

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

**ECOLE NATIONALE SUPERIEURE POLYTECHNIQUE
DEPARTEMENT GENIE MINIER**



**Mémoire de fin d'études présenté pour l'obtention du diplôme d'Ingénieur
d'Etat en Génie Minier**

Thème :

**Distribution de l'orientation des dykes doléritiques dans
la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni
(région de Fersiga, Sud-Ouest algérien)**

Réalisé par : Mlle. Imène Bedja

Encadré par : M. Moulley Charaf Chabou

M. Abderrahmane Bendaoud

Soutenu publiquement le 8 juillet 2010 devant le jury composé de :

M. Amar SEBAI	Maître de Conférences A (ENSP)	Président
M. Moulley Charaf CHABOU	Maître de Conférences B (UFA Sétif, ENSP)	Rapporteur
M. Abderrahmane BENDAOU	Maître de Conférences A (FSTGAT, USTHB)	Rapporteur
M. Laroussi CHANANE	Maître-assistant B (ISFF, ENSP)	Examineur

Promotion : 2009/2010

Dédicace:

Ce modeste travail est dédié à mes chers parents qui n'ont jamais cessé de m'encourager et de me soutenir. C'est à eux que je dois ma réussite.

A ma grand-mère et mon grand-père maternel

A mes frères et mes sœurs

A toute ma famille

A fahim BADJI et toute sa famille

A mes deux promoteurs qui m'ont beaucoup aidé à la réalisation de ce mémoire

A tout mes camarades de classes et mes professeurs.

A la mémoire de mes grands-parents paternel

Remerciements

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à **Mr. Moulley charaf CHABOU**, mon promoteur principal de m'avoir encadrée et aidée à préparer mon mémoire et pour sa disponibilité malgré son emploi du temps très chargé.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude et mes sincères remerciements à **Mr. Abderrahmane BENDAOU**D pour son accueil chaleureux à l'université de l'USTHB et pour ces précieux conseils ainsi que pour ses corrections très pertinentes et ses suggestions. Je le remercie également pour avoir accepté de m'encadrée et d'être mon promoteur.

Je remercie **Mr Amar Sebaï**, qui m'a fait l'honneur encore une fois de présider mon jury et **Mr Laroussi CHANANE** pour avoir accepté d'examiner ce travail.

Enfin je tiens à remercier tous ceux qui ont aidé à contribuer à ce travail de loin ou de près.

Résumé :

L'objectif de ce travail est l'étude de la distribution de l'orientation des dykes de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni située en Algérie (région de Fersiga). Pour cela nous avons utilisé des images satellitales Landsat 7 ETM+ qui nous ont permis de repérer, localiser et représenter sur une carte le réseau de dykes étudié (plus de 3121 dykes, dont 1134 de plus de 2 km de longueur). Les résultats obtenus indiquent que les dykes montrent dans la région d'étude une orientation principale vers N°030 et une orientation secondaire vers N120°. La comparaison de nos résultats avec ceux obtenus sur la partie Sud du bassin de Taoudenni située au Mali (Verati et al., 2005) indique qu'en allant du sud vers le nord, la densité des dykes augmentait d'une manière considérable et une légère rotation des directions principales avait lieu, passant de N000°-N020° à N°010°-N040°.

Mots-clés : Dykes – Dolérites – Bassin de Taoudenni – Fersiga – CAMP (Province Magmatique de l'Atlantique Central) - Algérie.

Abstract:

The purpose of this work is to study dykes orientations in the north-eastern part of the Taoudenni basin located in Algeria (Fersiga region). For this, we used Landsat 7 ETM + satellite images which allowed us to identify, locate and represent on a map the studied dyke swarm (more than 3121 dykes, which in 1134 more than 2 km in length). The results indicate that in the studied region, the dykes show a main N°030 orientation and a secondary orientation towards N120 °. Comparing our results with those obtained in the southern part of the Taoudenni basin located in Mali (Verati et al., 2005) indicates that in going from south to north, dyke density increased to a considerable extent and slight rotation of the principal directions took place from N000°-N020° to N°010°-N040°.

Keywords: Dykes - Dolerites – Taoudenni Basin - Fersiga - CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) - Algeria.

ملخص:

هدفنا الرئيسي هو دراسة توزيع اتجاهات التشكيلات المغماتية المتواجدة على شكل سدود بركانية المتواجدة بالجنوب الغربي الجزائري (منطقة فرسيقا)، استعملنا لهذا الغرض صور من الأقمار الصناعية (LandSat 7 ETM+) التي ساعدتنا على حصر موضع هذه السدود البركانية وتمثيلها في خرائط.

سمحت لنا هذه الدراسة بتمييز 3121 سدود من بينها 1134 أكثر من 2 كم.

هذه النتائج بينت أن السدود البركانية لمنطقة فرسيقا تتميز باتجاه 30° درجة بالأغلبية واتجاه 120° شمالا بالأقلية وهذا مقارنة بالنتائج التي حصلنا عليها من دراسة حوض ناوديني المتواجد بالمالي.

نلاحظ أن كثافة هذه السدود البركانية تزداد كلما تجهنا إلى الجنوب، متميزة بالاتجاهات التالية: 000° شمالا - 020° شمالا - 010° شمالا - 040° شمالا.

الكلمات المفتاحية: سدود بركانية- الدوليريت- حوض ناوديني- فرسيقا- الجزائر- المنطقة المغماتية للمحيط الأطلسي.

Table des matières

Introduction générale.....	1
Chapitre I : Contexte Géologique de la région de Fersiga	2
I.1. Cadre géographique.....	2
I.2. Cadre Géologique Général.....	3
I.3. Cadre Géologique Local.....	6
I .3.1. Subdivisions stratigraphiques de la couverture sédimentaire de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni en Algérie :.....	6
a. Le Groupe de Douik.....	6
b. Le Groupe du Hank.	8
c. Le Groupe de Dar Cheikh.....	8
d. Groupe de Cheikhia.....	9
e. La série de Fersiga.....	9
f. Le groupe de l'Erg Chech.....	12
g. Le Méso-Cénozoïque et Quaternaire.....	12
I.3.2. Structure et évolution géodynamique de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni (Algérie) :.....	14
a. Les événements panafricains.....	14
a. Les événements panafricains précoces.....	14
b. Les événements panafricains tardifs.....	15
c. Les événements post-panafricains.....	15
b. La distension Trias-Jurassique (200Ma).....	15
c. Déformations d'âge Crétacé supérieur.....	15
d. Déformations récentes.....	16
I.4. Le magmatisme mésozoïque (CAMP) de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni (Algérie et Mali) :.....	18
I.4.1. Modes de gisement.....	18
I.4.2. Nature pétrographique, géochimique et âge des dolérites :.....	23
a. Aperçu pétrographique.....	23
b. Aperçu géochimique.....	23

c. Datation des dolérites du bassin de Taoudenni.....	25
---	----

Chapitre II : distribution de l'orientation des dykes doléritiques de la région de Fersiga

II.1. Introduction.....	28
II.2. La télédétection :.....	28
a. Définition de la télédétection.....	28
b. Principe de la télédétection :.....	29
a. Définition du rayonnement électromagnétique (REM).....	29
b. Le spectre électromagnétique.....	30
c. Caractéristiques spectrales des surfaces.....	31
d. La résolution radiométrique et la résolution numérique.....	31
c. Le capteur multi-spectral landsat.....	31
d. Interprétation visuelle des images satellitaires.....	31
II.3. Description des logiciels utilisés.....	34
II.4. Les données et traitement des images satellitaires :.....	35
a. Données disponibles.....	35
b. Traitement des images satellitaires.....	37
1. filtres spatiaux.....	38
2. Composition coloré.....	39
3. Composante principale	42
4. Rapport de bande.....	45
II.5. Méthodologie de travail.....	46
II.6. Résultats :.....	48
1. La distribution des orientations des dykes.....	48
2. La longueur des dykes.....	51
II.7. Comparaison et Conclusion :.....	52
II.8. Conclusion générale :.....	52

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 :	2
Représente la localisation géographique du secteur d'étude (région de Fersiga)	
Figure I.2 :	4
Représentation du Craton Ouest Africain et le bassin de Taoudenni, d'après Bessoles (1977).	
Figure I.3 :	5
Coupe géologique du bassin de Taoudenni (coupe A-B de la figure I.2), d'après Villeneuve (2005).	
Figure I.4 :	7
Carte géologique du Sud-Ouest algérien et localisation de la région d'étude (d'après la carte géologique de l'Afrique au 1/10.000.000, BRGM 2004, modifiée) (Chabou, 2008).	
Figure I.5 :	12
Colonne lithostratigraphique du Néoprotérozoïque et du Cambro-Ordovicien de la partie Nord-Est du bassin de Taoudenni en Algérie (Hank-Fersiga) (d'après : Ait-Kaci-Ahmed A. et Moussine-Pouchkine A., 1994 ; Bertrand-Sarfati et al., 1996).	
Figure I.6 :	13
Stratigraphie de la partie Nord du bassin de Taoudenni dans les régions de l'Adrar (Mauritanie) et du Hank-Fersiga (Mauritanie-Algérie) (Deynoux et al., 2006)	
Figure I.7 :	16
Carte montrant les principaux éléments structuraux de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni. D'après Villeneuve, 2005 ; Bayer et Lesquer, 1978 ; modifiée. (Chabou, 2008)	
Figure I.8 :	17
Géométrie de la couverture sédimentaire de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni (Algérie) (régions de Guettatira-Grizim-Fersiga). (P) dépôts de roches phosphatées à la base de la formation de Grizim et du groupe de l'Azlaf. (Deynoux et al., 2006)	
Figure I.9 :	19
Photo satellite Landsat de la bordure orientale du bassin de Taoudenni montrant la grande faille du Mahia. Les sills apparaissent en bleu sur cette photo.	
Figure I.10 :	20

Carte géologique de la partie Nord-Orientale du bassin de Taoudenni, montrant la répartition des dykes et sills de dolérites (CAMP). La rosace des directions des dykes est donnée en haut de la figure. D'après Verati et al., (2005).

Figure I.11 :21

Carte de la région de Taoudenni montrant les principaux dykes, notamment des dykes semi-circulaires (Fabre, 1989).

Figure I.12 :21

Schéma de paysage cloisonné par des dykes de dolérite, tel qu'on l'observe dans le bassin de Taoudenni (Jeremine, 1940)

Figure I.13 :24

Photos au microscope polarisant en LPA (Lumière Polarisée et Analysée) montrant deux échantillons de dykes de dolérites de la région de Fersiga en Algérie. (a) échantillon 152A, texture intergranulaire ; (b) échantillon 155C, texture intersertale. Pl : plagioclase ; cpx : clinopyroxène ; tm : titanomagnétite

Figure I.14 :26

Diagramme TiO₂ vs. FeO/MgO des dolérites du bassin de Taoudenni (Mali) et de la région de Fersiga (Algérie) (Verati et al., 2005 ; Chabou, 2010)

Figure I.15 :26

Diagramme de probabilité relative de la distribution des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar des dykes et sills de la CAMP du bassin de Taoudenni (Verati et al., 2005)

Figure II.1 :29

Principe de base de la télédétection.

FigureII. 2 :30

Représentation de l'onde électromagnétique.

Figure II.3 :30

Détails des domaines spectraux (a) de l'Infrarouge et (b) du Visible.

Figure II.4 :37

images de Google Earth (images Spot) de la région de Fersiga

Figure II.5 :38

Les filtres directionnelles 0°, 90°, 135° appliqués à la bande 4 de l'image Landsat 7 ETM+ de la région de Fersiga (les 3 filtres sont superposés en une image RVB = filtre 0° = rouge, filtre 90° = vert et filtre 135° = bleu).

Figure II.6 :.....42

Composition colorées en fausse couleur (RVB) des bandes 7, 3 et 1 de l'image Landsat ETM+ de la région de Fersiga.

Figure II.7:.....43

Analyse en Composante Principale des sept bandes multispectrales Landsat 5 TM.

FigureII. 8 :44

RVB de ACP 1,2 et 3 obtenus sur l'image landsat 7 ETM+ De la région de Fersiga

FigureII. 9 :45

RVB des rapports de bande 5/7 1/2 et 3/4 de l'image landsat 7 ETM+ de la région de Fersiga

FigureII.10 :47

Organigramme de la méthodologie suivie pour obtenir l'étude statistique de l'orientation et la longueur des dykes de la région de Fersiga

Figure II.11 :.....48

interface du logiciel **SPO**

Figure II.12:.....49

Carte des dykes (en noir) et sills (en bleu) de la région de Fersiga.

Figure II. 13 :.....52

Rosace des directions des dykes de la région de Fersiga

Figure II.14 :.....53

Histogramme représentant la longueur totale des dykes en fonction de leur direction par pas de 10°

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1:	27
Synthèse des âges K-Ar et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ des dolérites du bassin de Taoudenni (Algérie et Mali)	
Tableau II.1:	33
Caractéristiques et applications des bandes spectrales du capteur TM.	
Tableau II.2:	34
Caractéristiques du capteur ETM+ a bord du satellite Landsat 7.	
Tableau II. 3 :	50
Résultats obtenus	

Introduction Générale

Introduction générale :

Un impressionnant système de dykes multidirectionnels et de sills de dolérites appartenant à la CAMP traverse le Néoprotérozoïque et le Paléozoïque du bassin de Taoudenni. Le réseau de dykes de dolérites du bassin, en forme de gigantesque toile d'araignée (Fabre, 2005), est le plus important et le plus dense de la Province Magmatique de l'Atlantique Central. Un important réseau de dykes doléritiques recoupe les formations cambriennes de la région de Fersiga dans le Sud-Ouest algérien et représente l'extension nord-est du vaste réseau de dykes du bassin de Taoudenni. Le principal objectif de ce travail est d'effectuer une étude statistique de la distribution des dykes de la région de Fersiga (orientations et longueurs) en se basant sur les images satellitales Landsat 7 ETM+ qui aboutira à la réalisation des rosaces de direction. Les résultats obtenus seront ensuite comparés à ceux réalisés dans la partie malienne du bassin de Taoudenni (Verati et al., 2005 : The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of Taoudenni basin intrusives (northern Mali). *Earth and Planetary Science Letters* 235, 391– 407).

Les différentes parties de ce mémoire sont organisées comme suit. Le chapitre I sera consacré à la géologie de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni située en Algérie et à une synthèse des études réalisées sur le magmatisme mésozoïque (Province Magmatique de l'Atlantique Central, CAMP) de ce bassin. Le chapitre II traitera de l'étude de la distribution de l'orientation des dykes doléritiques de la région de Fersiga. Pour cela, on suivra le plan suivant : (1) déterminer les traitements d'images les plus adéquats pour la région de Fersiga ; (2) faire l'inventaire des différents dykes de la région ; (3) ressortir tout les linéaments de la région ; (4) étude de la distribution de l'orientation des dykes ; (5) étude de la longueur des dykes de la région et (6) comparer les résultats obtenus avec les travaux antérieurs.

Chapitre I : Contexte Géologique de la région de Fersiga

I.1. Situation Géographique

La région d'étude est située dans la partie Sud-Ouest du Sahara algérien entre 23 et 25° de latitude nord et entre 1° et 3° de longitude ouest. Elle se trouve à cheval entre le Tanezrouft, l'Erg Chech et la frontière malienne (Figure I.1).

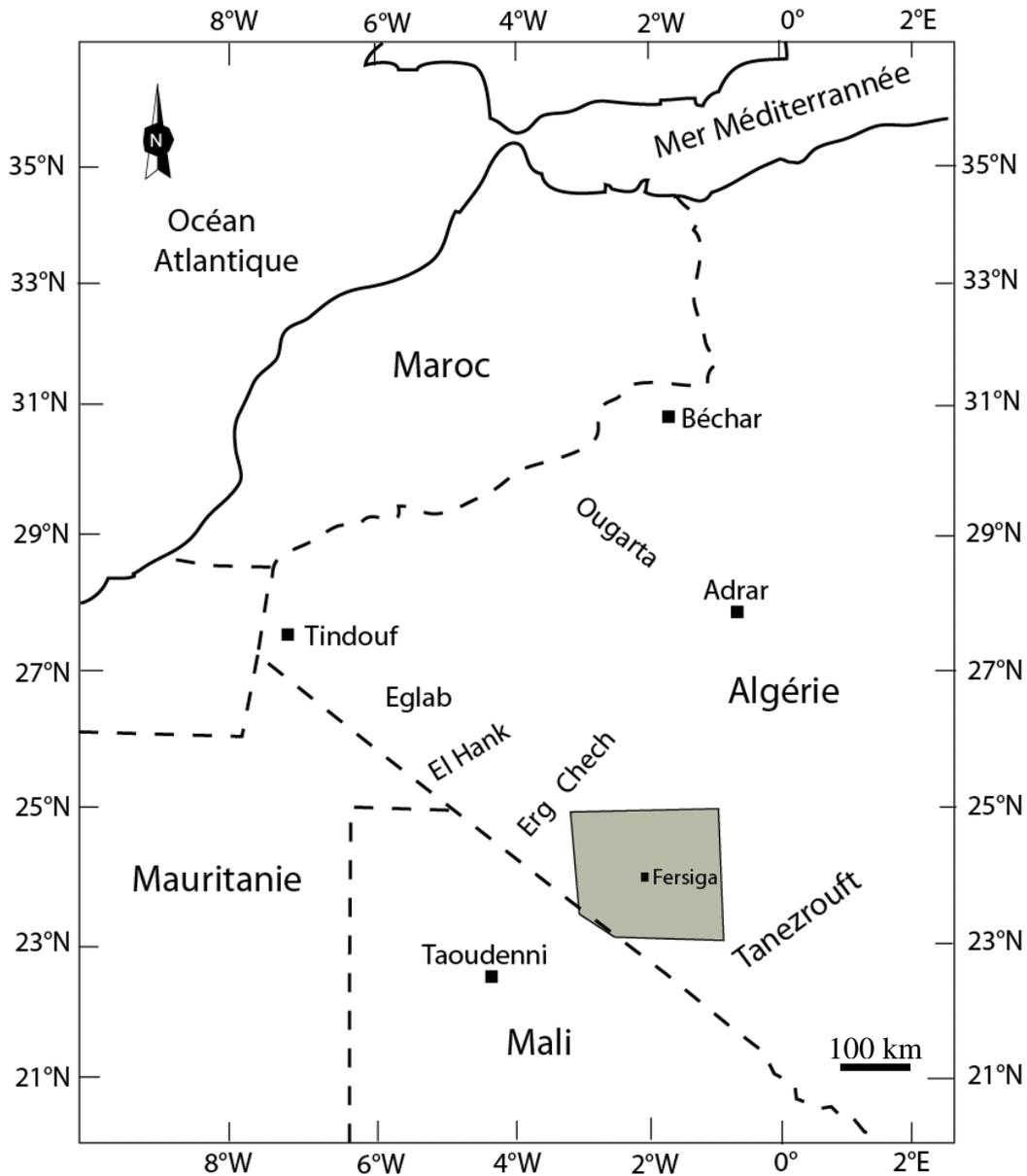


Figure I.1 : Localisation géographique du secteur d'étude (région de Fersiga)

I.2. Cadre Géologique Général

Du point de vue géologique, le secteur d'étude se localise dans la partie Nord-Est du bassin de Taoudenni (Figure I.2). Ce dernier constitue le plus vaste bassin sédimentaire précambrien et paléozoïque d'Afrique (Deynoux, 1983). Il s'étend sur une superficie de plus de 2.000.000 km² au Mali, en Mauritanie, et dans les deux Guinées, et déborde légèrement en Algérie, Haute-Volta, Sénégal et Sierra Leone. C'est la partie algérienne du bassin qui fait l'objet de notre étude.

Le bassin de Taoudenni est limité au Nord et au Nord-Ouest par le bouclier Reguibat, au Sud par le Bouclier Leo (ou de Man), à l'Ouest par la chaîne des Mauritanides et à l'Est par la chaîne panafricaine (Figure 1.2). Il est à remplissage Néoprotérozoïque et Paléozoïque (Figure I.3) : la sédimentation aurait débuté il y a 1 Ga et s'est terminée à la fin du Carbonifère. L'épaisseur de la série sédimentaire ne dépasse pas 3000 m.

