



République Algérienne Démocratique
Et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou

Faculté des Sciences Biologiques et des Sciences Agronomiques.

Département de Biologie

Mémoire de projet de fin d'études

Pour l'obtention du Diplôme de Master en Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie Générale.

Spécialité : Bassins Sédimentaires.

Sujet :

**Approche de la structure géologique du bassin
Néogène de Tizi-Ouzou par l'analyse du réseau
hydrographique.**

Encadré par:
Mr. LOUNIS R.

Présenté par :
OUCHELLOUCHE Yougourthen
RENAI Koceila.

Soutenu publiquement le : 10 /12/ 2016.

Devant le Jury composé de :

Mr. AMROUCHE F.

Maitre-assistant (UMMTO)

Président.

Mr. LOUNIS. R.

Maitre-assistant (UMMTO)

Promoteur.

Dr. BENNABI M. S.

Maitre-assistant (UMMTO)

Examineur.

Dr. BENHAMOUCHE. A.

Chargé de recherche (CGS)

Examineur.

PROMOTION : 2015 / 2016

Remerciement :

Nous remercions Dieu tout puissant qui nous a éclairé le chemin de la réussite et du savoir.

Au terme de ce modeste travail, nous tenons à exprimer notre profonde gratitude à toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué la réalisation et à l'accomplissement de ce travail de par leurs aides et encouragements.

Tout d'abord nous remercions **Mr AMROUCHE Farid** pour nous avoir fait l'honneur de présider le jury de ce mémoire, et de nous avoir confié cette thématique.

Nos sincères remerciements aux membres du jury, pour avoir accepté d'être présent à la présentation de ce travail et pour avoir trouvé le temps d'analyser son contenu, et enfin pour leurs remarques objectives.

Nous exprimons toute notre gratitude, reconnaissance, et notre profond respect à notre promoteur **Mr LOUNIS Rachid** qui nous a orientés et qui nous a fait bénéficier de sa longue expérience. Nous le remercions pour ces conseils avisés, sa disponibilité, et sa patience à notre égard durant toute la période qu'a duré ce travail.

Nous remercions **Mr BENHAMOUCHE Azzeddine**, pour sa totale collaboration et son accueil si particulier au sein de l'entreprise où il travaille, sans oublier l'intérêt qu'il a porté à ce projet, pour tous les encouragements qu'il nous a apportés et pour la patience dont il a fait preuve pour nous faire part de ses connaissances.

Nos remerciements vont également à l'ensemble du personnel travaillant au **CGS** pour leurs disponibilités et leurs précieuses aides, en particulier **Mme GUESSOUM Nabila** pour ces conseils et son aide dans la maîtrise de l'outil informatique.

Notre profonde gratitude, sincère reconnaissance à **Mr Abdeslam** pour son aide, sa disponibilité et ses précieux conseils qui nous ont été d'une grande aide.

Sans oublier tous les enseignants qui, par leur enseignement, nous ont fait découvrir cette discipline tant vaste, qu'est la géologie, nous citerons : Mr. Ahmed Zaid, Mr. Abdeslam, Mr. Aigoune, Mr. Lounis, Mr. Zeghouane, Mr. Amrouche, Mr. Bennabi, Mr. Brahmi, Mlle Larara, Mr. Sami, Mr. Achoui, Mr. Hamis, Mlle Ouiken, Mlle Touati ...

Dédicace :

Je dédie ce travail comme preuve de respect et de gratitude à la mémoire de ma chère grand-mère qui a su guider mon enfance, puisse-t-elle reposer en paix.

Je ne saurais assez remercier mes chères parents, toi ma mère, qui m'a donnée le courage d'aller de l'avant même dans les pires moments, tu es la personne la plus proche de moi dans ce monde, à mon père, mon ami, qui n'a modéré aucun effort pour notre bonheur et notre réussite.

A tous deux pour leurs présences leur soutien, morale et inconditionnel, pour avoir toujours cru en moi, de tout l'amour qu'ils me portent depuis ma tendre enfance et sans lesquelles rien n'aurait été possible.

A mon aîné égal dont l'éloignement m'est insupportable de jour en jour, à toi mon frère **AGHILAS**, je te remercie, d'avoir partagé tant de moments inoubliables, pour ton aide et tes encouragements.

A vous trois, vous êtes ma raison de vivre.

A toutes les personnes qui m'ont soutenu durant la préparation de ce travail notamment **YOGOURTHEN** mon collègue et ami, à **SOUHILA** et **ROKAIA** mes deux meilleures amies qui ont toujours répondu présente en toutes circonstances, et dont les souvenirs resteront gravés à jamais dans ma mémoire.

A tous mes camarades de section: **A.KATIA, ALLAL, RYMA, MOHAND, AHMED, NAIMA, KENZA, TAOUS, MOUNA, D.KATIA, SAFIA, SOFIAN,**

A tous mes amis: **YASMINE, SOUAD, THANINA, KAHINA, MOHAMMED, SAID, LYDIA, ROKIA, FATIMA, DALILA** et **Ch. SOFIAN.**

A toutes les personnes ayant aidé de près ou de loin à la réalisation, au bon déroulement et à l'accomplissement de ce travail je vous dis merci.

R, KOCEILA

Dédicace :

*Je dédie ce travail à toute ma
famille, à mes amis, à tous mes
proches et à tous ceux qui ont veillés
à sa réussite.*

Q. Yougourthen

Résumé :

Le bassin néogène de Tizi-Ouzou appartient aux zones internes de l'orogène alpin des maghrebides, il est représenté par un vaste synclinal d'orientation NE-SW, son flanc Nord est matérialisé par le Djebel Aissa Mimoun et Djebel Baloua, son flanc Sud, quant à lui est représenté par les chaînons de Larbaa Nath Irathen et de Ain El Hammam. L'écoulement superficiel des cours d'eaux du complexe hydrographique de la région de Tizi-Ouzou a donné naissance à des formes variées et à des figures géométriques diverses dans l'espace qui peuvent être classées comme des modèles de rivières.

L'étude de ces formes et figures géométriques ont permis de déterminer les facteurs qui ont favorisé leur apparition et contrôlé le ruissellement et la circulation des eaux Superficielles.

La hiérarchisation du réseau hydrographique a permis de faire ressortir tous les linéaments hydrogéologiques ; selon leur ordre et leur ampleur, on a obtenu l'organisation suivante : le réseau R_0 constitue le réseau principal, le réseau R_1 constitue les ramifications qui sont connectées et qui se déversent directement dans le réseau principal R_0 , le réseau R_2 constitue les ramifications connectées à R_1 et ainsi de suite...).

L'étude statistique de ce réseau linéamentaire montre des directions préférentielles pour chaque réseau. Ces directions structurales ont été calées avec les différentes phases tectoniques qui ont structuré cette zone. Ainsi, l'écoulement du réseau hydrographique dans cette zone est conforme aux directions du réseau de fracturation à un certain niveau de la hiérarchisation

Dans le bassin néogène de Tizi-Ouzou, les cours d'eaux suivent initialement un écoulement par gravité qui est généralement guidé par la pente puis, ils s'adaptent aux réseaux de fracturations qui incisent leurs lits. En amont, les modèles d'écoulements les plus dominants sont **le dendritique** et **le radiale**, ces deux modèles sont généralement caractéristiques des zones montagneuses à relief fort où l'écoulement serait contrôlé par la pente et moindre degré à la lithologie. Néanmoins, on a pu identifier des modèles d'écoulements influencés par la tectonique comme le **parallèle** et le **rectiligne**. En aval, les modèles d'écoulement les plus dominant sont contrôlés totalement par la tectonique tels que **le parallèle, le rectiligne et l'angulaire**, ce dernier est formé par de parfaites jonctions anguleuses reliant les R_1 avec le R_0 .

Mots clefs :

Réseau hydrographique – bassin néogène de Tizi-Ouzou - Linéament hydrographique – modèles d'écoulements – fracturation - Géomorphologie

➤ Liste des figures :

Chapitre I :

- Figure I- 1 : Cycle de Wilson revisité par Cloetingh et al. (1989).....	05
- Figure I- 2 : Mouvement de la plaque Africaine par rapport à la plaque Eurasienne fixe, et de front de subduction Téthysien du crétacé à l'actuel (Faccenna et al ,2001).....	06
- Figure I-3 : Carte schématique de l'évolution géodynamique du bloc Corso- Sarde et des blocs AlKaPeCa (Al : Alboran, Ka1 : Grande Kabylie, Ka2 : Petite Kabylie, Pe : Mont Peloritain et Ca : Calabre) à fin Oligocène- début Miocène. (M. Lustrino et al, 2011).....	07
- Figure I-4 : Carte schématique de l'évolution géodynamique du bloc Corso- Sarde et des blocs AlKaPeCa (Al : Alboran, Ka1 : Grande Kabylie, Ka2 : Petite Kabylie, Pe : Mont Peloritain et Ca : Calabre) Fin Miocène, (M. Lustrino et al, 2011).....	07
- Figure I-5 : Scénario d'évolution de la Méditerranée occidentale sur un transect NNO-SSE allant des Baléares à la plate-forme Saharienne (Frison de Lamotte et al, 2000).....	08
- Figure I-6 : Le magmatisme Tertiaire autour de la méditerranée (Bellon, 1976).....	09
- Figure I-7 : Répartition et âge du volcanisme récent en Afrique du Nord.....	09
- Figure I-8 : Principaux domaines structuraux de la Méditerranée occidentale [modifié d'après Frison de Lamotte et al. 2000 et Billi et al, 2010.....	12
- Figure I-9 : log synthétique des différents ensembles tectono-métamorphique du socle Kabyle (GANI, 1988).....	14
- Figure I-10 : Reconstitution paléogéographique des différents domaines des Maghrébides au Crétacé inférieur (Bouillin, 1986).....	17
- Figure I-11 : Position des nappes de flyschs par rapport aux différentes unités de la chaîne des Maghrébides (Bouillin, 1986).....	18
- Figure I-12 : Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides.....	21
- Figure I-13 : Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (d'après Domzig, 2006).....	22
- Figure I-14 : Colonne chrono-stratigraphique schématique de la vallée du Sébaou (d'après Djemai ,1985).....	22
- Figure I-15 : Carte de situation de la région d'étude.....	23
- Figure I-16 : Carte des linéaments affectant la Grande Kabylie (Gelard, 1979) modifiée (Aite. 1994).....	28

Chapitre II :

- Figure II-1 : Schéma de la méthode d'assignation des ordres des chenaux et rivière.....	31
- Figure II-2 : Représentation schématique du réseau dendritique.....	34
- Figure II-3 : Représentation schématique du réseau Parallèle ou subparallèle.....	34
- Figure II-4 : Représentation schématique du réseau Radial.....	34

-Figure II-5 : Représentation schématique du réseau Centripète.....	35
-Figure II-6 : Représentation schématique du réseau circulaire ou arqué.....	35
-Figure II-7 : Représentation schématique du réseau Disributaire (affluent).....	35
-Figure II-8 : Représentation schématique du réseau Rectangulaire.....	36
-Figure II-9 : Représentation schématique du réseau Treillis.....	36
-Figure II-10 : Représentation schématique du réseau Annulaire.....	36
-Figure II-11 : Photo aérienne montrant des rivières droite qui de développent le long des accidents tectoniques dans les basaltes du cambrien ou West de la rivière Baines dans les frontières West de l’Australie, (Department of National Development, Canberra).....	38
-Figure II-12 : Le phénomène d'antécédence (<i>in</i> dictionnaire de géologie, A. Foucault et J.-F. Raoult, 3 ^{ème} édition, Masson, 1989).....	39
-Figure II-13 : Surimposition (<i>in</i> dictionnaire de géologie, A. Foucault et J.-F. Raoult, 3 ^{ème} édition, Masson, 1989).....	39
-Figure II-14 : Représentation digital du réseau hydrographique parcourant le bassin de Tizi-Ouzou.....	41
-Figure II-15 : Tracé probable du réseau hydrographique avant le Pliocène d’après Djemai 1985.....	42
-Figure II-16 : Carte schématiques du chevelu hydrographique du haut bassin versant du Sébaou (Djemai-1985).....	44
-Figure II-17 : Extraits de la carte topographique 1/50 000 de Tizi-Ouzou démontrant le moyen Sébaou.....	45
-Figure II-18 : Carte du chevelu hydrographique hiérarchisé du sous bassin versant du Sébaou d’après Aigoun 2014.....	46

Chapitre III :

-Figure III-1 : Carte des linéaments hydrographique du cours d’eau principale R ₀	48
-Figure III-2 : Rosace directionnelle des linéaments hydrogéologiques obtenus à partir du R ₀	50
-Figure III-3 : Secteurs éclaté des fréquences de distributions des linéaments hydrographiques obtenus à partir du R ₀ en (%).....	51
-Figure III-4 : Carte des linéaments hydrographiques obtenus à partir des R ₁	52
-Figure III-5 : Rosace directionnelle de linéaments hydrographiques obtenus à partir des R ₁	53
-Figure III-6 : Secteurs éclaté des fréquences de distributions des linéaments hydrographiques obtenus à partir des R ₁ en (%).....	54
-Figure III-7 : Carte des linéaments hydrographiques obtenus partir des R ₂	55
-Figure III-8 : Rosace directionnelle des linéaments hydrographiques obtenus à partir des R ₂	57
-Figure III-9 : Secteurs éclaté des fréquences de distributions des linéaments hydrographiques obtenus à partir des R ₂ en (%).....	58

Chapitre IV :

-Figure IV-1 : Aspect angulaire ou orthogonale du réseau hydrographique.....	62
-Figure IV-2 : Zone 1 du réseau hydrographique.....	63
-Figure IV-3 : Zone 2 du réseau hydrographique.....	64
-Figure IV-4 : zone 3 du réseau hydrographique.....	65
-Figure IV-5 : zone 4 du réseau hydrographique.....	66

Chapitre V :

-Figure V-1 :Schema strucural réalisé avec mapinfo partire de cartes topographiques a 1/50 000 ^{emme}	68
---	----

Chapitre VI :

-Figure VI-1 : La déviation qu'a subit l'Oued Sébaou a la faveur de l'accident d'Oued Aissi.....	71
-Figure VI-2 : représentation digital des principaux cours d'eaux constituant les deux rives Droite et Gauche du réseau hydrographique de Tizi-Ouzou.....	72

➤ **Liste des tableaux :**

Chapitre I :

Tableau I-1 : Ages absolu des roches magmatique du miocène de la marge Algérienne (Belanter, 2001).....10

Tableau I-2 : Résumé des principales périodes tectoniques mises en évidence dans les zones internes avec les champs respectifs des paléo-contraintes, (Aite, 1994).....29

Chapitre II :

Tableau II-1 : Les types de réseaux hydrographiques et leurs relations avec la structure (C.Strandberg, 1967).....33

Tableau II-2: ordre et nombre des talwegs (Djemai-1985).....43

Chapitre III :

Tableau III-1 : Distribution des linéaments hydrographiques du R0.....49

Tableau III-2 : Distribution des linéaments hydrographiques dans les directions principales du R0.....50

Tableau III-3 : Distribution des linéaments hydrographiques des R1.....52

Tableau III-4 : Distribution des linéaments hydrographiques dans les directions principales des R1.....53

Tableau III-5 : Distribution des linéaments hydrographiques à partir des R2.....56

Tableau III-6 : Distribution des linéaments hydrographiques dans les directions principales des R2.....58

➤ **Liste des fonds topographiques utilisés :**

Carte d'Algérie -1/50 000 –type 1922, de la région d'Azazga, feuille n° 24.
Carte d'Algérie -1/50 000- type 1922, de la région de Draa El Mizan, feuille n°44.
Carte d'Algérie -1/50 000- type 1922, de la région de Fort National, feuille n°45.
Carte d'Algérie -1/50 000- type 1922, de la région de Tizi-Ouzou, feuille n°23.

