de l'épaisseur des sédiments du Barrémien est remarquable dans le sondage HMK-1, ce qui a fait dire que la phase autrichienne dont on ne connaissait l'extension et les effets que jusqu'à la région de Hassi R'Mel, s'est peut être étendue bien plus loin vers l'ouest. Cette phase aurait pu provoquer une distension locale dans la région engendrant un magmatisme alcalin. Notons aussi que ce magmatisme n'est pas connu dans les sondages BEL-1 et OTG-1, situés respectivement à 20 km à l'est et à l'ouest de HMK-1 (figure 2.11). Par contre, on connaît des intrusions magmatiques dans le sondage HBZ-1 situé plus au sud (tableau A.3. en annexe).

3. Relation entre le magmatisme et l'accumulation des hydrocarbures

Un événement thermique majeur d'âge triasico-liasique (200 Ma) a été récemment mis en évidence dans le bassin de Reggane [66]. Cet épisode thermique coïncide avec la mise en place du magmatisme lié à l'ouverture de l'Atlantique central dans la région.

Cet événement thermique aurait eu une grande influence sur la maturation de la matière organique dans les bassins de l'ouest de la plate-forme saharienne. Ainsi, dans le centre du Brésil, la phase critique de génération des hydrocarbures du gisement pétrolifère du bassin de

Solimões est liée justement au magmatisme triasico-liasique de la PMAC. Il est remarquable de noter une similitude entre ce bassin, et ceux de Tindouf et de Reggane.

Les dykes peuvent aussi créer des pièges susceptibles d'accumuler des hydrocarbures, tels que les pièges contre dyke, ainsi que des zones favorables de réservoirs.

Mais d'un autre côté, la mise en place des roches magmatiques dans les séries argileuses (roches mères) peut avoir une influence néfaste sur la maturation de la matière organique.

4. Relation entre le magmatisme et le potentiel métallogénique de la région

Du point de vue métallogénique, des minéralisations de fer, de galène, de cuivre, de nickel, de cobalt et de platine peuvent accompagner la mise en place des dykes et des sills doléritiques. En outre, les failles profondes empruntées par ces roches peuvent avoir guidé les montées kimberlitiques diamantifères dans la région de Reggane.

Enfin, cette étude ne représente qu'une partie d'un travail plus important et plus précis sur le magmatisme mésozoïque de la plate-forme saharienne, qui concernera à :

- effectuer des analyses géochronologiques et géochimiques en éléments en trace et isotopiques sur les roches magmatiques de cette région afin de pouvoir proposer un modèle géodynamique de la formation de la PMAC. Des études de terrain sont également nécessaires pour vérifier le plissement de certaines de ces roches, qui avec les résultats des datations permettront de confirmer ou d'infirmer l'existence d'une phase tectonique Jurassique au Sahara ;

- réaliser des études géochimiques comportant une analyse des teneurs en PGE (éléments du groupe du platine) sur les grands systèmes de sills du nord de Tindouf et surtout sur ceux situés dans le Hank, dont l'extension est considérable. Le potentiel métallogénique de ces systèmes pourrait être important ;

- essayer de trouver la relation entre le magmatisme de l'ouest de la plate-forme saharienne et celui connu en subsurface dans les bassins triasiques du Sahara nord-oriental ;

- rechercher les traces d'un magmatisme comparable à celui du sondage HMK-1 dans le reste de la plate-forme saharienne ;

- intégrer dans l'exploration pétrolière des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar l'existence de ces roches qui peuvent avoir une influence considérable sur le potentiel en hydrocarbures de ces bassins.

Annexes

Tableau A.1 : Tableau synoptique des roches magmatiques des sondages du bassin de Tindouf.

R_m	Nom du sondage	Longitude	Latitude	Z_s (m)	E_c (m)	P_t (m)	E_i (m)	NS
HTN-1	Hamada de Tindouf-1	08°33'52''W	27°22'28''	449	> 5	2529	> 5	Cambrien
EAN-1	El aroueta nord-1	07°45'10''W	27°24'51''	423	89	2436	89	Cambrien
GSL-3	**Ghassel-3**	**06°13'43''W**	**27°39'20''**	**391**	**73**	**2322**	**73**	**Socle**
NG-1	Naga-1	07°23'00''W	28°29'00''	495	164	2497 2620 3507	44 67 53	Tournaisien Strunien Famennien
IGA-1 bis	Igma-1	06°15'54''W	29°01'40''	575	93	670 785	66 27	Famennien Famennien
HMA-1	Hassi Mahmoud-1	06°00'30''W	29°13'07''	655	76	99 133 390	21 20 35	Famennien Famennien Famennien
ASJ-1	Assejmi-1	05°36'36''W	28°57'12''	564	151	871 972 1367	25 93 33	Famennien Famennien Famennien

R_m : Identification de la roche magmatique.
Z_s (m) : Altitude du sondage au-dessus du niveau de la mer, en mètres.
E_c (m) : Epaisseur cumulée de la formation magmatique, en mètres.
P_t (m) : Profondeur du toit de la formation magmatique, en mètres.
E_i (m) : Epaisseur individuelle de la formation magmatique, en mètres.
NS : Niveau stratigraphique.
GSL-3 : Roche magmatique étudiée.

Tableau A.2 : Tableau synoptique des roches magmatiques des sondages du bassin de Reggane.

R_m	Nom du sondage	Longitude	Latitude	Z_s (m)	E_c (m)	P_t (m)	E_t (m)	NS
DJHN-1	Djebel Heirane Nord-1	00°54'53''W	27°25'36''	269	276	1218	6	Namurien
						1289	36	Viséen
						2954	84	Famennien
						3044	8	Famennien
						3076	2	Famennien
						3081	99	Famennien
						3920	41	Frasnien
DJHN-2	Djebel Heirane Nord-2	00°51'11''W	27°19'48''	261	216	1514	22	Viséen
						2840	78	Famennien
						3040	4	Famennien
						3298	112	Famennien
TIO-1	Tiouliline-1	00°07'00''W	27°02'59''	157	159	381	18	Viséen
						412	76	Viséen
						1613	11	Famennien
						1684	21	Famennien
						1793	1	Famennien
						1802	19	Famennien
						1832	1	Famennien
						1835	1	Famennien
						1838	2	Famennien
						1843	1	Famennien
						1847	7	Famennien
						1873	1	Famennien
TIO-2	Tiouliline-2	00°07'29''E	27°04'39''	169	180	253	7	Viséen
						275	12	Viséen
						309	92	Viséen
						427	1	Viséen
						430	3	Viséen
						448	6	Viséen
						1682	12	Famennien
						1718	2	Famennien
						1795	21	Famennien
						1816	16	Famennien
						3392	1	Siegénien
						3405	2	Siegénien
						3408	1	Siegénien
						3421	2	Siegénien
						3437	2	Siegénien
RG-101	Reggane-101	00°07'14''E	26°51'48''	273	> 119	795	87	Tournaisien
						1233	> 32	Famennien
RG-102	Reggane-102	00°07'35''E	26°52'54''	273	124	841	84	Tournaisien
						1240	40	Famennien
RG-3	Reggane-3	00°07'30''E	26°52'47''	271	154	745	100	Tournaisien
						1170	2	Famennien
						1175	52	Famennien
RG-4	Reggane-4	00°09'31''E	26°50'19''	264	117	944	95	Tournaisien
						1443	18	Famennien
						3086	2	Gédinnien
						3089	2	Gédinnien
KL-101	Kahlouche-101	00°27'57''W	26°50'59''	227	106	859	2	Namurien
						912	1	Namurien
						927	24	Namurien
						1039	2	Namurien
						1458	2	Viséen
						2360	72	Tournaisien-Strunien
						2584	> 1	Famennien
MK-1	Moktar-1	01°22'25''W	26°16'07''	266	27	614	27	Tournaisien

Tableau A.2 : suite.

R_m	Nom du sondage	Longitude	Latitude	Z_s (m)	E_c (m)	P_t (m)	E_t (m)	NS
RAN-1	**Rezeg Allah Nord-1**	**00°58'48''E**	**26°21'42''**	**250**	**208**	**706**	**12**	**Viséen**
						1561	71	Famennien
						1930	33	Famennien
						1975	92	Famennien
SLP-1	Silex pointu-1	00°08'41''E	25°29'08''	264	96	1816	96	Strunien
RA-301	Rezeg Allah –301	00°52'30''W	25°37'00''	245	72	538	18	Famennien
						561	5	Famennien
						572	49	Famennien
TZ-301	Tanezrouft-301	00°13'15''W	25°35'01''	258	21	400	21	Viséen
BR-1	Brini-1	01°01'53''W	25°12'27''	260	>30	26	> 30	Sous le récent
BR-2	Brini-2	01°07'15''W	25°13'54''	266	73	23	73	Sous le récent
BR-5	Brini-5	00°48'59''W	25°12'44''	249	108	115	108	Sous le récent
BR-7	Brini-7	00°48'04''W	25°14'04''	277	54	89	54	Sous le récent
BR-301	Brini-301	00°24'27''W	25°06'25''	277	128	670	46	Infracambrien
						1004	82	Infracambrien
TEH-1	Tout El Henna –1	00°02'43''W	26°59'34''	228	111	512	3	Viséen
						525	74	Viséen
						602	1	Viséen
						1625	7	Strunien
						1725	17	Famennien
						3486	3	Gédinnien
						3498	3	Gédinnien
						3504	3	Gédinnien
AZ-101	Azrafil-101	00°15'53''E	26°44'10''	281	89	1745	89	Tournaisien
MO-1	Mouilah-1	00°47'36''W	25°50'53''	250	7	374	2	Viséen
						466	5	Viséen
IZ-101	Inzegmir-101	00°07'34''W	27°04'31''	172	103	249	17	Viséen
						280	22	Viséen
						332	64	Viséen
BB-1	Bou bernous-1	02°46'27''W	27°46'18''		36	365,5	36	Famennien
HMY-1	Hassi Myriem-1	03°15'00''W	28°30'00''	390	18	88	18	Frasnien
DHKT-1	Djebel Heirane Nord-1	00°52'37''W	27°39'32''	245	65	110	14	Famennien
						153	34	Famennien
						298	17	Famennien
KT-7	Kahal Tabelbala-7	01°03'05''W	26°29'44''		>100	370	>100	Viséen

RAN-1 : roche magmatique étudiée.

Tableau A.3 : Tableau synoptique des roches magmatiques des sondages du bassin de Béchar.

R_m	Nom du sondage	Longitude	Latitude	Z_s (m)	E_c (m)	P_t (m)	E_t (m)	NS
OR-1	Oued Rharbi-1	00°33'20''E	31°23'25''	606	12	1032	12	Trias
OR-2	Oued Rharbi-2	00°17'06''E	31°43'13''	730	50	1346	50	Trias
OR-3	Oued Rharbi-3	00°22'47''E	31°25'53''	648	69	1008	69	Trias
OR-4	Oued Rharbi-4	00°26'31''E	31°30'31''	653	55	986	55	Trias
AMG-1	El arich el megta-1	00°11'30''W	31°10'09''	659	50	609	50	Trias
NI-1	Oued namous-1	00°13'15''W	31°16'23''	641	58	745	58	Trias
BTJ-1	Bet touadjine-1	00°05'14''W	31°25'21''	683	81	1023	81	Trias
NM-1	Hassi Guebairet-1	00°16'00''W	30°37'10''	544	24	409	24	Trias
HMK-1	**Hassi-Mokta-1**	**01°49'20''E**	**32°26'00''**	**684**	**152**	2304	6	Dévonien Inférieur
						2348	**6**	**Dévonien Inférieur**
						2467	20	Dévonien Inférieur
						2499	110	Dévonien Inférieur
						2797	**10**	**Silurien**
HBL-1	Habilet-1	00°47'33''E	31°41'06''	683	49	1301	49	Trias
DKM-1	Draa Kheima-1	00°40'43''E	30°41'13''	603	40	177	40	Trias
TAJ-1	Touadjine-1	00°18'00''W	31°59'25''	840	43	1881	43	Trias
HBZ-1	Hassi Belguezza-1	01°07'44''W	30°07'45''	542	25?	3817	25	Ordovicien

HMK-1 : roche magmatique étudiée (échantillons des niveaux 2349 et 2797 m)

	M2304	M2303	M1401-H	M1401-T	M1408-H	A3006	M.A.	OR-2	HBL-1
SiO_2	51,98	53,23	51,82	52,73	52,3	52,28	48,67	50,6	52,07
TiO_2	1,15	1,29	1,08	1,17	1,16	1,14	1,35	1,23	0,98
Al_2O_3	14,49	13,98	14,28	14,31	14,26	14,92	13,42		
FeO*	10,087	11,13	10,171	10,47	10,38	9,352	14,03	13,15	8,4
MnO	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,18	0,09	0,15
MgO	7,01	5,72	7,64	6,17	6,95	6,52	7,74	11,53	8,75
CaO	10,38	9,48	10,54	9,74	10,44	10,91	9,54	9,08	5,55
Na_2O	2,28	2,44	2,12	2,36	2,14	2,11	1,91	1,3	2,4
K_2O	0,67	0,81	0,67	0,88	0,66	0,85	0,51	0,64	1,34
P_2O_5	0,14	0,16	0,13	0,14	0,14	0,14	0,16	0,14	0,1
Références	[169]	[169]	[169]	[169]	[169]	[169]	[12]	[32]	[32]

Tableau A.4 : Synthèse des analyses géochimiques des roches magmatiques de l'ouest de la plate-forme saharienne.