« Le socle du bassin appartient au Craton Ouest africain, stabilisé vers deux milliards d'années. Il est composé essentiellement de roches archéennes dans sa partie occidentale et de formations du Protérozoïque inférieur (éburnéennes) dans sa partie centrale et orientale (Rocci et al., 1991). Il affleure dans trois zones : la dorsale Reguibat au nord, les fenêtres de Kayes et de Kéniéba au centre et la dorsale de Leo au sud (figure I.2) ». (Chabou, 2008)

La succession stratigraphique du bassin de Taoudenni a été subdivisée en 4 séquences ou super-groupes qui sont séparées par des discontinuités majeures (Villeneuve, 2005) (Figure I.3) :

- **Le super-groupe I** : il repose en discordance majeure sur le socle de la dorsale Réguibat et se caractérise par une alternance de roches détritiques fines à très fines et de roches carbonatées à stromatolites (groupe d'Atar) encadrées par des dépôts gréseux relativement grossiers à la base (groupe de Char), fins et silteux au sommet (groupe de l'Assabet el Hassiane). L'âge de ce groupe est Protérozoïque moyen à Protérozoïque supérieur.
- **Le super-groupe II** : constitué de 1000 à 1500 m de roches sédimentaires de plate-forme. Il débute par la « triade » (groupe de Jebilat) : des formations glaciaires (tillites) surmontées sans discontinuité par quelques mètres de carbonates puis de silexite. Puis viennent des formations argileuses vertes surmontées par des formations grésos-argileuses rouges. L'âge de cet ensemble est Néoprotérozoïque supérieur et Cambro-Ordovicien.

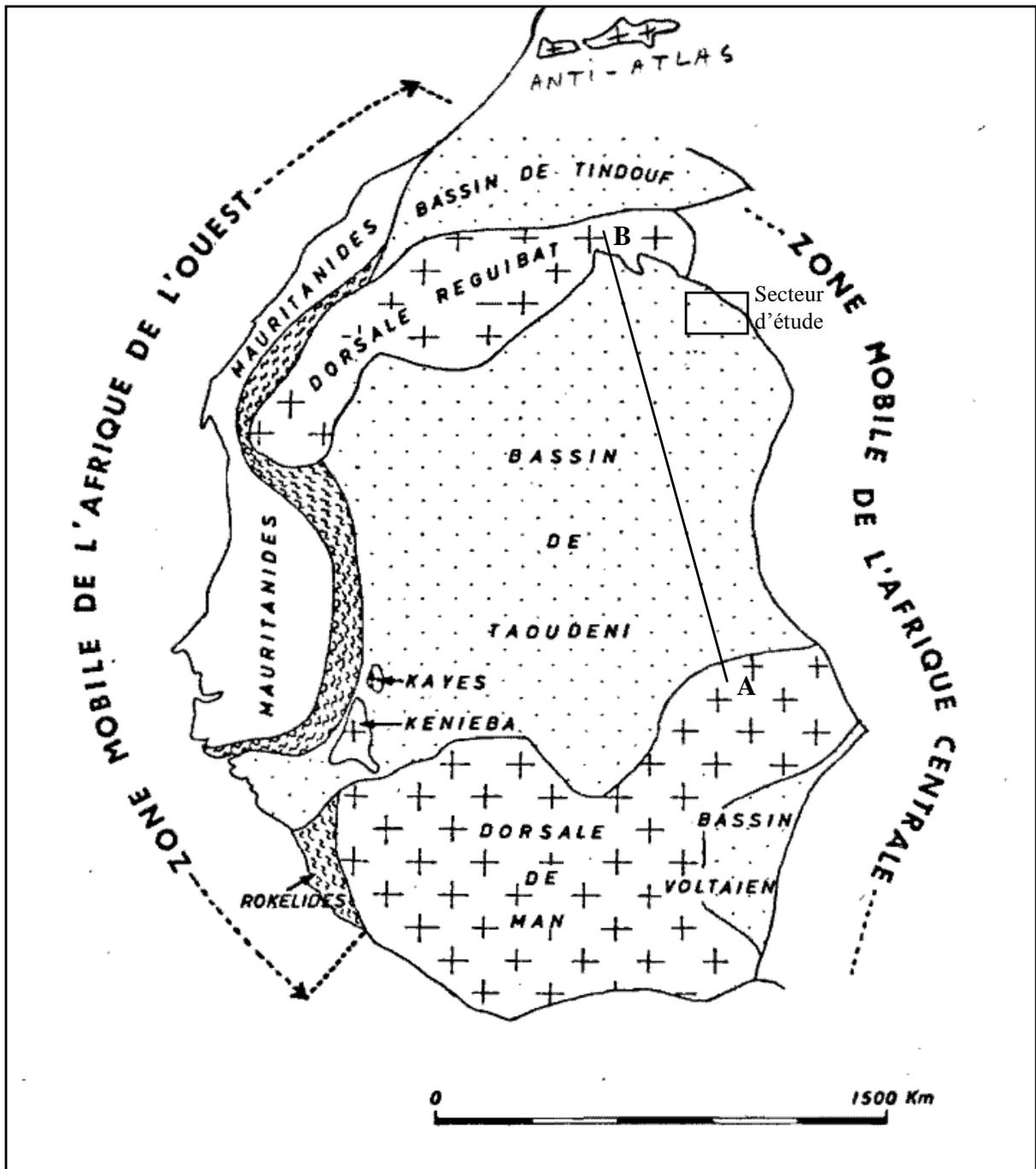


Figure I.2 : Le Craton Ouest Africain et le bassin de Taoudenni, d'après Bessoles (1977).

- **Le super-groupe III** : cet ensemble débute également par des formations glaciaires (tillite supérieure), épaisses de 100 à 200 m, issues de la glaciation fini-ordovicienne. Elles sont surmontées par les argiles à graptolites du Silurien, épaisses d'une centaine de mètres.
- **Le super-groupe IV** : d'âge Dévonien et Carbonifère. Il débute par le Dévonien à Brachipodes, gréseux, argileux ou carbonaté d'épaisseur variable (150 à 500 m), qui repose en discordance sur le Silurien et parfois directement sur les formations glaciaires. Le Carbonifère inférieur marin repose sans discontinuité sur le Dévonien. Il est gréseux à la base puis calcaire. Le Carbonifère supérieur est continental, fluvial, lacustre ou lagunaire avec dépôt de grès, marnes et argiles. L'épaisseur du Carbonifère est de 600 m environ. Notons que le Dévonien affleure de façon discontinue et que le Carbonifère est limité au cœur du bassin de Taoudenni (figure I.3).

Après le Carbonifère, la cuvette de Taoudenni est restée émergée, et n'a été recouverte que localement par des formations continentales peu épaisses du Méso-Cénozoïque et par les dunes du Quaternaire.

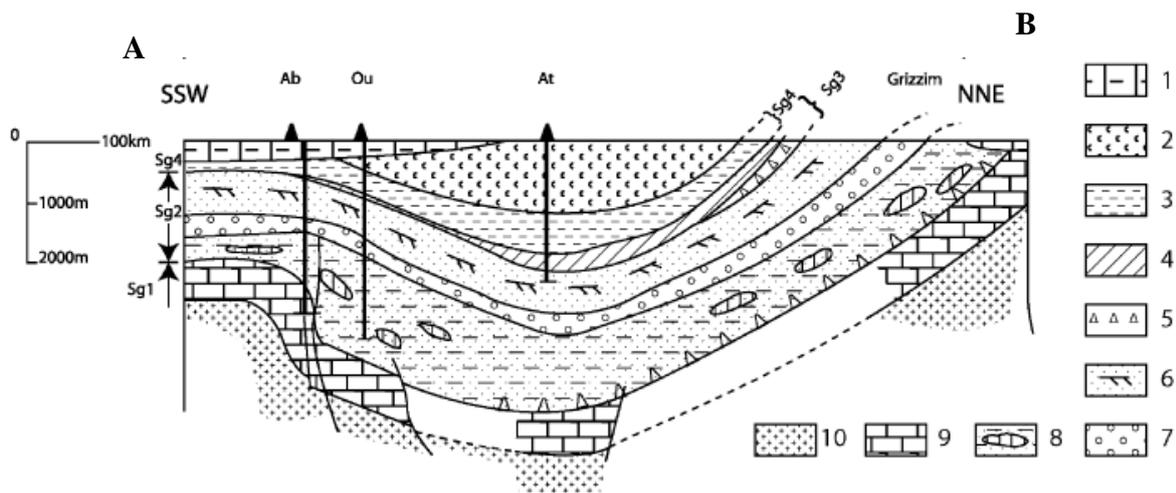


Figure I.3 : Coupe géologique du bassin de Taoudenni (coupe A-B de la figure I.2), d'après Villeneuve (2005).

1-Méso-Cénozoïque ; 2-Carbonifère ; 3- Dévonien ; 4- Ordovicien supérieur – Silurien ; 5- Tillites ; 6- Grès de l'Ordovicien ; 7- Cambrien supérieur – Ordovicien inférieur ; 8- Néoprotérozoïque supérieur – Cambrien moyen ; 9 – Protérozoïque supérieur ; 10 – Socle cristallin. Sg 1, 2, 3 et 4 : sous-groupes I, II, III et IV. At, Ou et Ab : forages réalisés dans le bassin de Taoudenni.

Les discontinuités qui séparent les 4 séquences définies dans le bassin de Taoudenni seraient liées à des événements tectoniques importants (Bertrand-Sarfati et al., 1991) : ainsi, la discontinuité qui sépare le super-groupe I du super-groupe II serait liée aux événements pan-africains majeurs qui auraient provoqués un basculement, un léger plissement et une érosion de la couverture néoprotérozoïque (super-groupe I). La discontinuité qui sépare les super-groupes II et III serait due aux mouvements tectoniques tandis que celle séparant les super-groupes III et IV serait liée aux mouvements calédoniens. Enfin, la surface de discordance au sommet du super-groupe IV serait la conséquence de l'orogénèse hercynienne qui est bien marquée sur les bordures ouest, nord et est du bassin de Taoudenni (Mauritanides, Anti-Atlas et Ougarta).

I.3. Cadre Géologique Local

Dans la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni en Algérie (régions du Hank-Fersiga-Grizim), seules les formations du Néoprotérozoïque et du Cambro-Ordovicien, correspondants aux sous-groupes I et II, sont représentées (Figure I.4). Elles sont en partie masquées par les formations crétacées du Continental Intercalaire et quaternaires du Tanezrouft et de l'Erg Chech (Figure I.4). Ces formations ont été récemment étudiées en détails (Ait-Kaci et Moussine-Pouchkine, 1995 ; Bertrand-Sarfati et al., 1996) et de nouvelles subdivisions ont été adoptées (Figure I.5). La figure I.6 indique les corrélations entre les formations sédimentaires du bassin de Taoudenni définies dans l'Adrar de Mauritanie (qui ont été prises comme référence pour l'ensemble du bassin) et celles définies en Algérie.

I.3.1. Subdivisions stratigraphiques de la couverture sédimentaire de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni en Algérie

On distingue, de la base au sommet, les formations suivantes (figure I.5) :

a. Le Groupe de Douik

Il s'agit d'un ensemble argilo-gréseux transgressif et discordant sur le socle des Eglab et sur les sédiments de la série de Guelb el Hadid. C'est l'équivalent du groupe de Char en Mauritanie. Son épaisseur varie de quelques mètres à plus de 150 m dans les environs de Chegga. Il comporte deux formations :

- **La Formation de Glebet El Atores** : elle comprend une séquence argilo-gréseuse à rares stromatolites surmontée de grès continentaux éoliens montrant des paléodunes de 30m à Chegga, et un ensemble grés-carbonaté au sommet.
- **La Formation de Chegga** : elle débute par des faciès évaporitique, surmontés par des niveaux calcaro-gréseux riches en cherts alternant avec des stromatolites en dômes et des niveaux oolitiques.

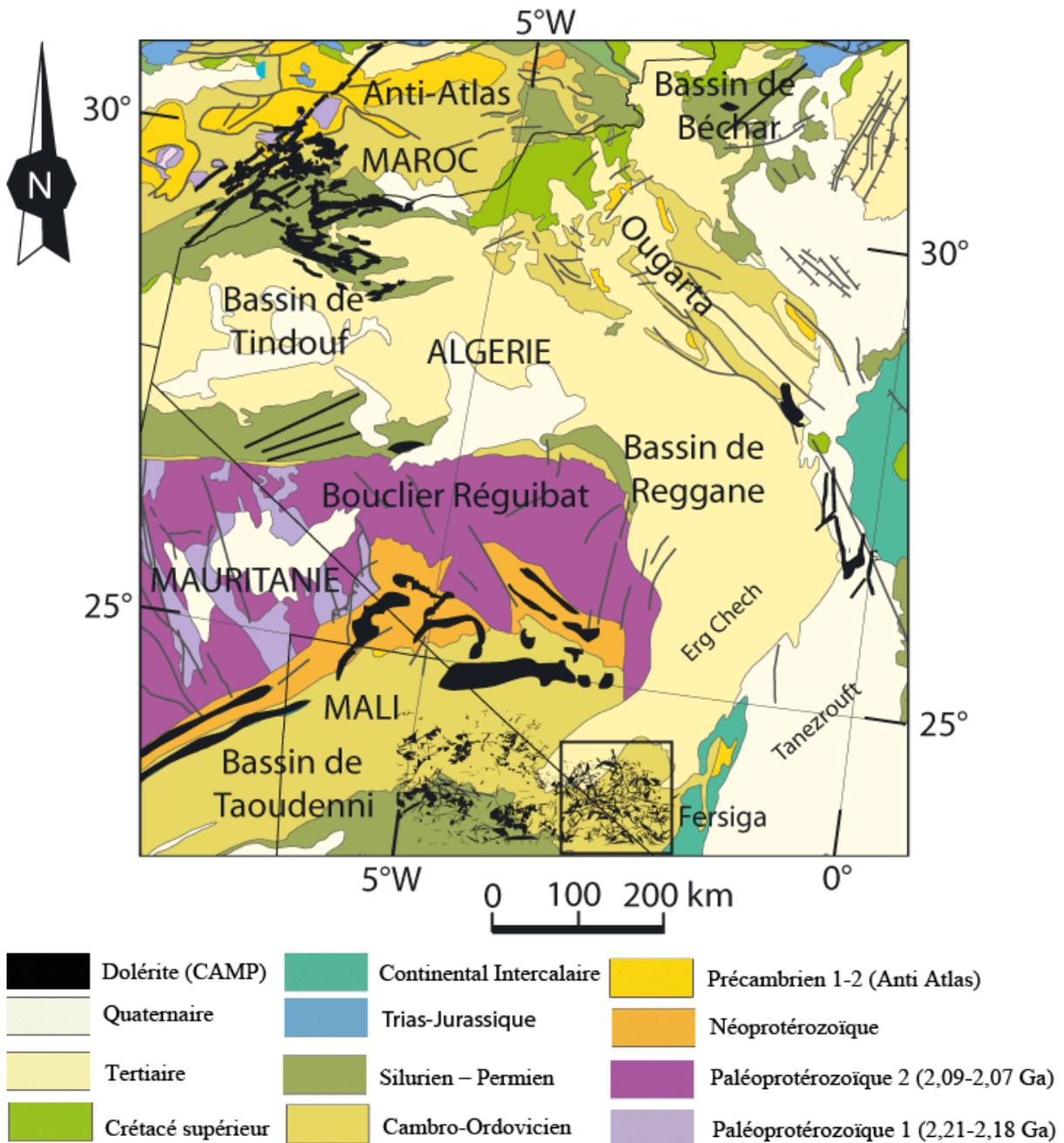


Figure I.4 : « Carte géologique du Sud-Ouest algérien et localisation de la région d'étude (d'après la carte géologique de l'Afrique au 1/10.000.000, BRGM 2004, modifiée) » (Chabou, 2008).

b. Le Groupe du Hank.

Il est caractérisé par une succession de carbonates construits par des biostromes à stromatolites. Ce groupe constitue avec son équivalent en Mauritanie (partie inférieure du groupe d'Atar) les plus belles formations à stromatolites du monde (Fabre, 2006). Son épaisseur varie de 400 à 700 m. Il comporte 6 formations :

- **La Formation des Grès de base** : des sables et grès épais de quelques mètres à 30 m et montrant souvent des rides de vagues et tempêtes, marquent la base de ce groupe.
- **La Formation de Chenachane** : composée de deux ensembles de grands biostromes à stromatolites (*Conophyton*).
- **La Formation de l'Oued Souss** : elle est constituée par des Black Shales riches en matière organique et constitue une excellente roche mère pétrolière dans le secteur.
- **La Formation de Mokrid** : elle comporte deux séquences à *Conophyton* de faible épaisseur dont la limite supérieure est une érosion. Cette formation comporte les derniers *Conophyton* dans la succession des biostromes du craton.
- **La Formation de Tilemsi** : il s'agit d'un ensemble de calcaires lités qui alternent avec des horizons de petits stromatolites (*Gymnosolen*). Cette formation montre sur photo aérienne des « cannelures » d'orientation N-S d'origine énigmatique.
- **La Formation d'Oglat Betina** : elle est constituée d'un ensemble entièrement construit formant un biostrome stromatolitique (*Inzeria*). Cette formation est également structurée en grandes cannelures Nord-Sud.

La limite supérieure du groupe du Hank est une discordance majeure matérialisée par une émergence et le dépôt de sphérulites d'hydroxydes de fer. Cette discordance est interprétée comme étant liée à l'ouverture de l'océan panafricain au Nord et à l'Est (Bertrand-Sarfati et al., 1994).

c. Le Groupe de Dar Cheikh

Il s'agit d'un groupe carbonaté sans stromatolites à la base puis argilo-gréseux au sommet et comportant des niveaux de « séismites » (figures de liquéfaction dues à des séismes) (C'est l'équivalent du groupe d'Atar supérieur de l'Adrar mauritanien). L'épaisseur de ce groupe est de l'ordre de 500 m. Il comprend trois formations.

- **La Formation de Dar Cheikh :** elle est essentiellement composée de calcaires détritiques qui montrent des structures énigmatiques dites en « vermicules » interprétées comme étant liées au séismes « séismites ». La partie supérieure de cette formation comporte des calcarénites en mégarides de courant.
- **La Formation de Oglat Damrane :** elle est constituée de deux ensembles, le premier argilo-gréseux à mud-cracks et rides de vagues et tempêtes, et le second argilo-gréseux riche en glauconie à rides de vagues et tempêtes, intercalé de biohermes à stromatolites (*Jurusania*).
- **La Formation de Teggeur :** elle est essentiellement formée de calcaires en plaquettes en lits millimétriques (laminites). Cette formation montre sur les photos aériennes une structuration en grandes cannelures Est-Ouest d'origine énigmatique.