➤ **Liste des fonds géologique utilisés :**

Carte d'Algérie -1/50 000 – de la région d'Azazga, feuille n° 24, publier en 1997.
Carte d'Algérie -1/50 000 - de la région de Draa El Mizan, feuille n°44, publier en 1906.
Carte d'Algérie -1/50 000 - de la région de Fort National, feuille n°45, publier en 1908.
Carte d'Algérie -1/50 000 - de la région de Tizi-Ouzou, feuille n°23, publier en1984.

Titre : _____ **Pages :** _____

❖ <i>Problématique</i>	4
❖ <i>Méthodologie</i>	4

Chapitre I : Généralités

<i>I-1/ Introduction générale</i>	5
<i>I-1-1 /Aperçu historique sur la géodynamique téthysienne</i>	5
<i>I-1-2 /Aperçu Tectonique lié au contexte géodynamique téthysien</i>	6
<i>I-1-3 /Aperçu sur le magmatisme lié contexte géodynamique téthysien</i>	8
<i>I-2/ L'orogène Alpin</i>	11
<i>I-2-1/ Les grands ensembles géologiques de l'Algérie du Nord</i>	11
<i>A / L'avant pays</i>	11
<i>B / Le Tell</i>	11
<i>I-3/ Aperçu lithologique sur l'Atlas Tellien ou la chaîne des Maghrébides</i>	12
<i>I-3-1/ Un domaine interne ou le Tell septentrional</i>	12
<i>A / Le socle kabyle ou Kabylide</i>	12
<i>B / Dorsale Kabyle</i>	15
<i>C / Le domaine des flysch</i>	17
<i>I-3-2/ Un domaine externe ou le Tell méridional</i>	19
<i>A / Un domaine septentrional ou l'unité ultra-tellienne</i>	20
<i>B / Domaine central ou Tellien s.s</i>	20
<i>C / Domaine méridional ou l'unité péni-tellienne</i>	20
<i>I-3-3/ Le Plio-Quaternaire</i>	21
<i>I-4/ Conclusion</i>	21
<i>I-5/ Région d'étude : La Grande Kabylie</i>	23
<i>I-5-1/Situation géographique</i>	23
<i>I-5-2/ Le bassin de Tizi-Ouzou</i>	23
<i>A / Aperçu Stratigraphique sur le bassin de Tizi-Ouzou</i>	24
<i>a/ Le socle kabyle</i>	24
<i>b/ Les flyschs</i>	25
<i>c/ L'Oligo-miocène Kabyle (O.M.K)</i>	25
<i>d/ Le miocène post-nappes</i>	25
<i>B / Aperçu sur la tectonique du néogène dans le bassin de Tizi-Ouzou</i>	26
<i>C / les phases tectoniques identifiables dans le bassin de Tizi-Ouzou et la déformations post-nappes engendrées:</i>	27

Chapitre II : Les réseaux hydrographiques.

<i>II-1/ Introduction :</i>	30
<i>II-2/ Modèles de rivière :</i>	31
<i>II-2-1/ Généralités sur les modèles de rivières :</i>	31
<i>II-2-2/ Hiérarchisations des affluents :</i>	31
<i>II-2-3/ Classification du réseau hydrographique :</i>	32
<i>II-2-3-1/ Les modèles de réseaux hydrographique:</i>	34
<i>II-2-4/ Les facteurs qui régissent les écoulements :</i>	37
<i>II-2-4-1/ La lithologie :</i>	37
<i>II-2-4-2/ La tectonique :</i>	37
<i>II-3/ Les anomalies de tracé ou épigénies:</i>	38
<i>II-3-1 / L'antécédence :</i>	38
<i>II-3-2 / La surimposition :</i>	39
<i>II-3-3 / Les captures :</i>	40
<i>II-4/ Réseau hydrographique du secteur d'étude :</i>	40
<i>II-4-1/ Caractérisation de la vallée du sébaou :</i>	40
<i>II-4-2/ Caractérisation de l'oued de sebaou :</i>	41
<i>II-4-2-1 / Le haut Sébaou :</i>	43
<i>II-4-2-2/ Le moyen Sébaou :</i>	45
<i>II-4-2-3/ Le bas Sébaou :</i>	45

Chapitre III : Approche structural du réseau hydrographique.

<i>III-1 / Introduction :</i>	47
<i>III-2 / Méthodologie :</i>	47
<i>III-2-1 / Utilisation du logiciel de Map info :</i>	47
<i>III-2-2 / Exploitation des données :</i>	47
<i>III-3 / Identification des réseaux des linéaments hydrographiques :</i>	48
<i>III-3-1 / Identification du réseau des linéaments hydrographiques selon R0 :</i>	48
<i>III-3-1-1 / Analyse statistique :</i>	50
<i>III-3-1-2 / Interprétation des données acquise dans R0 :</i>	51
<i>III-3-2 / Identification du réseau des linéaments hydrographiques selon les R1 :</i>	52
<i>III-3-2-1 / Analyse statistique :</i>	53
<i>III-3-2-2 / Interprétation des données acquise à partir des R1 :</i>	54
<i>III-3-3 / Identification du réseau des linéaments hydrographiques selon les R2 :</i>	55
<i>III-3-3-1/ Analyse statistique :</i>	58
<i>III-3-3-2/ Interprétation des données acquise à partir des R2 :</i>	59
<i>III-4 / Discussion et comparaison des données :</i>	59
<i>III-5 / Conclusion :</i>	61
❖ <i>Remarque :</i>	61

Chapitre IV : Identification des écoulements.

<i>IV/ Introduction</i> :.....	62
<i>IV-1/ Analyse géomorphologique</i> :.....	62
<i>IV-1-1/ Les modèles de rivières reconnues dans la zone 1</i> :.....	63
<i>IV-1-2/ Les modèles de rivières reconnues dans la zone 2</i> :.....	64
<i>IV-1-3/ Les modèles de rivières reconnues dans la zone 3</i> :.....	65
<i>IV-1-4/ Les modèles de rivières reconnues dans la zone 4</i> :.....	66
<i>IV-2/ Conclusion</i> :.....	67

Chapitre V : Approche lithologique sur l'écoulement :

<i>V-1/ Introduction</i> :.....	68
<i>V-2/ Commentaire sur le schéma structural</i> :.....	68
<i>V-2-1 / Les terrains dures</i>	68
<i>V-2-2/ Les terrains tendres</i>	69
<i>V-3/ Conclusion</i> :.....	69

Chapitre VI : Conclusion Générale

<i>VI /Conclusion Générale</i>	70
❖ <i>Référence bibliographique</i> :.....	74

❖ Problématique :

L'organisation et l'écoulement d'un réseau hydrographique dans sa diversité ne se fait pas de manière aléatoire, plusieurs facteurs (structure, lithologie, relief ou pente), interagissent pour lui attribuer des directions et des agencements donnant naissance à des formes géométriques bien distincts. L'écoulement de ces eaux superficiels dans la nature a fasciné beaucoup de géologue dans le monde notamment les spécialistes en géomorphologie parmi eux on citera : Glock (1932) ; Leopold et Wolman (1957); Nace (1960) ; Mabbutt (1961) ; Leopold et autres (1964) ; Douglas (1977) ; Dunne (1980) ; Dietrich et autres (1986) ; Dunne et Aubry (1986) ; Willgoose et autres (1991) ; Knighton et Nanson (1993) ; Twidale et Vidal Romani (1994) ; Pell et autres (1999, 2000) ; Wopfner et Twidale (1988, 2001) et beaucoup d'autres.

Afin de trouver des explications à ses orientations et certaines formes géométriques graver par la circulation des eaux superficielles, ces scientifique ont fait appel à plusieurs disciplines de la géologie (Tectonique, sédimentologie, hydrogéologie, géomorphologie), afin de pouvoir mettre en place des modèles explicatifs qui ont permis de comprendre comment, les phénomènes géologiques, à travers des facteurs et agents, ont pu contrôler l'écoulement des eaux superficielles.

Dans le bassin du Sébou, le réseau hydrographique montre un enchevêtrement complexe. A travers ce travail, nous essayons d'expliquer son organisation et de déterminer les facteurs responsables de sa mise en place et ainsi, de le placer dans un contexte géodynamique régional, et cela en essayant d'appliquer des méthodes et des approches ayant permis d'obtenir des résultats probants sur plusieurs grandes rivières à travers le monde.

❖ Méthodologie :

La méthodologie suivie pour la réalisation de ce travail est basée sur une approche multi disciplinaire qui comporte les étapes suivantes :

- 1- Une recherche bibliographique sur la géologie du nord de l'Algérie et sur le bassin de Tizi-Ouzou (mémoires, thèses, publications bulletins...etc.) ;
- 2- Utilisations des fonds topographiques et géologiques d'échelles 1 /50 000^{eme} (cartes de Tizi-Ouzou 23, Azazga 24, Dra El Mizan 44, et Labaa Nath Irathen 45).
- 3- Digitalisation du réseau hydrographique de la région de Tizi-Ouzou, pour permettre d'analyser de manière globale ce réseau à l'aide de l'outil informatique (Map Info) et ce, dans le but d'avoir un modèle numérique cohérent après calage et géoréférencement des supports.
- 4- Approche structurale du réseau hydrographique.
- 5- Approche géomorphologique du réseau hydrographique.
- 6- Réalisation d'un schéma structural à partir des formations géologique de la région d'étude.
- 7- Comparaison et interprétation des résultats.

CHAPITRE I :

GENERALITES

I/ Introduction générale

I-1 /Aperçu historique sur la géodynamique téthysienne :

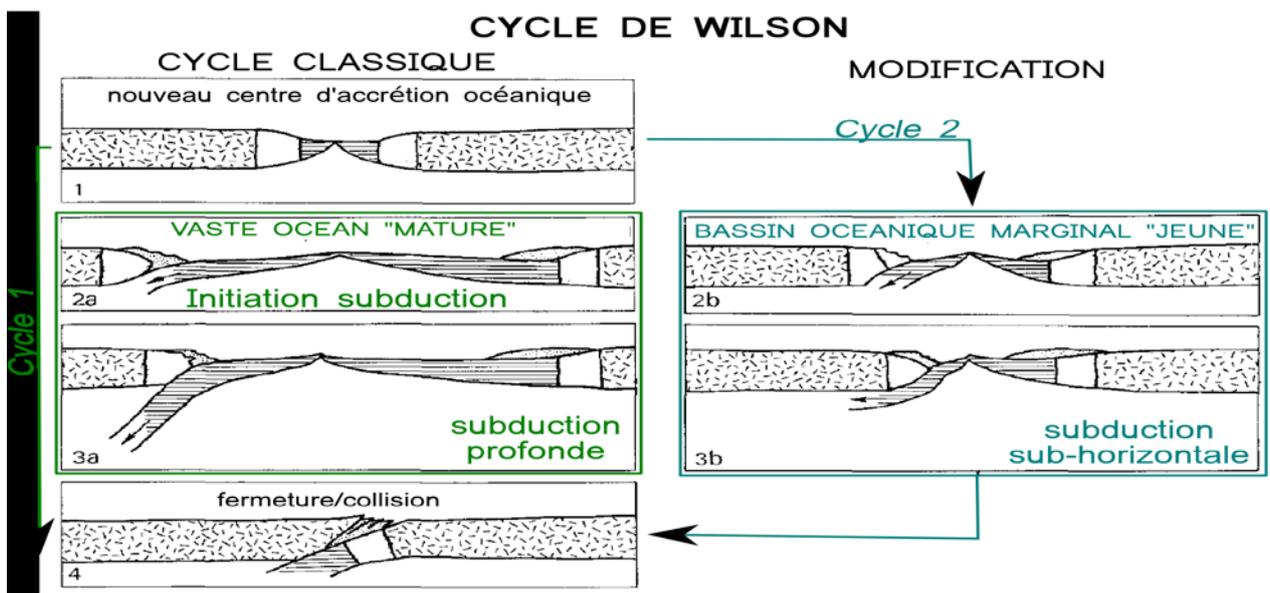
La structuration du domaine alpin Algérien a été initiée au début du mésozoïque au Trias pendant l'ouverture de la Téthys suite à la dislocation de la Pangée, lors de la dérive de la plaque africaine et eurasiennne. D'après A-Lepretre, (2013), qui a commencé sous forme de rifting faisant initiation a un cycle de Wilson (Figure I-1), dont le contexte tectonique était transtensif sénestre au début, alors que l'Eurasie et l'Afrique étaient séparées par un couloir d'accidents orientés Est-Ouest, d'où évoluaient des blocs émergés peu profonds, de forme losangique et séparés par des sillons subsidents comme les domaines téthysiens et atlasique (Piqué et al, 1998).

Le contexte tectonique s'inverse et devient transpressif, lié à la rotation de l'Afrique suite à un coulissage anti horaire par rapport à l'Eurasie, (Figure I-2). Marquant le début de la convergence de la plaque Africaine et Eurasienne au début du Crétacé supérieur (76MA). Cette convergence de ces deux plaques fait subduire l'Afrique sous l'Eurasie (Bourcart, 1962), dès lors se succède la matérialisation de structures caractéristique des zones de subduction comme les arcs volcaniques et les bassins arrière-arc à partir de l'Oligocène supérieur (30MA).

L'ouverture de ces bassins se fait d'Ouest en Est qui accompagne la migration progressive vers l'Est et le Sud-Est de la zone de subduction Apennin-Maghrebides, (Guéguen et al. 1998), ce régime se maintiendra durant tout le Cénozoïque et le Quaternaire et conditionnera la géodynamique méditerranéenne.

Le bloc ALKAPECA (qui représente les massifs d'Alboran, Kabyle, Peloritains et Calabrais; Bouillin, 1986), qui se trouvait initialement le long de la marge européenne (Mauffret et al, 2004), se fragmente et se disperse en plusieurs petits blocs qui rejoignent les marges continentales africaines qui se situent à la périphérie de la mer méditerranéenne formant les zones internes des chaînes alpines périméditerranéennes. (Figure I-5).

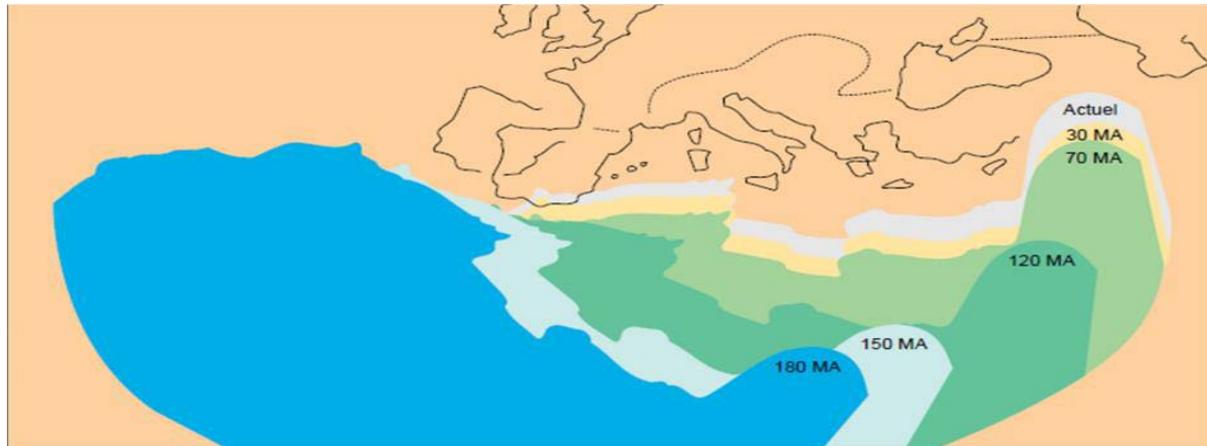
L'histoire du domaine tellien Algérien, en tant qu'élément méridional des chaînes alpines périméditerranéennes, est liée à celle de la méditerranée occidentale.