M2304 : Sill au sud d'Aïn ech Chebbi
M2303 : Sill d'Aïn ech Chebbi
M1401-H : Dyke de Hassi Taïbine
M1401-T : Sill au nord de Hassi Taïbine
M1408-H : Dyke de Hassi Taïbine
A3006 : Dyke de dolérite, dans le Touat (Adrar, nord-est du bassin de Reggane)
M.A. : Dolérite de Mecheri Abdelaziz (neck ?) , flanc sud du bassin de Tindouf
OR-2 : Coulées de basaltes à la limite Trias-Lias, est de Béchar
HBL-1 : Coulées de basaltes à la limite Trias-Lias, est de Béchar

Echantillons	Longitude	Latitude	Caractéristiques	
GSL-3	06°13'43''O	27°39'20''N	Sondage :	Sill, sud du bassin de Tindouf.
AB-1	00°25'58''E	26°48'07''N	Affleurement :	Sill d'Aïn ech Chebbi, Reggane.
ACB	00°26'00''E	26°45'00''N	Affleurement :	Sill d'Aïn ech Chebbi, Reggane.
HTB	00°25'00''E	26°27'00''N	Affleurement :	Dyke de Hassi Taïbine, Reggane.
RAN-1	00°58'48''O	26°21'42''N	Sondage :	Dyke ou sill, bassin de Reggane.
S-28	01°04'59''O	25°14'05''N	Sondages :	Sill, région de Brini, sud du bassin de
S-29	01°04'59''O	25°13'03''N		Reggane.
KK	02°30'00''O	31°13'00''N	Affleurement :	Dyke de Ksi-Ksou, Béchar.
HMK-1	01°49'20''E	32°26'00''N	Sondage :	Dyke ou Sill, est de Béchar.

Tableau A.5 : Localisation géographique des échantillons étudiés

Tableau A.6 : Coupe stratigraphique du sondage HMK-1.

Etage stratigraphique	Profondeur (m)	Epaisseur (m)	Lithologie
Mio-Pliocène	Zt à 254	249	Sables argileux.
Cénomano-Albien	254 à 589	335	Argiles sableuses
Aptien	589 à 611	22	Marnes vertes
Barremien	611 à 939	328	Sables fins
Néocomien	939 à 1043	104	Argiles bariolées
Malm	1043 à 1586	543	Calcaires et grès
Dogger	1586 à 1873	287	Calcaires et argiles
Lias	1873 à 2118	245	Dolomies et argiles
Trias	2118 à 2256	137	Sels et argiles
Dévonien inférieur	2256 à 2773	517	Grès de Dkhissa
Silurien	2773 à 3025	252	Argiles et calcaires
Ordovicien	3025 à 3043	203	Argiles

Zt : Altitude en mètres – au-dessus du niveau de la mer – de la table de rotation de l'appareil de forage. Cette table, se trouve au-dessus du sol, habituellement entre 4 et 7 m.

Le sondage HMK-1 (Hassi Mokta 1) a été réalisé au-dessus d'une structure anticlinale profonde, orientée NE-SO, mise en évidence par la sismique réflexion (structure de Hassi Mokta). Cette structure se serait formée après le Lias [190]. La région de Hassi Mokta, à l'est de Béchar, se situe à la limite septentrionale de la plate-forme saharienne. La coupe lithologique du sondage HMK-1 est donnée par la figure A.1.

Nous reportons dans ce qui suit la description des roches magmatiques de ce sondage, telle qu'elle est donnée par le rapport de fin de sondage du puits HMK-1 [191] :

« ...Le sondage a traversé au moins cinq passées d'éruptif, sills et dykes, jusqu'alors inconnu dans le Paléozoïque de l'Erg occidental, mais fréquent dans celui des bassins de Tindouf et de Béchar.

La nature intrusive du phénomène est à peu près certaine et la preuve en est faite par la nature des contacts avec le sédimentaire. Ce contact est franc, vertical, le sédiment n'est pas modifié ; enfin, la mauvaise cristallisation de l'éruptif fait penser non pas à une éruption an milieu aqueux mais à une intrusion dans un sédiment relativement riche en eau.

Ces intrusions sont anté-triasiques, donc probablement hercyniennes comme celles de Béchar et de Tindouf... »

« ...les manifestations éruptives dans le Dévonien (et au sommet du Silurien) constituent un phénomène remarquable puisque c'est la première fois qu'elles sont rencontrées dans le Paléozoïque de l'Erg occidental. Ces intrusions anté-triasiques n'étaient connues jusqu'alors que dans le bassin de Béchar et le bassin de Tindouf, où ils ont une orientation NE-SW. Cette orientation à dominante NE est parallèle à celle du trend de Hassi Mokta. Ceci ajouté à la puissance comme à la fréquence des passées intrusives à HMK-1,

laisse supposer un système intrusif d'assez grande extension lié à un volcanisme basaltique, ces phénomènes peuvent donc présenter une extension régionale importante... »

« ...sous la discordance hercynienne, la formation de Dkhissa a été traversée sous un faciès de grès argileux très fins, de siltstones argileux et d'argiles siltomicacées. Cette série est entrecoupée de plusieurs coulées ou intrusions d'éruptif plus ou moins altéré dont la plus remarquable a une épaisseur de 110 m. l'épaisseur cumulée de ces niveaux atteint 142 m. Ces manifestations éruptives, pour le secteur considéré, étaient jusqu'alors inconnues dans cette série, par exemple à BEL-1 et à OTG-1 où le Dkhissa était par ailleurs plus gréseux.

Sous le Siegénien, la formation de l'Oued Ali (Gothlandien) a été traversée sous une épaisseur de 252 m avec encore dans la partie supérieure une intrusion éruptive d'une quinzaine de mètres... »

« ...de 2304 à 2310, 20 m : Eruptif très altéré et hétérogène. Le sommet présente encore des traces de litage ainsi que quelques quartz détritiques. Le fond de la roche est indéterminable. Il devait être initialement très mal cristallisé et a été ensuite épigenisé en carbonate. On observe seulement des feldspaths de petite taille, très souvent altérés en phyllite et quelques grands cristaux de pyroxène complètement altérés en carbonate avec localement une auréole périphérique de chlorite. Absence de texture bien nette, aspect tantôt bréchique tantôt fluidal. Vers la base, cet éruptif présente localement une texture porphyrique et intersertale ...».

« ...**de 2348,50 à 2354 m* :** Eruptif altéré de même constitution que la base du précédent. Le contact avec le sédiment est franc, vertical et visible sur 3 mètres. Il est marqué par un filonnet carbonaté qui peut représenter une figure e retrait par dessiccation. Le sédiment n'est pas modifié tandis que l'éruptif perd au contact, sa texture finement doléritique et que les feldspaths prennent une orientation verticale dominante... ».

« ...de 2467 à 2487 m : Eruptif altéré finement doléritique au sommet passant à une dolérite grossière à la base. L'altération n'est plus essentiellement carbonatée mais surtout chloriteuse...».

« ...de 2499 à 2609 m : Eruptif altéré constitué par une dolérite grossièrement cristallisée. L'altération est essentiellement chloriteuse. C'est seulement à l'extrême base (2608,50-2609) que l'éruptif perd au contact du sédiment son caractère nettement doléritique pour redevenir porphyrique intersertale... ».

« ...**de 2797 à 2807 m*** : dolérite altérée ...».

*** :** niveau correspondant à la roche que nous avons étudiée.

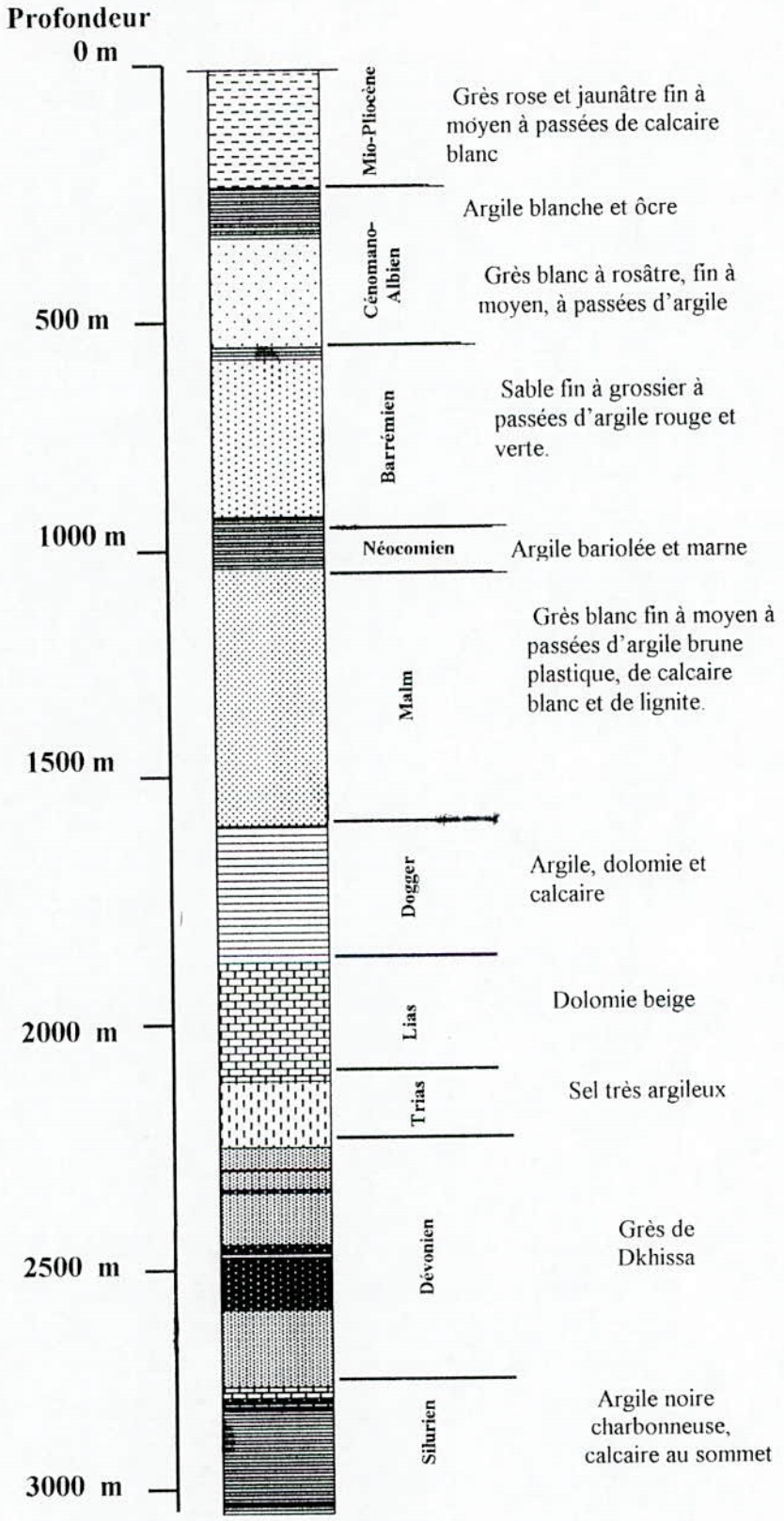


Figure A.1 : Coupe lithologique du sondage HMK-1.

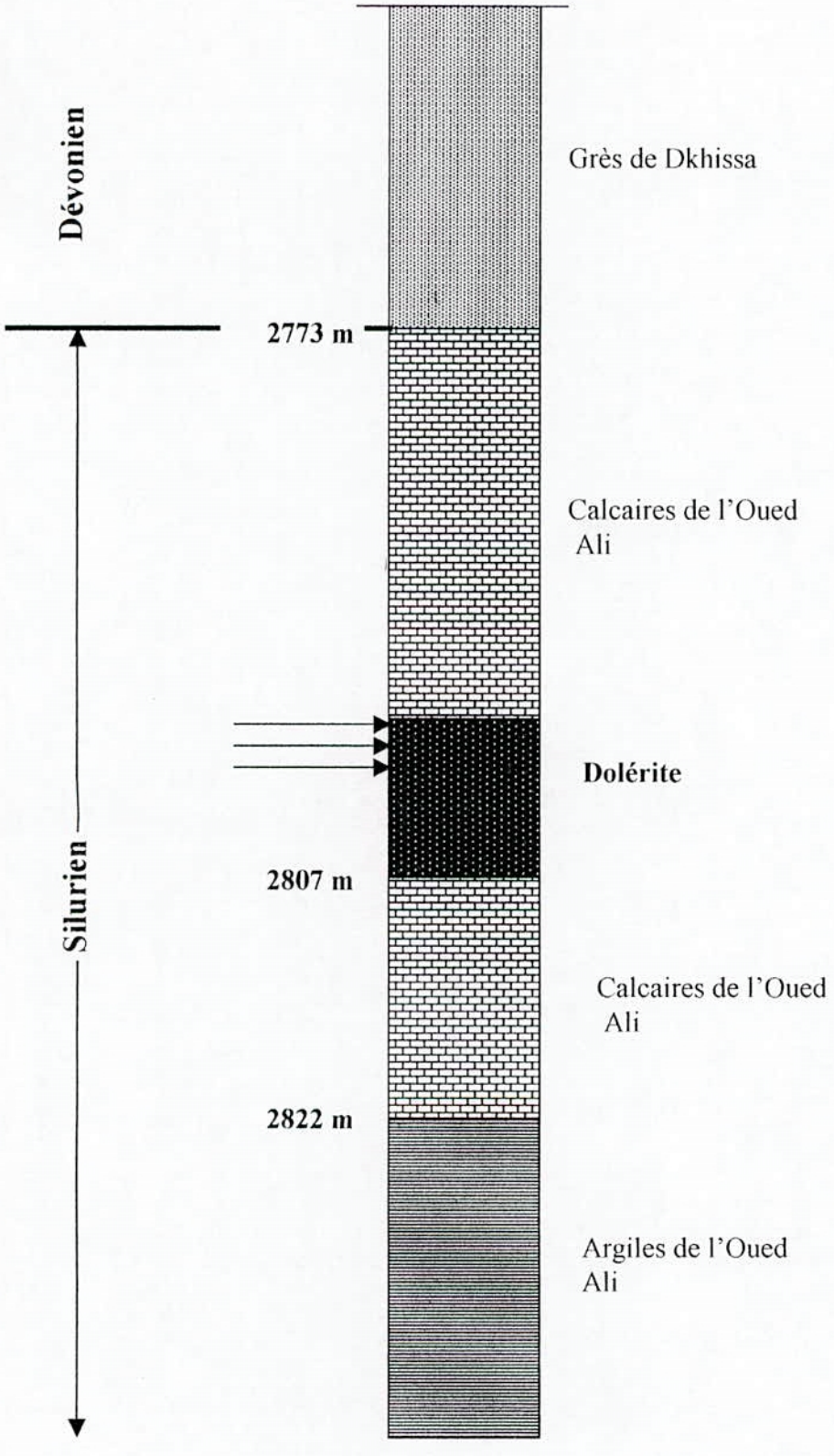


Figure A.2 : Situation de la dolérite étudiée du sondage HMK-1, niveau 2797 (Silurien).