Le groupe de Dar Cheikh est limité à sa partie supérieure par une importante érosion interprétée comme étant due à la collision panafricaine à l'Est et au Nord (Bertrand-Sarfati et al., 1994).

d. Groupe de Cheikhia

Epaisse série silici-clastique (argilo-gréseux, plus de 800 m d'épaisseur) contemporaine de l'orogénèse panafricaine et représentant les dépôts, dans un bassin d'avant chaîne, des produits de l'érosion des chaînes panafricaines en formation (équivalent du groupe de l'Assabet el Hassiane en Mauritanie). Une faune de type Ediacara a été découverte au sein de cette formation formée de fossiles discoïdaux de petite taille (Bertrand-Sarfati et al., 1994 et 1995). La limite supérieure de ce groupe est une discordance angulaire due à un basculement ou un relèvement du Craton Ouest Africain (Tokarski, 1991) et une discordance de ravinement due aux dépôts glaciaires qui surmontent ce groupe.

e. La série de Fersiga :

Il s'agit d'une série qui débute par une formation glaciaire (tillite) qui recouvre l'ensemble du Craton Ouest-Africain. La limite supérieure de cette série est localisée au niveau des conglomérats de Sobti qui marquent la base de l'Ordovicien. Son épaisseur totale est d'environ 900 m. Cette série est subdivisée en plusieurs formation :

- **La formation de Fersiga** : composée de dépôts glaciaires (tillites continentales) qui reposent en discordance sur les formations antérieures et constituent un excellent repère sur tout le bassin de Taoudenni. Les éléments de la tillite peuvent atteindre plusieurs mètres de diamètre et sont composés de roches du socle des Eglab et de la couverture du Néoprotérozoïque (grès du groupe de Cheikhia et calcaires à stromatolites du Hank). L'épaisseur de cette formation varie de 20 à 50 m. Cette formation glaciaire et les « cap carbonates » (formation de l'Oued Djouf) qui la surmontent sont connus sur l'ensemble du craton ouest-africain (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1997), et se situeraient, selon Deynoux et al., (2006), dans le Néoprotérozoïque, correspondant aux dépôts glaciaires du Marinoen (~ 635 Ma) connus à l'échelle mondiale (Hoffman et al., 1998).
- **La Formation de l'Oued Djouf** : sur l'ensemble du craton, la tillite est surmontée sans discontinuité par des carbonates (les cap-carbonates) dont le dépôt est dû à la transgression glacio-eustatique qui a suivi la fonte des glaciers accompagnée par un important réchauffement climatique. L'épaisseur de cette formation est de 4 m au maximum.
- **La Formation de Grizim** : les cap-carbonates de la formation de l'Oued Djouf sont surmontées par des argiles, des grès fins ou grossiers, des silexites et des roches phosphatées. A Fersiga, cette formation atteint 120 m d'épaisseur.
- **La Formation (ou Série) de l'Azlaf** : est constituée de 350 m de grès grossiers ravinant la formation de l'Oued Djouf, surmontés de pélites à lits carbonatés, et comportant des silexites vers le haut de la formation. Cette série repose localement en discordance de ravinement sur les formations de l'Oued Djouf-Grizim.
- **La Formation (ou Série) du Kreb En Naga** : il s'agit d'une formation continentale constituée de deux ensembles gréseux, l'un éolien et l'autre fluviatile supérieur. L'épaisseur de cette formation varie de 200 à 300 m. Cette formation se termine par des conglomérats peu épais à éléments très arrondis (grès de Sobti) qui forment la base de la formation des grès de l'Erg Chech.

f. Le groupe de l'Erg Chech

Il comprend à sa base environ 500 m de grès-quartzites fins à moyens verdâtres, finement lités, à stratifications obliques. La partie supérieure (150 m d'épaisseur au maximum) est composée de grès-quartzites fins à très fins, à scolithes, avec quelques niveaux à stratifications obliques.

Ces grès sont surmontés par l'intermédiaire d'une surface de ravinement par une tillite d'âge Ordovicien supérieur.

g. Le Méso-Cénozoïque et Quaternaire

« Des formations marines argilo-gréseuses et carbonatées, peu épaisses, attribuées au Crétacé supérieur (Cénomano-Turonien), sont connues dans la région de Fersiga et sont surmontées par des grès fluviatiles à stratifications obliques et bois silicifiés d'âge Sénonien (Fabre et al., 1996). Ces formations sont surmontées par les « quartzites Khnachich » qui forment le sommet de la falaise du Khnachich, qui limite le plateau du Tanezrouft à l'ouest et se suit sur plusieurs centaines de kilomètres. Ces quartzites, considérés comme l'équivalent du Continental Intercalaire, ont récemment été interprétés comme étant un silcrète récent (Plio-Quaternaire) (Fabre et al., 1996).

Les formations quaternaires comprennent les regs, les alluvions, les éboulis, les sebkhas et surtout les ergs (dunes de sable) qui recouvrent une superficie importante de la région d'étude (l'Erg Chech) ». (Chabou, 2008)

Système	Lithologie	Formation	Groupe ou Série	Epaisseur (m)
Cambro-Ordovicien			Grès de l'Erg Chech	650
Néoprotérozoïque terminal à Cambrien		Formation de Krebs En Naga	Série de Fersiga	900
		Formation de l'Azlaf		
		Formation de Grizim		
		Formation de l'Oued Djouf Formation de Fersiga (Tillite)		
Néoprotérozoïque supérieur			Groupe de Cheikhia	800
		Formation Tegger Formation de Oglat Damrane Formation de Dar Cheikh	Groupe de Dar Cheikh	500
Néoprotérozoïque inférieur		Formation de Oglat el Betina	Groupe du Hank	400-700
		Formation de Tilemsi		
		Formation de Mokrid		
		Formation de l'Oued Souss		
		Formation de Chenachene Formation des grès de base		
Néoprotérozoïque inférieur		Formation de Chegga	Groupe de Douik	150
		Formation de Glebet el Atores		
Paléoprotérozoïque		Formation du Guelb el Hadid	Socle des Eglab	

Stromatolites (Conophyton)
 Stromatolites (Gymnosolen)
 Stromatolites (Inzeria)
 Faune de type Ediacara
 Discordance majeure

Figure I.5 : Colonne lithostratigraphique du Néoprotérozoïque et du Cambro-Ordovicien de la partie Nord-Est du bassin de Taoudenni en Algérie (Hank-Fersiga) (d'après : Ait-Kaci-Ahmed A. et Moussine-Pouchkine A., 1994 ; Bertrand-Sarfati et al., 1996).

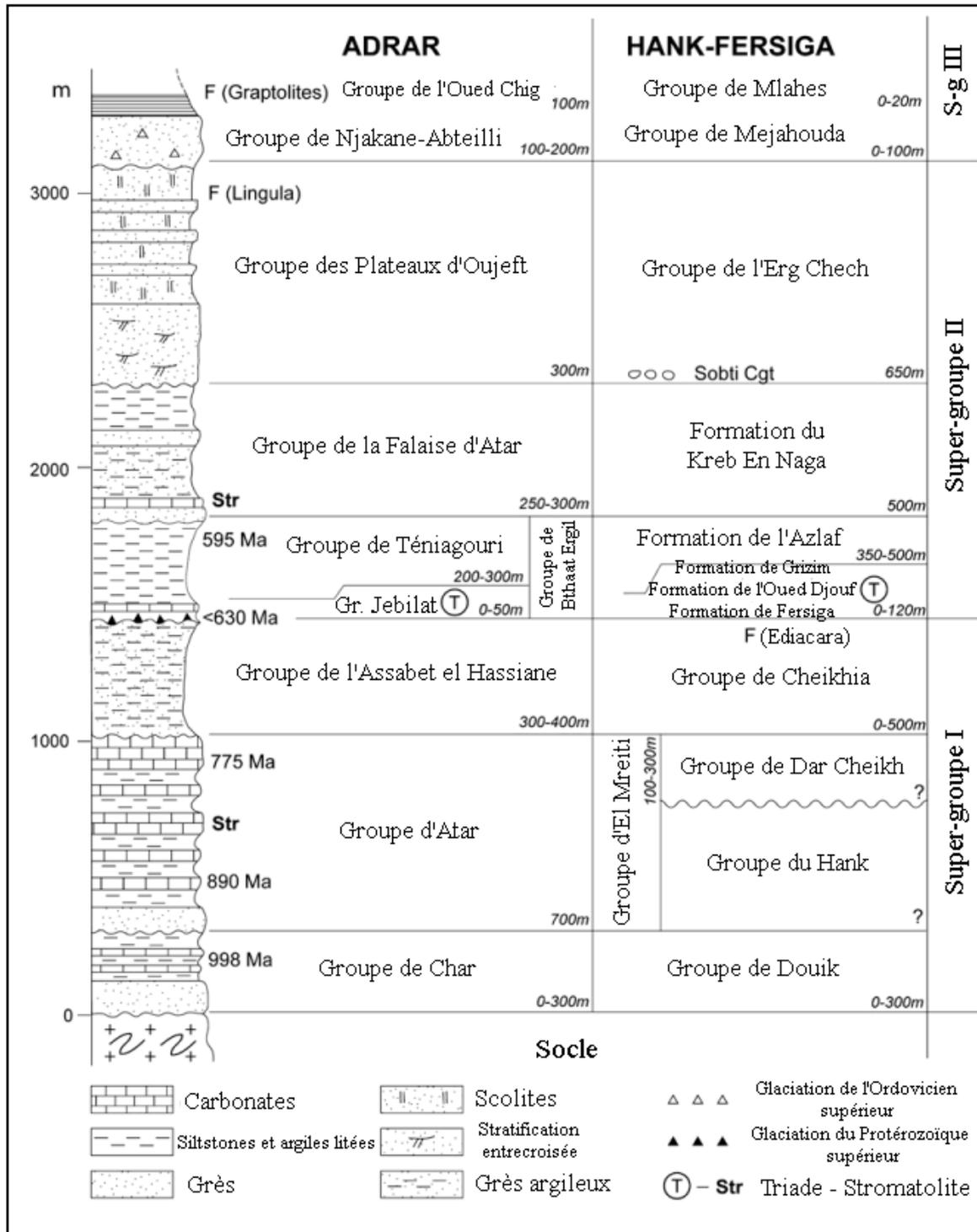


Figure I.6 : Stratigraphie de la partie Nord du bassin de Taoudeni dans les régions de l'Adrar (Mauritanie) et du Hank-Fersiga (Mauritanie-Algérie) (Deynoux et al., 2006)

I.3.2. Structure et évolution géodynamique de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni (Algérie)

« La partie nord-orientale du bassin de Taoudenni est une structure synclinale finipaléozoïque, dont l'axe est orienté N80 (Villeneuve, 1994, 2005) (figure I.7). La partie centrale de la structure est déterminée par de grandes fractures semi-circulaires injectées de dolérite (Fabre et al., 1989). Dans la moitié Est du bassin existe une importante faille NNW-SSW (Faille du Mahia) (Villemur, 1967), injectée de dolérite et qui fait partie du réseau de fractures situé dans le prolongement des accidents de la dorsale Reguibat (Bayer et Lesquer, 1978). Plus à l'est se localise un autre grand accident du socle (l'accident de l'Erg Chech) mis en évidence par gravimétrie (Bayer et Lesquer, 1978) et qui semble marquer au nord-est la limite entre les bassins du Hank et de Reggane (figure I.7).

Dans la partie algérienne du Hank, on distingue deux éléments structuraux séparés par un éperon du socle des Eglab (Hamada Safra) (Buffière et al., 1965 ; Wec Algérie, 2007) (figure I.8) :

(1) Le bassin de Chegga à l'ouest, en forme d'arc de cercle, constitue un vaste monoclinale peu incliné vers le sud (le pendage des couches est en général très faible, entre 1 et 2°). Une importante flexure (Dar Cheïkh) affecte les couches dans ce bassin, où les pendages varient alors entre 50 et 80° ; (2) Le bassin de Chenachene à l'est de l'éperon, est une structure synclinale dissymétrique d'axe NW-SE. Son flanc ouest est affecté par une importante faille (faille de Chenachene) qui se situe dans le prolongement de la grande faille du Mahia. Ce bassin se prolonge vers le sud à Tilmesi et Grizim par un monoclinale affecté de nombreux décrochements N-S. » (Chabou, 2008)

Du point de vue géodynamique, les principaux événements tectoniques qui ont affectés la région d'étude sont les suivants :

a. Les événements panafricains (Bertrand-Sarfati et al., 1996) :

a. Les événements panafricains précoces : une activité tectonique distensive, matérialisée par l'existence de failles synsédimentaires N-S dans la couverture sédimentaire des groupes du Douik et du Hank, et la création de bassins intracratoniques a été bien enregistrée dans la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni en Algérie. Cette tectonique est

également enregistrée par les dépôts de séismites, qui témoignent de l'activité sismique due à cette tectonique distensive. Cette activité tectonique est attribuée à l'ouverture vers l'Est de l'océan panafricain vers 800 Ma.

- b. Les événements panafricains tardifs :** les événements paroxysmaux tardifs de l'orogénèse panafricaine (phase de collision, 620-580 Ma) sont responsables des deux discordances majeures qui limitent le groupe de Cheikhia qui correspond à un bassin d'avant chaîne. Ces événements ont été enregistrés sur l'ensemble du craton avec basculement, léger plissement et rejeu des failles synsédimentaires au niveau du Hank en Algérie, ce qui a conduit à la structuration définitive du secteur en deux grands synclinaux (bassin de Chegga à l'Ouest et celui de Chenachene à l'Est). Ces événements ont été suivis par une longue période d'érosion et de pénéplanation de toute la couverture avant le dépôt des formations glaciaires de Fersiga.
- c. Les événements post-panafricains :** les formations détritiques de la série du Kreb En Naga pourraient représenter les molasses de la chaîne panafricaine formée à l'Est, et seraient l'équivalent des molasses de la Série Pourprée de l'Ahnet.

b. La distension Trias-Jurassique (200Ma) : L'ouverture de l'Atlantique Central a engendrée sur le craton une importante activité magmatique connue sous le nom de Province Magmatique de l'Atlantique Central ou CAMP. Dans la partie Nord-Orientale du bassin de Taoudenni, cette activité est matérialisée par un important réseau de dykes qui recoupe l'ensemble de la couverture néoprotozoïque et paléozoïque de la région (Villemur, 1967 ; Fabre, 1976 ; 2005). Certaines zones se caractérisent par une très forte concentration de dykes, comme à Fersiga (frontière algéro-malienne, ces dykes sont l'objet de cette étude) et autour de Taoudenni.

c. Déformations d'âge Crétacé supérieur : les grès fluviaux à bois silicifiés d'âge Sémonien qui forment la falaise du Khnachich près de Fersiga sont intercalés de lentilles de conglomérats polygéniques qui contiennent des galets arrondis de quartzites, de bois silicifiés, de granites à gros grain qui pourrait provenir du socle des Eglab (Fabre, 2005). Ces conglomérats témoignent de l'érosion du

Précambrien et du Paléozoïque et sont révélateurs de déformations (mouvements verticaux) d'âge Crétacé supérieur. Cet événement serait contemporain du magmatisme carbonatitique et kimberlitique connu dans les Richat en Mauritanie (99 Ma, Matton et al., 2005) et de mouvements compressifs qui intéressent tout le Nord de l'Afrique à cette période (Guiraud et Bosworth, 1997).

d. Déformations récentes : Fabre et al. (1989) signalent l'existence de déformations récentes au cours du Quaternaire dans le secteur de Taoudenni, signalées par de rejeux récents de failles ENE à NE injectées de dykes de dolérites. Cette activité tectonique à la fin de l'Holocène a pu affecter l'ensemble du craton dans la région, notamment la partie du bassin de Taoudenni située en Algérie, comme l'atteste la découverte sur des images satellites de flexures récentes de faibles amplitudes et de rejeux de failles au Plio-Quaternaire près de Fersiga (Chorowicz et Fabre, 1996 ; 1997).

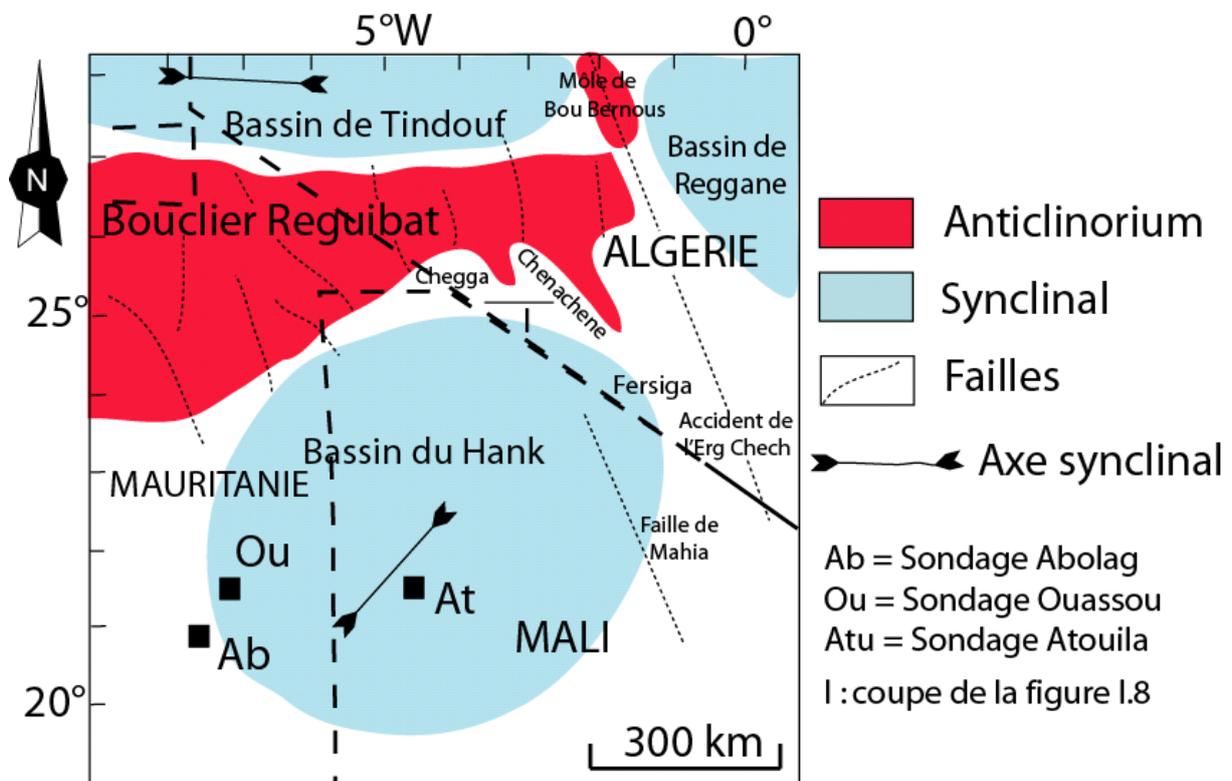


Figure I.7 : « Carte montrant les principaux éléments structuraux de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni. D'après Villeneuve, 2005 ; Bayer et Lesquer, 1978 ; modifiée. » (Chabou, 2008)

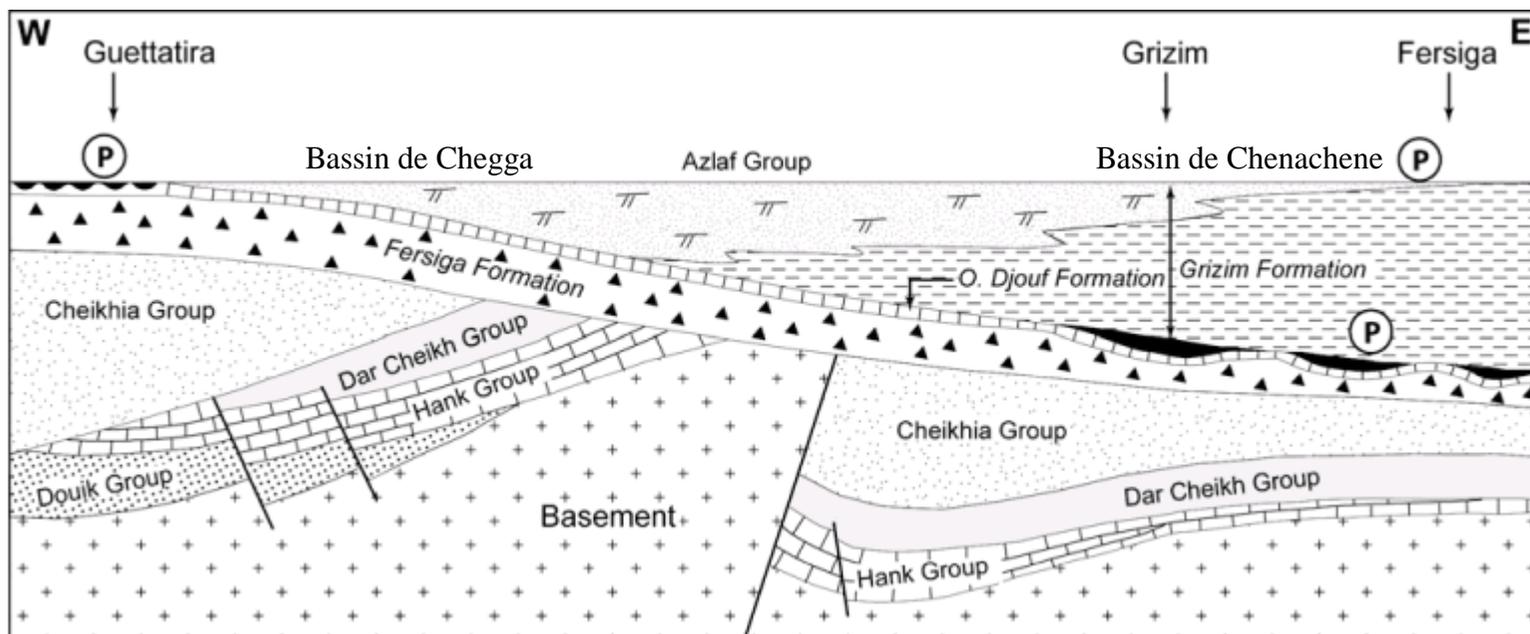


Figure I.8 : Géométrie de la couverture sédimentaire de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni (Algérie) (régions de Guettatira-Grizim-Fersiga). (P) dépôts de roches phosphatées à la base de la formation de Grizim et du groupe de l’Azlaf. (Deynoux et al., 2006)

I.4. Le magmatisme mésozoïque (CAMP) de la partie nord-orientale du bassin de Taoudenni (Algérie et Mali)

I.4.1. Modes de gisement

Un impressionnant système de dykes multidirectionnels et de sills de dolérites appartenant à la CAMP traverse le Néoprotérozoïque et le Paléozoïque du bassin de Taoudenni. Le réseau de dykes de dolérite du bassin, en forme de gigantesque toile d'araignée (Fabre, 2005), est le plus important et le plus dense de la Province Magmatique de l'Atlantique Central. Il s'étend sur une superficie qui dépasse 80.000 km² à plus de 1000 km de la marge atlantique (Verati et al., 2005). D'après Villemur (1967), les dolérites se présentent sous forme de dykes, sills, laccolithes et cheminées.