-Figure I-1 : Cycle de Wilson revisité par Cloetingh et al. (1989).

I-2/Aperçu Tectonique lié au contexte géodynamique téthysien :

La formation des chaînes Alpines méditerranéennes est liée à la rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie, conséquence d'une convergence des deux continents. Ce mouvement est clairement marqué à partir du Jurassique supérieur, engendrant un certains nombres de phénomènes ayant une répercussion sur l'Algérie. (Figure I-2).



-Figure I-2 : Mouvement de la plaque Africaine par rapport à la plaque Eurasienne fixe, et de front de subduction Téthysien du crétacé à l'actuel (Faccenna et al ,2001).

Ses évènements se sont succédé selon la chronologie suivante :

❖ Au Tithonien-Néocomien :

Individualisation d'un sillon de flyschs (Mauritanien-Massylien) dans un bassin profond, qui se situerait entre la microplaque (AIKAPECA) et la marge Nord-Africaine (Durand, Delga, 1980), suivie d'une tectonique polyphasée qui a dévasté la structure paléogéographique Mésozoïque.

❖ Au Crétacé supérieur :

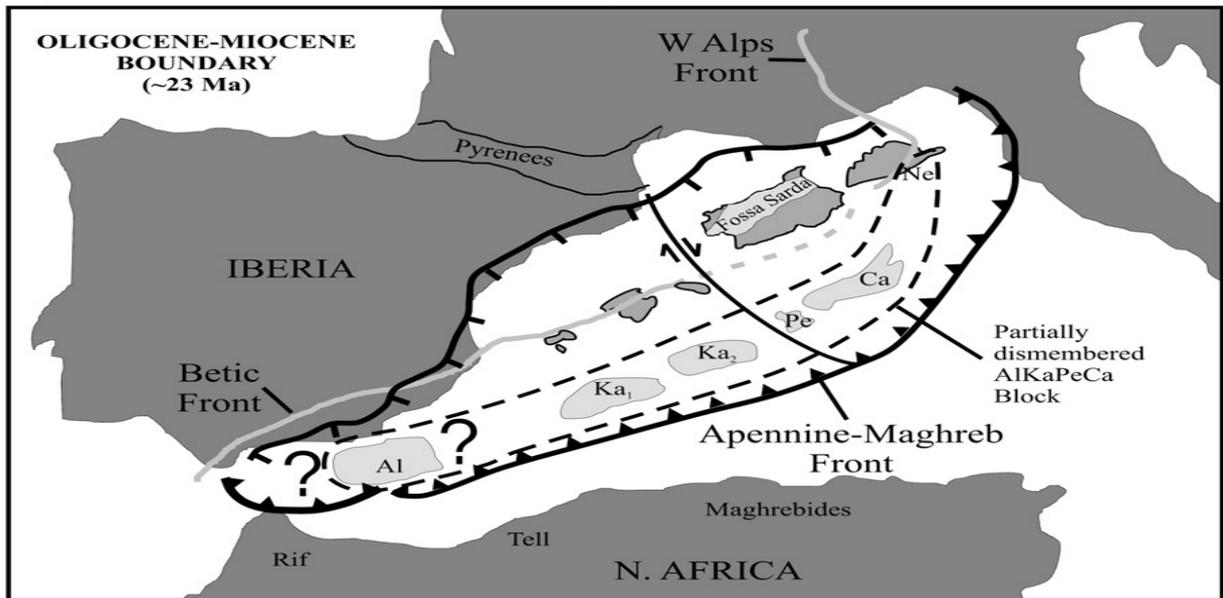
Début de convergence des deux continents (Afrique –Europe), suivi d'une ouverture de l'Atlantique Sud.

❖ A l'Eocène supérieur : Phase tectonique majeure qui marque le chevauchement de

L'ensemble socle-couverture sur les flyschs Mauritaniens, par la suite ces ensembles chevauchent vers les zones externes (Raoult, 1974).

Début de collision entre les microcontinents des zones internes (AIKaPeCa) avec les masses continentales d'Afrique du Nord, accompagnées par la fermeture de la Téthys Maghrébine et l'ouverture simultanée de la méditerranée occidentale (bassin Algéro-provençal) à l'Oligocène (Lamotte et al, 2006).

- ❖ **A l'Oligo-Miocène** : phase de serrage, caractérisée par le chevauchement de l'ensemble des zones internes sur le domaine Tellien et la mise en place des flyschs Numidiens, les Olistostromes et l'Oligo Miocène Kabyle (Figure I-3).

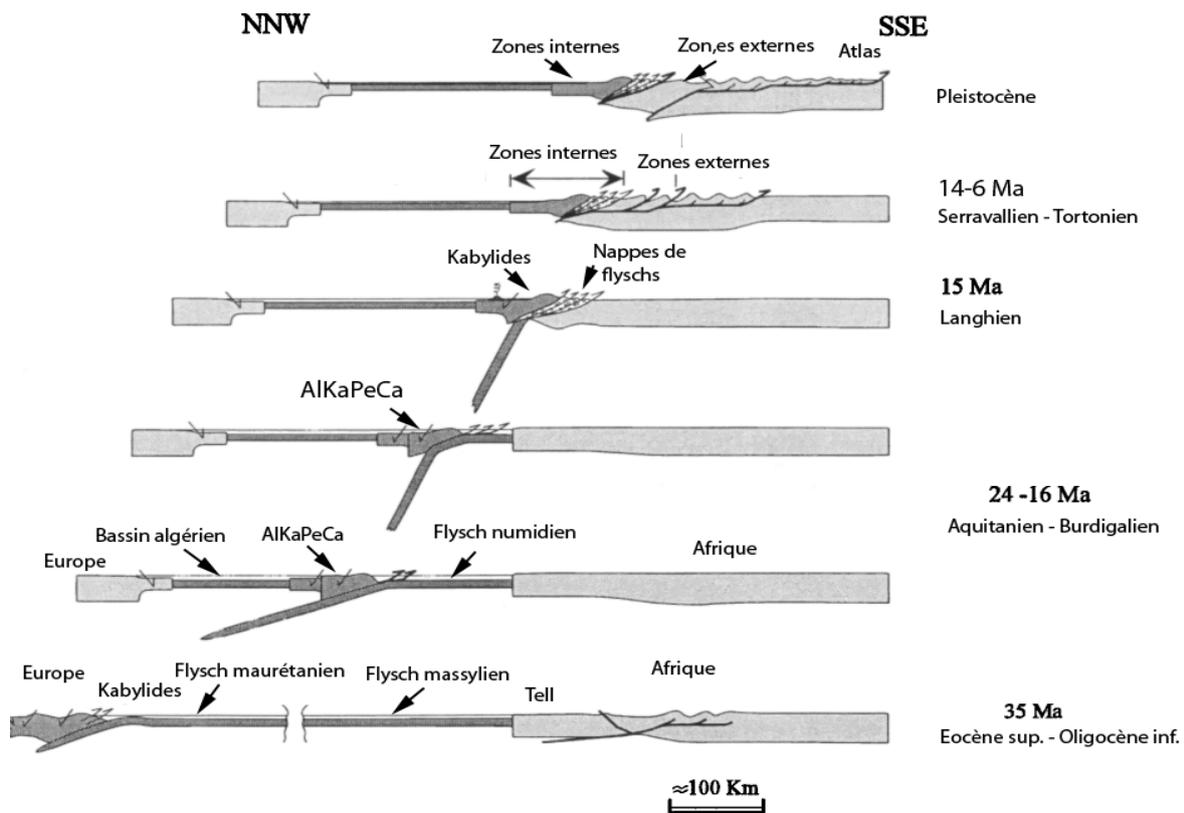


-Figure I-3 : Carte schématique de l'évolution géodynamique du bloc Corso-Sarde et des blocs AlKaPeCa (Al : Alboran, Ka1 : Grande Kabylie, Ka2 : Petite Kabylie, Pe : Mont Peloritain et Ca : Calabre) à fin Oligocène- début Miocène. (M. Lustrino et al ,2011).

- ❖ **Au Plio-Quaternaire** : Des grands plissements suivis par des fracturations ont joué un rôle important dans l'apparition des intrusions magmatiques (Figure I-4).



-Figure I-4 : Carte schématique de l'évolution géodynamique du bloc Corso-Sarde et des blocs AlKaPeCa (Al : Alboran, Ka1 : Grande Kabylie, Ka2 : Petite Kabylie, Pe : Mont Peloritain et Ca : Calabre) Fin Miocène, (M.Lustrino et al ,2011).



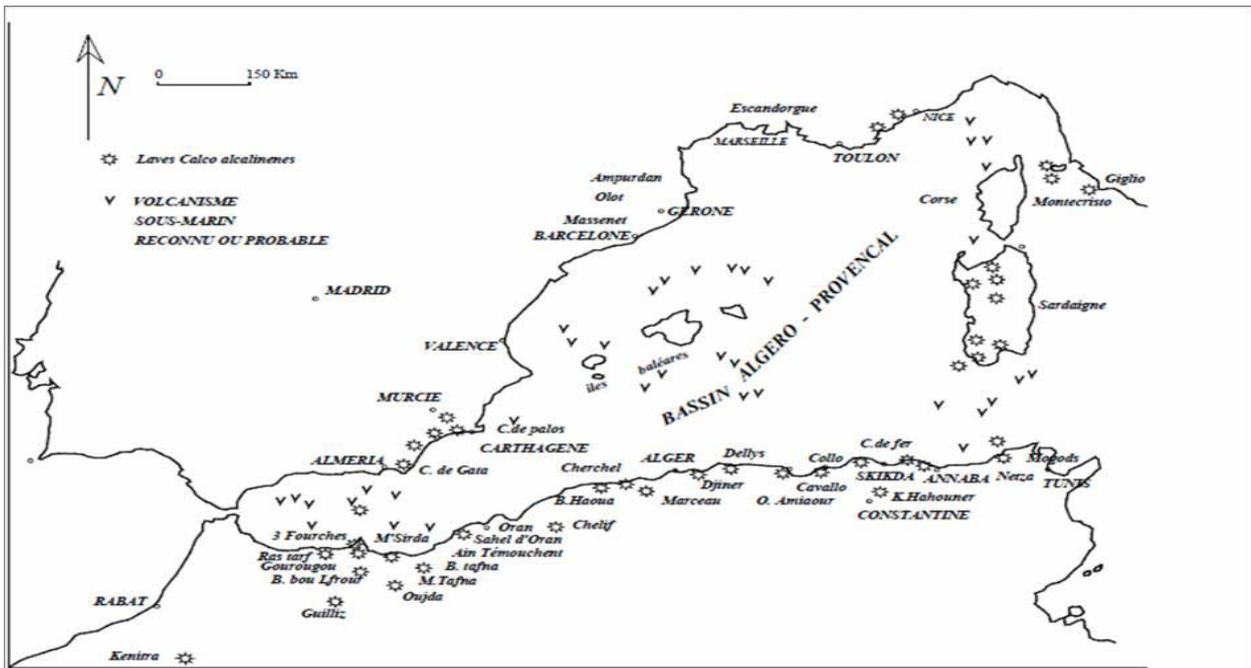
-Figure I-5 : Scénario d'évolution de la Méditerranée occidentale sur un transect NNO-SSE allant des Baléares à la plate-forme Saharienne (Frison de Lamotte et al, 2000).

I-3/Aperçu sur le magmatisme lié au contexte géodynamique téthysien :

L'évolution géodynamique du Nord-Africain a permis la mise en place d'une zone de subduction méditerranéenne qui a été le siège de l'installation d'un système magmatique essentiellement Calco-Alcalin d'âge Néogène (figure 6); (Bellon,1976 ;Ouabadi,1994 ;Belanter et al.,1995 ;Louni-Hacini et al.,1995 ; Maury et al.,2000 ;Belanter,2001).

Ce magmatisme se distingue, cependant, du magmatisme de subduction classique par son faible volume, son enrichissement en potassium et son empreinte crustale bien marquée (Maury et al, 2000).

En Algérie, ce magmatisme se traduit par des laves de (Rhyolites, Andésites, Dacites, et Basaltes), et des intrusions (Granite, Granodiorites, Monzonites, Diorites), qui se mettent en place aussi bien dans les zones internes (Granodiorite de Thénia, Basalte et Andésite de Cap Djinet, Basalte de Dellys, Granite et Diorite de Collo et Basalte de Capde Fer à Annaba; Belanter et al., 1995), que dans les zones externes (Basalte, Andésite, Rhyolite et Dacite de l'Oranie, Micromonzonite de Cherchell, Andésite de Ménaceur, Granodiorite et Andésite de Béjaia; Amizour, Diorite et Andésite d'El Aouana (Bellon, 1976; Lepvrier et al., 1976 ; Bellon et Brousse, 1977 ; Hernandez et Lepvrier, 1979 ; Ait Hamou, 1987). (Figure I-6).

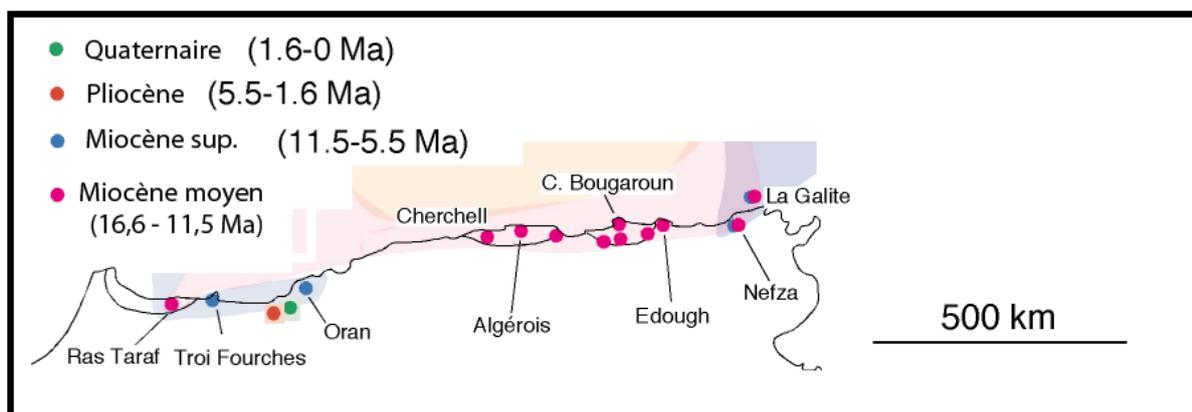


-Figure I-6 : Le magmatisme Tertiaire autour de la Méditerranée (Bellon, 1976).

De nombreuses datations isotopique ont été réalisées (Bellon 1976 ; Bellon et al.1978 ; Semroud, 1981 ; Belanteur et al, 1995 ; Louni-Hacini et al, 1995;Belanter, 2001).