→ Niveaux de prélèvement en allant du haut vers le bas des échantillons HMK-1a (2798 m), HMK-1b (2800 m) et HMK-1c (2802 m).

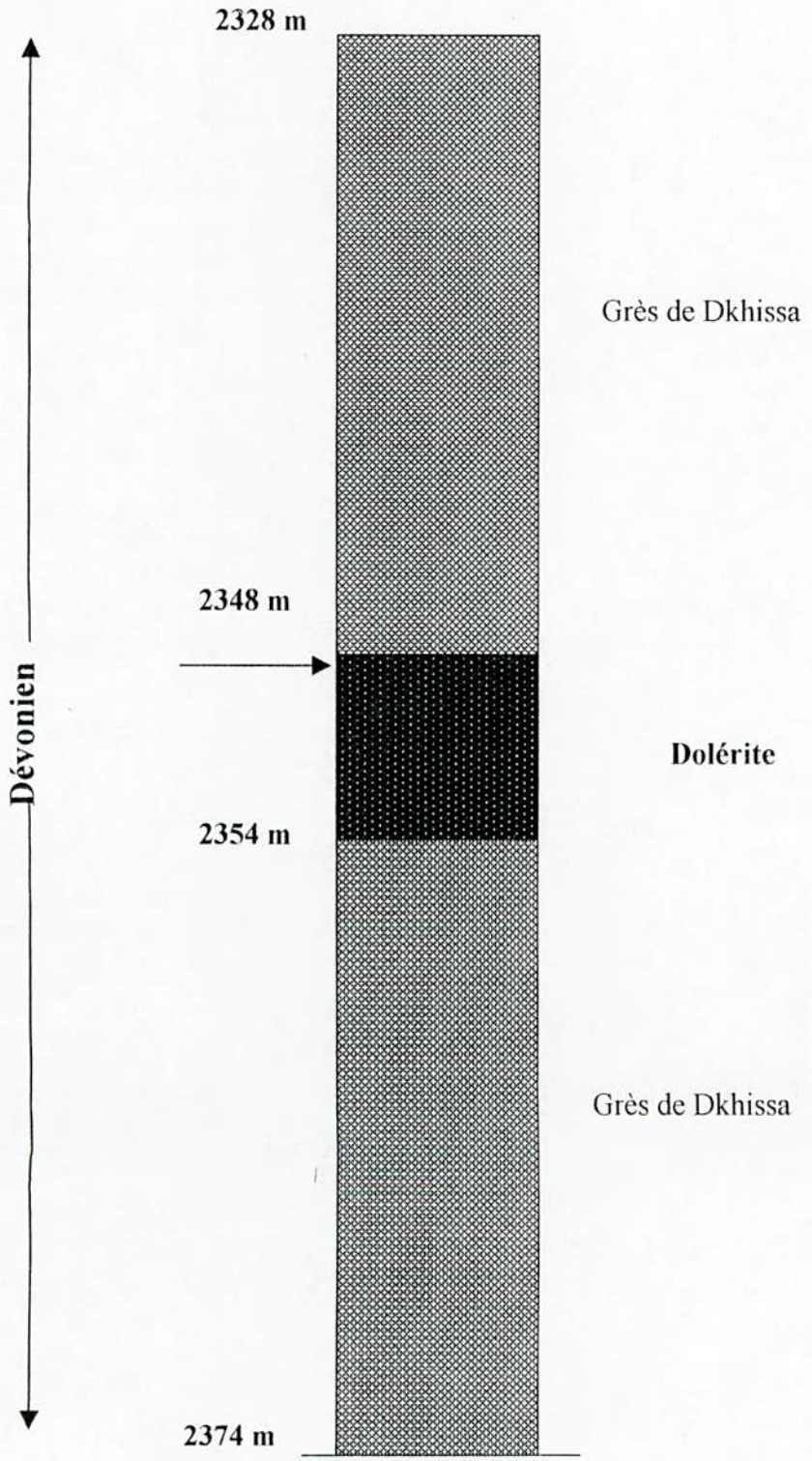


Figure A.3 : Situation de la dolérite étudiée du sondage HMK-1, niveau 2349 (Dévonien).

→ Niveaux de prélèvement de l'échantillon HMK-1d (2349 m).

Tableau A.7 : Coupe stratigraphique du sondage GSL-3.

Etage stratigraphique	Profondeur (m)	Epaisseur (m)	Lithologie
Mio-Pliocène	Z_t à 22	22	Calcaire, sable et grès
Viséen supérieur	22 à 296	274	Calcaire et évaporite
Viséen inférieur	296 à 568	272	Argile et grès
Tournaisien	568 à 720	152	Argile et grès
Strunien	720 à 928	208	Grès de Naga
Famennien	928 à 1246	318	Argile de Rhazal
Frasnien	1246 à 1461	215	Argile de Tsabia
Givétien	1461 à 1489	28	Calcaire de Sebbat
Eifélien	1489 à 1595	106	Argile de Talha
Emsien	1595 à 1628	33	Grès de B.I.A
Praguien	1628 à 1725	97	//
Lockhovien	1725 à 1791	74	//
Ludlowien	1791 à 1826	35	Argile de Mabbes
Wenlockien	1826 à 1903	77	//
Llandovérien	1903 à 1994	91	//
Ashgillien	1994 à 2087	93	Grès de Rhezziane
Caradocien	2087 à 2118	31	//
Llandeilien	2118 à 2160	42	//
Socle (Cambrien?)	2160 à 2276	116	Quartzite
Socle (Précambrien ?)	2276 à 2691	415	Quartzite et gneiss

Le forage Ghassel-3 (GSL-3) a été implanté dans la région du flanc sud du bassin de Tindouf.

La description de la roche éruptive du sondage, telle qu'elle est donnée par le rapport de fin de sondage du puits GSL-3 [191] est la suivante :

« ...**de 2322 à 2395 m*** (épaisseur 73 m) : dolérite gris-foncé ou vert foncé à noire avec des veinules remplies de calcite et de serpentine.... »

*** :** niveau correspondant à la roche que nous avons étudiée.

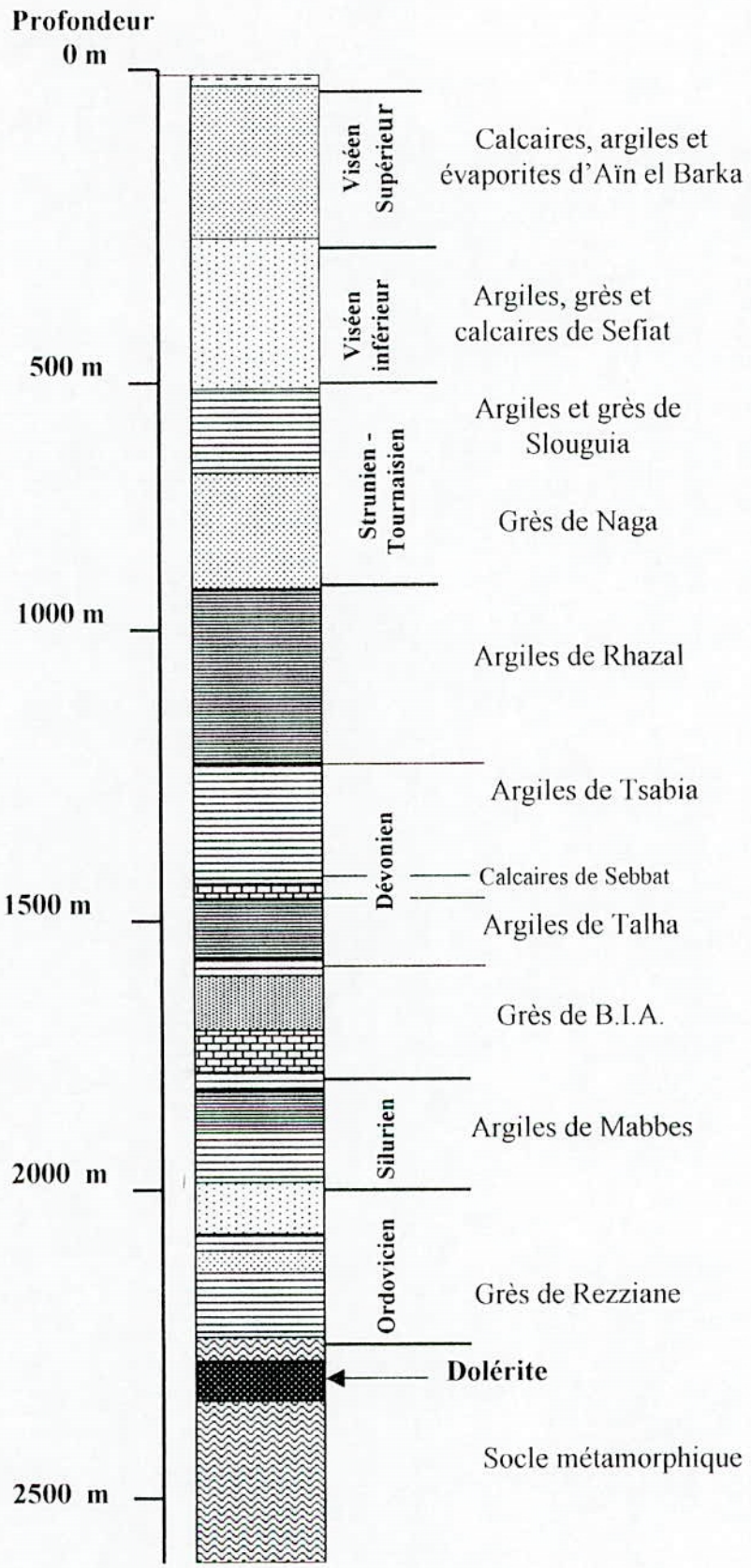


Figure A.4 : Coupe lithologique du sondage GSL-3.

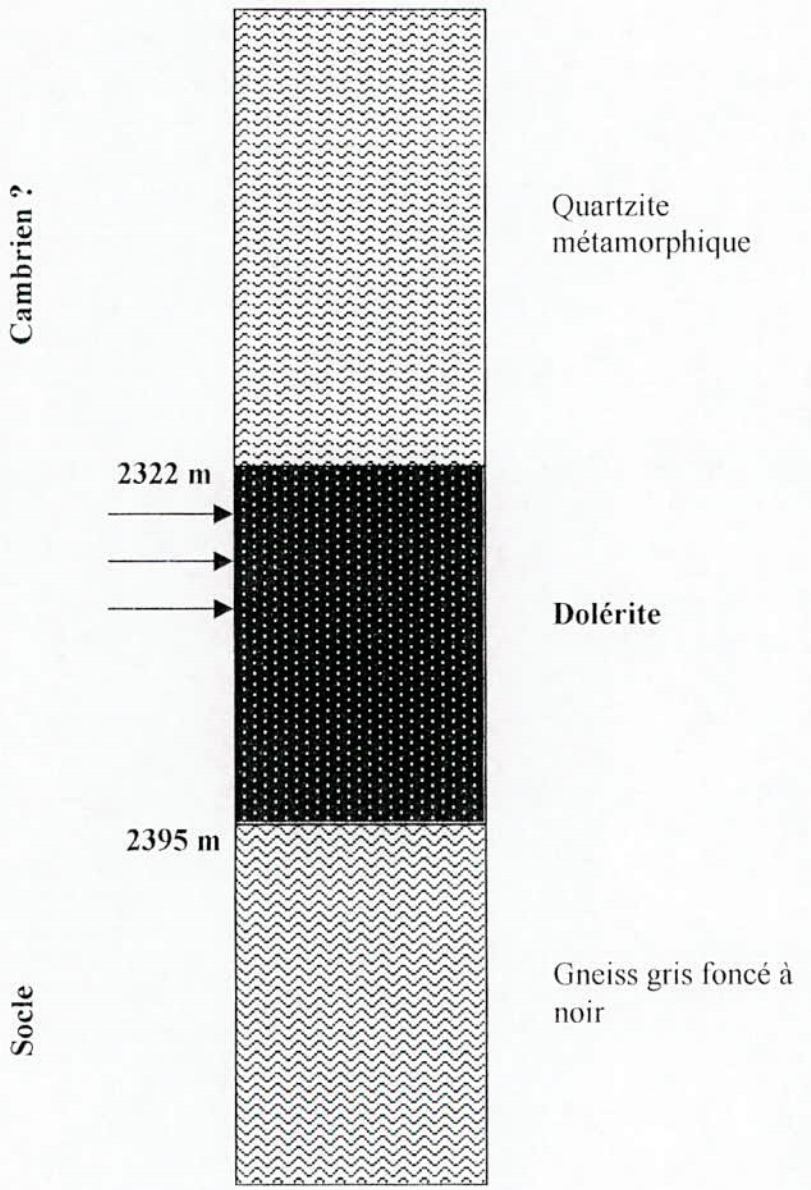


Figure A.5 : Situation de la dolérite étudiée du sondage GSL-3.