- **Les dykes**, dont l'épaisseur varie de 2 à 50 m, se présentent « en creux » dans les formations calcaires, ou en crêtes ensablées dans les formations grés-argileuses. Dans ce dernier cas, ces crêtes rocheuses sont connues dans la région sous le nom d'« agators ». Certaines crêtes forment de véritables murailles pouvant atteindre des dizaines de mètres de hauteur. En général, les crêtes sont constituées par la dolérite et ses épontes quartzifiées, mais souvent ce sont les épontes qui sont visibles dans le paysage, la dolérite fraîche étant souvent dissimulée par les éboulis ou bien altérée en une terre jaune verdâtre. La longueur des dykes (qui peuvent être linéaires ou en échelon, droites ou arquées) varie en général de quelques km à une dizaine de km ; leur extension peut parfois être très importante, jusqu'à une centaine de kilomètres : la grande fracture du Mahia, orientée NNW-SSE sur le bord oriental du bassin et injectée de dolérite, constitue un important dyke de plus de 50 m d'épaisseur, et qui se suit sur plus de 125 km (Villemur, 1967) (figure I.9). Le rejet vertical de cette grande faille atteint plus de 200 m et il s'agit vraisemblablement d'un accident d'intérêt continental situé dans le prolongement des accidents de la dorsale Reguibat (Bayer et Lesquer, 1978). L'observation des cartes de la région semble indiquer que les dykes n'ont pas d'orientation privilégiée (figure I.10). Cependant, une étude réalisée par Verati et al. (2005) sur les dykes situés au Mali a montré que deux directions prédominent : N-S et E-W, et plus rarement NE-SW et NW-SE (figure I.10). Certains dykes se présentent en arc de cercle (figure I.11), indiquant de grandes fractures semi-circulaires injectées

de dolérites qui suggèrent un affaissement au-dessus de réservoirs magmatiques locaux (Fabre, 1976). Les dykes peuvent également se croiser, dans deux directions perpendiculaires (figure I.12). Les dykes situés dans la partie algérienne du bassin de Taoudenni ont rarement été décrits. Gevin (1960) en parlant des dolérites de la bordure Sud des Eglab les décrits de la manière suivante : « vers l'Est et surtout le SE de cette région, les injections éruptives deviennent extrêmement abondantes, les dykes prenant le pas sur les sills au fur et à mesure qu'on se déplace vers le SE. Il en est ainsi de la région de Tni Haïa, que nous avons eu l'occasion de survoler, tout le Paléozoïque étant injecté selon de complexes réseaux à mailles parfois très serrées (< 1 km) qui pourraient se schématiser tantôt comme des sections planes opérées à travers une mousse de savon très hétérométriques, tantôt comme un quadrillage très régulier » (Gevin, 1960, p. 276).

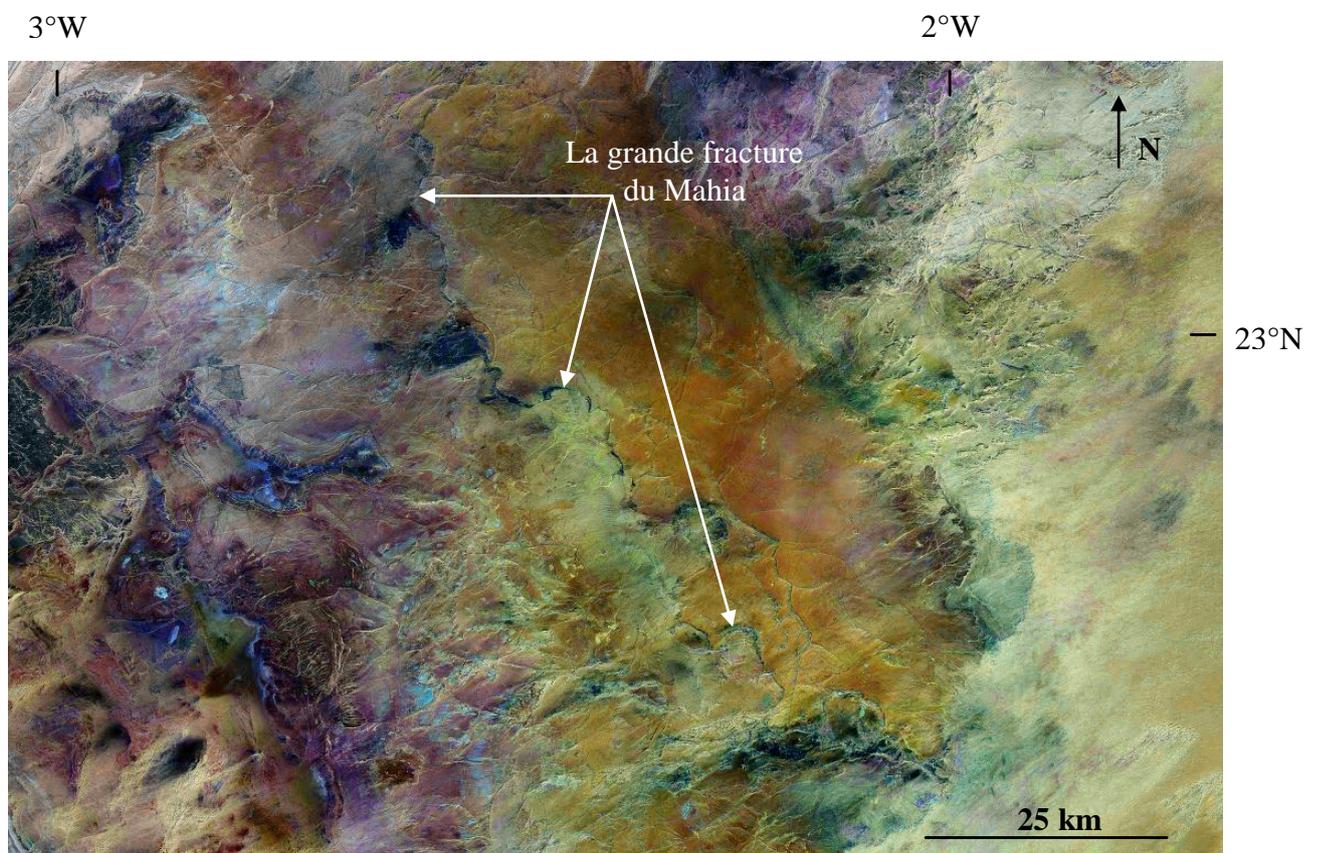


Figure I.9 : Photo satellite Landsat de la bordure orientale du bassin de Taoudenni montrant la grande faille du Mahia. Les sills apparaissent en bleu sur cette photo.

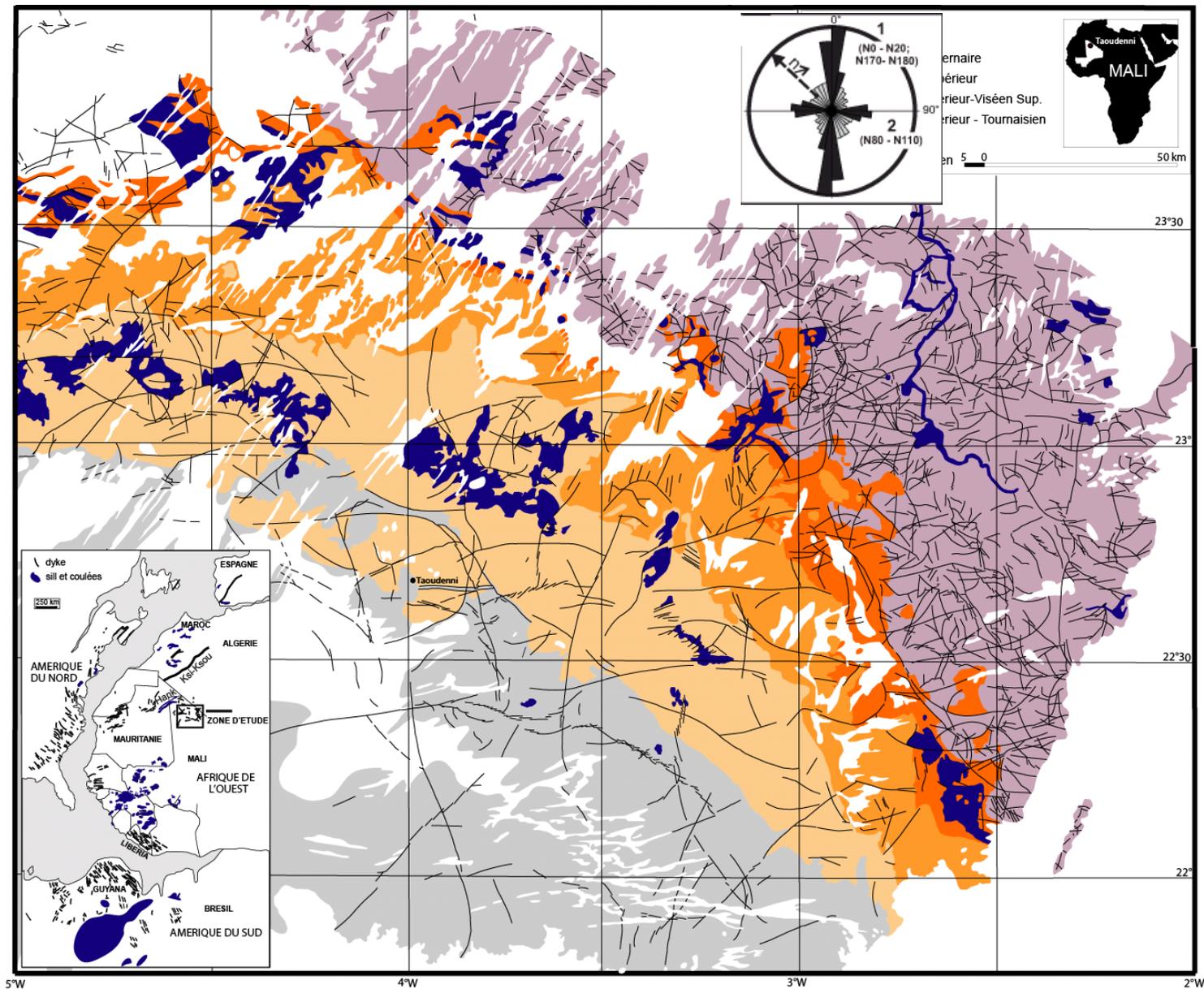


Figure I.10 : Carte géologique de la partie Nord-Orientale du bassin de Taoudenni, montrant la répartition des dykes et sills de dolérites 20 (CAMP). La rosace des directions des dykes est donnée en haut de la figure. D'après Verati et al., (2005).

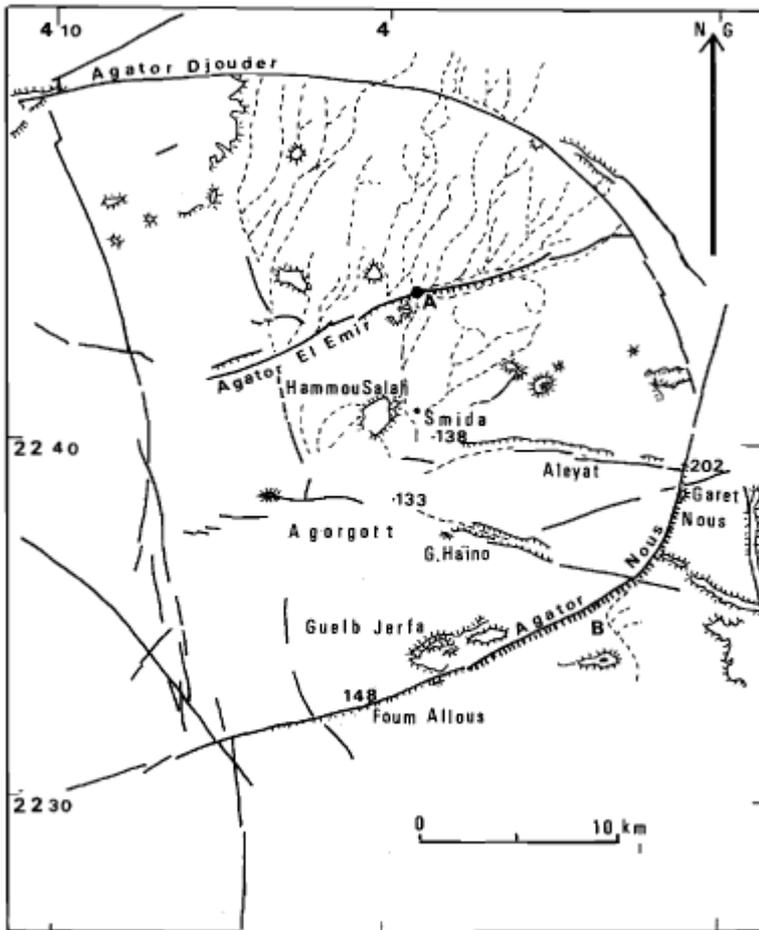


Figure I.11 : Carte de la région de Taoudenni montrant les principaux dykes, notamment des dykes semi-circulaires (Fabre, 1989).

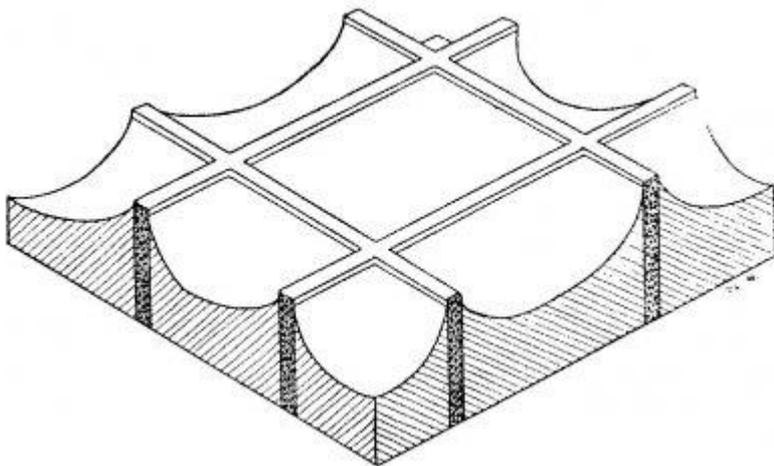


Figure I.12 : Schéma de paysage cloisonné par des dykes de dolérite, tel qu'on l'observe dans le bassin de Taoudenni (Jeremine, 1940).

- **Les sills**, interstratifiés à certains niveaux préférentiels de la série sédimentaire encaissante, peuvent couvrir de très grandes superficies. Citons deux importants sills interstratifiés dans le Néoprotérozoïque et qui se suivent sur plus de 200 km de longueur en Mauritanie et en Algérie (les sills de Tourist et de l’Azlaf, avec des épaisseurs de 20 et 50 m respectivement) (Villemur, 1967). Le sill de Bou Djebiha, qui affleure sur plus de 600 km², est le plus important sill du secteur en Algérie et s’interstratifie dans le Cambrien (Gevin, 1960). D’autres sills d’une dizaine de km de puissance se rencontrent dans le Dévonien et le Carbonifère et peuvent de suivre sur plusieurs centaines de km (Villemur, 1967 ; Fabre, 1976) (figure I.10). Ces sills ont engendré un métamorphisme de contact aussi bien au toit qu’au mur des formations encaissantes. La mise en place des sills dans la série sédimentaire peut créer des structures magmatiques particulières. C’est le cas dans la région de Fersiga, où Fabre (2005) décrit certaines de ces structures : « la mise en place à faible profondeur de certains sills épais, a fracturé leur toit. Du magma est monté par les fissures, créant un vide compensé par l’effondrement des couches rigides sus-jacentes. Ce foudroyage magmatique, ou « magmatic stopping » a créé en surface des cuvettes polygonales qui peuvent atteindre plusieurs km de diamètre. Elles ont souvent été confondues avec des structures circulaires d’autres origines. Beaucoup de ces cirques naturels ont été occupés au Quaternaire par des lacs. La région de Fersiga (23°30’N – 2°W, sur les confins algéro-maliens) en offre de beaux exemples. A l’ouest de Taoudenni, le lac Holocène de Sbeita a la même origine. Les bancs de grès au contact de sills donnent parfois de belles disjonctions en prismes. C’est le cas au toit de sills dans le ravin de Sbil en Mauritanie et à l’Ouest de Fersiga » (Fabre, 2005, p. 377).
- **Les laccolithes** sont plus rares et se rencontrent dans les grès à stratifications entrecroisées de la série de Kreb En Naga (Villemur, 1967). Leurs dimensions varient de 2 à 14 km.
- **Les cheminées** ont été décrites par Villemur (1967) qui distingue trois types :
 - Des cheminées doléritiques de 100 à 200 m de diamètre qui recoupent les formations du Néoprotérozoïque.
 - Des cheminées granophyriques de 20 à 60 m de diamètre qui recoupent l’Ordovicien.

- Des cheminées de brèches (à faciès d'explosion) de 100 à 200 m de diamètre qui recourent le Dévonien et le Carbonifère.

Selon Villemur, il pourrait s'agir d'un même système de cheminées volcaniques mises à jour par l'érosion à trois niveaux de profondeur différente.

I.4.2. Nature pétrographique, géochimique et âge des dolérites

a. Aperçu pétrographique

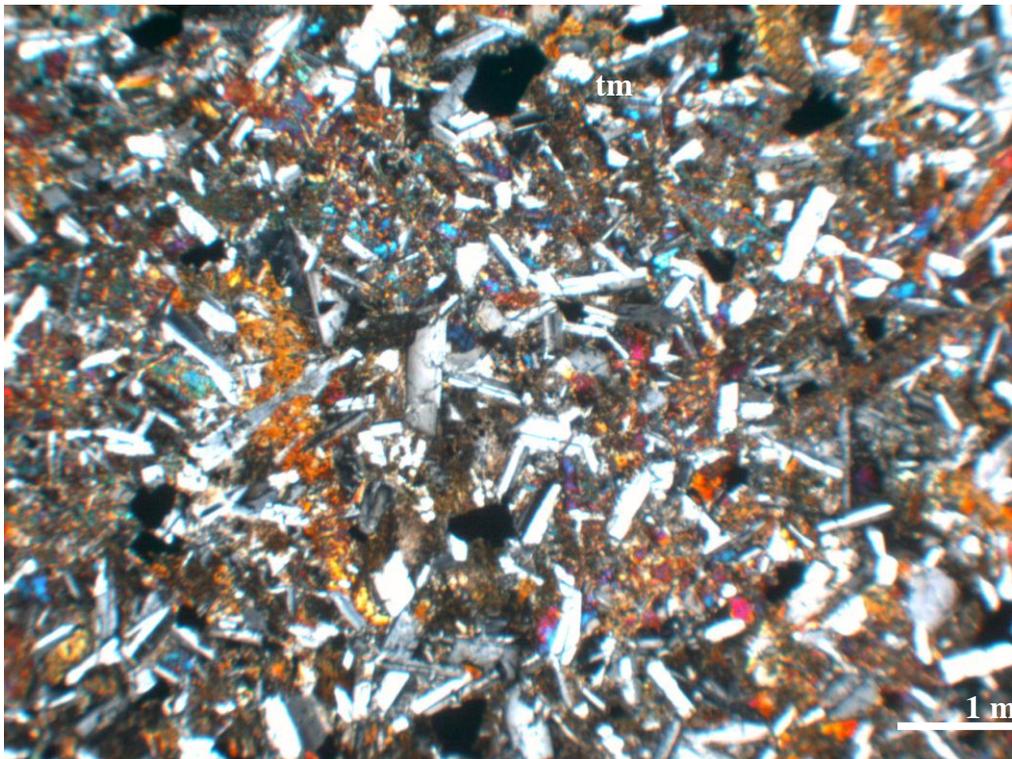
Du point de vue pétrographique, les dolérites du bassin de Taoudenni sont très homogènes. Il s'agit de tholéiites à texture intersertale, intergranulaire parfois ophitique. Les paragenèses primaires sont formées de plagioclase basique (labrador), augite-pigeonite, titanomagnétite, ilménite \pm phase interstitielle quartzo-feldspathique ; l'olivine est rare et altérée. Les minéraux d'altération sont essentiellement composés de serpentine (altération de l'olivine), ouralite (altération des clinopyroxènes), chlorite and minéraux argileux (altération de la mésostase), et de séricite (altération des plagioclases) (Verati et al., 2005 ; Chabou, 2008) (figure I.13).

b. Aperçu géochimique

Du point de vue géochimique, les dolérites du bassin de Taoudenni ont des compositions de tholéiites continentales pauvres en titane, typiques de la CAMP. Des différences de composition chimique en éléments majeurs et traces ont conduit Verati et al., (2005) à distinguer deux sous-groupes au sein des dolérites du bassin de Taoudenni, en relation avec les directions des dykes. Ainsi, les dykes orientés E-W présentent des teneurs modérées en titane qui varient entre 1,43 et 1,84 % (tholéiites à titane intermédiaire, ITi). Les dykes de direction N-S, NE-SW et NW-SE et les sills ont des teneurs plus faibles en titane (tholéiites pauvres en titane, LTi). Une étude géochimique récente sur les dolérites de la CAMP du Sud Ouest algérien a montré que deux échantillons de dykes de la région de Fersiga sont corrélés aux dolérites du groupe LTi du bassin de Taoudenni (Chabou et al., 2010) (figure I.14).