Elles montrent que le magmatisme a Débuté vers 22 Ma en petite Kabylie (Diorite d’Amizour; Semroud, 1981 et 1993) puis se propage vers l’Est et l’Ouest, pour enfin s’arrêter vers 5 Ma, (Lamprophyles de Cherchell), avec cependant une intensité maximale entre 13 Ma et 15 Ma, aussi bien pour les laves que pour les intrusions (Belanteur, 2001). (Tableau I-1).

Ces datations ont permis d’établir une chronologie spatio-temporelle de ce magmatisme pour l’ensemble des Maghrébides. Ainsi, le magmatisme Calco-Alcalin daté du Langhien en Algérie orientale et centrale se déplace durant le Serravalien vers l’Est (Tunisie) et à l’ouest (région oranaise et Ouest Marocain),pour être relayé entre le Tortonien et le Plio-Quaternaire par le magmatisme alcalin aux extrémités orientale de la chaine, les particularités du magmatisme maghrébin s’explique par un processus de rupture d’une lithosphère plongeante qui a débuté vers 16 Ma en Algérie centrale et orientale puis s’est prolongée vers l’Est vers la Tunisie et à l’Ouest vers l’Oranie et le Maroc (Maury et al.,2000).(Figure I-7).



-Figure I-7 : Répartition et âge du volcanisme du Miocène à récent en Afrique du Nord.

<u>Localisation</u>		<u>Région</u>	<u>Faciès</u>	<u>Ages en Ma</u>
<u>Est Algérien</u>	<u>Nord constantinois</u>	Edough	Granite- μ granite	15
		Cap de Fer	Rhyolites	15
		Filfila	Granite	15-22
		Collo	μ granite	16-22
		Cap Bougaroun	Granite	16-22
		El Aouana	Diorite	14-15
		Amizour	Diorite	22
			μ granite	15-16
			Monzonites	15
			Andésites	18
Rhyolites	12			
<u>Centre</u>	<u>Algerois</u>	Dellys	Basaltes and .	19-16
		Cap Djinet	Basalt and.	12-13
		Thénia	Granites	16
			μ diorite (EMS)	16
			Rhyolites	13
		Zemmouri El Kerma	μ Granites	16
		Cherchell	Monzogranite	12-13
			Lamprophyres	5
		Hadjout	Andésites	13
Miliana	μ granites	15-16		
<u>Ouest Algérien</u>	<u>Oranais</u>	Tifraouine	Andésites	10-12
		Djebel Touila	Andésites	10-11
		Hammam Bou Ghrara	Rhyolites	15
		Filaousséne	Basaltes	8,7
		M'sirda	Andésites	7

-Tableau I-1 : Ages absolu des roches magmatiques du Miocène de la marge Algérienne (Belanter, 2001)

I-2/L'orogène Alpin :

L'orogène alpin des maghrebides (Aubouin et D.Delga,1971)forme une chaine littoral de plus de 2000 km de long ,entre le détroit de Gibraltar et les Appennins,sur une largeur de 150 km environ.Il est constitué d'Ouest en Est par le Rif au Maroc ,par les Kabylies et le Tell en Algérie et en Tunisie ,par la partie septentrionale de la sicile, par la calabre en Italie et les cordillères bétiques en Espagne.(Figure I-13).

Cet orogène represente la partie septentrionale de l'Algérie et forme les domaines de l'Atlas Tellien en forme d'anneau très aplati, on distingue classiquement les zones internes, situées à l'intérieur de l'anneau et représentées aujourd'hui par différents massifs, dispersés le long de la côte méditerranéenne et les zones externes situées à sa périphérie. (Figure I-8).

I-2-1/ Les grands ensembles géologiques de l'Algérie du Nord :

En Algérie le domaine alpin est accolé au domaine africain (la plate-forme saharienne) le long d'un accident majeur décrochant dextre (Accident Sud Atlasique : A.S.A) d'âges Eocène supérieur qui s'est réactivé depuis (Aissaoui, 1984 ; KaziTani, 1986).

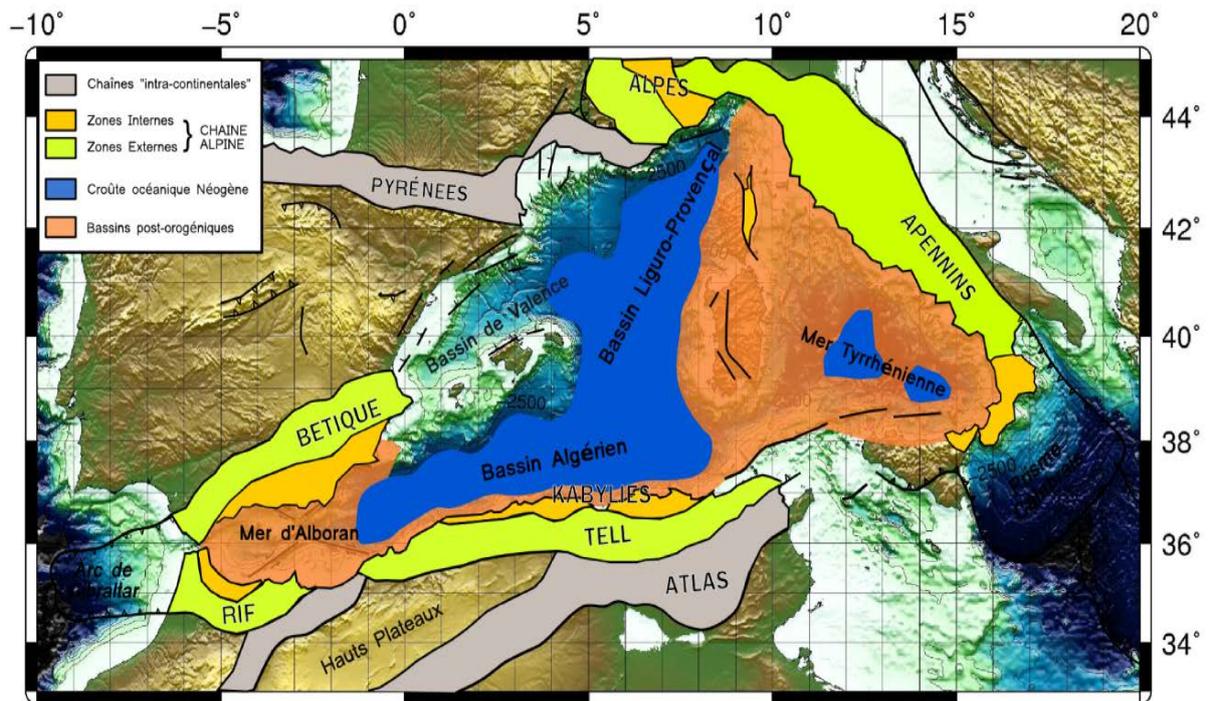
Classiquement le domaine alpin est subdivisé en deux grands ensembles :

A/ L'avant pays : constituer des hautes plaines et de l'Atlas Saharien, qui représentent des terrains Mésozoïque en partie déformé (Atlas Saharien) de façon concomitante avec l'Accident Sud Atlasique (ASA), transcurrent dextre à l'Eocène supérieur (Saadallah, 1992)

- ❖ **Hauts Plateaux** : appelés également hautes plaines, c'est une zone Autochtone qui comprend d'Ouest en Est : la Meseta Oranaise, les Hautes Plaines Algéroises et Constantinoises, reliées par la chaine du Hodna, qui est légèrement chevauchée par l'Atlas Saharien.
- ❖ **L'Atlas Saharien** : L'Atlas Saharien correspond à la chaine tello-rifaine (Alpine), orientée NE-SW et allongée sur plus de 1200km et large de 100 à 200km, elle s'étend de la frontière Marocaine jusqu'à la frontière Tunisienne, (Figure 8).

B/Le Tell : chaine littorale, caractérisée par des reliefs escarpés formés de trois domaines Paléogéographiques, (wildi, 1983) (figure 8).

Connue comme ensemble alpin proprement dit charrié sur l'avant pays le long d'une bande molassique d'âge miocènes syn-tectonique appelé le Miocène de l'avant fosse. (Guiraud ,1973).



-Figure I-8 : Principaux domaines structuraux de la Méditerranée occidentale [modifié d'après Frizon de Lamotte et al. 2000 et Billi et al, 2011].

I-3/ Aperçu lithologique sur l'Atlas Tellien ou la chaîne des Maghrébides :

Plusieurs dénominations lui ont été attribuées : Atlas Tellien, chaîne Alpine d'Afrique du Nord, chaîne des Maghrébides (terme repris par A. Saadallah en 1992). Elle fait partie de l'orogène Alpin périméditerranéen d'âge Tertiaire, en Algérie cette chaîne se développe sur près de 1400km ; de puis la frontière Marocaine à l'Ouest jusque à la frontière Tunisienne à l'Est.

L'atlas Tellien est subdivisé en trois domaines paléogéographiques distincts :

- Un domaine interne situé à l'intérieur de l'anneau ;
- Un domaine externe situé à sa périphérie ;
- Le domaine des flyschs (domaine allochtone mis en place par un charriage) qui est le résultat des déformations polyphasées Méso-Cénozoïques.

En Algérie, l'atlas tellien montre du nord au sud les domaines suivants :

I-3-1/Un domaine interne ou le tell septentrional :

A / Le socle kabyle ou les Kabylide :

Ce substratum a connu plusieurs appellations : socle anté - Silurien (Durand, Delga, 1952-55), socle cristallin (Durand Delga, 1969 ; Bossière, 1980 et Bouillin, 1984), et enfin le cristallin de Kabylies, (Saadallah, 1992), Il apparait sous forme de trois pointements amygdalaires:(massif de Chénoua à l'Ouest, Grande Kabylie au centre, Petite Kabylie à l'Est (entre Jijel et Skikda). (Figure I-9).

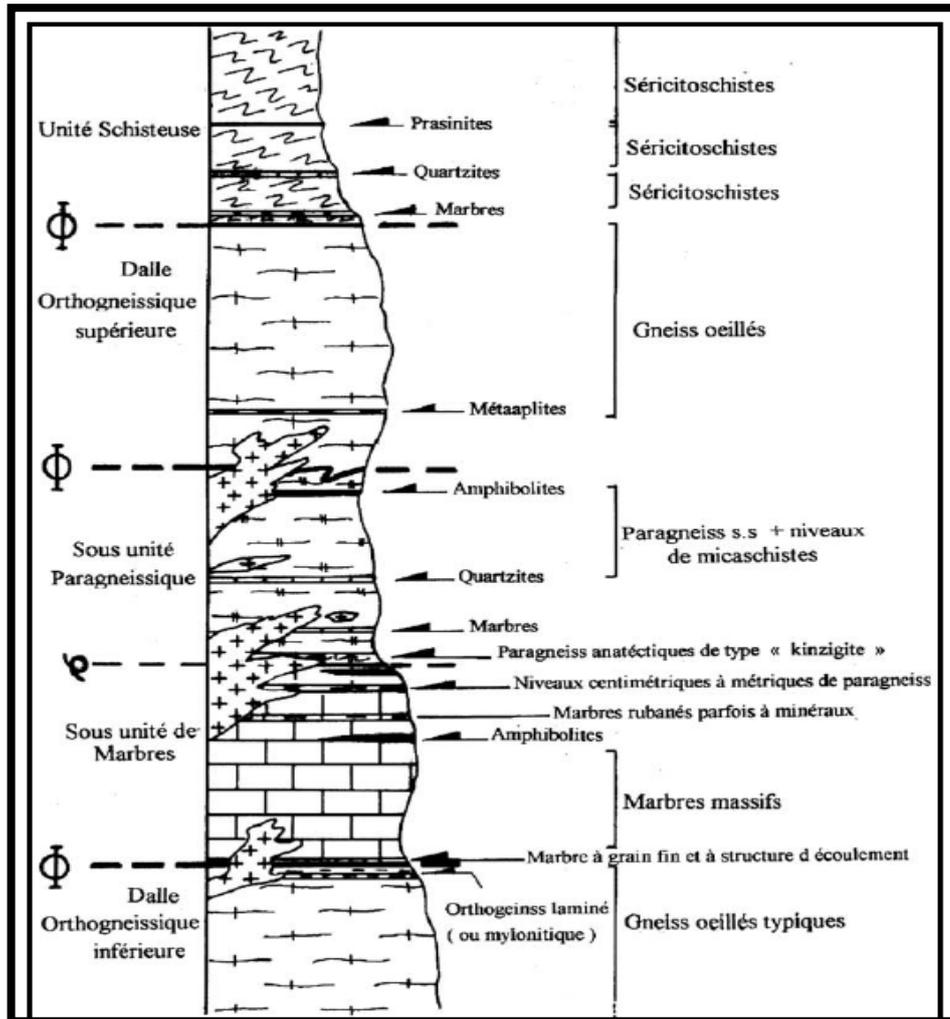
- **En Grande Kabylie et l'Algérois** le socle cristallin affleure sous forme de massifs et de lanière dans plusieurs localités entre Alger et Bejaia on distingue d'Ouest en Est :

-Dans l'Algérois (massif d'Alger) le socle cristallin décrit et constitué de plusieurs écailles composées de gneiss ocellés, gneiss fins, marbre, micaschistes) (Saadallah, 1971). A l'ouest d'Alger, il affleure sous forme de petits massifs entre Boumerdes, Zemmouri, et Thenia et plus à l'Est, au niveau de Dra Karrouch, (Raymond,1976),Naciria et djebel Bouzegza.

-Dans la région de Tizi-Ouzou, le massif de grande Kabylie (Saadallah, 1992, 1996;Raymond, 1976, Gery, 1981, Gelard, 1976), représente la zone d'affleurement la plus étendue représentée par les massifs de (Laarbaa Nath Irathen, Ain El Hammam, Mekla, djebel Baloua et sidi Ali BouNaab), le massif d'Ait Aissa Mimoun est composé de terrains Paléozoïque du Cambrien, Ordovicien et Sillurien est également rattaché au socle Kabyle (Géry, 1981). Ce dernier est composé de formations métamorphiques avec des granites syn-tectoniques recoupé par endroits par des granites et des Aplopegmatites post-tectonique.

Saadallah et Caby, (1996), subdivisent le socle de la grande Kabylie en trois grands ensembles :

- **La Grande Kabylie Orientale**, limitée à l'Est par l'accident de Souama et à l'Ouest par celui d'Oued Aissi. sur le plan Géométrique, elle présente une pile tectonométamorphique avec des niveaux structuraux les plus profonds.
- **La Grande Kabylie Centrale et Occidentale** se situe entre l'Accident de l'Oued Aissi et le contact chevauchant du Sud de Sid Ali Bou Naab. cet ensemble forme la suite de la pile tectono-métamorphique de la grande Kabylie orientale vers le haut, Le massif de Sid Ali Bou Naab est limité par un accident décrochevauchant a pendage vers le W-NW avec des niveaux de profondeurs extrudés à froid en dernier lieu au sein de l'unité des paragneiss. Cette subdivision récente du socle cristallin dans la région de la grande Kabylie a permis de distingué ses formations métamorphiques et structurales, qui sont regroupées dans les unités suivantes (Bossiere, 1980, Raymond, 1976 et Saadallah et Caby, 1996) :
 - Le massif de Beloua** constitué essentiellement de deux unités : les para-gneiss et les schistes.
 - Le massif d'Ait Aissa Mimoun** est constitué de formations Cambro-ordoviciennes épimétamorphiques. Ces unités tectoniques sont séparées par des contacts cataclasique sa fort pendage orientés NW-SE.
 - Le massif de Sidi Ali Bou Naab**, constitué généralement de granite orienté, de son encaissant et de sa semelle blasto-mylonitique.