→ Niveaux de prélèvement en allant du haut vers le bas des échantillons GSL-3a (2332 m), GSL-3b (2338 m) et GSL-3c (2349 m).

Tableau A.8 : Coupe stratigraphique du sondage RAN-1

Etage stratigraphique	Profondeur (m)	Epaisseur (m)	Lithologie
Méso-Cénozoïque	Zt à 51	51	Conglomérats et grès
Namurien	51 à 450	399	Calcaire et grès
Viséen	450 à 1289	839	Argile
Tournaisien	1289 à 1366	77	Argile et grès
Strunien	1366 à 1427	61	Grès
Famennien	1427 à 2067	640	Argiles
Frasnien	2067 à 2099	32	Argile et grès
Givétien	2099 à 2111	15	Argile et grès
Emsien	2111 à 2176	65	Argile et grès
Siégenien	2176 à 2250	74	Grès
Gédinnien	2250 à 2308	58	Argile
Silurien	2308 à 2510	202	Argiles
Ordovicien	2510 à 2610	100	Grès

Le sondage RAN-1, situé dans le bassin de Reggane, a été implanté au-dessus d'une structure fermée contre faille et sa partie nord butte contre une faille normale. Le long de sa partie ouest, il est longé par une faille inverse.

La description des roches éruptives du sondage, telle qu'elle est donnée par le rapport de fin de sondage du puits RAN-1 [191] est la suivante :

« ... **de 706 à 718 m (dans le Viséen)*** : bancs de roches éruptives... ».

« ... de 1561 à 1632 m (dans le Famennien) : roches éruptives avec fines passées d'argile gris-foncé à noire, indurée, feuilletée, silteuse et micacée... ».

« ... de 1930 à 1966 m (dans le Frasnien) : roches éruptives sombre et gris-clair, microgrenue, très dures et argile grise, indurée, feuilletée, parfois micacée et pyriteuse... ».

« ... de 1975 à 2067 m (dans le Frasnien): roches éruptives sombre, texture microgrenue, très dure, mouchetée de minéraux noirs, rarement verts, aspects vitreux à fissures subverticales remplies de calcaire et de pyrite... ».

*** :** niveau correspondant à la roche que nous avons étudiée.

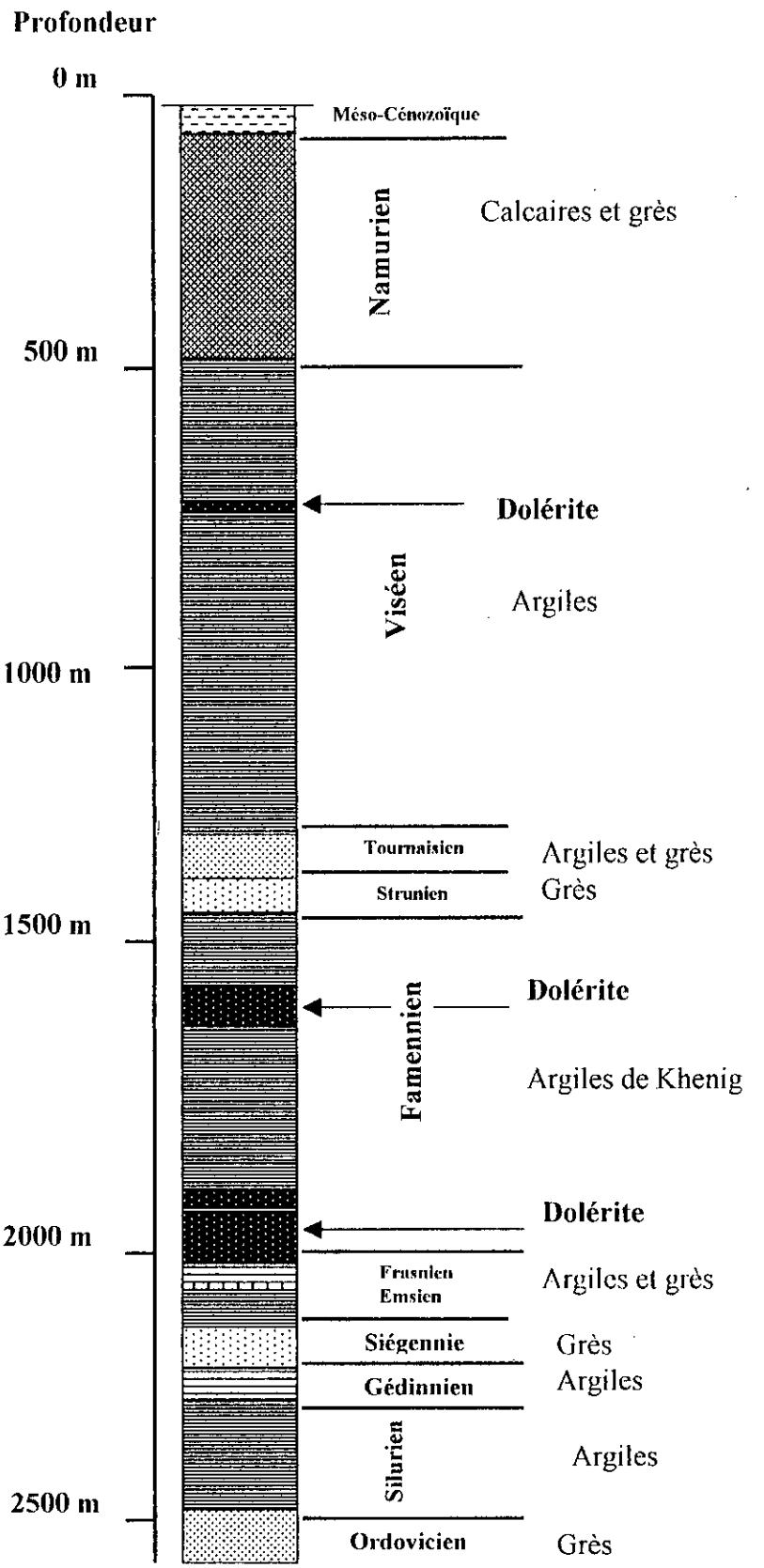


Figure A.6 : Coupe lithologique du sondage RAN-1.

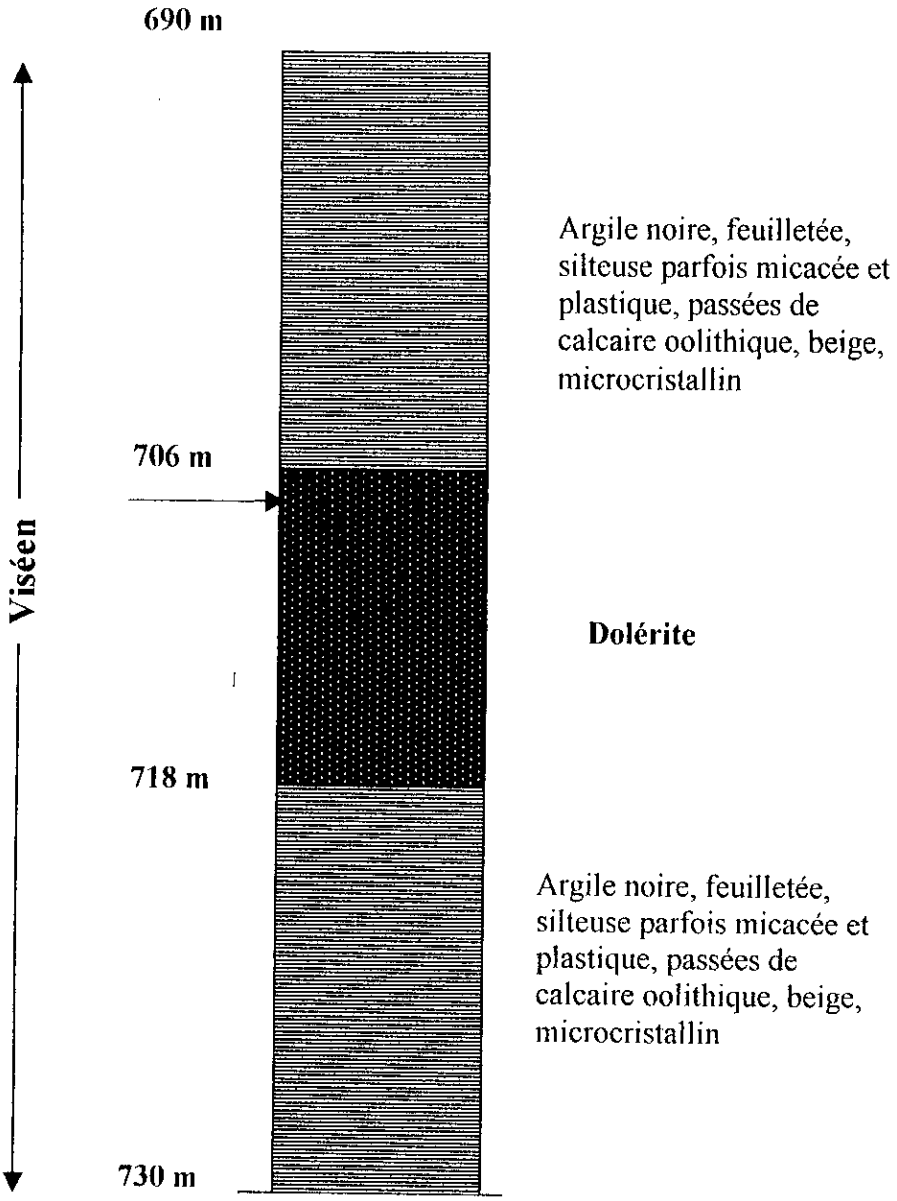


Figure A.7 : Situation de la dolérite étudiée du sondage RAN-1.

→ Niveaux de prélèvement de l'échantillon RAN-1 (707 m).

Tableau A.9 : Coupe stratigraphique de la région des sondages S-28 et S-29

Etage stratigraphique	Profondeur (m)	Epaisseur (m)	Lithologie
Méso-Cénozoïque	0 à 20-100	20-100	Sable et argile sableuse
Dolérite	20-100 à 70-200	50-100	Dolérite massive
Dévonien	70-200 à 140-370	70-170	Calcaire à Ptéropodes et argiles
Silurien	140-370 à 210-470	70-100	Argile
Ordovicien	210-470 à 250-620	40-150	Grès

Les sondages S-28 et S-29 sont des puits de reconnaissance et ont été implantés dans la région de Brini au sud de Reggane. Ils sont situés à quelques kilomètres des sondages pétroliers BR-2 et BR-1. Les roches magmatiques ont été prélevées à quelques dizaines de mètres de profondeur.

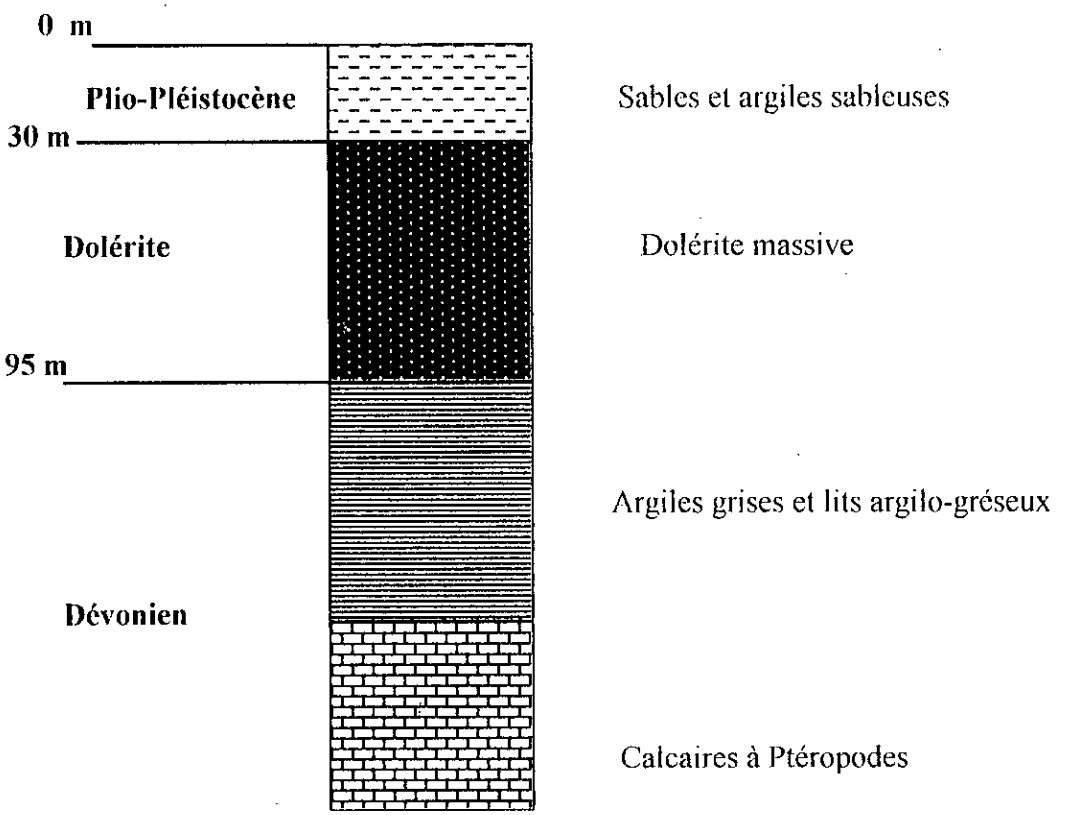


Figure A.8 : Coupe lithologique de la région des sondages S-28 et S-29 (région de Brini).