(a)



(b)

Figure I.13 : Photos au microscope polarisant en LPA (Lumière Polarisée et Analysée) montrant deux échantillons de dykes de dolérites de la région de Fersiga en Algérie. (a) échantillon 152A, texture intergranulaire ; (b) échantillon 155C, texture intersertale. Pl : plagioclase ; cpx : clinopyroxène ; tm : titanomagnétite.

c. Datation des dolérites du bassin de Taoudenni

Les premières datations ont été réalisées par la méthode K-Ar et ont donné un âge de 265 ± 13 Ma sur un échantillon localisé près de Taoudenni. Deux âges plus précis ont ensuite été obtenus par Sebai et al. (1991) par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et ont donné des âges de $200,9 \pm 2,5$ (2σ) et $203,7 \pm 2,7$ Ma. Une étude géochronologique détaillée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des dykes de différentes orientations et de sills du bassin de Taoudenni a été récemment effectuée par Verati et al. (2005). Les âges obtenus sont situés entre $189,5 \pm 2,3$ et $202,4 \pm 1,6$ Ma avec un pic de l'activité magmatique à 198,1 Ma (Figure I.15). Cette étude semble indiquer l'existence d'une corrélation entre les âges obtenus et l'orientation des dykes. Ainsi, les dykes N-S, NE-SW et NW-SE semblent être légèrement plus jeunes (un pic à 197,2 Ma) que les dykes de direction E-W (pic à 198,1 Ma) (Figure I.15).

Par ailleurs, Chabou et al. (2007) ont daté un dyke de dolérite provenant de la région de Fersiga en Algérie. Un âge de moyenne pondérée de $197,4 \pm 2,0$ Ma a été obtenu. Un autre échantillon d'un sill de la région du Hank a donné un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ similaire de $197,9 \pm 2,0$ Ma (Chabou et al. 2007). C'est les seules datations géochronologiques existantes sur les dolérites du bassin de Taoudenni situées en territoire algérien.

Le tableau I.1 résume l'ensemble des datations géochronologiques effectuées sur les formations doléritiques du bassin de Taoudenni.

Notons également qu'une diagenèse a été datée par la méthode K-Ar à 209 Ma sur argile dans les grès cambriens à smectite néoformée à Fersiga (Bonhomme et al., 1996). Cette diagenèse traduirait peut-être un réchauffement local dû aux intrusions doléritiques (Fabre, 2005).

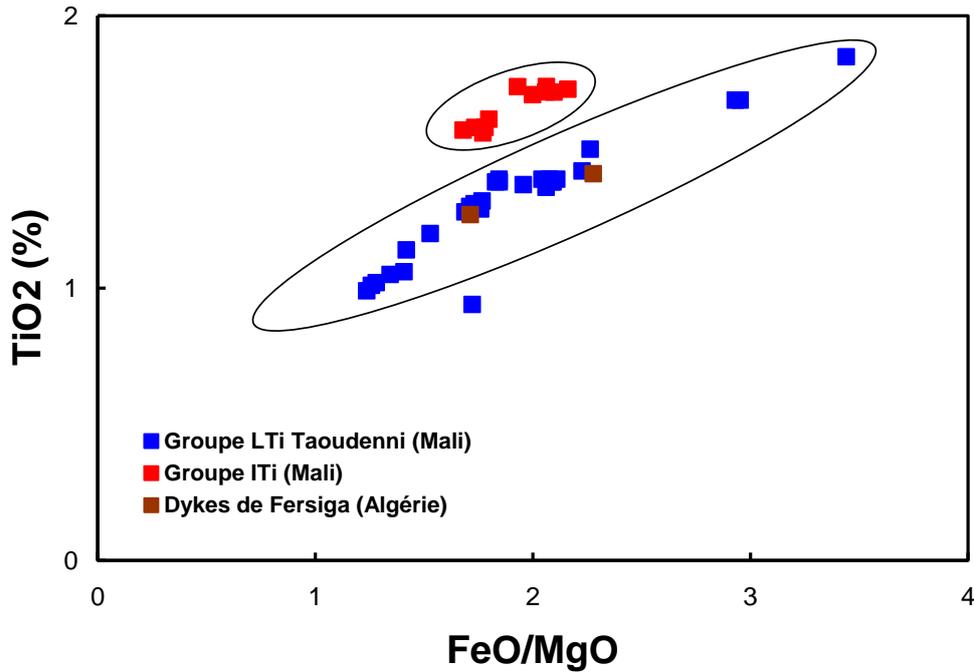


Figure I.14 : Diagramme TiO₂ vs. FeO/MgO des dolérites du bassin de Taoudenni (Mali) et de la région de Fersiga (Algérie) (Verati et al., 2005 ; Chabou, 2010)

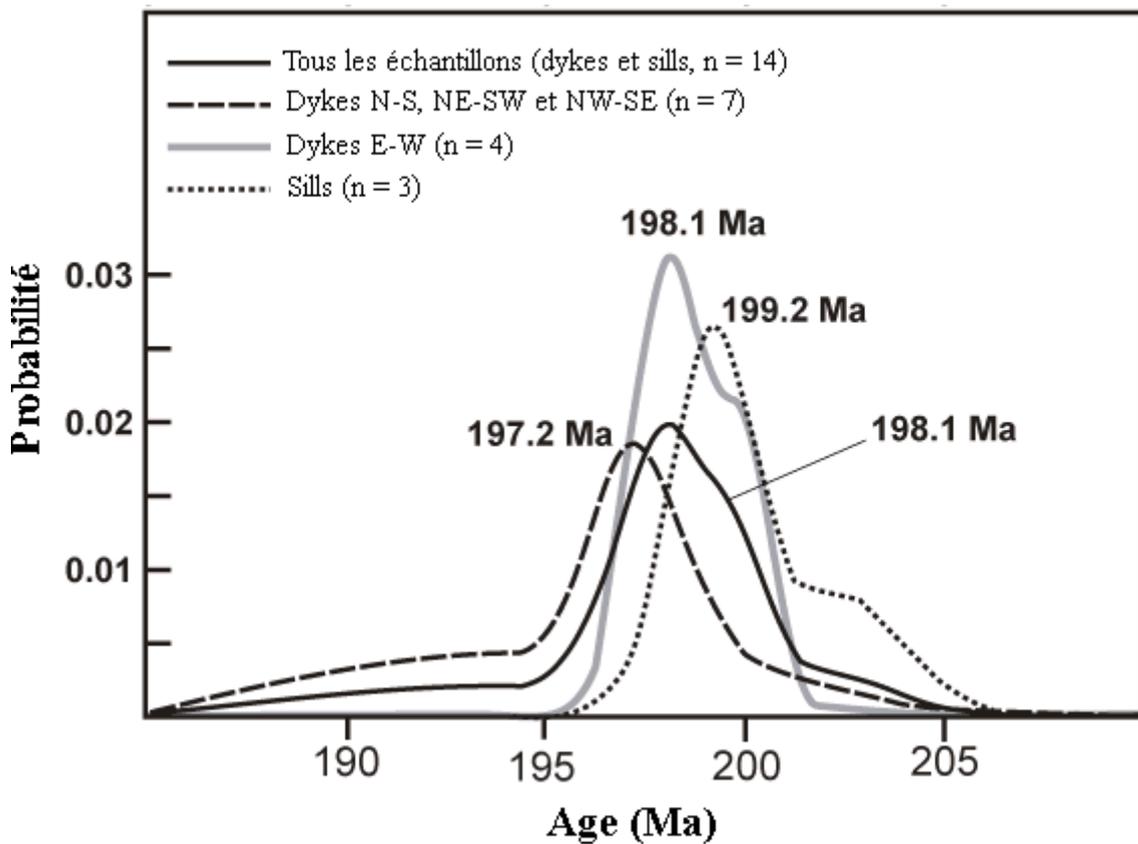


Figure I.15 : Diagramme de probabilité relative de la distribution des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar des dykes et sills de la CAMP du bassin de Taoudenni (Verati et al., 2005)

Echantillon	Mode de mise en place	Région	Méthode utilisée	Age	Référence
L2	Dyke	Taoudenni (Mali)	K-Ar	265 ± 13	Lay et Reichelt, 1971
Ta8 Ta32	Dyke E-W Dyke E-W	Taoudenni (Mali)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	200,9 ± 2,5 203,7 ± 2,7	Sebai et al., 1991.
Ta10 Ta42	Dyke N-S Dyke N-S	Taoudenni (Mali)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	193,1 ± 1,9 196,6 ± 1,0	Verati et al., 2005.
Ta6	Dyke N160	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	199,8 ± 2,6	
Ta7	Dyke N160	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	197,9 ± 1,1	
Ta23	Dyke N130	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	197,9 ± 2,9	
Ta35	Dyke N130	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	189,5 ± 2,3	
Ta37	Dyke N160	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	197,3 ± 1,0	
Ta8	Dyke E-W	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	198,3 ± 0,8	
Ta9	Dyke E-W	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	200,0 ± 0,7	
Ta12	Dyke E-W	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	197,6 ± 0,8	
Ta34	Dyke E-W	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	198,6 ± 1,2	
ONU	328m Sill	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	199,3 ± 0,9	
ONU	328m Sill	//	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	197,7 ± 0,9	
ONU Ta 54	200 m Sill Sill	// //	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	202,4 ± 1,6 198,9 ± 1,2	
152 A	Dyke	Fersiga (Algérie)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	197,4 ± 2,0	Chabou et al., 2007.
Hk-3	Sill	Hank (Algérie)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	197,9 ± 2,0	

Tableau I.1. : Synthèse des âges K-Ar et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ des dolérites du bassin de Taoudenni (Algérie et Mali)

Chapitre II : distribution de l'orientation des dykes doléritiques de la région de Fersiga

II.1. Introduction:

Dans ce chapitre nous allons étudier la distribution de l'orientation des dykes de la région de Fersiga. Pour cela nous avons utilisé des images satellitales Landsat 7 ETM+ qui nous ont permis de repérer, localiser et représenter sur une carte le réseau de dykes étudié.

Les cartes géologiques sont des outils fondamentaux pour de multiples applications. Néanmoins, lors d'un travail de cartographie géologique, les géologues sont confrontés à différents problèmes ; un accès limité aux affleurements (végétation, propriété privée, relief escarpé, région isolée...), une durée de mission limitée (des conditions climatiques plus ou moins favorables) ce qui engendrent une hétérogénéité et une discontinuité de l'information recueillie. Pour pallier à ces problèmes, l'utilisation de données de télédétection aériennes et spatiales peut constituer une source d'information considérable. En effet, chaque capteur mesure une propriété physique de la surface terrestre avec des caractéristiques précises (résolution spatiale, spectrale et radiométrique, angle de prise de vue, date d'acquisition et rapport Signal sur Bruit). L'utilisation de données de télédétection permet de disposer d'informations sous forme numérique géo-référencées dans un même système géographique.

La région éo-cambrienne de Fersiga est située dans une zone aride, constituent un terrain de choix pour une telle application (absence quasi totale du couvert végétal) afin de pouvoir étudier les intrusions magmatiques de dolérites qui apparaissent en abondance en surface sous forme de dykes et de sills.

Objectifs de cette étude :

- Déterminer les traitements d'images les plus adéquats pour la région de Fersiga.
- Faire l'inventaire des différents dykes de la région.
- Ressortir tous les linéaments de la région.
- Etude de la distribution de l'orientation des dykes.
- Etude de la longueur des dykes de la région.
- Comparer avec les travaux antérieurs.

II.2. La télédétection :

a. Définition de la télédétection :

La télédétection est la technique qui, par l'acquisition d'images, permet d'obtenir de l'information sur la surface de la terre sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information.

Ce type de méthode d'acquisition utilise normalement la mesure des rayonnements électromagnétiques émis ou réfléchis des objets étudiés dans un certain domaine de fréquences (infrarouge, visible, micro-ondes). Ceci est rendu possible par le fait que les objets étudiés (roches, plantes, surfaces d'eau ou masses d'air) émettent ou réfléchissent du rayonnement à différentes longueurs d'onde et intensités selon leur état.

Les capteurs que nous avons utilisés enregistrent le rayonnement électromagnétique réfléchi et émis par la surface terrestre. Ce rayonnement électromagnétique est initialement émis par le soleil. Afin d'exploiter au mieux les données de télédétection, il est important de comprendre la physique du rayonnement électromagnétique, son interaction avec l'atmosphère et son interaction avec notre objet d'étude: la surface terrestre composée de sols, roches, végétaux et d'eau.

b. Principe de base de la télédétection :

Le principe de base de la télédétection est similaire à celui de la vision de l'homme. La télédétection est le fruit de l'interaction entre trois éléments fondamentaux : une source d'énergie, une cible et un vecteur.

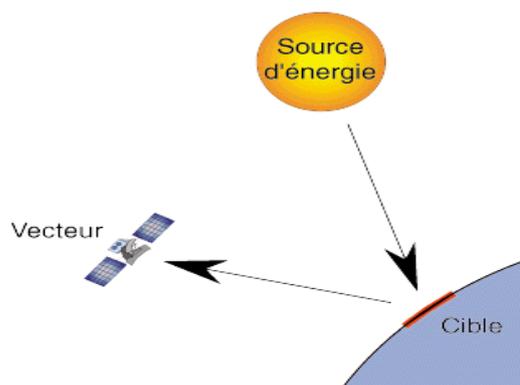
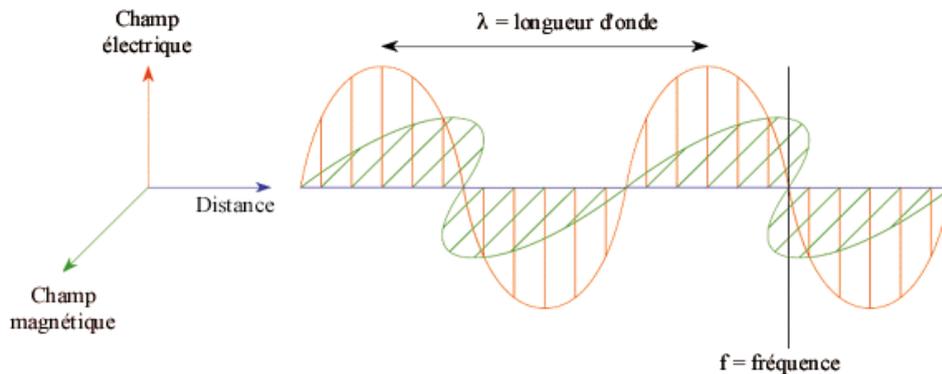


Figure II.1 : Principe de base de la télédétection.

a. Définition du rayonnement électromagnétique (REM) :

Le Rayonnement Électromagnétique (REM) est une énergie se déplaçant dans l'espace sous la forme d'une onde associée à un champ magnétique et un champ électrique. Ce REM se caractérise par sa longueur d'onde (Fig.II .2). Il est entretenu par le mouvement de particules élémentaires immatérielles, appelées photons, transportant chacun la même quantité élémentaire d'énergie.



FigureII. 2 : Représentation de l'onde électromagnétique.

La longueur d'onde équivaut à la longueur d'un cycle d'une onde, ce qui correspond à la distance entre deux crêtes successives d'une onde. La fréquence représente le nombre d'oscillations par unité de temps.

b. Le spectre électromagnétique

Le spectre électromagnétique est la décomposition du REM en fonction de sa longueur d'onde. Le spectre est divisé en plusieurs domaines, classés par longueur d'onde décroissante: les ondes Audio, Radio et Radar, l'Infrarouge, la lumière Visible, les Ultra Violet, et les rayons Gamma. Les ondes Radio et Radar peuvent être produites par un flux de courant alternatif dans des corps conducteurs ou des antennes. Les ondes Infrarouges sont produites par vibration et rotation des molécules. Elles sont divisées en trois domaines, le Proche Infrarouge, l'Infrarouge Moyen et l'Infrarouge Thermique (Fig.II.3 a). Le domaine du Visible est relativement petit du fait de la sensibilité spectrale des yeux de l'homme qui s'étend seulement entre 0.4 et 0.7 μm (Fig.3 b). Les rayons Gamma résultent de la rupture de noyaux atomiques durant la fission nucléaire ou les réactions de fusion.

a) Infrarouge (IR)	IR Thermique	3 - 100 μm
	IR Moyen	1.1 - 3 μm
	IR Proche	0.7 - 1.1 μm
b) Visible	Rouge	0.6 - 0.7 μm
	Vert	0.5 - 0.6 μm
	Bleu	0.4 - 0.5 μm

Figure II.3 : Détails des domaines spectraux (a) de l’Infrarouge et (b) du Visible.

c. Caractéristiques spectrales des surfaces :

Chaque élément de la surface terrestre peut être identifié par une analyse de sa signature spectrale enregistrée du Visible à l’Infrarouge Thermique. En effet la signature spectrale de chaque élément (végétaux, roches, sols, minéraux) est caractérisée par des bandes d’absorption. Une comparaison de signatures spectrales de différents éléments peut alors permettre une discrimination de ces éléments.

Les données spectrales enregistrées par un capteur sur une surface d’étude sont généralement des combinaisons de données spectrales des différents éléments présents au sein de cette surface.

d. La résolution radiométrique et la résolution numérique :

La résolution radiométrique d’un capteur décrit son potentiel de discrimination spectrale. Plus la résolution radiométrique d’un capteur est fine, plus le capteur est sensible à de petites différences dans l’intensité de l’énergie reçue. L’énergie mesurée par le capteur est codée en niveau de gris, et plus la gamme des niveaux de gris utilisée est étendue, plus la résolution radiométrique est grande.

La résolution numérique est très liée à la résolution radiométrique. Chaque quantité d’énergie mesurée en kilojoules est transformée en compte numérique ou valeurs radiométrique. Plus la gamme des comptes numériques est étendue, plus la résolution numérique est grande. La plupart des images sont codées sur un octet (soit 256 niveaux de gris).

Plus la résolution numérique est grande et plus la qualité thématique des images est bonne. Il est évident qu’une image de faible résolution radiométrique ne peut avoir une forte résolution numérique significative.

Les données multi-spectrales Landsat 7 ETM+ constituent ainsi une source d'informations géologiques importante. Le traitement de ces données multi-spectrales est souvent utilisé pour la production de cartes thématiques, dont celles de répartition de terrains affleurant.

C. Le capteur multi-spectral Landsat :

Le choix des données multi-spectrales Landsat 7 ETM+, qui constituent ainsi une source d'informations géologiques importante, est également judicieux par le fait qu'ils sont gratuitement téléchargeables sur le site de la NASA.