-Figure I-9 : log synthétique des différents ensembles tectono-métamorphique du socle Kabyle (GANI, 1988)

Ces unités distinctes en grande Kabylie ont permis à Saadallah en (1992), de définir une pile tectono-métamorphique de 5 unités délimitées par des contacts ductiles et d'autres contacts de nature magmatiques et cataclastiques de bas en haut en il propose la succession suivante :

- l'unité des para-gneiss avec les membres a minéraux a la base et les gneiss ouillés inférieure sous-jacents formant la semelle.
 - la nappe de Sidi Ali Bou Naab constituée de granite avec son encaissant en extrusion cataclastique dans les para-gneiss.
 - unité des micaschistes avec les gneiss ocellés sous-jacents.
 - unité des schistes satinés.
 - les Granites et les Aplopégmatites recoupant toute la pile tectonométamorphique.
- En petite Kabylie, le socle Kabyle affleure dans plusieurs zones bien distinctes :
- Au Cap Bougaroun Nord où il est traversé par des venues microgranitiques miocènes (Bouillin, 1979; Durand Délga, 1980).
 - Entre Skikda à l'Est et Jijel où il chevauche des flyschs et les unités du domaine externe avec une flèche de 30 Km au moins (Wildi, 1983).
 - Entre Skikda et Guelma où le socle est lié à la dorsale Kabyle et charrié avec celle-ci (Raoult, 1974).
 - Et dans la région de Bejaia, le socle Kabyle se présente sous forme de lanière formé de massif de Bou-Hatem, (Hassissene, 1998).

B/ Dorsale Kabyle :

Formant la bordure sud du socle Kabyle, plusieurs appellations ont été attribuées à cette ensemble, Chaîne liasique (Ficheur, 1903), La dorsale Kabyle (Durand Délga, 1969), ou chaîne calcaire (Glangeaud, 1932), du fait de sa sédimentation à dominance carbonatée du Lias inférieur Calcaireux. Elle se présente sous forme d'écaillés d'âge Trias à Eocène moyen (Lutétien). Ce domaine est exceptionnellement étroit et ne dépasse jamais quelques kilomètres de largeur.

- Le premier affleurement de la dorsale kabyle en Algérie est situé au cap Ténès :

Ou elle correspond à un pli anticlinal a cœur liasique qui domine la mer et les formations de flyschs plus méridional suite à l'absence du substratum Paléozoïque et du socle métamorphique. Ce massif de la dorsale kabyle représente un pointement ou sont représentés les termes les plus superficiels du domaine kabyle (Belhai, 1996).

Il montre une série stratigraphique très différentes en comparaison avec

Les autres massifs de la chaîne calcaire qui est représenté par une seule unité équivalente à l'unité médiane du Djurdjura et à l'externe de Chenoua, (Belhai, 1996).

- Deuxième affleurement le : massif du Chenoua :

On distingue du nord vers le sud trois unités au chacune a sa propre série stratigraphique dont le caractère commun est qu'elle comprend toutes les séries du trias au Lutétien, (Lepvrier, 1967 ; Belhai, 1987 ; 1996 ; Belhai et al, 1990),

L'unité interne : constitue le flanc d'un anticlinal orienté N070°est caractérisé par des faciès benthiques au Lias et au Nummulitique (Calcaire blancs a Nummulites de l'Eocène),(Durand Delga,1957,Lepvrier,1974,1967 ; Blandeau et al.,1968 ;Belhai,1987).

Elle se compose des formations du Dévonien et du Carbonifère sur lequel repose en discordance une série du Perm-Trias a faciès (Verrucano), qui est formé à la base par un Conglomérat grossier suivis d'alternance de Grès avec des Argiles rouges et parfois verdâtre et des intrusions magmatique(Spilites), (Lepvrier, 1994 ; Belhai1987).

Vers le haut de la série en retrouve la dominance des Pélites et des grès rouge à faciès lit de vin supportant les alternances carbonatée du trias moyen.

Au-dessus reposent les dépôts du Lias constitués de calcaire graveleux et parfois Oolitique avec des Algues.

Le Crétacé est calcaire-marneux peut marquer, l'Eocène est constitué de faciès calcaire blanc a Nummulites, l'association Nummulites donne un âge Lutétien supérieur (Blondeau et al, 1968), l'Eo-Oligo-Miocène est représenté par un faciès conglomératique polygénique discordant sur tous les termes précédent.

L'unité médiane : constitue la partie la plus affleurant de Chenoua et contient des faciès les plus développés.

Le Lias seul constitue une masse de calcaire Oolitique qui atteint une centaine de mètres puis vient les termes du Dogger-Malm qui sont représenté par des calcaire roses a filament (posidonie) surmonté par une brèche infra formationnelle, le Tithonique-néocomien est représenté par des calcaires renfermé dans une matrice marneuse très schistosée et qui renfermes des Calpionnelles, au-dessus on retrouve une série marno-calcaire avec des nodules de silex noir, le paléocène-ypresien est constitué de dépôts carbonatés calcaire-détritiques sombre, le tout est bordé par des termes conglomératiques discordant de l'Eo-Oligo-Miocène.

L'unité externe : elle débute par les dolomies du trias dite « Muschelkak », surmonté par une série de calcaire d'Age Liasique. Vers le haut, la série se poursuit par du Crétacé supérieur marqué par des calcaires marneux a forte schistosité, puis du Campano-Maestrichtien marneux et calcaire schistosés que terminent les marnes et calcaires du paléocène.

Puis au Sud Est d'Alger où elle constitue d'importants reliefs sur plus de 125 km de long (massifs de Larba, du Bou Zegza et du Djurdjura).

- **Troisième affleurement : la chaîne calcaire du Djurdjura :**

Elle s'étend d'Ouest en Est sur environ 50km de long avec une largeur qui n'excède pas 10km et une direction orographique ENE-OSO. Elle est formée par le massif du Djurdjura (Coutelle, 1979) à l'Ouest et par le massif de Chellata (Gélard, 1979) à l'Est. Ces deux massifs sont séparés l'un de l'autre par le décrochement sénestre d'Orientation N010 du col de Chellata (Gélard, 1979).

Le Djurdjura est constitué par un ensemble d'écaillés redressées à vergence sud et aux contenus sédimentaires très différents. Les principales écaillés correspondantes aux différentes unités (e.g ; unité de Tikjda). En outre, il est admis que les écaillés du Djurdjura se présentent actuellement dans leur ordre paléogéographique. (Dommergues et al, 2008).

De point de vue tectonique, le massif de Chellata (Gélard, 1979) présente une structure plus complexe que celle de Djurdjura, mais on y identifie aisément des unités internes et médianes. L'élément le plus marquant de la série sédimentaire de la chaîne calcaire de grande Kabylie est la puissante formation calcaire, datée du lias inférieur et désignée sous le nom de « calcaires massifs ». Cette formation dont l'épaisseur dépasse souvent la centaine de mètres dans les unités médianes, correspond localement dans sa partie supérieure des méga-brèches qui sont interprétées comme les écroulements d'escarpements nés du jeu de failles normales liés à la principale phase de rifting Liasique (Naak, 2010). Au toit de la formation des « calcaires massifs », il est observé en certains points des plaques ou lentilles de calcaire rougeâtres, plus ou moins argileux et/ou noduleux, de type « Ammoniticorosso ».

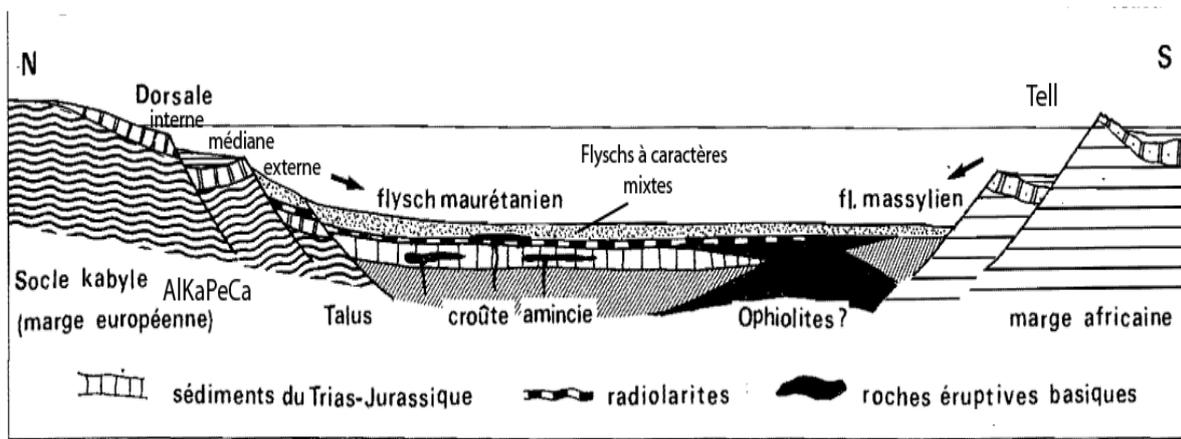
Le modèle paléogéographique retenu pour la chaîne calcaire au cours du Jurassique inférieur est celui d'une marge passive, en phase de rifting, située sur la bordure méridionale du microcontinent AlKaPeCa (Boullin, 1986, et 1992, Naak et al, 2010). Le rifting aurait débuté au trias et retrouve dans cet ensemble à l'échelle du Maghreb. (Bracene, 2002).

Le modèle AlKaPeCa suppose l'existence au cours de Mésozoïque d'un microcontinent interne au domaine téthysien occidental mais actuellement largement disloqué. Ce concept qui permet notamment d'expliquer la remarquable similitude des unités tectoniques de la chaîne calcaire des Bétiques, riffaine, Kabyle et Péloritaine a été proposé par Boullin et al. (1986), puis développé et précisé par de nombreux auteurs (Ziegler 1988 ; Andrix et al, 1989 ; Guerra et al, 1993 ; Cattaneo et al. 1999 ; Michard et al. 2002, Naak et al, 2010).

Selon le modèle de Michard et al. (2002), le microcontinent AlKaPeCa est cerné au Jurassique terminale de toutes parts par des espaces océaniques ou au moins en cours d'océanisation, au sud, il s'agit du sillon maghrébin qui sépare le microcontinent AlKaPeCa de la Meseta Nord-Africaine. Une position hypothétique pour la chaîne calcaire est proposée sur la marge sud du microcontinent (Michard, 2002).

Les travaux récents de Saadallah et al en (1996), ont remis en cause la subdivision de la chaîne calcaire du Djurdjura en unités (interne, médiane, et externe), qui est basée sur les critères paléogéographiques et sur l'absence de séries isopiques (même faciès et même âge), afin de pouvoir proposer leur propre concept au profit d'unités tectoniques, attribuées aux ensembles rocheux délimités par des interfaces d'origine tectoniques. Ces unités tectoniques sont regroupées en unités suivantes :

- **Les unités septentrionales** : elles sont accolées au cristallin Kabyle au Nord et représentent les unités les plus internes. Il s'agit des unités du Rocher du Corbeau, des Kouriet, de Tiassassine et d'azrou Aïcha.
- **Les unités médianes** : elles forment la partie centrale de la structure du Djurdjura qui est représentée par les unités de Tikejda, Ras Timedouine et la structure complexe du Heidzer.
- **L'unité méridionale** : constituée de Lalla Khedidja est accolée aux flysch crétacés du flanc sud du Djurdjura par un chevauchement d'âge Miocène inférieur.



-Figure I-10 : Reconstitution paléogéographique des différents domaines des Maghrebides au Crétacé inférieur (Bouillin, 1986).

Du côté sud, un contact anormal sépare la Dorsale kabyle du domaine des flyschs. Les formations du domaine interne chevauchent le domaine des flyschs et le domaine externe tellien.

- **Quatrième affleurement : La dorsale de la Petite Kabylie :**

Chevauché par le socle Kabyle, elle repose en contact anormal sur les flyschs (Raoult 1974), ses formations sont âgées du Périmo-Trias à l'Eocène est constitué d'écaillés alignées suivant une direction Est-Ouest et qui affleurent sur une frange étroite du **djebel Sidi Driss et Djebel Rhdir**, du Nord au Sud il est distingué au même titre que dans le Djurdjura (Bouillin, 1977) :

L'unité interne : représenté par des dépôts littoraux ou épicontinentaux caractérisés par une série sédimentaire conglomératique à la base passant à des calcaires au sommet d'âge allant du Périmo-Trias au Néocomien , à partir de là cette unité est resté émergée jusqu'au Paléocène, puis vient le dépôts des calcaires néritiques à partir de l'Eocène.

L'unité médiane : constituée de dépôts plus profond ou elle monte à la base la même série citée dans l'unité interne qui atteint le Barrémien, du Crétacé supérieur à l'Eocène on retrouve des dépôts carbonatés marno-calcaire à microfaunes pélagiques notamment benthique au Lutétien supérieur.

L'unité externe : caractérisée par des formations détritiques du Crétacé et de l'Eocène montrant essentiellement des radiolarites à partir du Dogger, (Bouillin, 1977).

Ces formations sédimentaires traduisent des conditions de sédimentation de plus en plus profondes lorsque on passe de l'unité interne vers l'unité externe (Durant-Delga, 1969 ; Raoult, 1974 ; villa, 1980, Lahondhère, 1987 ; Bouillin, 1977), qui sont différenciés à partir du Néocomien en admettant une couverture grés-micacée d'âge Praibonien à Oligocène supérieur (Raoult 1969).

- **Le cinquième affleurement : le constantinois**, ou ses unités externe et médiane sont bouleversée par la phase fini-Lutétienne décrite par J.F. Raoult, et sont désolidarisées de leur substratum, elles ont ensuite été plissées et chevauchées par le socle Kabyle.

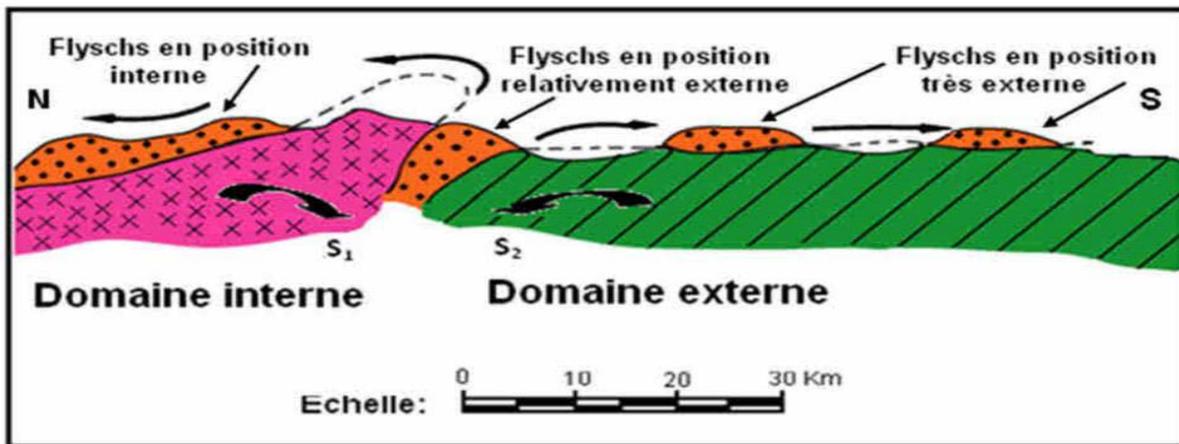
C/ Le domaine des flysch :

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

En Algérie ce domaine est représenté par des dépôts marins profonds, mis en place dans le bassin Maghrébin, par des courants de turbidité d'âge Crétacé-Paléogène.