Tableau A.10 : Analyses chimiques et norme des roches magmatiques de l'ouest de la plate-forme saharienne.

	AB-1	ACB	HTB	RAN-1	KK
(%)					
SiO_2	52,2	49,19	52,07	48,75	50,86
TiO_2	1,303	1,223	1,163	0,93	1,044
Al_2O_3	13,49	12,98	14,42	13,46	14,12
Fe_2O_3	12,53	11,66	10,86	10,65	10,86
MnO	0,199	0,188	0,134	0,185	0,17
MgO	5,65	5,49	6,1	7,79	7,21
CaO	8,98	9,28	9,94	11,82	10,55
Na_2O	2,76	2,49	2,2	2,1	2,19
K_2O	0,85	0,69	1,53	0,34	0,41
P_2O_5	0,174	0,145	0,14	0,097	0,144
Perte au feu	1,1	7,2	1,1	3,2	0,8
Total	99,236	100,68	99,89	99,52	98,358
[Mg]	0,51	0,52	0,56	0,62	0,6
(ppm)					
S	152	120	240	120	120
Rb	0	67	0	79	0
Sr	260	211	194	203	260
Zr	607	185	274	237	580
Cr	89	48	246	315	315
Ni	78	195	210	222	103
Pb	9	12	15	14	10
Zn	179	108	129	124	157
Cu	21	93	176	142	20
Ba	193	0	193	0	212
AN %	48,40	51,31	57,27	59,67	59,73
Quartz	4,90	4,40	4,07	0,69	4,11
Orthose	5,02	4,08	9,04	2,01	2,42
Albite	23,35	21,07	18,61	17,77	18,53
Anorthite	21,91	22,20	24,95	26,29	27,48
Nepheline					
Diopside	17,69	18,79	19,12	25,72	19,43
Hypersthène	17,32	15,29	15,54	17,29	18,74
Olivine					
Magnétite	4,06	3,94	3,86	3,52	3,69
Ilménite	2,47	2,32	2,2	1,77	1,98
Apatite	0,40	0,33	0,32	0,22	0,33

Note : l'ensemble du fer a été analysé sous forme de Fe_2O_3. [Mg] = Mg / (Mg + Fe^{2+}). Toutes les normes et [Mg] ont été calculés en supposant un rapport Fe^{3+} / Fe^{2+} égal à 0,15. AN % : taux d'anorthite normative.

Tableau A.10 : suite

	S-28	S-29	GSL-3a	GSL-3b	GSL-3c
(%)					
SiO_2	51,51	51,39	49,97	50,73	49,02
TiO_2	0,835	0,858	0,993	1,015	0,929
Al_2O_3	16,15	14,83	14,24	14,66	13,92
Fe_2O_3	8,39	9,44	11,18	11,3	10,72
MnO	0,142	0,154	0,172	0,177	0,176
MgO	6,64	7,51	7,58	7,81	8,84
CaO	11,45	10,94	11,47	11,62	12,41
Na_2O	2,74	2,25	2,03	2,29	2,06
K_2O	0,64	0,58	0,46	0,45	0,76
P_2O_5	0,128	0,131	0,119	0,122	0,098
Perte au feu	1,2	0,7	0,5	0,4	2,2
Total	99,825	98,783	98,714	100,574	101,133
[Mg]	0,64	0,64	0,61	0,61	0,65
(ppm)					
S	204	92	84	116	240
Rb	0	0	0	0	251
Sr	527	260	251	267	586
Zr	655	537	637	458	224
Cr	465	513	246	226	198
Ni	112	123	105	113	108
Pb	11	11	10	9	13
Zn	116	143	145	137	120
Cu	12	14	17	18	64
Ba	241	178	144	121	219
AN %	56,30	60,08	62,30	59,43	60,31
Quartz	1,51	3,23	1,85	0,58	0
Orthose	3,78	3,43	2,72	2,66	4,49
Albite	23,18	19,04	17,18	19,38	17,43
Anorthite	29,88	28,65	28,38	28,39	26,49
Nepheline					
Diopside	21,03	20,00	22,56	23,13	27,84
Hypersthène	13,36	17,66	18,87	19,29	9,24
Olivine					7,08
Magnétite	3,38	3,41	3,61	3,65	3,52
Ilménite	1,59	1,63	1,89	1,93	1,76
Apatite	0,30	0,30	0,28	0,28	0,23

Tableau A.10 : suite

	HMK-1a	HMK-1b	HMK-1c	HMK-1d
SiO_2	44,14	44,33	43,46	47,67
TiO_2	1,896	1,813	1,791	1,977
Al_2O_3	13,08	12,37	12,04	12,94
Fe_2O_3	12,57	12,36	12,88	9,44
MnO	0,153	0,16	0,175	0,205
MgO	5,96	7,08	7,27	5,7
CaO	8,61	8,32	8,53	7,83
Na_2O	3,3	3,19	2,89	2,32
K_2O	0,45	0,49	0,39	1,61
P_2O_5	0,303	0,292	0,248	0,294
Perte au feu	9,9	9,1	9,8	9,6
Total	100,362	99,505	99,474	99,586
[Mg] (ppm)	0,52	0,57	0,56	0,58
S	176	188	320	200
Rb	0	0	518	298
Sr	260	455	391	391
Zr	654	661	239	265
Cr	349	315	253	212
Ni	198	189	204	150
Pb	9	9	12	13
Zn	205	207	108	54
Cu	5	7	69	40
Ba	113	101	160	341
AN %	41,18	39,99	43,37	50,64
Quartz				5,32
Orthose	2,66	2,9	2,30	9,51
Albite	27,92	26,99	24,45	19,63
Anorthite	19,57	18	18,75	20,14
Nepheline				
Diopside	17,28	17,35	17,86	13,41
Hypersthène	4,82	6,42	7,85	11,89
Olivine	8,08	8,93	8,76	
Magnétite	4,92	4,80	4,77	5,04
Ilménite	3,6	3,44	3,4	3,75
Apatite	0,70	0,68	0,57	0,68

Dyke	York Haven	Palisades	Higganum	XCove	Minister	FoumZguid	Messejana	Caraquet	Shelburne	Avalon	**Ksi-Ksou**	**Hassi Taïbine**
SiO_2	51,84	51,98	52,62	52,58	52,94	51,99	52,07	52,51	53,58	51,78	50,86	52,07
TiO_2	1,09	1,22	1,17	1,15	1,14	1,10	1,04	0,81	1,06	0,99	1,04	1,16
Al_2O_3	14,34	14,48	14,96	14,47	14,13	15,05	15,90	15,56	14,96	14,60	14,12	14,42
FeO*	9,93	10,19	10,20	10,53	10,05	9,52	9,28	12,11	9,95	9,85	9,77	9,77
MnO	0,20	0,18	0,17	0,18	0,20	0,18	0,16	0,05	0,17	0,19	0,17	0,13
MgO	7,72	7,59	7,59	7,81	7,92	7,69	7,16	7,1	6,87	8,46	7,21	6,1
CaO	10,73	10,33	10,94	10,57	10,94	11,75	11,51	10,51	10,30	11,70	10,55	9,94
Na_2O	1,96	2,04	2,33	1,98	1,97	1,97	2,16	2,16	2,21	1,91	2,19	2,2
K_2O	0,60	0,84	0,56	0,60	0,55	0,60	0,58	0,42	0,75	0,40	0,41	1,53
P_2O_5	0,12		0,20	0,13	0,14	0,15	0,14		0,15	0,12	0,14	0,14

Tableau A.11 : Composition chimique des principaux dykes de la PMAC (d'après J.G. McHone [4]) et ceux de Ksi-Ksou (Béchar) et de Hassi Taïbine (Reggane) (d'après notre étude).

Tableau A.12 : Volume des magmas émis dans la PMAC. Les données des bassins de Tindouf, de Reggane et de Béchar sont déduites des résultats de ce travail, et celles des autres régions de la PMAC sont extraites de la littérature (J.G. McHone [4]).

Coulées basaltiques	Bassin	Type de basalte	Superficie en km^2	Epaisseur moyenne en km	Volume en km^3	
	Fundy	ITQ	22500	0.4	9000	
	Hartford	ITQ	4500	0.3	1350	
	Newark	ITQ	5600	0.3	1680	
	Gettysburg	ITQ	2400	0.1	240	
	Culpeper	ITQ	22500	0.2	4500	
	SOGéorgie	ITQ/LTQ	100000	0.2	20000	
	Argana	ITQ	70000	0.2	14000	
	Offshore(USA)	ITQ	100000	0.1	10000	
Total			327500		60770	
	Béchar	**ITQ ?**	**9000**	**0.1**	**900**	
Total			**336500**		**61670**	
Sills	Régions					
	NE USA	ITQ	17500	0.2	3500	
	SE USA	LTQ	2000	0.2	400	
	Afrique	ITQ	150000	0.2	30000	
	Amérique du Sud	ITQ	1000000	0.4	400000	
Total			1169500		433900	
	Tindouf	**ITQ**	**140000**	**0.1**	**14000**	
	Reggane	**ITQ**	**140000**	**0.1**	**14000**	
Total			**1449500**		**461900**	
Dykes	nombres	Longueur en km	Longueur total	Profondeur en km	Epaisseur en km	Volume en km^3
	5	500	2500	50	0.04	5000
	15	200	3000	50	0.03	4500
	50	100	5000	50	0.02	5000
	300	20	6000	30	0.01	1800
	300	10	3000	10	0.005	150
	100	2	200	10	0.002	4
Total	770	832	19700			16454
	1	**800**	**800**	**50**	**0.04**	**1600**
Total	**771**	**1632**	**20500**			**18054**
ECMIP						**1375000**
Total PMAC						**1871624**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

[1] A. Piqué et E. Laville : L'ouverture initiale de l'Atlantique central. *Bull. Soc. Géol. Fr., 6 (1995), 725-738.*

[2] A. Marzoli, P.R. Renne, E.M. Piccirillo, M. Ernesto, G. Bellieni, et A. De Min : Extensive 200 Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science, 284 (1999), 616-618.*

[3] J.G. McHone : Volatile Emissions From Central Atlantic Magmatic Province Basalts : Mass Assumptions and Environmental Consequences. *In : W.E. Hames, J.G. McHone, P.R. Renne and C. Ruppel (Eds.), The Central Atlantic Magmatic Province, AGU monograph (2001), sous presse.*

[4] Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) web site : http://www.wesleyan.edu/~jmchone/CAMP.html.