La première génération de satellites, composée des satellites Landsat 1, 2 et 3 a été lancée entre 1972 et 1985. Les données enregistrées par cette génération de satellites, conçus pour la cartographie de la végétation, apportent peu d'information dans les domaines du spectre électromagnétique discriminatoire des minéraux. Seule la réflectance dans quatre bandes spectrales du Visible et Proche Infrarouge (de 0.5 à 1.1 μm) était enregistrée par le capteur MSS (Multi-Spectral Scanner) placé à bord de ces satellites.

Actuellement seuls les satellites Landsat 4, 5 et 7 de la seconde génération lancés entre 1982 et 1997, sont encore en fonction. Ces satellites placés en orbite héliosynchrone (le plan de l'orbite conserve un angle constant avec la direction Terre-Soleil), fournissent des données d'une même surface à différentes dates, sur toute la surface terrestre exceptée pour les régions polaires. Les données des capteurs Thematic Mapper (TM) à bord de Landsat 4 ou 5 sont utilisées pour plusieurs applications comme la gestion des ressources, la cartographie, la surveillance de l'environnement et la détection des changements anthropiques ou naturels à la surface de la terre. La limite de résolution spatiale du capteur TM est de 30 m pour toutes les bandes, sauf l'infrarouge thermique qui est de 120 m. Toutes les bandes sont enregistrées sur une étendue de 256 valeurs numériques (8 octets). La résolution spectrale des bandes individuelles TM et leurs applications sont fournies dans le Tableau II-1.

Bandes	Domaine Spectral (μm)	Résolution	Application
TM 1	0,45 - 0,52 (bleu)	30 m	discrimination entre le sol et la végétation, bathymétrie /cartographie côtière; identification des traits culturels et urbains
TM 2	0,52 - 0,60 (vert)	30 m	cartographie de la végétation verte (mesure le sommet de réflectance); identification des traits culturels et urbains
TM 3	0,63 - 0,69 (rouge)	30 m	discrimination entre les espèces de plantes à feuilles ou sans feuilles; (absorption de chlorophylle); identification des traits culturels et urbains
TM 4	0,76 - 0,90 (proche IR)	30 m	identification des types de végétation et de plantes; santé et contenu de la masse biologique; délimitation des étendues d'eau; humidité dans le sol
TM 5	1,55 - 1,75 (IR de courte longueur d'onde)	30 m	sensible à l'humidité dans le sol et les plantes; discrimination entre la neige et les nuages
TM 6	10,4 - 12,5 (IR thermique)	120 m	discrimination du stress de la végétation et de l'humidité dans le sol relié au rayonnement thermique; cartographie thermique
TM 7	2,08 - 2,35 (IR de courte longueur d'onde)	30 m	discrimination entre les minéraux et les types de roches; sensible au taux d'humidité dans la végétation

Tableau II-1: Caractéristiques et applications des bandes spectrales du capteur TM.

Landsat 7, dernier satellite de la famille Landsat, possède à son bord le capteur multi-spectral ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) (<http://landsat.gsfc.nasa.gov>). Ce capteur enregistre la réflectance de la surface terrestre dans sept bandes spectrales (Tab. II-2): quatre dans le Visible et Proche Infrarouge, deux dans l'Infrarouge Moyen, une dans l'Infrarouge Thermique et une bande en mode panchromatique (l'image panchromatique est

obtenue à partir de données acquises dans une seule bande spectrale, correspondant à la partie visible du spectre à l'exception du bleu, la bande couvre la région du spectre comprise entre 0,52 et 0,90 μm) (Fig. II-2). Ces bandes spectrales peuvent être utilisées pour la discrimination lithologique.

		Domaines spectraux (μm)	Résolution spatiale (m)
n Landsat ETM+	7	TM1 : Bleu: 0,450 - 0,515	30
		TM2 : Vert: 0,525 - 0,605	
		TM3 : Rouge: 0,63 - 0,69	
		TM4 : PIR: 0,75 - 0,90	
		TM5 : MIR: 1,55 - 1,75	
		TM7 : SWIR: 2,09 - 2,35	
		TM6 : TIR: 10,40 - 12,50	60
	TM8 : 0,52 - 0,9 (Panchromatique)	15	

Tableau II-2: Caractéristiques du capteur ETM+ a bord du satellite Landsat 7.

D. Interprétation visuelle des images satellitaires :

L'interprétation et l'analyse de l'imagerie de télédétection ont pour but d'identifier et de mesurer différentes cibles dans une image pour pouvoir en extraire l'information utile. En télédétection, une cible est définie comme étant toute structure distinctive ou objet observable dans une image. C'est à dire qu'elles doivent contraster avec les structures avoisinantes. L'interprétation et l'identification des cibles en télédétection sont souvent faites de façon visuelle.

II.3. Description des logiciels utilisés :

Pour effectuer cette étude plusieurs logiciels ont été utilisés, ENVI 4.5, Adobe Illustrator CS, SPO v6 et Rose 2.1.0.. Les deux premiers sont des logiciels commercialisés, les deux autres sont des logiciels gratuits. Ces quatre logiciels sont parmi les plus réputés dans leurs domaines respectifs, cependant, chacun d'eux a des équivalents capables de réaliser les mêmes opérations.

- **ENVI** (The Environment For Visualizing Images -Environnement de traitement d'images de télédétection- élaboré par la société « ITTVIS »). C'est un logiciel de

visualisation et d'analyse d'images issues de la télédétection. Il présente une interface logique et intuitive pour lire, visualiser et analyser différents formats d'images. Nous avons utilisé la version ENVI 4.5 pour réaliser tous les traitements effectués (filtrage, compositions colorées, les rapports de bandes et l'Analyse en Composantes Principales). Ces images traitées permettent de cartographier et de géo-référencier les dykes de la région d'étude.

- **Adobe Illustrator** est le logiciel de [création graphique vectorielle](#) de référence dans les environnements professionnels. Il fait partie de la gamme [Adobe](#) et peut être utilisé indépendamment ou en complément de [Photoshop](#). Nous avons utilisé la version adobe illustrator CS qui offre des outils de dessin vectoriel puissants. Les images vectorielles sont constituées de courbes générées par des formules mathématiques. L'un des outils principaux d'Illustrator étant « la plume » qui permet de tracer des courbes à l'aspect parfait grâce au placement de points d'ancrage et de tangentes qui vont en modifier la courbure. Dans notre cas les courbes qu'on va tracer correspondent aux dykes.

Ces dykes vont être regroupés dans plusieurs calques afin d'éviter le recoupement des dykes entre eux, car une fois recoupés, ils seront considéré par le logiciels SPO comme étant un seul objet (dykes).

Rappelons que l'un des avantages des images vectorielles est qu'elles ne sont pas dépendantes de la résolution, c'est-à-dire qu'elles ne perdent pas en qualité si on les agrandit.

- **SPO 2003 Orientation préférentielle des formes** (Launeau et Robin, 2008, <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6AA2/SPO>) élaboré pour des études de CSD (Cristal Size Distribution, voir Higgins, 2000 et Higgins, 2002 pour la présentation de la méthode), qui lient, dans les roches magmatiques et particulièrement volcaniques, les variations de taille et d'orientation d'un minéral donné à la présence de différentes générations de ce minéral. Nous l'utilisons, pour notre part, pour compter les linéaments, leur longueur et leur direction (opération qui prend quelques secondes pour des cartes qui peuvent comporter plusieurs centaines voire des milliers de linéaments). Ce logiciel nous permet de calculer automatiquement pour chaque dyke sa longueur et son orientation...etc.

- **Rose** (Thompson, 2001 – 2004, <http://mypage.iu.edu/~tthomps/programs/>), est un logiciel qui permet de représenter graphiquement la répartition statistique de l'orientation de linéaments (failles, dykes, etc.).

II.4. Les données et traitement des images satellitaires :

a. Données disponibles :

Comme décrit précédemment, la diversité des canaux des données Landsat 7 ETM+ (7 canaux multi-spectraux et 1 canal panchromatique) fournit une multitude d'information à manipuler. Les canaux multi-spectraux TM1, TM2, TM3, TM4, TM5 et TM7 offrent des images à 30m de résolution spatiale correspondant à une échelle de 1/100 000ème, le canal panchromatique TM8 est à 15 m de résolution spatiale correspondant à une échelle de 1/50 000ème et le canal TM6 (infrarouge thermique) est à 120 m de résolution spatiale.

Pour notre part, nous avons utilisé pour cette étude une scène Landsat 7 ETM+ (la scène elp197r044_7t20000216). Nous avons également utilisé des images extraites de la base de données de Google Earth (les compositions colorées d'extraits d'images du satellite Spot 5 et de Quick Bird).



Figure II.4 : images de Google Earth (images Spot) de la région de Fersiga
b. Traitement numérique des images satellitaires

Comme cité précédemment, plusieurs systèmes de logiciels commerciaux ou non ont été développés spécifiquement pour le traitement et l'analyse des images de télédétection dans notre cas, nous avons utilisé le logiciel ENVI. Les principaux traitements en analyse d'images sont regroupés en quatre catégories:

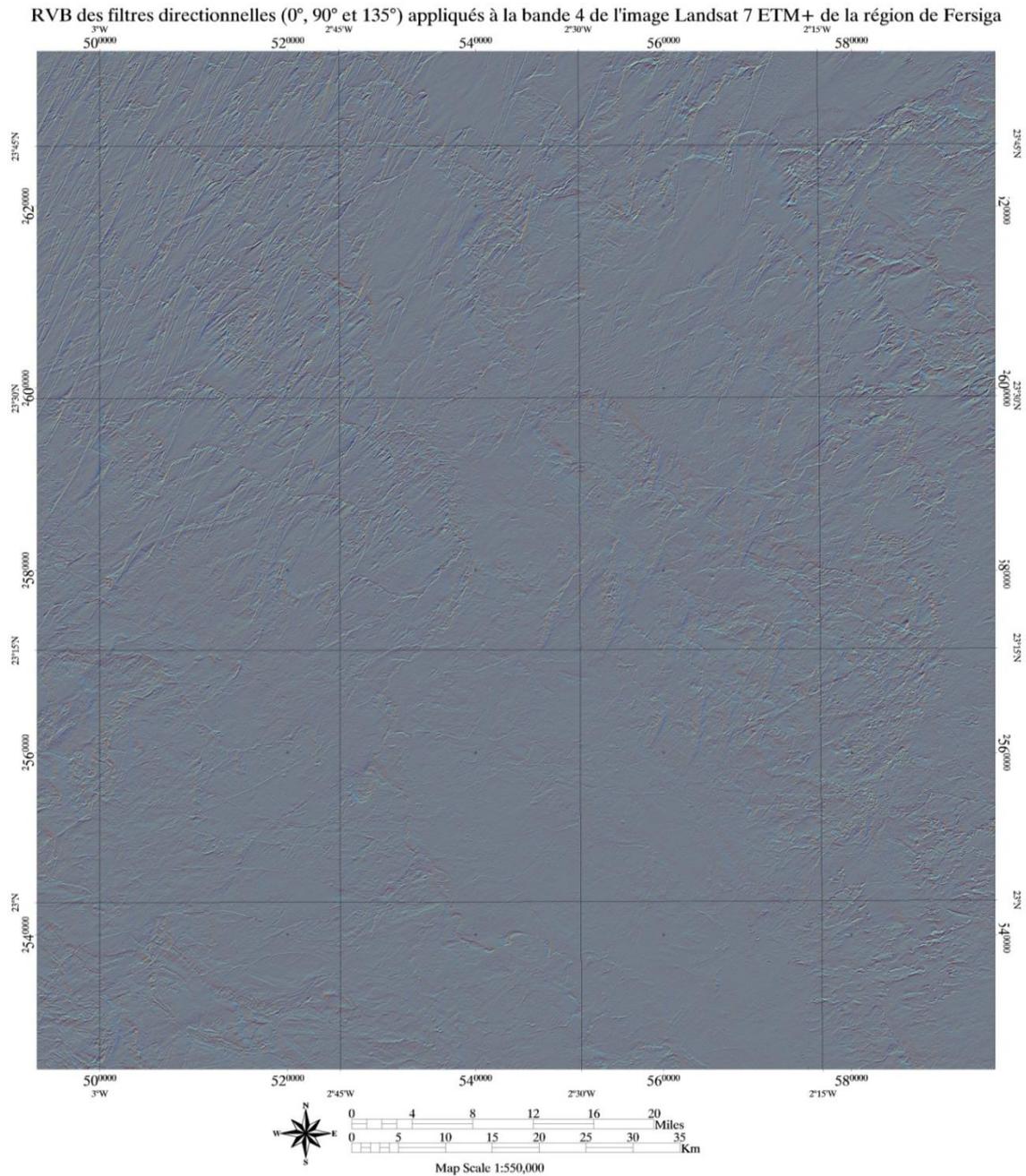


Figure II.5 : Les filtres directionnelles 0° , 90° , 135° appliqués à la bande 4 de l'image Landsat 7 ETM+ de la région de Fersiga (les 3 filtres sont superposés en une image RVB = filtre 0° = rouge, filtre 90° = vert et filtre 135° = bleu).

1. Les filtres spatiaux :

Les filtres sont des analyses variées correspondant à des traitements ne portant que sur un seul canal. Ces filtres spatiaux représentent une méthode de traitement numérique utilisé pour le rehaussement d'une image. Ces filtres sont conçus de façon à faire ressortir ou à supprimer des caractéristiques spécifiques d'une image en se basant sur leur fréquence spatiale. La fréquence spatiale est liée au concept de texture. Elle fait référence à la fréquence de variation des différents tons qui apparaissent dans une image. Les régions d'une image où la texture est "rugueuse" sont les régions où les changements dans les tons sont abrupts; ces régions ont une fréquence spatiale élevée. Les régions "lisses" ont une variation des tons qui est plus graduelle sur plusieurs pixels; ces régions ont une fréquence spatiale faible. La méthode de filtrage spatial consiste à déplacer une "fenêtre de convolution" d'une dimension de quelques pixels (ex. : 3 x 3, 5 x 5, etc.) au-dessus de chaque pixel de l'image. On applique alors un traitement utilisant les valeurs des pixels sous la fenêtre et on remplace la valeur du pixel central par le résultat obtenu. La fenêtre est déplacée le long des colonnes et des lignes de l'image, un pixel à la fois, répétant le calcul jusqu'à ce que l'image entière ait été filtrée. En modifiant le calcul effectué à l'intérieur de la fenêtre, il est possible de rehausser ou de supprimer différents types de caractéristiques présents dans une image.

Les filtres directionnels sont des filtres spatiaux détectant les contours et sont utilisés pour rehausser les caractéristiques linéaires d'une image. Ces filtres peuvent aussi être conçus pour rehausser des caractéristiques ayant une certaine orientation dans l'image. Ces filtres ont de nombreuses applications en géologie pour la détection de structures géologiques linéaires.

L'objectif de l'application des filtres est de trouver la meilleure façon pour identifier les linéaments correspondant à des discontinuités lithologiques ou structurales dans les images. Les filtres directionnels améliorent la perception des linéaments en provoquant un effet optique d'ombre portée sur l'image.

Le rehaussement des linéaments a été effectué à partir de filtres directionnels dans de nombreuses directions (ex. 0°, 45°, 90°, 135°). Les directions retenues ont été $\alpha = 0^\circ$, $\alpha = 90^\circ$ et $\alpha = 135^\circ$ à cause du fort contraste obtenu dans les images. La taille de la fenêtre du filtre utilisé a une incidence directe sur le type et la longueur des linéaments rehaussés. Pour des images dont la résolution au sol est de 30 m, il convient d'utiliser des filtres de 3x3 ou 5x5,

pour des études structurales à l'échelle régionale. Compte tenu des dimensions des différentes zones d'étude, nous avons retenu une fenêtre de convolution de 3x3, pour les linéaments majeurs (les dykes de dolérites). Ces filtres ont été appliqués à la bande 4 qui se trouve dans le Proche Infrarouge.

2. Compositions colorées

Les données numériques Landsat 7 ETM+ se présentent sous forme d'une image satellitale composée de sept canaux correspondant aux sept bandes spectrales de ce capteur. Aux trois couleurs fondamentales (rouge, vert et bleu) sont associés trois canaux de l'image satellitale. En codant les six canaux ayant la même résolution (Bandes 1, 2, 3, 4, 5 et 7) d'une image Landsat avec les trois couleurs fondamentales, on peut élaborer 343 compositions colorées différentes ($6^3 = 6 \times 6 \times 6 = 216$).

On peut construire une composition colorée 321 en couleurs naturelles ou vraies couleurs, en affectant le rouge au canal rouge (TM3) le vert au canal vert (TM2) et le bleu au canal bleu (TM1). Elle est utilisée habituellement comme première image pour l'analyse et comme image de fond pour les utilisateurs "non-experts" dans les données satellites. Elle est aussi utilisée pour regarder les bancs de sable dans les eaux peu profondes.

En affectant le vert à la bande Proche Infrarouge (TM4), le rouge à la bande (TM3 = rouge) et le bleu à la bande (TM1 = bleu), on obtient une composition colorée qui visuellement ressemble aux couleurs que nos yeux détectent habituellement. Les végétaux apparaissent alors en vert, les sols en brun-jaune, et les eaux en bleu violacé. C'est une composition en pseudo-vraie couleur (Girard et Girard, 1999). Toutes les autres combinaisons sont des compositions colorées en fausses couleurs:

- La composition colorée des canaux 742, le rouge, le vert et le bleu sont affectés respectivement aux bandes 7, 4, 2. Cette combinaison est souvent utilisée pour les applications en géologie comme par exemple pour établir les distinctions entre les différents types de roches.

- La composition colorée en RVB = 7(SWIR) 3(Rouge) 1(Bleu) est particulièrement adaptée aux milieux arides (Deroin et al. 2005) car: le canal 7 (SWIR) est intéressant pour la reconnaissance des milieux rocheux, notamment carbonatés; le canal 3 (Rouge) est déterminant pour repérer les zones d'altération ferrugineuse; le canal 1 (Bleu) donne une bonne indication sur la réponse dans le domaine visible, notamment lorsque l'on a affaire à des roches très claires sur le terrain.

Les trois canaux privilégient donc la réponse minérale sur celle d'éventuels végétaux. Sur la composition colorée 7 3 1, des carbonates métamorphiques (marbres) apparaissent en bleu pâle ce qui traduit bien leur forte réflectance dans le visible. Les zones vertes sur la composition 7 3 1 traduisent une dominante de sensibilité au domaine spectral du rouge (canal 3). Généralement, ces zones correspondent sur le terrain à des gneiss associés à des sols ferrugineux qui ont pu se développer grâce à la présence initiale de nombreux minéraux ferromagnésiens.

Le Choix de la composition colorée doit être réalisée à partir des données multi-spectrales n'est pas toujours discuté dans la littérature. Ceci semble dû en partie à une utilisation quasi-systématique de la composition classique en fausses couleurs intégrant le proche infrarouge et deux canaux du visible (4 3 2 ou 431).

Pour atteindre les objectifs assignés, nous avons réalisé une multitude de compositions colorées à partir des 7 canaux Landsat pour la région d'étude. Seules les compositions colorées 731 ou 742 seront présentées (Fig II.6).