Ils affleurent dans les zones littorales entre Mostaganem et Bizerte (Tunisie) sur 800km de longueur, et se présentent en trois positions structurales distinctes, (Bouillin, 1986), (Figure I-10):

- (i) en position interne, superposés aux massifs kabyles, c'est-à-dire rétro-charriés sur les zones internes, et appelés flyschs nord-kabyles.
- (ii) en position relativement externe à la bordure sud de la Dorsale kabyle (flyschs sud-kabyle).
- (iii) en position très externe, sous forme de masse isolées flottant sur le Tell charriées jusqu'à une centaine de kilomètres au sud.



-Figure I-11 : Position des nappes de flyschs par rapport aux différentes unités de la chaîne des Maghrébides (Bouillin, 1986).

On distingue du Nord au Sud deux grands groupes de flyschs, les flyschs Maurétaniens et les flyschs Massyliens auxquels s'ajoutent un troisième groupe de flyschs plus récent, les flyschs Numidiens d'âge Oligocène supérieur – Burdigalien inférieur.

-Flysch Massylien, (Bouillin, 1977 ; Lahondère, 1987):

La série massylienne est située au Nord du Kef Sidi Driss, elle s'est déposée près de la marge Africaine (proximal), (Raoult, 1969) a utilisé le terme Massylien pour désigner les flyschs schisto –quartzeux Albo Aptien de Glangeaud (1932). Ce flysch comporte un ensemble de dépôts qui comportent de bas en haut les termes suivants :

- Des calcaires sableux et des argiles du Néocomien sur 10m.
- Un flysch pélito-quartzeux où dominant les couleurs vertes : c'est le flysch « Albo-Aptien » pouvant atteindre 300m d'épaisseur. Il est surmonté par des calcaires fins Jaunâtres du Vraconien, épais de quelques mètres.
- Des Phtanites noirs et blancs sur 20m (Cénomaniens et Turoniens), localement remplacés par des brèches polychromes (J. F. Raoult, 1974).
- Un ensemble flyschoïdemarno-microbréchique où l'on date tous les étages du Sénonien et qui peut dépasser 200m d'épaisseur.
- Des formations tertiaires aujourd'hui décollées et repoussées plus au Sud (série d'Ain el Kerma) comprend des argiles vertes et des niveaux de siléxites. Cet ensemble atteint l'Oligocène inférieur.

Tous les critères sédimentologiques montrent que les formations massyliennes se sont déposées dans une zone profonde et sans doute à substratum océanique (Bouillin, 1986). Le flysch massylien d'origine plus méridionale surmonte très généralement le flysch Maurétanien.

- Flysch Mauritanien, (Bouillin ; 1977) :

Ces dépôts occupent une position interne déposés près de la marge Européenne (distal) (Bouillin, 1986) d'âge Crétacé –Eocène, il est relativement épais et représenté par des argiles noires, débris calcaires parfois gréseux, pélites, un flysch calcaire du Néocomien, un flysch à gros bancs de grés jusqu'à l'Albien moyen et un flysch à micro brèches calcaires plus ou moins sableuses de l'Albien supérieur au Lutétien.

Au-dessus se dépose durant l'Oligocène une série grés-micacée puissante débutant par un flysch à micro-brèches rousses et atteignant le passage Stampien-Aquitainien.

La série Mauritanienne constituée de bas en haut :

- a) de radiolarites rouges du Dogger-Malm au Jurassique terminal.
- b) d'un flysch schisto-gréseux d'âge Crétacé inférieur (Néocomien à l'Albien). C'est le flysch de type Guerrouch.
- c) d'un Cénomaniens conglomératique à bandes silicifiées blanches très caractéristiques, Suivi d'une série d'âge Sénonien à Lutétien supérieur plus ou moins conglomératique.
- d) D'une puissante série grés-micacée débutant par un flysch à micro brèches rousses et atteignant le passage Stampien-Aquitainien.

La série Cénomaniens et la puissante série grés-micacée constituent le flysch de Penthivière.

- Flysch Numidien :

Ce terme a été proposé par E. Ficheur, (1890) pour distinguer la trilogie suivante:

- a) Des argiles versicolores à Tubotomaculum dites : argiles sous Numidiennes
- b) Des bancs de grés épais à grains hétérogènes.
- c) Des argiles, marnes et silexites appelées supra Numidiennes.

Appelés aussi dépôts Hémipélagiques (Thomas et al, 2010), Ils occupent la position structurale la plus élevée et ne sont pas marqués par la tectonique antérieure (Miocène inférieure) (Wildi 1983). En Algérie, ils couvrent les nappes Telliennes au Sud et le bloc Kabyle au Nord.

I-3-2/ Un domaine externe ou le tell méridional :

Il s'agit d'importantes masses allochtones caractérisées des dépôts de la marge tellienne, (Wildi, 1983), avec une géométrie en blocs basculés, (Kireche, 1993).

Le matériel composant cet allochtone s'étage du Trias au Miocène inférieur avec des variations de faciès marno-calcaires pélagiques au Nord et devenant progressivement pélagiques (néritiques) vers Sud, ainsi que les variations au niveau de l'épaisseur des couches.

Le matériel Triasique est essentiellement évaporitique, parfois en position diapirique et se trouve à la base de certaines unités allochtones formant des contacts anormaux, (Mattauer, 1958, Keiken, 1974, et 1975, Vila, 1980, Kireche, 1993), et qui est remaniée le plus souvent dans les séries du Crétacé qui sont essentiellement marneuses avec toutefois des micro-brèches et des décharges conglomératiques, tandis que le Jurassique dans le Tell est généralement calcaireux. (Leikine et al, 1975, ;Obert, 1981, ;Wildi, 1983, ;kireche, 1993).

Le plus souvent ces séries sont décollées au niveau du Crétacé inférieur, ce dernier ayant été probablement déposé sur des « noyaux » rigides de carbonates jurassiques.

Les formations telliennes présentent des aspects différents non seulement du Nord vers le Sud mais également d'Est en Ouest.

D'importantes variations de faciès ont permis de distinguer trois unités. On distingue du Nord au Sud :

A / Un domaine septentrional ou l'unité ultra-tellienne :

C'est le domaine où se déposent des marno-calcaires de teintes claires renferment de riches Micro-faunes. Ils caractérisent vraisemblablement une surrection à eaux oxygénées, l'ensemble daté du Crétacé au Lutétien supérieur (Durand Delga, 1969).

On se basant sur l'étude des faciès de l'Ultra-tellien, J. C. Lahondère (1987) distingue deux sous-ensembles ultra-telliens.

- Le premier, la plus méridional, est représenté dans la vallée de l'Oued Zenati et du Djebel Sbaa (Vila ; 1969), c'est l'Ultra-tellien typique.
- Le deuxième : l'Ultra-tellien septentrional correspond aux affleurements de la série de Braham (J. F. Raoult, 1968) au Kef Sidi Driss présentant un Sénonien inférieur réduit à quelques mètres et un Sénonien.

B / Domaine central ou Tellien s.s :

Il représente aujourd'hui de vastes affleurements dans la région de Sétif ceux-ci se réduisent considérablement vers l'Est. Il reçoit durant le Crétacé et le Paléogène plusieurs milliers de mètres de sédiments vaseux, de teinte sombre.

Les formations typiques sont bien développées à l'Ouest du Constantinois (vallée de l'Oued el Kebir), d'El Milia (Durand Delga, 1955 ; Obert, 1981), puis ils deviennent plus rares vers l'Est.

Durant le Sénonien et le Paléogène, cette zone se caractérise par une sédimentation marneuse de teinte sombre ; durant l'Eocène inférieur et moyen par une sédimentation calcaire et argileuse, cette zone est très pauvre en microfaune.

Ce domaine centralo-tellien est situé entre la zone ultra-tellienne et les régions telliennes externes (zone péni-tellienne et néritique).

C / Domaine méridional ou l'unité péni-tellienne :

Il regroupe les formations péni-telliennes et le domaine néritique et sa couverture, qui reposent sur le Miocène de l'avant fosse.

Les accidents chevauchant cartographier en surface représente une géométrie en rampe et palier, (Keiken, 1975).

Le domaine méridional correspond à la remontée du bassin en direction de l'avant pays. Il reçoit une sédimentation variée, constituée parfois par des carbonates (plate-forme néritique Constantinoise), parfois par des vases comparables à celles qui envahissent le sillon tellien. A la limite de ces faciès, la sédimentation montre de nombreux remaniements (brèches intra-formationnelles, lacunes) témoignant de l'instabilité de cette zone.

Certaines unités tellienne sont affectées par un épi-métamorphisme comme dans les Babors, (Obert, 1981), et les massifs dits à schistosité dans le tell central comme les massifs de Blida, de Bou Maad et du Chéiff (Blés, 1971 ; Kiréche et Gardia, 1989).

Au Miocène moyen et supérieur (Benouali-Mebarek et al.2006), ces nappes ont chevauché et charrié formant un Klippes dans les zones situées en position plus méridionale dans le domaine des Bibans-Babour, et restées solidaires de la bordure Nord de la plaque Africaine qui est

l'ancienne marge passive Africaine a la faveur de décollement au sein du Trias Gypso-argileux (Favre, 1995).

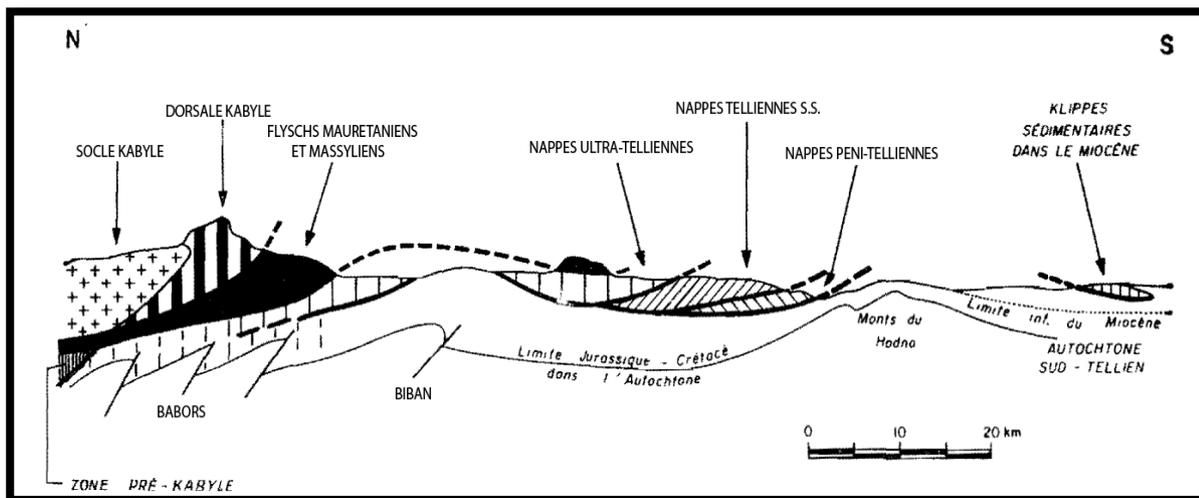


Figure I-12 : Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides

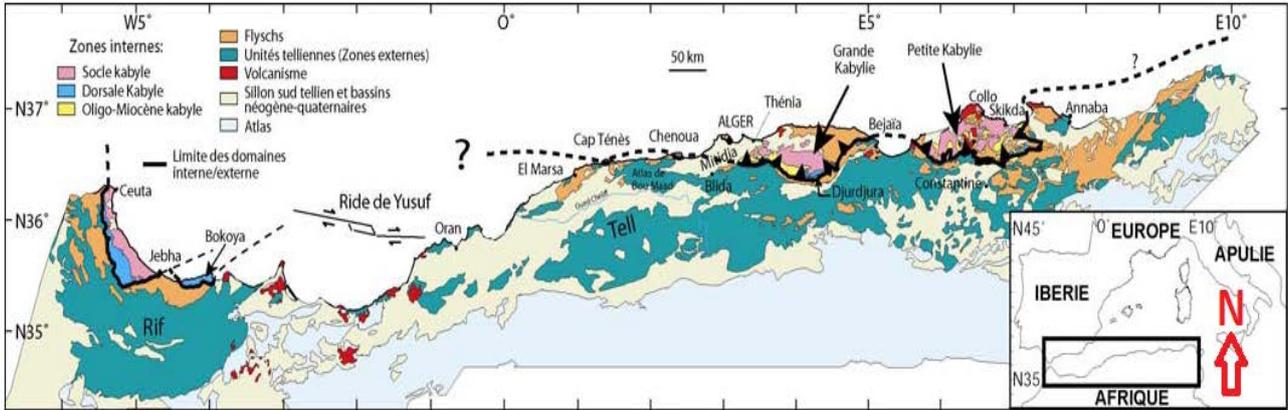
I-3-3/ Le Plio-Quaternaire :

Le passage au Pliocène est marqué par une transgression brutale, qui se manifeste par des dépôts transgressifs et discordant, un changement lithologique et paléo-environnemental (Atif et al., 2008). Il se dépose dans un cadre topographique contrasté hérité des déformations antérieures ou infra-déformations (Thomas, 1985). Dans le bas Chelif (Atif et al., 2008), il commence au début du Zancéen par une impulsion marine qui est post-gréseuse, qui débute par un Conglomérat polygénique riche en microfaune, dont une partie, appartenant au Messénien, est remaniée (*Globorotalia Medirraea*), auquel succèdent des marnes sableuses à *Globorotalia margaritae*, (zone N18 et N19 de Blow, 1969) ; dans une région Algéroise, le pliocène supérieur (Plaisansancien et Astien), transgressif, (Glangeaud, 1932 ; Glangeaud et al., 1952). Le quaternaire du Pléistocène-Villafranchien et Holocène comprend des dépôts continentaux et marins sur le littoral, dunes sableuses, limons, cailloutis. Mis en place au sein d'un environnement humide ayant accompagné les périodes glaciaires et interglaciaires du Quaternaire, auxquels s'associent les mouvements tectoniques dès cette époque, ceci s'observe particulièrement autour du bassin de la Méditerranée.