[5] R.S. White : Magmatism during and after continental break-up. *In : B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Eds.), Magmatism and the Causes of Continental Breakup, Geological Society Special Publication, 78 (1992), 1-16.*

[6] V. Courtillot, C. Jaupart, I. Manighetti, P. Tapponnier et J. Besse : On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth Planet. Sci. Lett., 166 (1999), 177-195.*

[7] D.L. Anderson : Hotspots, basalts, and the evolution of the mantle. *Science, 213 (1981), 82-89.*

[8] P.B. Wignall : Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews, 53 (2001), 1-33.*

[9] E. Raguin : Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux. *Masson et Cie, Paris, 1973, 403 p.*

[10] M. Benelmouloud et E. Zhuravlev : Problems of petroleum exploration under plateau basalts. *In : R.A. Price (Ed.), Origin and evolution of sedimentary basins and their energy and mineral resources, Geophysical Monograph, 48 (1989), 197-202.*

[11] J. Fabre : Introduction à la géologie du Sahara algérien. *SNED, Alger 1976, 422 p.*

[12] S. Guerrak : Les minéralisations ferrifères du bassin de Tindouf : le gisement de fer oolithique dévonien de Mecheri Abdelaziz (Sahara algérien). *Thèse de Doctorat d'Etat, Alger, 1984, 325 p.*

[13] A. Sebaï : Datation ^{39}Ar-^{40}Ar du magmatisme lié aux stades précoces de l'ouverture des rifts continentaux : exemples de l'Atlantique Central et de la Mer Rouge. *Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre, Université de Nice-Sophia Antipolis, 1989, 215 p.*

[14] N.T. Arndt, G.K. Czamanske, J.L. Wooden et V.A. Fedorenko : Mantle and crustal contributions to continental flood basalt volcanism. *Tectonophysics, 223 (1993), 39-52.*

[15] R.E. Ernst et K.L. Buchan : Giant radiating dyke swarms : their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. *In : J.J. Mahoney and M.F. Coffin (Eds.), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism, Geophysical Monograph, 100 (1997), 297-334.*

[16] M.F. Coffin et O. Eldholm : Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics, 32 (1994), 1-36.*

[17] M. Girod : Les roches volcaniques, pétrologie et cadre structural. *DOIN, Paris 1978, 239 p.*

[18] D.W. Peate : The Paraná-Etendeka province. *In : J.J. Mahoney and M.F. Coffin (Eds.), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism, Geophysical Monograph, 100 (1997), 217-245.*

[19] D. Chandrasekharam, J.J. Mahoney, H.C. Sheth et R.A. Duncan : Elemental and Nd-Sr-Pb isotope geochemistry of flows and dikes from the Tapi rift, Deccan flood basalt province, India. *Jour. Volc. Geoth. Res., 93 (1999), 111-123.*

[20] D.H. Elliot et T.H. Fleming : Weddell triple junction : the principal focus of Ferrar and Karoo magmatism during initial breakup of Gondwana. *Geology, 28 (2000), 539-542.*

[21] A.D. Saunders, J.G. Fitton, A.C. Kerr, M.J. Norry et R.W. Kent : The North Atlantic Igneous Province. *In : J.J. Mahoney and M.F. Coffin (Eds.), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism, Geophysical Monograph, 100 (1997), 45-93.*

[22] K. Stewart et N. Rogers : Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia. *Earth Planet. Sci. Lett., 139 (1996), 195–211.*

[23] G.B. Dalrymple, G.K. Czamanske, V.A. Fedorenko, O.N. Siminov, M.A. Lanphere et A.P. Likhachev : A reconnaissance $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta, 59 (1995), 2071-2083.*

[24] R.W. Kent, M. Storey et A.D. Saunders : Large igneous provinces: sites of plume impact or plume incubation?. *Geology, 20 (1992), 891-894.*

[25] S.T. Johnston et D.J. Thorkelson : Continental flood basalts: episodic magmatism above long-lived hotspots. *Earth. Planet. Sci. Lett., 175 (2000), 247-256.*

[26] S.D. King et D.L. Anderson : An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth Planet. Sci. Lett., 136 (1995), 269-279.*

[27] S.D. King et D.L. Anderson : Edge-driven convection. *Earth Planet. Sci. Lett., 160 (1998), 289-296.*

[28] H.C. Sheth : Flood basalt and large igneous provinces from deep mantle plumes : fact, fiction and fallacy. *Tectonophysics, 311 (1999), 1-29.*

[29] H. Bertrand : The Mesozoic tholeiitic province of northwest Africa: A volcano-tectonic record of the early opening of the central Atlantic. *In : A.B. Kampunzo and R.T. Lubala (Eds.), The Phanerozoic African Plate, Springer-Verlag, New York, (1991), 147-191.*

[30] F.B. Van Houten : Triassic-Liassic deposits of Morocco and eastern north america: comparison. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 61 (1977), 79-99.*

[31] W. Manspeizer, J.H. Puffer et H.L. Cousminer : Separation of Morocco and eastern North America : a Triassic-Liassic stratigraphic record. *Geol. Soc. Am. Bull., 89 (1978), 901-920.*

[32] K. Shahidul et B. Coskun : Study of the eruptive rocks of north oriental Sahara. *Rapport inédit, Sonatrach Exploration, (1980), 62 p.*

[33] J.G. McHone : Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics, 316 (2000), 287-296.*

[34] J.G. McHone : Broad-terrane Jurassic flood basalts across northeastern North America. *Geology, 24 (1996), 319-322.*

[35] L.J.G. Schermerhorn, H.N.A. Priem, N.A. Boelrijk, E.H. Hebeda, E.A. Verdumen et R.H. Verschure : Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. *Journal of Geology, 86 (1978), 299-309.*

[36] M. Caroff, H. Bellon, L. Chauris, J.P. Carron, S. Chevrier, A. Gardinier, J. Cotten, Y. Le Moan et Y. Neidhart : Magmatisme fissural Triasico-Liasique dans l'ouest du Massif armoricain (France) : Pétrologie, âge et modalités de la mise en place. *Can. J. Earth Sci., 32 (1995), 1921-1936.*

[37] M. Wilson : Thermal evolution of the Central Atlantic passive margins : Continental break-up above a Mesozoic super-plume. *Journal of the Geological Society of London, 154 (1997), 491-495.*

[38] P.R. May : Pattern of Triassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of predrift position of the continents. *Geol. Soc. Am. Bull., 82 (1971), 1285-1292.*

[39] J.G. McHone, M.E. Ross et J.D. Greenough : Mesozoic dyke swarms of eastern North America. *In : H.C. Halls and W.H. Fahrig (Eds.), Mafic dyke swarms : Geological Association of Canada Special Paper, 34 (1987), 102-111.*

[40] P.C. Ragland, J.J.W. Rogers et P.S. Justus : Origin and differentiation of Triassic dolerite magmas, North Carolina, U.S.A. *Contr. Min. Pet., 20 (1968), 57-80.*

[41] J.Z. de Boer, J.G. McHone, J.H. Puffer, P.C. Ragland et D. Whittington : Mesozoic and Cenozoic magmatism. *In : R.E. Sheridan and J. A. Grow (Eds.), The Atlantic continental margin : Geol. Soc. Am., The Geology of North America. I-2 (1988), 217-241.*

[42] J.P. Hodych et A. Hayatsu : Paleomagnetism and K-Ar isochron dates of Early Jurassic basaltic flows and dikes of Atlantic Canada. *Can. J. Earth Sci., 25 (1988), 1972-1989.*

[43] J.G. McHone et J.H. Puffer : Flood basalt provinces of the Pangaean Atlantic rift: Regional extent and environmental significance. *In : P.M. LeTourneau and P.E. Olsen (Eds.), Advances in Triassic-Jurassic Rift Geoscience: Columbia University Press, NY (2001), sous presse.*

[44] R.P. Tollo et D. Gottfried : Petrochemistry of Jurassic basalt from eight cores, Newark basin, New Jersey. *In : J.H. Puffer and P.C. Ragland (Eds.), Eastern North American Mesozoic Magmatism, Geol. Soc. Am. Sp. Paper, 268 (1992), 233-260.*

[45] J. Dostal et J.D. Greenough : Geochemistry and petrogenesis of the early Mesozoic North Mountain basalts of Nova Scotia, Canada. *In : J.H. Puffer and P.C. Ragland (Eds.), Eastern North American Mesozoic Magmatism, Geol. Soc. Am. Sp. Paper, 268 (1992), 149-159.*

[46] L.G. Woodruff, A.J. Froelich, H.E. Belkin et D. Gottfried : Evolution of tholeiitic diabase sheet systems in the eastern United States : Examples from the Culpeper Basin, Virginia-Maryland, and the Gettysburg Basin, Pennsylvania. *J. Volc. Geotherm. Res., 64 (1995), 143-169.*

[47] J.M. Husch : Palisades Sill : Origin of the olivine zone by separate magmatic injection rather than gravity settling. *Geology, 18 (1992), 699-702.*

[48] A.R. Philpotts et A. Martello : Diabase feeder dikes for the Mesozoic basalts in southern New England. *Am. Jour. Sci., 286 (1986), 105-126.*

[49] J. Oh, J.A. Austin Jr., J.D. Phillips, M.F. Coffin et P.L. Stoffa : Seaward-dipping reflectors offshore the southeastern United States : Seismic evidence for extensive volcanism accompanying sequential formation of the Carolina trough and Blake Plateau basin. *Geology, 23 (1995), 9-12.*

[50] A.K. Baksi : The timing of Late Cretaceous alkalic igneous activity in the northern Gulf of Mexico basin, southeastern USA. *Journal of Geology, 105 (1997), 629-643.*

[51] W.S. Holbrook et P.B. Kelemen : Large igneous province on the U.S. Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup. *Nature, 364 (1993), 433-436.*

[52] R.S. White, G.D. Spence, S.R. Fowler, D.P. McKenzie, G.K. Westbrook et A.N. Bowen : Magmatism at rifted continetal margins. *Nature, 330 (1987), 439-444.*

[53] K. Deckart, G. Féraud et H. Bertrand : Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana/Surinam and Guinea : Implications to the initial opening of the central Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett., 150 (1997), 205-220.*

[54] A.K. Baksi et D.A. Archibald : Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil : $^{40}Ar/^{39}Ar$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett., 151 (1997), 139-153.*

[55] R.V. Fodor, A.N. Sial, S.B. Mukasa et E.H. McKee : Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contr. Min. Pet., 104 (1990), 555-567.*

[56] A. De Min, E.M. Piccirillo, A. Marzoli, G. Bellieni, P.R. Renne, M. Ernesto et L.S. Marques : The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil - petrology, geochemistry, $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages, paleomagnetism and geodynamic implications. *In : W.E. Hames et al., The Central Atlantic Magmatic Province, AGU monograph (2001), sous presse.*

[57] J.J. Schott, R. Montigny et R. Thuizat : Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain) : angular limitation to the rotation of the Iberian Peninsula since the Middle Jurassic. *Earth Planet. Sci. Lett., 53 (1981), 457-470.*

[58] H. Bertrand : Le magmatisme tholéiitique continental de la marge ibérique, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique central : Les dolérites du dyke de Messejana-Plasencia (Portugal-Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris, 304 (1987), 215-220.*

[59] C. Alibert : A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana dyke (Spain and Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett., 73 (1985), 81-90.*

[60] R Montigny, B. Azambre, M. Rossy et R. Thuizat : Etude K/Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées. Conséquences méthodologiques et paléogéographiques. *Bull. Mineral., 105 (1982), 673-680.*

[61] B. Azambre, M. Rossy et R. Elloy : Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénées : données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. *Bull. Soc. Géol. France, 23 (1981), 263-269.*

[62] J.C. Baubron : Sur l'âge triasique du « volcan de Rougiers » (Var), Méthode potassium-argon. *C. R. Acad. Sci. Paris, 279 (1974), 1159-1162.*

[63] D. Zaighouche : Examen des phases d'instabilité orogénique du Paléozoïque supérieur du Bassin de Béchar et leurs relations avec la sédimentation. *Thèse de 3ème cycle, Université d'Alger, 1985, 229 p.*

[64] E.M. Aarab, A. Rahimi et G. Rocci : Un exemple de différenciation transverse : le grand dyke de Foum Zguid (Anti-Atlas, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, 319 (1994), 209-215.*

[65] H. Bertrand : Les dolérites de la région de Taoudenni (Nord Mali) : un témoin du magmatisme de marge lié à l'ouverture de l'Atlantique. *Colloquium of African Geology, Tervuren, 6-8 April 1983.*

[66] H. Bertrand et M. Villeneuve : Témoins de l'ouverture de l'Atlantique central au début du Jurassique : les dolérites tholéiitiques continentales de Guinée (Afrique de l'Ouest). *C. R. Acad. Sci. Paris, 308 (1989), 209-215.*

[67] G.B. Dalrymple, C.S. Gromme et R.W. White : Potassium-argon age and paleomagnetism of diabase dikes in Liberia: initiation of central Atlantic rifting. *Geol. Soc. Am. Bull., 86 (1975), 399-411.*

[68] D. Reyre : Remarques sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. *Bull. Soc. Géol. France, 24 (6) (1984), 1041-1059.*

[69] J.R. Villemur : Reconnaissance géologique et structurale du nord du bassin de Taoudenni. *Mémoire du BRGM, n°51, 1967.*

[70] H. Hollard : La mise en place au Lias des dolérites dans le Paléozoïque moyen du nord-est des plaines du Dra et du bassin de Tindouf (Sud de l'Anti-Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, 277 (1973), 553-556.*

[71] D. Diallo, H. Bertrand, B. Azambre, M. Gregoire et J. Caseiro : Le complexe basique-ultrabasique de Kakoulima (Guinée-Conakry) : une intrusion tholéiitique stratifiée liée au rifting de l'Atlantique central. *C. R. Acad. Sci. Paris, 314 (1992), 937-943.*

[72] E.H.A. Chayeb, N. Youbi, A.E. Boukhari, M. Bouabdelli et M. Amrhar : Le volcanisme permien et mésozoïque inférieur du bassin d'Argana (Haut-Atlas occidental, Maroc) : un magmatisme intraplaque associé à l'ouverture de l'Atlantique central, *Journal of African Earth Sciences, 28 (1998), 499-519.*

[73] P. De Pachtère, H. Bertrand et J.L. Tane : Mise en évidence de centres d'émission dans la série volcanique fini-Triasique du Haut-Atlas de Marrakech (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, 300 (1985), 1029-1032.*

[74] H. Bertrand, J. Dostal et C. Dupuy : Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth Planet. Sci. Lett., 58 (1982), 225-239.*

[75] P. Le Roy, A. Piqué, B. Le Gall, L. Aït Brahim, A.M. Morabet et A. Demnati : Les bassins côtiers triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continental de l'Atlantique central. *Bull. Soc. Géol. France, 168 (5) (1997), 637-648.*

[76] V. Kovenko, H. et G. Termier : Sur quelques roches ophitiques de l'Algérie Septentrionale. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, 5 (1954), 157-212.*