Composition colorée en fausses couleur (RVB) des bandes 7, 3 et 1 de l'image Landsat 7 ETM+ de la région de Fersiga

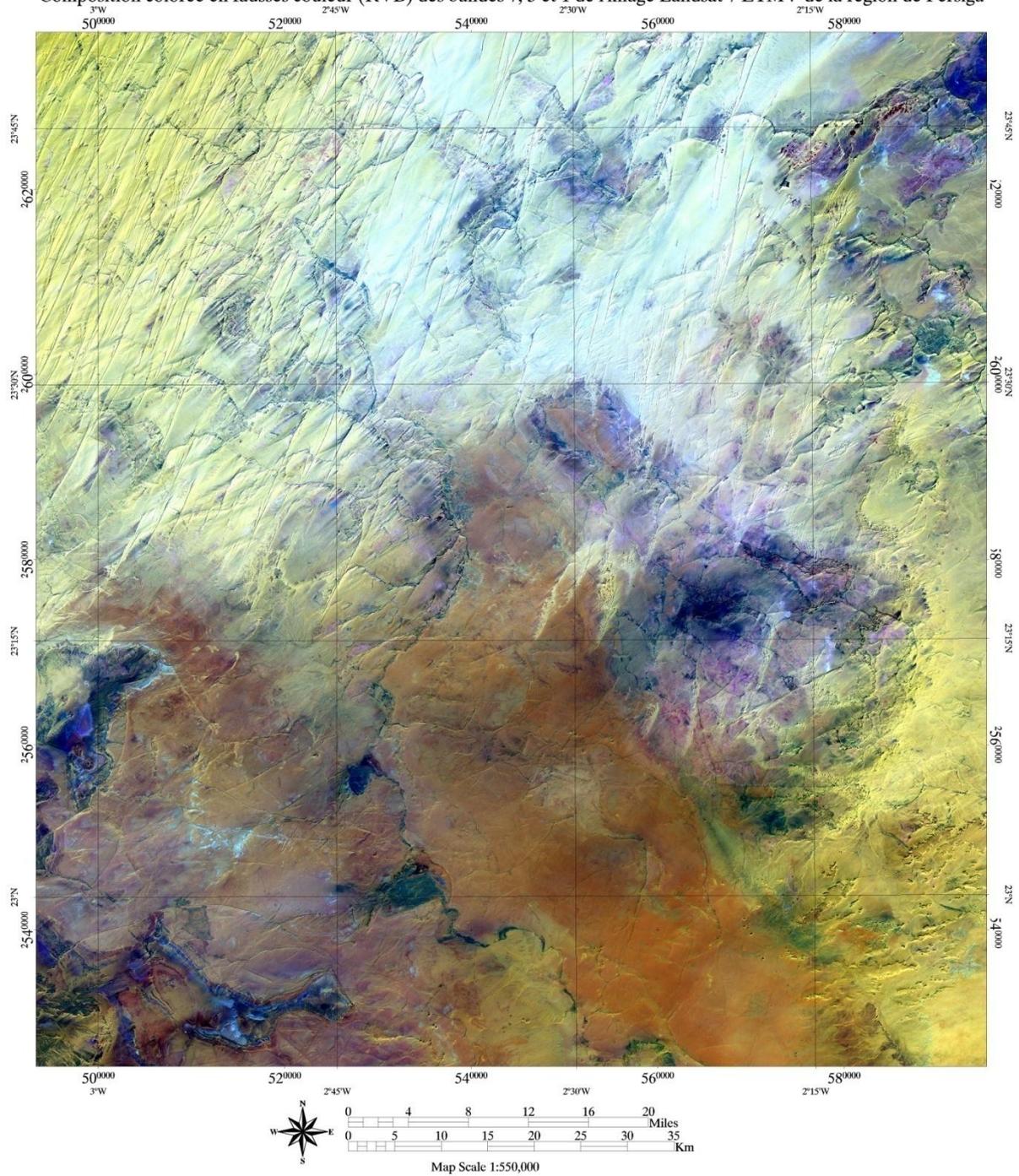


Figure II.6 : Composition colorées en fausse couleur (RVB) des bandes 7, 3 et 1 de l'image Landsat ETM+ de la région de Fersiga.

3. Analyse en Composantes Principales

L'Analyse en Composantes Principales (Principal Component Analysis) est une méthode statistique de projection de données multidimensionnelles, utilisée pour la réduction de la dimension de données. Cette méthode mise en place par Hotelling (1933) est basée sur une technique décrite par Pearson (1901).

Les données multi-spectrales des différentes bandes ont souvent une corrélation très élevée et contiennent de l'information similaire. Des transformations d'images basées sur des traitements statistiques complexes des données multi-spectrales peuvent être utilisées pour réduire la redondance des données et la corrélation entre les bandes. Le but de cette transformation est de réduire le nombre de dimensions (nombre de bandes) et de produire une compression de l'information de plusieurs bandes dans un nombre plus restreint de bandes.

Les "nouvelles" bandes qui résultent de cette compression statistique sont appelées composantes. Ce procédé vise à maximiser (statistiquement) la quantité d'information (ou variance) des données originales dans un nombre restreint de composantes. Par exemple, l'analyse des composantes principales, peut transformer des données provenant de sept bandes du capteur TM/Landsat (Thematic Mapper) de façon à ce que les trois principales composantes de la transformation contiennent plus de 90% de l'information contenue dans les sept bandes initiales (Fig. II.7). L'interprétation et l'analyse de ces trois composantes, en les combinant visuellement ou numériquement, est plus simple et plus efficace que l'utilisation des sept bandes initiales.

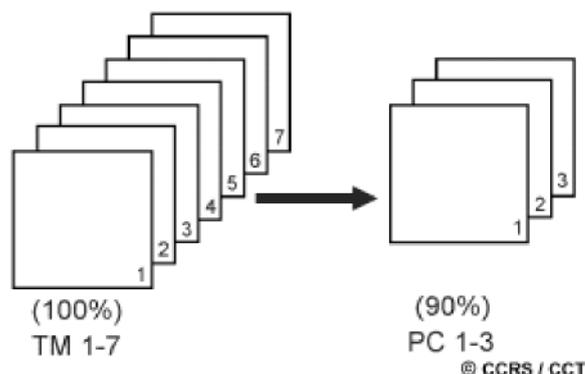


Figure II.7: Analyse en Composante Principale des sept bandes multispectrales Landsat 5 TM.

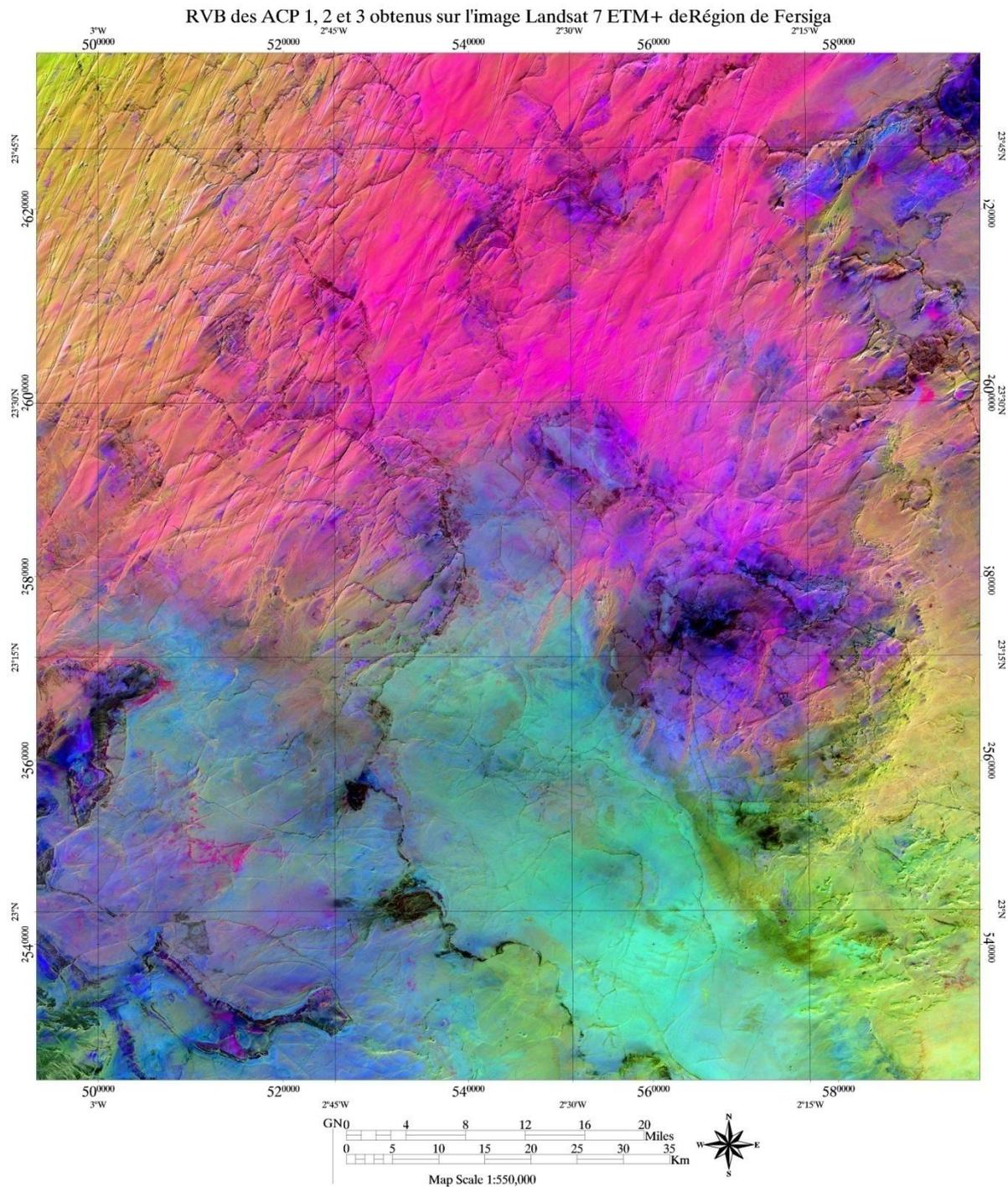
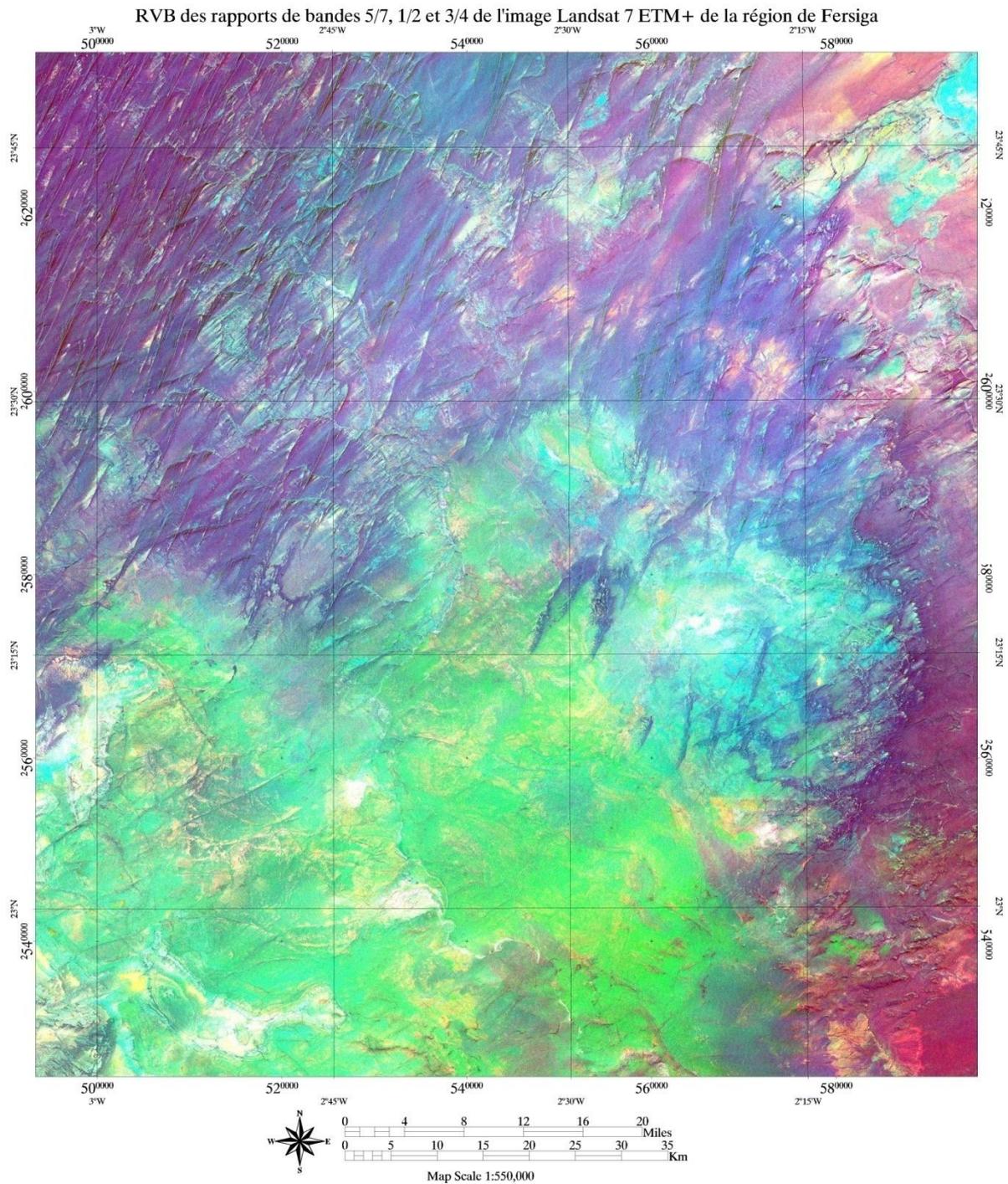


Figure II. 8 : RVB de ACP 1,2 et 3 obtenus sur l'image landsat 7 ETM+
De la région de Fersiga

Le choix du nombre de composantes principales CP à conserver constitue l'étape la plus importante de l'Analyse en Composante Principale. Aucune règle générale de décision n'étant définie, l'utilisateur est libre de conserver les composantes souhaitées en fonction de critères propres à son étude (Gomez, 2004). L'Analyse en Composante Principale produit ainsi de nouveaux canaux. Ces derniers permettent de créer des compositions colorées qui constituent

un excellent produit d'interprétation visuelle, augmentant ainsi le contraste entre les divers objets au sol. Vu leur bonne qualité, nous avons décidé d'utiliser les trois premières composantes (CP1, CP2 et CP3).

4. Composition colorée en rapports de bandes (Band Ratio) :



FigureII. 9 : RVB des rapports de bande 5/7 1/2 et 3/4 de l'image landsat 7 ETM+ de la région de Fersiga

L'étude en rapport de bande représente un procédé multi-spectral très utilisé pour mettre en évidence les différences entre canaux. Cette méthode est basée sur la notion de réflectance. Elle consiste donc en la division du DN (digital number) dans une bande par le DN d'une autre bande pour un même pixel (nous rappelons qu'un pixel correspond à une valeur entre 0 et 255, correspondant à l'intensité du gris, avec 0 = le noir et 255 = le blanc).

L'une des combinaisons les plus utilisée par les géologues la 5/7 4/1 5/2 que nous avons choisie.

II.5. Méthodologie de travail :

Avant d'aborder les résultats obtenus grâce à ces traitements, nous avons jugé utile de récapituler et d'explicitier la méthodologie que nous avons appliquée.

En premier lieu, nous avons commencé par traiter les images satellitales en utilisant le logiciel ENVI 4.5. Les traitements utilisés sont les filtres directionnels, les compositions colorées, l'analyse en composantes principales et les rapports de bandes. La résolution des images Landsat 7 ETM+ (pixel = 30m) permet une cartographie au 1/100 000.

Ces différentes images issues des traitements sont ensuite importées dans Adobe Illustrator dans des calques différents.

Sur de nouveaux calques, on dessine le réseau de dykes et les sillons que nous pouvons détecter sur les différentes images issues des traitements de la scène de Landsat 7 ETM+. Pour des raisons de commodité, lié à l'utilisation du logiciel SPO, des dykes qui se recoupent doivent être dessinés sur des dykes différents. Pour notre part, nous avons obtenu trois calques différents.

Une fois le traçage des dykes sur les différents calques terminé, chacun de ces calques est alors enregistré sous format « BMP », le format qui est reconnu par le logiciel SPO.

On charge alors l'une des images BMP, dans SPO en appuyant sur la touche « Nouvelle image », une fois que celle-ci apparaît, on appuie sur le bouton « calcul » comme le montre les figures ci-dessous. La dernière étape, lorsque le calcul est terminé, consiste à demander le tableau correspondant, sur lequel nous obtenons le nombre de dykes représentés dans l'image

avec la direction et la longueur de chacun d'entres-eux. Nous avons répété cette opération sur les deux autres images.

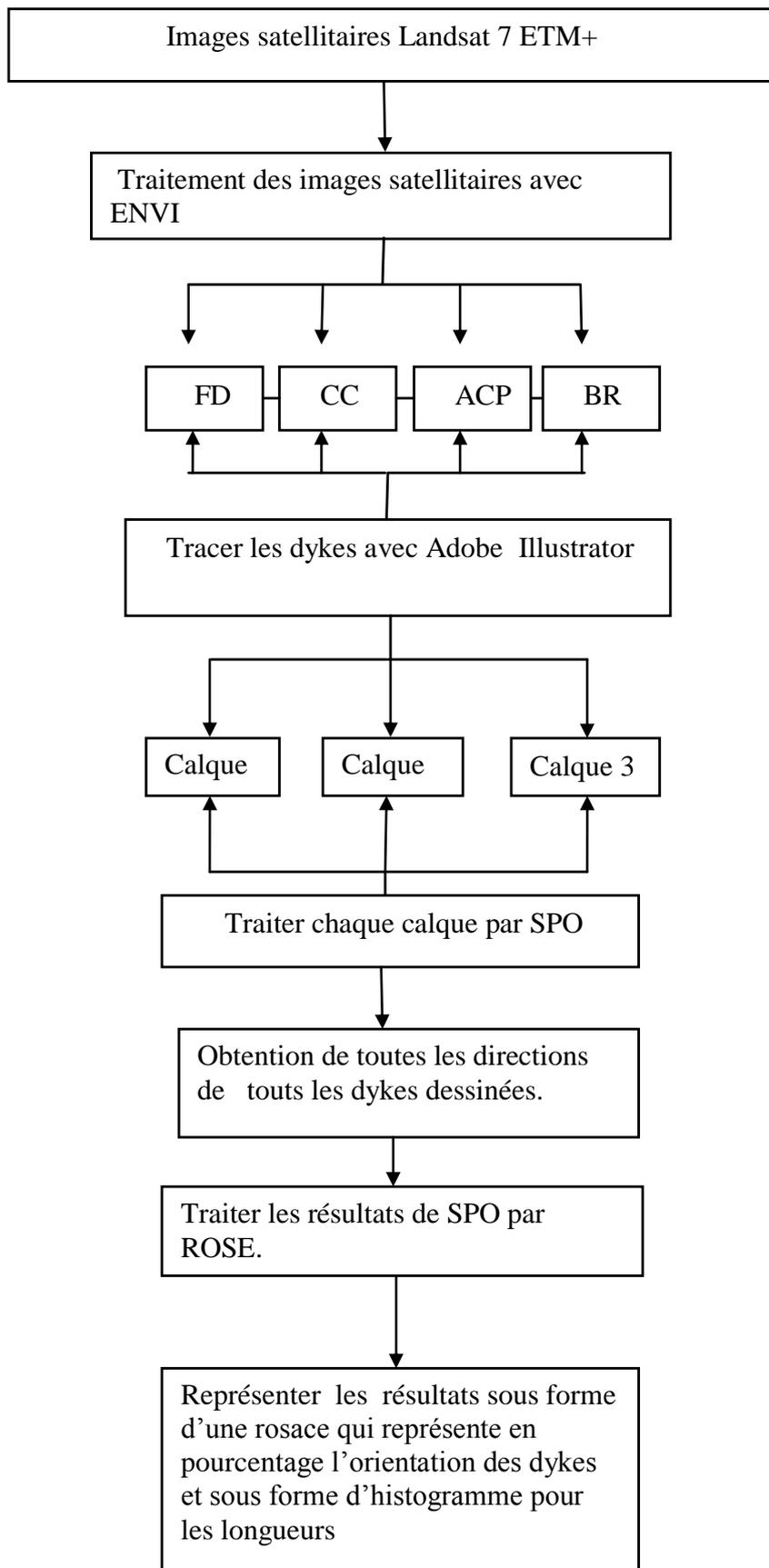


Figure II.10 : Organigramme de la méthodologie suivie pour obtenir l'étude statistique de l'orientation et la longueur des dykes de la région de Fersiga

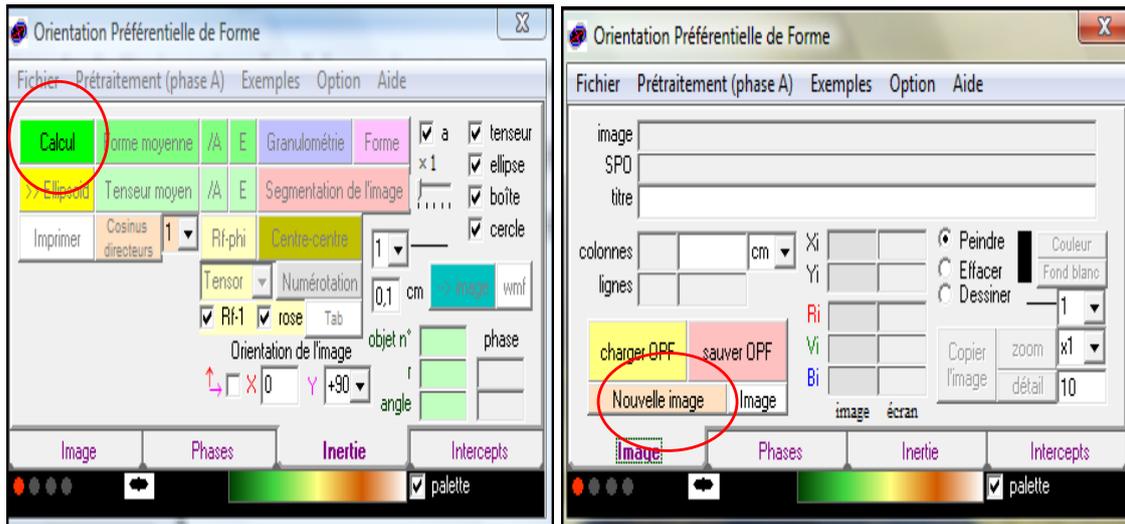


Figure II.11 : interface du logiciel SPO

Les données obtenues sont ensuite traitées avec le logiciel ROSE qui permet une représentation des pourcentages sous forme de rosaces.