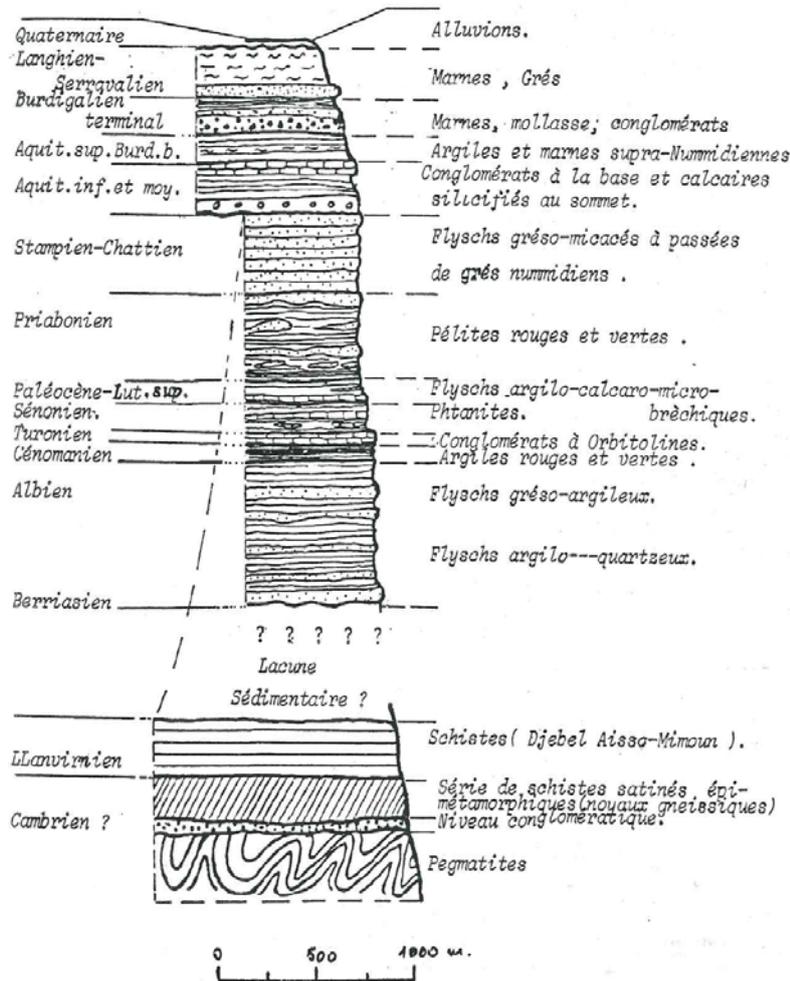
I-4/Conclusion :

On admet aujourd'hui que le domaine interne de la chaîne des Maghrébides faisait autrefois partie d'un microcontinent ou terrane appelé AlKaPeCa, (pour Alboran, Kabylie, Paloritaïn et Calabre) qui sont les différents massifs internes de l'orogène périméditerranéen, qui était situé beaucoup plus au Nord et appartenait à la marge européenne. La dorsale kabyle constituait la marge méridionale et le talus continental de ce bloc. Les flyschs se sont déposés dans le bassin océanique profond qui séparait la marge européenne (ou le bloc AlKaPeCa) et la marge africaine. Les flyschs maurétaniens se sont déposés au pied de la dorsale kabyle et sont alimentés par les zones internes. Les flyschs massyliens se sont déposés au pied de la marge africaine et sont alimentés par les zones externes. Certains flyschs, tels ceux de Ziane ou de Tamalous présentent des caractères mixtes où s'intriquent verticalement tous les faciès caractéristiques de l'une ou l'autre des deux

séries de flyschs, ce qui indique qu'ils se sont probablement déposés dans une zone de milieu de bassin, recevant aussi bien du matériel d'origine méridionale que d'origine septentrionale. Les nappes telliennes correspondent à la couverture sédimentaire qui s'est déposée sur la marge nord de la plaque africaine. (Figure I-11).



-Figure I-13 : Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (Domzig, et al. 2006)



-Figure I-14: Colonne chrono-stratigraphique schématique de la vallée du Sébaou (d'après Djemai, 1985).

La région qui fait l'objet de ce mémoire est située dans la partie centrale de l'orogénèse nord-magrébienne; elle couvre les zones internes de la grande Kabylie, très étudiées par J. Thiebout (1950-1952), J. F. Raoult, (1968), G. Bossière (1971-1980), Keiken, (1975), D. Raymond (1976), J.-P. Gélard (1979), A. Coutelle (1979), G. Bossière (1980), Caby (1982), Wildi (1983), Saadallah (1982-1992).

I-5/ Région d'étude : La Grande Kabylie :

La Grande Kabylie est une région située au nord de l'Algérie couvrant 5 000 km² de superficie, à l'est de la capitale de ce pays (Alger) et qui a pour chef-lieu la capitale régionale Tizi-Ouzou.

Connue par sa richesse en termes d'histoire, traditions et de coutume liées proprement à ses habitants autochtones qui sont des Berbères Kabyles. (Figure I-15).

Elle est constituée généralement par des terrains montagneux délimitée par :

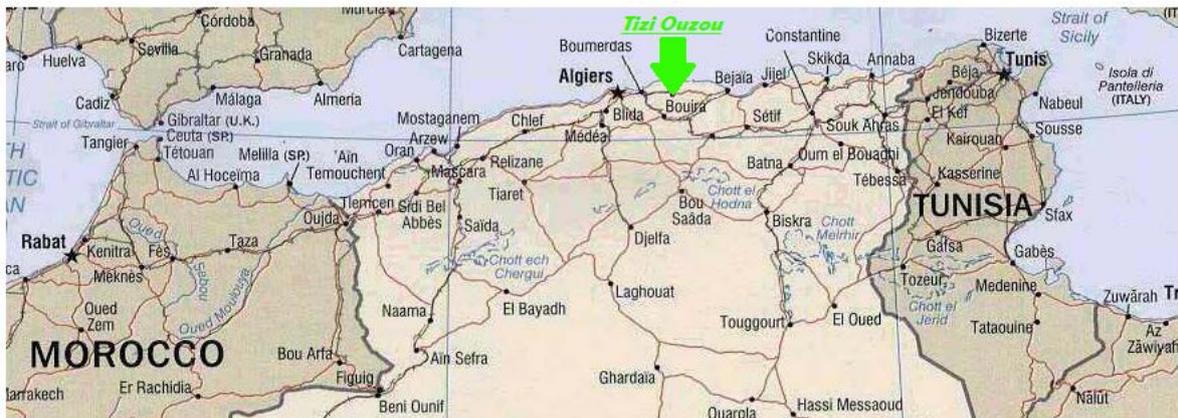
Au Nord : la mer méditerranéenne avec 100 km de littoral desservi par la RN24, le long de trois petites agglomérations populaires qui sont ; Dellys, Tizirt et Azeffoune.

A l'Ouest : la dépression de oued sahel.

Au Sud-Sud-Est : par la chaîne de Djurdjura en forme d'Arc sur une longueur de 60 km, culminant à 2 308 m, au sommet de Lalla Khedidja.

La variété de son climat et écosystème en font le siège d'une biodiversité protégée par plusieurs parcs nationaux et une agriculture arboricole.

I-5-1/Situation géographique : 36° 43' 00" N 4° 03' 00" E



-Figure I-15: Carte de situation de la région d'étude.

I-5-2/ Le bassin de Tizi-Ouzou :

Le bassin de Tizi-Ouzou est une vaste dépression sous forme de cuvette à remplissage Néogène, regroupant les bassins du Sébaou, Dellys, et de Thenia (Magne et Raymond, 1976). Son flanc nord correspond en partie à un ensemble d'unités charriées, son flanc sud s'appuie sur le socle Kabyle, (Raymond, 1976). Il s'étend de W en E sur 80 km de longueur et sur une largeur d'environ 20 km. La dépression de Tizi-Ouzou est caractérisée par des affleurements de marnes du Miocène post-nappe, et elle est dominée par des reliefs formés par les Djebel Sidi Ali Bou Nab et Aissa

Mimoun qui correspondent à des affleurements de socle kabyle gneissique et schisteux. Le nord du bassin est limité par des reliefs moins vigoureux que forment les nappes de flyschs nord kabyle.

Toutes les déformations ont une orientation N65° et correspondent à des structures très plissées. Seule la limite nord du bassin correspond à un pli-faille orienté N65° chevauchant vers le sud (A. Boudiaf, 1996).

A /Aperçu stratigraphique du bassin miocène de Tizi-Ouzou :

Le miocène post nappe repose en discordance sur le socle kabyle, sur l'oligo-miocène kabyle et sur les nappes de flyschs nord kabyle.

a/ Le socle kabyle :

Il forme les djebels de Beloua, d'Aïssa Mimoun, et de Sidi Ali Bou Naab. Les unités des terrains métamorphiques forment le socle qui a été subdivisées en trois ensembles superposés (Bossière, 1980) : un socle gneissique très métamorphisé (gneiss fin et oillé), surmonté par un niveau de schistes satinés faiblement métamorphisés et des schistes argileux et siliceux peu affecter par ce métamorphisme.

Dans le bassin de Tizi-Ouzou, le socle Kabyle est représenté sous forme d'ilots dans les unités suivantes :

Djbel Beloua : il représente La série schisteuse affleurant dans sa partie orientale, qui couvre toute la partie sud du socle Kabyle et du djebel Beloua. Elle a une épaisseur d'environ 2 km représentant une série épi-métamorphique surmontant les unités du complexe gneissique qui repose en continuité concordante sur les micaschistes sous-jacents (Saadallah, 1992) ou en contact tectonique (Bossière, 1980).

Cette série est caractérisé par des séricito-schistes (schistes satinés) sous forme d'alternance centimétrique à décimétrique avec des niveaux détritiques à grains de quartz, des quartzites et des tufs plagioclasiques. Les chlorites et les séricites soulignent la schistosité.

Des lentilles métriques à décimétriques de porphyroïdes concordantes avec la schistosité se manifestent souvent (Bossière 1980, Saadallah 1992 et Gélard, 1979). Ces porphyroïdes sont composés de gros cristaux de quartz, albite et séricite cicatrisant les cassures et le tout baignant dans une matrice cristalline fine. D'autres lentilles encaissent des schistes amphiboliques dont la para-genèse est proche du faciès schiste vert (Bossière, 1980) et ne l'excède pas (Saadallah et al, 1996).

Djebel Aïssa Mimoun: Représenté par une série schisteuse à la base surmonté par des dépôts du paléozoïque par l'intermédiaire d'une zone broyée. Ces dépôts de différents termes du cambrien supérieur jusqu'au carbonifère, sont constitué généralement par des formations schisto-gréseuses à la base, surmontées par des formations volcano-sédimentaires. Au Djurdjura, il constitue le substratum de la dorsale interne (Raymond, 1971;Gélard, 1976 et Gery, 1983).

Les deux séries sont couvertes tectoniquement par des sédiments paléozoïques fossilifères ordoviciens (Unité de djebel Aïssa Mimoun) à faible degré de métamorphisme probablement allochtones (Raymond, 1977 et Chelleit et al, 1999). Vers sa prolongation Sud-Ouest affleure une bande granitique au contact des blastomylonites de Sidi Ali Bou Nab (SDBN) (Bossière, 1980 et Saadallah, 1992).

Djebel Sid Ali bou Nab : Très bien décrit dans les travaux de Saadallah (1992), il est représenté par un ensemble de terme tectono-métamorphique qui regroupe :

- Des gneiss qui affleurent le long de la ligne de crête sur le flanc sud de ce massif
- Des schistes à biotite qui constituent l'encaissant du granite affleurent en auréole qui est discontinue autour des granites.
- Des cornéennes provenant de la transformation des schistes au contact du granite.
- Des blastomylonites qui sont en continuité avec les schistes à biotites affleurent sur le versant sud en position inférieure.
- Des micaschistes à biotites et grenat avec des marbres qui affleurent sur le versant sud de ce massif et surtout dans la partie Est, ils semblent constituer la base de l'édifice de Sid Ali Bou Nab.

Ces unités de Sid Ali Bou Nab, sont prise en sandwich par les para-gneiss affleurant sur le versant nord de ce massif avec une tendance à se refermer à l'extrémité Est de ce massif. Cette unités est décrite par Saadallah, (1992), sous le nom de nappe Crocodile.

b/ Les Flyschs :

- Les flyschs du haut Sébaou :

Datés du crétacé inférieur à l'Est, elles sont considéré comme un ensemble chevauchant le bâti cristallin (Gelard, 1979), témoigne la présence d'un accident important cataclasique limitant le cristallin à l'Est, connue sous le nom de l'accident de Souamaa. et antérieur aux dépôts de l'O.M.K, suggère la possibilité de considérer les flyschs du haut de Sébaou comme étant accolés au bâti cristallin Kabyle (Gelard, 1979).

- Les flyschs chaotiques du bassin de Boghni :

Limitant le cristallin Kabyle à l'Ouest et au sud, ces flyschs d'âges Miocène présentent souvent un aspect d'Olistostromes avec des « radeaux » du Numidien au-dessus.

Ainsi deux rapports tectoniques coexistent entre le cristallin et les flyschs, (Saadallah, 1992) :

- Ils peuvent être accolés le long d'un accident décrochant, probablement dextre, d'orientation NW-SE postérieur (ou contemporain) au chevauchement des flyschs.
- Par ailleurs la forme du bassin de Boghni semble être façonnée par cet accident.
- Les flyschs surmontent le cristallin du côté sud.

c/ L'oligo-miocène Kabyle (O.M.K) :

Cet ensemble stratigraphique regroupe toutes les formations géologiques allant de l'oligocène au miocène inférieur (Burdigalien inférieur). Il est composé de gneiss et de marnes à passés de silexites et de conglomérats contenant des galets de socle. L'âge de cette formation a été

Établi sur la base de datations des foraminifères, (Gelard et al. 1973 ; Bison et Gelard, 1975 ; Gery, 1983), et correspond à l'intervalle P17-N5 de la classification de Blow (1969). Les niveaux de silexites ont été datés de 19⁺.1MA (Rivière et al. 1977).

d/ Le Miocène post-nappes :

Les épaisseurs et les faciès du miocène post-nappe sont très variable dans le bassin de Tizi-Ouzou. Raymond (1976) reconnaît un cycle inférieur ou cycle 1, et un cycle supérieur ou cycle 2 ; et le cycle 3 formant le Pliocène.

- **Cycle 1 :** débute par une importante assise conglomératique de 100 à 250m, (n° de Blow), surmontée par un ensemble de molasse grés-marneuse de 250m environ. A Dellys, plus au Nord, cet ensemble a plus de 1000m d'épaisseur. Il est recoupé par des filons de basaltes inter-stratifiés

et datés entre 11,8Ma à 19,7 Ma, (Belanteur, 1989 ; Belanteur et al. 1995), correspondant à un âge Burdigalien terminal-serravalien.

-**Cycle 2** : est composé essentiellement de marnes, dont l'épaisseur peut atteindre 500m environ. Il correspond au niveau N10-N13 de Blow, soit au Langhien-Serravalien.

❖ **Le Pliocène ou cycle 3 :**

Il est représenté par des marnes grises très fossilifères avec des intercalations de bancs de calcaires à lamellibranches. L'âge de ces formations doit correspondre à l'âge des formations plus anciennes que l'on retrouve plus à l'ouest, à une vingtaine de kilomètres, dans la région de Thenia. Son épaisseur est de 60 m environ et ses affleurements sont limités à l'Ouest de Dellys.

B /Aperçu sur la tectonique du néogène dans le bassin de Tizi-Ouzou :

Raymond (1976 ,1981), a montré que le bassin de Tizi-Ouzou avait été affectée par une tectonique post-nappe, il a pu identifier, depuis la partie centrale du bassin jusqu'à la mer méditerrané. Une succession d'anticlinaux et synclinaux et de failles orientés N70°. Les plis dans le bassin ou dans sa bordure septentrionale, sont généralement droits et présentent des déversements vers le sud.

Le Miocène marin du Nord de la Grande Kabylie est affecté par des plis et des failles. Les structures les plus spectaculaires intéressent la région de Tizi-Ouzou et de Dellys, qui ont été décrites en détail par D. Raymond (1976). Un certain nombre d'entre elles étaient connues antérieurement en particulier par les travaux de P. Muraour (1955).