[77] G. Bossière : Les roches éruptives du champ d'Haoud Berkaoui et l'importance du volcanisme Permo-Triasique dans l'espace nord Saharien. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, 62, fas ½ (1972), 47-54.*

[78] G. Busson : Le Mésozoïque saharien. 2ème partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. *Publ. Centre Rech. Zones arides, CNRS, Paris, Sér. Géol., n°11, 2 vol., 1970, 810 p.*

[79] A. Boudjema : Evolution structurale du bassin pétrolier « Triasique » du Sahara Nord Oriental (Algérie). *Thèse de Doctorat en Sciences, Paris XI- Orsay, 1987, 290 p.*

[80] N. Morre et A.M. Laude : Sur la nature des laves d'un sondage de la région de Hassi-Messaoud. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 4 (1966), 149-150.*

[81] J. Roussel et J.L. Liger : A review of deep structure and ocean-continent transition in the Senegal basin (west Africa). *Tectonophysics, 91 (1983), 183-211.*

[82] P.E. Olsen, R.W. Schlische et M.S. Fedosh : 580 ky duration of the Early Jurassic flood basalt event in eastern North America estimated using Milankovitch cyclostratigraphy. *In : The Continental Jurassic, edited by M. Morales: Museum of Northern Arizona Bulletin, 60 (1996), 11-22.*

[83] G.R. Dunning et J.P. Hodych : U/Pb zircon and baddeleyite ages for the Palisades and Gettysburg sills of the northeastern United States : Implications for the age of the Triassic/Jurassic boundary. *Geology, 18 (1990), 795-798.*

[84] J.P. Hodych et G.R. Dunning : Did the Manicouagan impact trigger end-of-Triassic mass extinction?. *Geology, 20 (1992), 51-54.*

[85] W.E. Hames, P.R. Renne et C. Ruppel : New evidence for geologically-instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic magmatic province basalts on the North American margin. *Geology, 28 (2000), 859-862.*

[86] A. Sebaï, G. Féraud, H. Bertrand et J. Hanes : $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the central Atlantic rift. *Earth Planet. Sci. Lett., 104 (1991), 455-472.*

[87] A.M. Dunn, P.H. Reynolds, D.B. Clarke et J.M. Ugidos : A comparison of the age and composition of the Shelburne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke, Spain. *Can. J. Earth Sci., 35 (1998), 1110-1115.*

[88] L. Fiechtner, H. Friedrichsen et K. Hammerschmidt : Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. *Geol. Rundschau, 81 (1992), 45-62.*

[89] N. Youbi, L.T. Martins, J.M. Munhi, H. Ibouh, J. Madeira, E.H. Aït Chayeb et A. El Boukhari : The Late Triassic-Early Jurassic Volcanism of Morocco and Portugal in the geodynamic framework of the opening of the Central Atlantic Ocean. *In : W.E. Hames, J.G. McHone, P.R. Renne and C. Ruppel (Eds.), The Central Atlantic Magmatic Province, AGU monograph (2001), sous presse.*

[90] F. Jourdan , A. Marzoli, H. Bertrand, M. Cosca et D. Fontignie : The northernmost CAMP: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age, petrology and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Kerforne dike, Brittany, France. *In : W.E. Hames, J.G. McHone, P.R. Renne and C. Ruppel (Eds.),The Central Atlantic Magmatic Province, AGU monograph (2001), sous presse.*

[91] R.A. Duncan, P.R. Hooper, J. Rehacek, J.S. Marsh et A.R. Duncan : The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *J. Geophys. Res., 102 (1997), 18127-18138.*

[92] C.J. Allegre, J.L. Birck, F. Capmas et V. Courtillot : Age of the Deccan traps using ^{187}Re-^{187}Os systematics. *Earth Planet. Sci. Lett., 170 (1999), 197-204.*

[93] A. Baksi : Evaluation of radiometric ages for the Central Atlantic magmatic province : timing, duration, and possible migration of magmatic centers. *In : W.E. Hames, J.G. McHone, P.R. Renne and C. Ruppel (Eds.), The Central Atlantic Magmatic Province, AGU monograph (2001), sous presse.*

[94] S. Nomade, H. Théveniaut, Y. Chen, A. Pouclet et C. Rigollet : Paleomagnetic study of French Guyana Early Jurassic dolerites: hypothesis of a multistage magmatic event. *Earth Planet. Sci. Lett., 184 (2000), 155-168.*

[95] J.P. Hodych et A. Hayatsu : K-Ar isochron ages and Paleomagnetism of diabase along the trans-Avalon aeromagnetic lineament- evidence of Late Triassic rifting in Newfoundland. *Can. J. Earth Sci., 17 (1980), 491-499.*

[96] E.A. Hailwood et J.G. Mitchell : Palaeomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in south Morocco. *Geophys. J. R. astr. Soc., 24 (1971), 351-364.*

[97] V.J.M. Salters, P.C. Ragland, W.E. Hames et K. Milla : Temporal chemical variations within lowermost Jurassic tholeiitic magmas of the Central Atlantic Magmatic Province. *In : W.E. Hames, J.G. McHone, P.R. Renne and C. Ruppel (Eds.), The Central Atlantic Magmatic Province, AGU monograph (2001), sous presse.*

[98] M. Girod et H. Bertrand : Magmatisme lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord : étude des éléments en traces. *Contrat CNEXO n°78/5704 (1987) 8 p.*

[99] K.A. Milla, P.C. Ragland et V. Salters : Southwestward increase in diversity of lower Mesozoic olivine tholeiites in the southern part of the Eastern North American Large Igneous Province. *In : AGU spring meeting, Boston, 1999.*

[100] H. Bertrand, J. Liegeois, K. Deckart et G. Feraud : High-Ti tholeiites in Guiana and their connection with the Central Atlantic CFB Province : Elemental and Nd-Sr-Pb isotopic evidence for a preferential zone of mantle upwelling in the course of rifting. *In : AGU spring meeting, Boston, 1999.*

[101] W.J. Morgan : Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics, 94 (1983), 123-139.*

[102] R. Oyarzun, M. Doblas, J. Lopez-Ruiz et J.M. Cebria : Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe. *Geology, 25 (1997), 727-730.*

[103] A.M. Leitch, G.F. Davies et M. Wells : A plume head melting under a rifting margin. *Earth Planet. Sci. Lett., 161 (1998), 161-177.*

[104] M. Doblas, J.L. Lopez-Ruiz, J.M. Cebrid et R. Oyarzun : The Central Atlantic Magmatic Province: plume or not plume ? That is the question. *In : W.E. Hames, J.G. McHone, P.R. Renne and C. Ruppel (Eds.), The Central Atlantic Magmatic Province, AGU monograph (2001), sous presse.*

[105] J.D. Greenough et J.P. Hodych : Evidence for lateral magma injection in the Early Mesozoic dykes of eastern North America. *In : A.J. Parker, P.C. Rickwood and D.H. Tucker (Eds.), Mafic dykes and emplacement mechanisms, Balkema, Rotterdam, (1990), 35-46.*

[106] J. Palfy, J.K. Mortensen, E.S. Carter, P.L. Smith, R.M. Friedman et H.W. Tipper : Timing the end-Triassic masse extinction : First on land, then in the sea? *Geology, 28 (2000), 39-42.*

[107] P.E. Olsen, C. Koeberl, H. Huber et A. Montanari : Progress in the search for an impact layer at the Triassic-Jurassic boundary in eastern North America. *In : Catastrophic Events and Mass Extinctions Conference, Vienne, Autriche, Juillet 2000.*

[108] R. Rocchia et E. Robin : L'origine extraterrestre de la crise Crétacé-Tertiaire. *Dans : La valse des espèces. Dossier Pour la Science, numéro 28, 2000, 100-110.*

[109] L. Becker, R.J. Poreda, A.G. Hunt, T.E. Bunch et M. Rampino : Impact Event at the Permian-Triassic Boundary: Evidence from Extraterrestrial Noble Gases in Fullerenes. *Science, 291 (2001), 1530-1533.*

[110] V. Courtillot, Y. Gallet, R. Rocchia, G. Feraud, E. Robin, C. Hofmann, N. Bhandari et Z.G. Ghevariya : Cosmic markers, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and paleomagnetism of the KT sections in the Anjar Area of the Deccan large igneous province. *Earth Planet. Sci. Lett., 182 (2000), 137-156.*

[111] V. Courtillot : Mass extinctions in the last 300 million years : one impact and seven flood basalts. *Isr. Jour. Earth Sci., 43 (1994), 255-266.*

[112] M.R. Rampino : Episodes of continental flood-basalt volcanism defined by $^{40}Ar/^{39}Ar$ age distributions : is there a connection with extinctions?. *In : W.E. Hames, J.G. McHone, P.R. Renne and C. Ruppel (Eds.), The Central Atlantic Magmatic Province, AGU monograph (2001), sous presse.*

[113] J.D. Greenough et B.J. Fryer : Behavior of the platinum-group elements during differentiation of the north mountain basalt, nova scotia. *The Canadian mineralogist, 33 (1995), 153-163.*

[114] J. Katuna, A. Bennani, K. Fredriksson, J. Nelen, D.W. Golightly, F.W. Brown, Z.A. Brown, N. Rait et R. Moore : The gabbro-dolerite magmatism of the Foum Zguid region: Relation to deep structure of Morocco and possible potential for cobalt, nickel, and platinum-group elements. *In : R. Mason (Ed.), Basement Tectonics 7, Dordrecht, Klewer Academic, (1992), 175-193.*

[115] G. Choubert et A. Faure-Muret : Anti-Atlas. *In : J. Fabre (Ed.) Afrique de l'Ouest, Introduction géologique et termes stratigraphiques, Pergamon, 1983, 80-95.*

[116] P. Sauvan, J. Esquevin et G. Chennaux : Transformations induites par des intrusions doléritiques dans une série argileuse : l'Ecca de Bergville (Afrique du Sud). *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, 9 (1975), 261-351.*

[117] S.C. Bergman et J. Talbot : Basaltic rock geochronology and petrography, wells DJH-1 and HLJ-1. *In : AIOGC/R&TS Exploration Research Technical Service Report TSR 90- 0111, 1990.*

[118] L. Bitam et J. Fabre (Eds.), 1996. Géodynamique du craton ouest africain central et oriental : héritage et évolution post-panafricains. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, n°8, Boumerdès, 311 p., 135 fig., 16 pl.*

[119] R. Black, L. Latouche, J.P. Liegeois, R. Caby et J.M. Bertrand : Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (Central Sahara). *Geology, 22 (1994), 641-644.*

[120] R. Bayer et A. Lesquer : Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest africain : géométrie d'une suture pan-africaine. *Bull. Soc. Géol. France, 20 (1978), 863-876.*

[121] J. Fabre : Structure de l'Algérie saharienne. Eléments pour une carte tectonique. *Publ. Serv. Geol. Algérie (Nelle Série), 41 (1971), 161-185.*

[122] B. Bessoles : Géologie de l'Afrique ; le craton ouest africain. *Mémoire du BRGM, Paris, 1977, 402 p.*

[123] J. Follot : Ahnet et Mouydir. *In : Monographie régionale, 1re série : Algérie, N°1, XIXème congrès géologique international, Alger, 1952, 80 p.*

[124] A. Zerrouki : Etude des affleurements du Précambrien Deux (P. II) du nord de Béchar. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, volume 4, n°2 (1993), 89-97.*

[125] A. Zerrouki : Lithostratigraphie du Protérozoïque de la région de Boukais et étude des minéralisations associées (Béchar, Sud-Ouest algérien). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, volume 11, n°2 (2000), 165-185.*

[126] Ph. Legrand : Lower Palaeozoic rocks of Algeria. *In : C.H. Holland (Ed.), Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa, (1985), 5-89.*

[127] S. Beuf, B. Biju-Duval, A. Mauvier et Ph. Legrand : Nouvelles observations sur le Cambro-Ordovicien du Bled el Mass (Sahara central). *Publ. Serv. Geol. Algérie (Nelle Série), 38 (1968), 39-51.*

[128] H. Askri, A. Belmecheri, B. Benrabah, A. Boudjema, K. Boumendjel, M. Daoudi, A.M. Docca, M. Drid, T. Ghalem, H. Ghandriche, A. Ghomari, N. Guellati, M. Khennous, R. Lounici, H. Naili, D. Takherist et M. Terkmani : Géologie de l'Algérie. *In : WEC Algérie 1995, Schlumberger (Eds.), 1-93.*

[129] P. Glazounov : Stratigraphie des séries paléozoïques de la région de Béchar-Oued Namous. *Rapport inédit. Sonatrach, 1989.*

[130] L. Bitam, R. Gourvennec et M. Robardet : Les formations paléozoïques anté-carbonifères du sous-bassin de Djebilet (flanc sud du Bassin de Tindouf, Nord-Ouest du Sahara algérien). *In : L. Bitam et J. Fabre (Eds.), Géodynamique du craton ouest africain central et oriental : héritage et évolution post-panafricains. Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, n°8, Boumerdès, 1996, 15-22.*

[131] M. Aliev, N. Aït Laoussine, V. Avrov, G. Aleksine, G. Barouline, B. Lakov-lev, M. Korj, J. Kouvykine, V. Makarov, V. Mazanov, E. Medvedev, O. Mkrtchiane, R. Moustafinov, L. Oriev, D. Oroudjeva, M. Oulmi et A. Saïd : Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. *Altamira-Rotopress, S.A., Madrid, Espagne, 1971, 275 p.*