L'étude des longueurs a été faite quant à elle avec le logiciel Excel, en représentant les pourcentages de longueurs sur un histogramme.

II.6. Résultats :

Même si nous avons utilisé un maximum de traitements d'images pour acquérir la maîtrise d'une méthodologie qui a de plus en plus de succès chez notamment les géoscientifiques en raison de la quantité et de la qualité des informations qu'on peut en tirer, les différents traitements d'images satellitaires effectués ont pour but ultime la cartographie du réseau de dykes doléritiques de la région d'étude. Le traitement d'images satellitaires s'est ainsi révélé très efficace pour la cartographie de cette structure si caractéristique de la région de Fersiga et d'une grande partie du craton ouest africain.

L'analyse statistique :

1. La distribution des orientations des dykes (rosace) :

Après les opérations décrites ci-dessus, nous avons pu répertorier plus de 3121 dykes, dont 1134 de plus de 2 km.

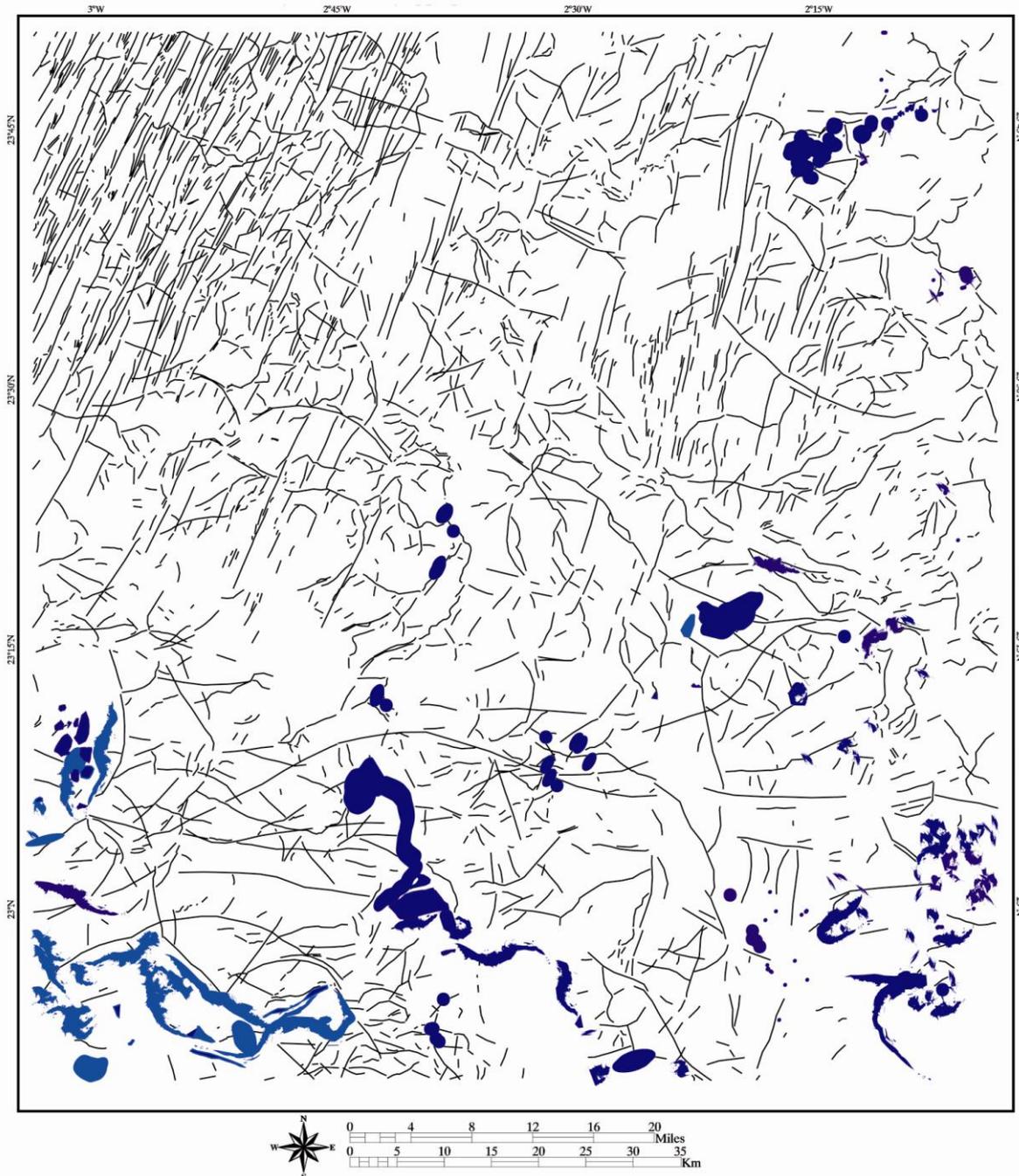


Figure II.12: Carte des dykes (en noir) et sills (en bleu) de la région de Fersiga.

1. Etude statistique de l'orientation des dykes de la région de Fersiga

Direction(°)	Nbre de dykes	%	Longueur en km	%
0-10	181	5.80%	264	4.15%
10-20.	299	9.58%	622	9.77%
20-30	523	16.76%	1305	20.52%
30-40	259	8.30%	488	7.68%
40-50	187	5.99%	287	4.51%
50-60	121	3.88%	179	2.81%
60-70	117	3.75%	199	3.13%
70-80	156	5.00%	260	4.09%
80-90	176	5.64%	372	5.85%
90-100	153	4.90%	430	6.76%
100-110	113	3.62%	291	4.57%
110-120	177	5.67%	457	7.18%
120-130	158	5.06%	389	6.12%
130-140	113	3.62%	162	2.54%
140-150	108	3.46%	184	2.89%
150-160	90	2.88%	153	2.40%
160-170	88	2.82%	151	2.37%
170-180	102	3.27%	169	2.66%
Total	3121		6361	

Tableau II. 3 : Résultats obtenus

Comme nous pouvons le voir sur la figure II.13, qui représente la rosace des directions des dykes de la région de Fersiga une direction majeure ressort d'une façon nette, elle s'étend de N 010° à N 040° est représentée près de 35% des dykes tracés. Deux autres directions d'importance beaucoup plus réduite sont également présentes, la première est plus ou moins perpendiculaire à la précédente, entre N110° et N130° avec presque 11% des dykes

répertoriés et la deuxième est quasiment E-W, entre N070° et N100° avec plus de 15.50% des dykes.

En fait, la zone cartographiée recoupe de part et d'autre la frontière algéro-malienne et représente la partie sud ouest de la région de Fersiga. Nous avons par ailleurs remarqué que en allant du sud vers le nord la densité des dykes augmentait d'une manière considérable et une légère rotation des directions principales avait lieu : la partie Sud, malienne, est dominée par une direction majeure Nord-Sud associée à une direction de moindre importance Est-Ouest, alors que dans la partie Nord, algérienne, les dykes montrent une orientation principale vers N°030 et une orientation secondaire vers N120°. Ainsi, la rosace calculée est la combinaison des caractéristiques de ces deux zones.

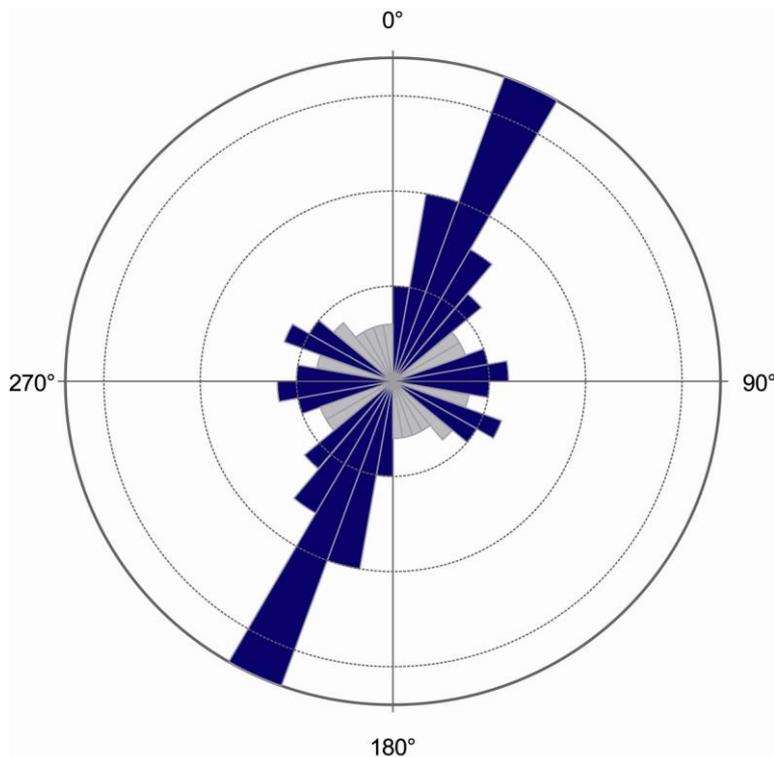


Figure II. 13 : Rosace des directions des dykes de la région de Fersiga

2. La longueur des dykes :

Le même commentaire peut être fait de la longueur cumulée des dykes suivant leur direction. Les dykes qui ont une direction entre 10 et 40° ont une longueur totale qui atteint plus de 2400 km, soit 38% du total. Les longueurs totales des dykes ayant les deux autres directions citées sont beaucoup plus modestes : environ 850 km pour les dykes ayant une

direction entre N110° et N130°, soit 13,5% du total ; et 1060 km pour les dykes entre N070° et N100°, soit un peu plus de 16.5% du total.

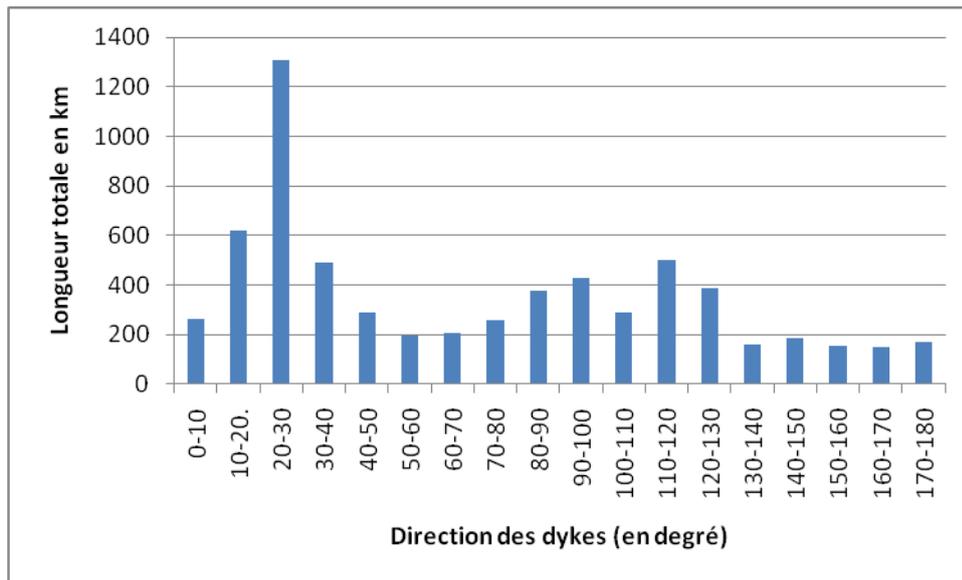


Figure II.14 : Histogramme représentant la longueur totale des dykes en fonction de leur direction par pas de 10°

II.7. Conclusion et comparaison :

En conclusion, nous pouvons constater que la méthode utilisée s'est révélée très efficace pour la cartographie du réseau de dykes de la région d'étude choisie. Les résultats ont été en partie validés par la comparaison avec des travaux antérieurs, notamment ceux de Verati et al. (2005). L'un des résultats majeurs de ce travail est la constatation qu'il y a une légère rotation de la direction principale du sud vers le nord, passant de N000°-N020° à N°010°-N040°. Nous avons pu vérifier en partie cela grâce aux scènes QuickBird (non présentées ici) disponibles sur Google Earth, cependant elles ne couvrent qu'une petite superficie de la région d'étude.

Autres observation que nous avons faite, est le nombre de dykes plus élevé détecté par la méthodologie utilisée relativement aux méthodes classiques.

Enfin, nous avons souhaité terminer ce mémoire en soulignant que la télédétection appliquée à la cartographie géologique, même si elle n'est pas infaillible est un instrument puissant et efficace qui fait gagner en précision et beaucoup de temps. Cependant, la méthode doit impérativement s'accompagner de missions de terrain pour valider les résultats. Sans missions de terrain, les résultats restent, quelque soit leur qualité, sujet à débat.

Bibliographie

Ait-Kaci-Ahmed, A., Moussine-Pouchkine, A., 1994. Les formations cambriennes de Fersiga (Sud-Ouest du Tanezrouft) : nouvelle interprétation de la sédimentation glaciaire et post-glaciaire sur le craton ouest-africain. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* **5**, 3-21.

Bayer, R., Lesquer, A., 1978. Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest africain : géométrie d'une suture pan-africaine. *Bulletin de la Société Géologique de France* **20**, 863-876.

Bertrand-Sarfati, J., A. Moussine-Pouchkine, P. Affaton, R. Trompette, and Y. Bellion (1991). Cover sequences of the West African Craton. In *The West African Orogens and Circum Atlantic Correlatives*, edited by R. D. Dallmeyer and J. P. Lecorche, pp. 65 – 82, Springer-Verlag, New York.

Bertrand-Sarfati, J., Moussine-Pouchkine, A., Ait-Kaci-Ahmed, A., 1996. Subdivisions stratigraphiques nouvelles dans la couverture néoprotérozoïque au Nord-Est du bassin de Taoudenni (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* **8**, 63-90.

Bertrand-Sarfati, J., Moussine-Pouchkine, A., Amard, B., Ait-Kaci-Ahmed, A., 1994. Une faune d'Ediacara découverte pour la première fois dans le groupe de Cheikhia (Grès supérieur), Néoprotérozoïque Saharien, Algérie. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* **5**, 115-128.

Bertrand-Sarfati, J., Moussine-Pouchkine, A., Amard, B., Ait-Kaci-Ahmed, A., 1995. First Ediacaran fauna found in western Africa and evidence for an Early Cambrian glaciation. *Geology* **23**, 133-136.

Bessoles, B., 1977. Géologie de l'Afrique. Le craton Ouest Africain. *Mémoire du BRGM* **88**, 403 pp.

Bonhomme, M.G., Fabre, J., Kaddour, M., 1996. Datation K-Ar d'événements varisques dans le Cambrien de l'Ougarta (Sahara occidental 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* **8**, 117-125.

Buffière, J.-M., Fahy, J.-C., Petey J., 1965. Etude géologique de la partie orientale de la dorsale Reguibat. Région des Eglab et secteur nord du Yetti. *Rapport inédit SERMI*, 230 pp.

Chabou, M.C., 2008. Datation ^{39}Ar - ^{40}Ar et Géochimie de la Province Magmatique de l'Atlantique Central dans le Sud-Ouest algérien. Thèse de Doctoral, Ecole Nationale Polytechnique, Alger, 266 p.

Chabou, M.C., Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., 2007. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la Province Magmatique de l'Atlantique Central dans le Sud-Ouest algérien. *Comptes Rendus Geoscience* **339**, 970-978.

Chabou, M.C., Bertrand, H., Sebai, A., 2010. Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south-western Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jafrearsci.2010.02.009.

Chorowics J., Fabre J., 1996. Mise en évidence par l'imagerie spatiale de réseaux de drainage dans le Tanezrouft (Sahara occidental). Implications sur les déformations intracratoniques récentes. *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* **8**, 273-293.

Chorowics J., Fabre J., 1997. Organization of drainage networks from space imagery in the Tanezrouft plateau (Western Sahara) : implications for recent intracratonic deformations. *Geomorphology*, **21** (2) (1997) 139-151.

Deynoux, M., 1983. Les formations de plate-forme d'âge Précambrien supérieur et Paléozoïque dans l'ouest africain, corrélation avec les zones mobiles. *In : J. Fabre (Ed.),*

Lexique Stratigraphique International, Afrique de l'Ouest : introduction géologique et termes stratigraphiques, n°1, 46-74.

Deynoux, M., Affaton, P., Trompette, R., Villeneuve, M., 2006. Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa. *Journal of African Earth Sciences* **46**, 397–426.

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

Fabre, J., 2005. Géologie du Sahara occidental et central. *Tervuren African Geosciences Collection, MRAC Tervuren, Belgique*. 572 p.

Fabre, J., 2006. Les séries de l'Ougarta, la Saoura et Béchar, une référence majeure. *In: Stratigraphie de l'Algérie: contributions et mises au point. Mémoire du Service Géologique National* **13**, 11-21.

Fabre, J., Carbonel, P., Riser, J., Oxnevad, I., 1989. Déformations récentes au cœur du craton ouest africain (Taoudenni, Mali). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **308**, 1561-1566.

Fabre, J., Arnaud-Vanneau, A., Belhadj, Z., Monod, Th., 1996. 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*, **8**, 187-229.

Gevin, P., 1960. Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. *Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, 328 p.

Guiraud, R., Bosworth, W., 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics*, **282**, p. 39-82.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science* **281**, 1342-1346.

Jeremine, E. (1940). Contributions à l'étude du Sahara occidental - Roches éruptives et métamorphiques du Sahara occidental. In « *Contributions à l'Etude du Sahara Occidental* ». *Publ. Com. Et. Sc. Hist. A.O.F., Paris, sér. B, n°5, fasc. 11, 52 p., 9 pl.*

Lay, C., Reichelt, R., 1971. Sur l'âge et la signification des intrusions de dolerites tholéitiques dans le bassin de Taoudenni (Afrique occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **272**, 374-376.

Matton, G., Jebrak, M., Lee, J.K.W., 2005. Resolving the Richat enigma: Doming and hydrothermal karstification above an alkaline complex. *Geology* **33**, 665–668.

Moussine-Pouchkine, A., Bertrand-Sarfati, J., 1997. Tectonosedimentary subdivisions in the Neoproterozoic to Early Cambrian cover of the Taoudenni Basin (Algeria-Mauritania-Mali). *Journal of African Earth Sciences* **24**, 425-443.

Rocci, G., Bronner, G., Deschamps, M., 1991. Crystalline basement of the West African Craton. In: *R.D. Dallmeyer and J.P. Lécorché (Eds.), The Western African Orogens and Circum Atlantic correlatives. Springer-Verlag*, pp. 31-61.

Sebaï, A., Féraud, G., Bertrand, H., Hanes, J., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the central Atlantic rift. *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 455-472.

Tokarski, A.K., 1991. Tectonics of Hank sequence (Upper Proterozoic) in the eastern part of Eglab massif, Reguibat shield (West African craton). *Journal of African Earth Sciences* **12**, 555-560.

Verati, C., Bertrand, H., Féraud, G., 2005. The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of Taoudenni basin intrusives (northern Mali). *Earth and Planetary Science Letters* **235**, 391–407.

Villemur, J.R., 1967. Reconnaissance géologique et structurale du nord du bassin de Taoudenni. *Mémoire du BRGM* **51**, 151 p.

Villeneuve, M., 2005. Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *Journal of African Earth Sciences* **43**, 166–195.

Wec Algeria, 2007. Petroleum geology of Algeria. pp. 1-93.