[132] M. Deynoux : Les formations de plate-forme d'âge Précambrien supérieur et Paléozoïque dans l'Ouest africain ; corrélations avec les zones mobiles. *In : J. Fabre (Ed.), Afrique de l'Ouest, Introduction géologique et termes stratigraphiques, Pergamon, 1983, 46-74.*

[133] J. Conrad, C. Pareyn et M. Weyant : Mise en évidence du Tournaisien inférieur dans la vallée de la Saoura (Sahara nord-occidental) et conséquences paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, 271 (1970), 900-903.*

[134] J. Conrad : L'âge et les modalités de la régression carbonifère au bord nord du bassin de Tindouf, (Sahara occidental). *C. R. Acad. Sci. Paris, 274 (1972), 1780-1783.*

[135] J. Conrad : Les séries carbonifères du Sahara central algérien : stratigraphie, sédimentation, et évolution structurale. *Thèse de Doctorat ès sciences, Université d'Aix Marseille, 1984, 178 p.*

[136] J. Conrad : Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère au Sahara central et le problème du Strunien. *C.R. Somm. S.G.F., 4 (1972), 172-173.*

[137] C. Pareyn : Les massifs carbonifères du Sahara sud-oranais. T. I : stratigraphie et tectonique. *Publ. Centre Rech. Sahar., sér. Géol., n°1. 1961, 325 p.*

[138] Y. Lemosquet et M. Lys : Attribution au Bachkirien supérieur de la série de l'Oued el Hamar (Djebel Béchar, Sud-Oranais, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris, 272 (1971), 3001-3004.*

[139] J. Fabre : Le Paléozoïque terminal à faciès grès rouge au Sahara central et occidental. *Compte rendu 6ème congrès Intern. Strat. Géol. Carbonif., Vol. 2, 1967, 737-744.*

[140] P. Morel, E. Irving, L. Daly et A. Moussine-Pouchkine : Paleomagnetic results from Permian rocks of the northern Saharan craton and motions of the Moroccan Meseta and Pangea. *Earth Planet. Sci. Lett., 55 (1981), 65-74.*

[141] H. Bouabdallah, N. Merabet et B. Henry : Paléomagnétisme de l'unité inférieure autunienne de la formation rouge du bassin d'Abadla (Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes, 327 (1998), n°2, 87-92.*

[142] P. Gevin : Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. *Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 1960, 328 p.*

[143] J. Conrad : Distension Jurassique et tectonique éocrétacée sur le nord-ouest de la plate-forme africaine (Bassin de Reggane, Sahara central). *C. R. Acad. Sci. Paris, 274 (1972), 2423-2426.*

[144] B. Touahri, J. Fabre, M. Piboule et M. Kaddour : Les diamants du Bled el Mass (Touat) : contexte géologique. *In : L. Bitam et J. Fabre (Eds.), Géodynamique du craton ouest africain central et oriental : héritage et évolution post-panafricains. Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, n°8, Boumerdès, 1996, 259-272.*

[145] J. Fabre, A. Arnaud-Vanneau, Z. Belhadj et Th. Monod : Evolution des terrains méso-cénozoïques d'une marge à l'autre du craton ouest-africain, entre le Tanezrouft (Algérie) et l'Adrar de Mauritanie. *In : L. Bitam et J. Fabre (Eds.), Géodynamique du craton ouest africain central et oriental : héritage et évolution post-panafricains. Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, n°8, Boumerdès, 1996, 187-229.*

[146] G. Conrad : L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg chech, Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). *Publ. Centre Rech. Zones arides, Géologie, C.N.R.S. , Paris, 10, 1970, 530 p.*

[147] A. Zerrouki : Note préliminaire sur le Trias de Béchar (Sahara nord-occidental, Algérie). *In : L. Bitam et J. Fabre (Eds.), Géodynamique du craton ouest africain central et oriental : héritage et évolution post-panafricains. Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, n°8, Boumerdès, 1996, 177-185.*

[148] P. Deleau : La région de Colomb-Béchar. *In : Monographie régionale, 1re série : Algérie, N°8, XIXème congrès géologique international, Alger, 1952, 101 p.*

[149] S. Guerrak : Time and space distribution of Palaeozoic oolitic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara. *In : T.P Young and W.E.G. Taylor (Eds.), Phanerozoic Ironstones, Geological Society Special Publication, 46 (1989), 197-212.*

[150] P. Jacquemont et R. Naif : Etude de l'anticlinal du Zemoul. *Rapport interne, Sonatrach (1952), 16 p.*

[151] M. Donzeau, J. Fabre et A. Moussine-Pouchkine : Comportement de la dalle saharienne et orogenèse varisque. Essai d'interprétation. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord. Alger, 69 (1981), 137-172.*

[152] S. Guerrak : Geology of Early Devonian oolitic iron ore of the Gara djebilet field, Saharan Platform, Algeria. *Ore Geology Reviews, 3 (1988), 333-358.*

[153] J. Fabre : Intra-Plate tectonics in a belt of previous Pan-African collision. *Rapport inédit.*

[154] J. Conrad : La part des déformations posthercyniennes et de la néotectonique dans la structuration du Sahara central algérien, un domaine relativement mobile de la plate-forme africaine. *C. R. Acad. Sci. Paris, 292 (1981), 1053-1056.*

[155] J. Conrad et Y. Lemosquet : Du craton vers sa marge : évolution sédimentaire et structurale du bassin Ahnet-Timimoun-Béchar (Sahara algérien) au cours du Carbonifère; données paléoclimatiques. *Bull. Soc. Géol. France, 26 (1984), 987-994.*

[156] C. Pareyn, G. Conrad, J. Conrad et Y. Lemosquet : Mise en évidence d'une instabilité orogénique au Namurien inférieur entre les vallées du Guir et de la Zousfana (bassin de Béchar, Sahara nord-occidental). *Bull. Soc. Géol. France, 13 (1971), 512-527.*

[157] E. Ball, J. Fabre, S. Guellal, F. Mégard et A. Moussine-Pouchkine : Sur la présence de cisaillements plats d'âge hercynien dans le carbonifère de Béchar. *C. R. Acad. Sci. Paris, 280 (1975), 2721-2724.*

[158] P. Jacquemont : Les dolérites du Paléozoïque saharien. *Rapport inédit, Exploration, Sonatrach, 1971, 22 p.*

[159] CNRS (Eds.) : Carte géologique du Sahara occidental, au 1/2.000.000. 2ème édition, 1962.

[160] P. Gevin : Carte géologique de Tindouf-Eglab au 1/500.000, 1958.

[161] Sonatrach (Eds.) : Carte géologique à 1/200.000 : Ahnet et Mouydir, NG 31 XIII Reggane, 1974.

[162] N. Rebbouh : Mise au point sur la stratigraphie du Paléozoique du flanc sud du bassin de Tindouf. *Rapport inédit, Exploration, Sonatrach, 1994.*

[163] G. Choubert : Les dolérites hercyniennes du Sud marocain. *C. R. Acad. Sci. Paris, 233 (1951), 701-703.*

[164] D. Briki et M. Medaouri : Rapport de mission géologie de terrain dans le bassin de Tindouf du 18/10/ au 13/11/2000. *Rapport inédit. Sonatrach, Exploration, (2000), 11 p.*

[165] N. Menchikoff : Sur les terrains primaires au sud de l'oued Draa. *C. R. Acad. Sci. Paris, 183 (1926), 978-979.*

[166] G. Choubert et A. Faure-Muret : Problèmes de l'âge des dolérites du Sud marocain. *C. R. Acad. Sci. Paris. 278 (1974), 1677-1680.*

[167] M. Leblanc : Le grand dyke de dolérite de l'Anti-Atlas et le magmatisme jurassique du Sud marocain. *C. R. Acad. Sci. Paris, 276 (1973), 2943-2946.*

[168] G. Conrad, R. Caby, J.M. Bertrand, A. Moussine Pouchkine et J. Conrad : Carte géologique à 1/500.000 Adrar, 1970.

[169] M. Benseradj : Etude des dolérites dans le bassin de Reggane. Conséquences sur les accumulations en hydrocarbures. *Rapport inédit. Sonatrach, Exploration, 1996, 37 p.*

[170] B. Smith, B. Bayou, M.E.M. Derder, B. Henry, A. Yelles-Chaouche et H. Djellit : Tectonic history of the dolerites from the Reggane basin (Algeria) as evidenced by the Paleomagnetism. *ESG XXII General Assembly, Nice, France, 1998.*

[171] P. Logan et I. Duddy : An investigation of the thermal history of the Ahnet and Reggane Basins, Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation. *In : D.S. MacGregor, R.T.J. Moody, D.D. Clark-Lowes (Eds.), Petroleum Geology of North Africa. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 132 (1998), 231–263.*

[172] S. Huon, J.J. Cornée, A. Piqué, N. Rais, N. Clauer, N. Liewig et R. Zayane : Mise en évidence au Maroc d'événements thermiques d'âge triasico-liasique liés à l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Soc. Géol. France, 164 (1993), 165-176.*

[173] R. Boucheneb : Stratigraphie du Paléozoïque des bassins de Reggane-Tindouf et aperçu sur le Précambrien. *Rapport inédit, Sonatrach, 1989.*

[174] P. Deleau : Les bassins houillers du sud-oranais dans la région de Colomb Béchar-Abadla. *Bull. Serv. de la Carte Géol. d'Algérie, 2ème série, n°20, 1951, 277 p.*

[175] H.R. Rollinson : Using geochemical data, evaluation, presentation and interpretation. *Longman Scientific & Technical Editors, Essex, England, 1993, 352 p.*

[176] C. Dupuy et J. Dostal : Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett., 67 (1984), 61-69.*

[177] M.J. LeBas, R. LeMaitre, A. Streckeisen et B. Zanettin : A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *J. Petrol., 27 (1986), 745–750.*

[178] B. Bonin : les granites des complexes annulaires. *Collection Manuels et Méthodes, 4, Editions du BRGM, Orléans, 1990, 183 p.*

[179] P.C. Rickwood : Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos, 22 (1989), 247-263.*

[180] T.N. Irvine et W.R.A. Baragar : A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci., 8 (1971), 523–548.*

[181] J.G. McHone : Mafic dike suites within Mesozoic igneous provinces of New England and Atlantic Canada. *In : J.H. Puffer and P.C. Ragland (Eds.), Eastern North American Mesozoic Magmatism, Geol. Soc. Am. Sp. Paper, 268 (1992), 1-11.*

[182] E. Mullen : $MnO-P_2O_5-TiO_2$: a major element discriminant for basaltic rock of environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett., 62 (1983), 53-62.*

[183] T.H. Pearce, B.E. Gorman et T.C. Birkett : The $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ diagram : a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett., 24 (1975), 419-426.*

[184] R. Mauche, G. Faure, L.M. Jones, et J. Hoefs : Anomalous isotopic compositions of Sr, Ar and O in the Mesozoic diabase dikes of Liberia, West Africa. *Contr. Min. Pet., 101 (1989), 12-18.*

[185] G. Durozoy : Reconnaissance géologique dans le Hank (Sahara occidental). *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, 28 (1959), 21-42.*

[186] M.R. Mello, E.A.M. Koutsoukos, W.U. Mohriak et G. Bacoccoli : Selected petroleum systems in Brazil. *In : L.B. Magoon, W.G. Dow (Eds.) : The petroleum system-from source to trap, American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 60 (1994), 499-512.*

[187] H. Ghoul, F. Belhameche et M. Hamidou : Le potentiel pétrolier des leads de la région de Razk allah et de Brini, Bassin de Reggane. *Rapport inédit. Sonatrach, Exploration, 2000.*

[188] J. Etienne et J. Le Fournier : L'influence de la dolérite sur la valeur des réservoirs gréseux dans le Paléozoïque saharien. Conclusion de l'étude effectuée sur le Tournaisien de Reggane 101. *Rapport inédit. Sonatrach, Exploration, 1959, 5 p.*

[189] A. Zerrouki : Les minéralisations de la région de Béchar (Sahara du Sud-Ouest) : une revue. *Bull. Serv. Géol. Algérie, 9 (1998), 167-184.*

[190] T.R. Klett : Total Petroleum Systems of the Grand Erg/Ahnet Province, Algeria and Morocco—The Tanezzuft-Timimoun, Tanezzuft-Ahnet, Tanezzuft-Sbaa, Tanezzuft-Mouydir, Tanezzuft-Benoud, and Tanezzuft-Béchar/Abadla. *U.S. Geological Survey Bulletin 2202-B. 2000. 144 p.*

[191] Rapports de fin de Sondage (47 documents consultés) : HTN-1, EAN-1, GSL-3, ASJ-1, HMA-1, IGA-1 bis, NG-1, DJHN-1, DJHN-2, TIO-1, TIO-2, RG-101, RG-102, RG-3, RG-4, KL-101, MK-1, RAN-1, SLP-1, RA-301, TZ-301, BR-1, BR-2, BR-5, BR-7, BR-301, TEH-1, AZ-101, MO-1, IZ-101, BB-1, HMY-1, DHKT-1, KT-7, OR-1, OR-2, OR-3, OR-4, AMG-1, NI-1, BTJ-1, NM-1, HMK-1, HBL-1, DKM-1, TAJ-1, HBZ-1. *Rapports inédits. Sonatrach, Exploration.*