Au cœur du bassin néogène de Tizi-Ouzou, le Miocène se trouve engagé dans les plis affectant le socle sous-jacent. L'axe des plis s'oriente régulièrement suivant une direction N 70. Les plis d'ampleur plurikilométrique, sont du Sud au Nord :

- le synclinal de Tizi-Ouzou – Oued Aguer gour
- l'anticlinal des Aïssa Mimoun –Djebel Belloua qui se prolonge à l'Ouest par celui de Sidi Ali Bou Nab.
- le synclinal de l'Oued Stita-Tadmaït
- l'anticlinal du Drâ Karrouch, prolongé à l'Ouest par celui de Naciria.

Dans la région littorale, à l'Ouest de Dellys, toujours suivant une direction N 70, le Miocène Post-nappes est vigoureusement redressé à la verticale et plissé (D. Raymond y a reconnu quatre plis sur un segment d'environ 3 km). Au centre du bassin miocène, ce sont des plis droits, aigus présentant une tendance au déversement vers le Sud (anticlinal du Drâ Karrouch). Par contre dans la région de Dellys, il s'agit de plis systématiquement déversés vers le Nord. (M. O. Aite, 1997).

A l'Est, près d'Azazga, la tectonique affectant le Miocène est plus discrète. Cependant, le Miocène est localement verticalisé, déversé ou même renversé comme dans le secteur de-Taguercif et de Aghribs. Au Sud de ce village, la bordure septentrionale du bassin miocène renversée vers le Sud. Le Miocène l'envers: supporte les grès numidiens du massif des Aghribs. Le contact stratigraphique post-nappes, Miocène- grès numidiens se trouve ainsi ployé et renversé (J .P. Gélard. 1979).

Au Nord de la Grande Kabylie, une importante phase de compression SSE-NNW se manifeste donc cartographiquement par la genèse de plis plurikilométriques (M.O. Aite, 1997).

C/ les phases tectoniques identifiées dans le bassin de Tizi-Ouzou et les déformations post-nappes engendrées :

D'après les travaux de M.O. AITE et al (1991), mise en évidence à partir des données cartographiques, deux phases de structuration post-nappe :

1 - Une phase de distension responsable :

- Au Sud, de la formation du fossé de la Soummam;
- Au Nord, de l'installation du bassin molassique de Tizi-Ouzou;
- Au NW (dans la région de Dellys et Cap Djenet) de la mise en place de coulées basaltiques pendant le remplissage miocène.

2 - Une phase de compression postérieure au dépôt du Miocène post-nappes qu'elle déforme avec:

- Des plis affectant solidairement socle et Miocène dans le bassin de Tizi-Ouzou;
- Le plissement de l'édifice de nappes dans le Massif de l'Akfadou;
- Le chevauchement tardif des nappes sur le Miocène continental de la Soummam;
- Le serrage et le redressement de la chaîne calcaire.

Dans une autre étude réalisée par Aite et al, (1991). Quatre directions post-nappes et paléo-contrainte enregistrées dans le bassin miocène de Tizi-Ouzou et ont été identifiées dans son ensemble:

- Compression NNW – SSE (épisode 1) :

Cet épisode est le plus ancien de ceux reconnus dans le bassin de Tizi-Ouzou. Il a été observé sur les sites de Drâ-Karrouch de Hiddouda et du Sidi Ali Bou Nab.

Au SE du Dra-Karrouch, la schistosité est congénère de la formation du pli d'axe moyen N 80. Elle s'accompagne de diaclases serrées de direction subméridienne, assimilées à des fentes de tension qui sont et contemporains de la schistosité (J. M. Suzzoni. M. O. Aite, J.P. Gélard. B. Géry. 1989).

Ce système est composé de plans qui sont essentiellement des failles inverses pures et des failles inverses à composante décrochantes.

Cet épisode génère les plis N 50 à N 80 et les chevauchements associés. Il se place après le Langhien-Serravallien et avant le Pliocène inférieur.

- Distension EW à NW –SE (épisode 2) :

C'est sur le flanc SE du Dj. Sidi Ali Bou Nab que cet épisode s'observe le mieux. Il s'exprime par des failles normales N 027 à N 070.

Une faille normale N 165 à rejet pluri décamétrique qui sectionne le contact entre le socle kabyle et le miocène est également identifiée.

Les failles normales de cet épisode de distension recourent le contact chevauchant du socle du Djebel Sidi Ali Bou Nab sur le Miocène post-nappes. Il est donc postérieur à l'épisode de compression précédent.

- **Compression NNE-SSW (épisode 3) :**

Ces effets sont observables sur plusieurs sites : Djebel Sidi Ali Bou Nab, Drâa Karrouch, Bezerou et Tikobaine. L'identification de cet épisode se fait de façon diverse :

Une famille de microdécrochements dextres associés à des microfailles normales et des fentes de tension (Sidi Ali Bou Nab et Drâa Karrouch); plans décrochants dextres et sénestres associés (Tikobaine). Il est clair que ces plans n'ont pas été tous générés au cours de l'épisode mais qu'une partie d'entre eux et ont été réactivés.

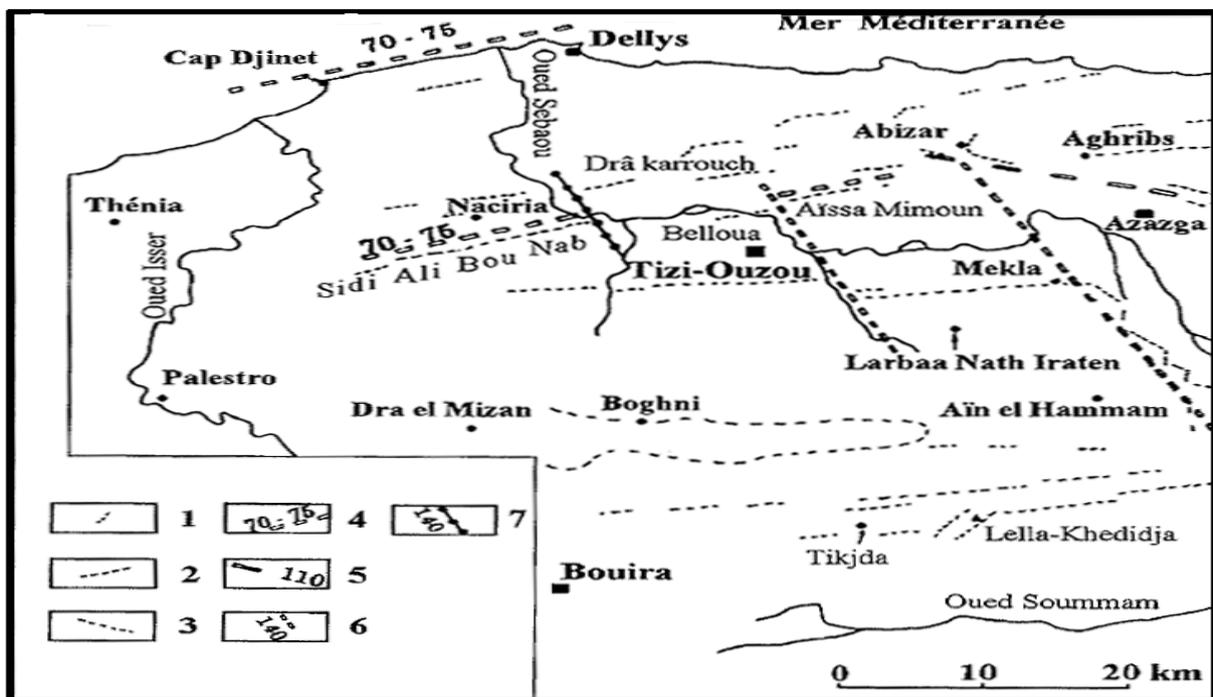
L'analyse des recoupements de micro-fractures montrent que cet épisode est plus récent que la distension NW-SE.

- **Compression NW –SE (épisode 4) :**

Observable sur plusieurs sites (Dj. Si di Ali Bou Nab, au Drâa Karrouch et à Bezerou) L'épisode est assez bien caractérisé par des micro-décrochements dextres et sénestres associés.

Au Sidi Ali Bou Nab les décrochements ont été caractérisés sur les jeux potentiels grâce certaines déformations dont des joints de Riedel associés, mais ces plans n'ont pas montré de stries. Toutefois les directions d'allongement et de raccourcissement les plus probables ont pu être estimés. La direction de contrainte maximale approximative a été identifiée.

Les épisodes 3 et 4 sont probablement postérieurs au Pliocène inférieur. Il est probable que l'épisode 4 se prolonge actuellement.



-**Figure I-16** : Carte des linéaments affectant la Grande Kabylie (Gélard, 1979), modifiée (Aite, 1994).

Légende : 1 à 3 = directions des lignes structurales et/ou métamorphiques (1=N020°E, 2=N070°E, 3=N110°E). 4 à 6 = direction des zones linéamentaires (4=N070°E, 5=N110°E, 6=N140°E). 7 = décrochement séparent Sidi Ali Bou Nab du Belloua tel que défini par Bossiere et Raymond (1975).

G.&C. ODIN 1990	AGE	EPOQUE	ETAGE BERGGREN <i>et al.</i> 1985	BLOW 1969	unités lithostratigraphiques	Périodes tectoniques zones internes	Direction des contraintes	Trajectoire de l'Afrique par rapport à l'Europe selon DEWEY <i>et al.</i> , 1989	
1	0	PLEISTOCENE	CALABRIEN	N23		Période 5 P 5			
2	2			N22		Période 4 P 4			
3	3			N21					
4	4	PLIOCENE	ZANCLEEN	N19		Période 3 P 3			
5	5		MESSINIEN	N17					
7	7	MIOCENE	SUPERIEUR	TORTONIEN	N16	Lacune	Période 2 P 2		
8	8								
10	10								
11	11								
12	12		MOYEN	SERRAVALLIEN	N15		Cycle 2		
13	13								
14	14								
15	15								
16	16								
17	17								
18	18	INFERIEUR	BURDIGALIEN	N7	Mise en place des nappes	Cycle 1			
19	19								
20	20								
21	21								
22	22								
23	23								
24	24	OLIGOCENE	CHATTIEN	N4					
25	25			N3					
26	26			N2					

-Tableau I-2 : Résumé des principales périodes tectoniques mises en évidence dans les zones internes avec les champs respectifs des paléo-contraintes, (Aite, 1994).

CHPITRE II :
LES RESEAUX
HYDROGRAPHIQUES

II/ Les réseaux hydrographiques :

II-1/ Introduction :

Les rivières restent un facteur dominant dans le façonnage de la surface de terre. Les modèles de haut pays, de plaine, de vallée et de fossé qui dominent les continents à l'échelle moyenne et locale sont dus à l'érosion différentielle par les rivières, sur les 70% qu'occupe l'eau sur la surface de la terre seul 0.6141% de celle-ci est présente sous forme de ruissellement et d'eau souterraine peu profond (Nace, 1960), est dans une grande mesure responsable du façonnement de la surface de la terre surtout à moyenne et petite échelles comme les petits ruissellements superficiels en amont qui résultent directement des précipitations et de la fonte des neiges et des glaces, qui induisent l'infiltration des eaux souterraines, qui avec la diminution de l'altitude et la fusion des différents ruisseaux, prennent de l'ampleur en aval pour aboutir aux écoulements chenalés connus comme des sillons, ruisselets, rivières et enfin réseaux hydrographiques qui se déversent en mer.

Cependant il y'a certains paramètres qui régissent ces écoulements car en général, les réseaux hydrographiques, dans la diversité de leur organisation, ne sont pas le "fruit" du hasard, mais le résultat de plusieurs facteurs qui convergent pour leur donner des organisations et des orientations caractéristiques propres à chaque réseau ou écoulement ; ces derniers se localisent alors dans des affleurements rocheux les moins résistants à l'érosion ou s'orientent conformément aux déformations. Dans un cas, il s'agit d'une adaptation à la lithologie et aux tracés structuraux et dans l'autre, à la structure tectonique (plissement et failles) ; R. Coque, 1983 (in Benhamouche 2003).

Les Régions avec des écoulements en surface sont divisées en exoréique⁽¹⁾ et endoréique⁽²⁾ selon que si les rivières et les ruisseaux se déversent dans une mer ou dans un bassin d'écoulement intérieur. Les rivières permanentes coulent tous le temps mais la décharge varie aussi bien dans le temps que dans l'espace. Les ruisseaux intermittents (temporaires) coulent de façon saisonnière, comme dans les régions de la mousson, mais dans un modèle régulier et fiable.

Dans certain cas, il existe des régions dites aréiques⁽³⁾ car il y'a absence d'écoulement en surface et pourtant certaines régions montrent des lithologies d'environnements fluviaux car les rivières sont souterraines et sont dites cryptoréique⁽⁴⁾ ou caché. Toutefois, il existe des exceptions ou anomalies de tracé qui affectent ces réseaux, les épigénies ou inadaptations. Elles se manifestent par l'indifférence des tracés à l'égard des roches ou de leurs dispositions.

(1) Exoréique : fait pour une région dont les eaux coulent vers une mer ouverte.

(2) Endoréique : fait pour une région dont les eaux ne coulent pas vers une mer ouverte.

(3) Aréiques : absence d'écoulement des eaux en surface et de réseau hydrographique organisé dans une région désertique du fait de l'insuffisance des précipitations.

(4) Cryptoréique : dit des régions où l'écoulement en surface manque mais il y a des rivières sous terre (écoulement souterrain).

II-2/ Modèles de rivière :

II-2-1/ Généralités sur les modèles de rivières :

Hillsen 1963 est l'un des auteurs à avoir fait le rapprochement entre la géomorphologie et la géologie structurale par le biais des modèles de drainage, car ils ne fournissent pas seulement des indices de structures possibles (par exemple : modèles de la fracture et le type du soubassement) mais ils nous aident aussi bien dans la détermination de la géochronologie des événements géologiques locale et régionale. Si bien que l'étude du développement des modèles de rivière (en fonction de l'espacement, la perméabilité de la roche, la décharge et de la pente) sont pertinents à la recherche minière telle que, l'or (Clark, 1966), l'uranium (Binks et Hooper, 1984).

II-2-2/ Hiérarchisation des affluents :

Une fois qu'une rivière trace un lit plus conséquent que ses "concurrentes" (affluents de moindre importance), elle attire plus de ruissellement d'eau souterraine et d'eau pluviale simplement parce que c'est le niveau de base local le plus bas, le potentiel d'érosion devient alors inégale entre les deux (la rivière principale et les affluents mineurs) (Crickmay, 1932, 1976).

Sur 10 chenaux dans un secteur de pente particulière, un seul deviendra dominant ou ruisseau principal parce que son cours coïncide très probablement avec une zone de faiblesse dans un affleurement moins perméable du substrat qui peut être fracturé, ou un complexe de facteurs qui déterminent la densité de l'écoulement.

Johnson (1933) a avancé l'hypothèse que le nombre de ruisseaux augmente quand la pente est plus escarpée, chose qui est contestable dans certaines régions et d'autres auteurs dont Dietrich et al (1986) sont arrivés à des conclusions semblables

Les lignes de partage des eaux dans la plupart des cas, sont soit complètement étendues pour manque de chenaux durables (Knopf, 1924; Horton, 1945) ou même les petits ruisseaux sont éphémères (Dunne et Aubry, 1986) soit caractérisés par les vallées sèches (Dietrich et al, 1986). C'est pour cela que les modèles de rivière sont durables et beaucoup le sont même dans les termes des temps géologiques.

D'après l'importance des affluents (chenaux) et leurs emplacement, on en détermine l'ordre, qui augmente au fur et à mesure qu'on se déplace vers l'aval, l'ordre maximum (R0) appartenant à l'oued ou à la rivière principale situé en aval.

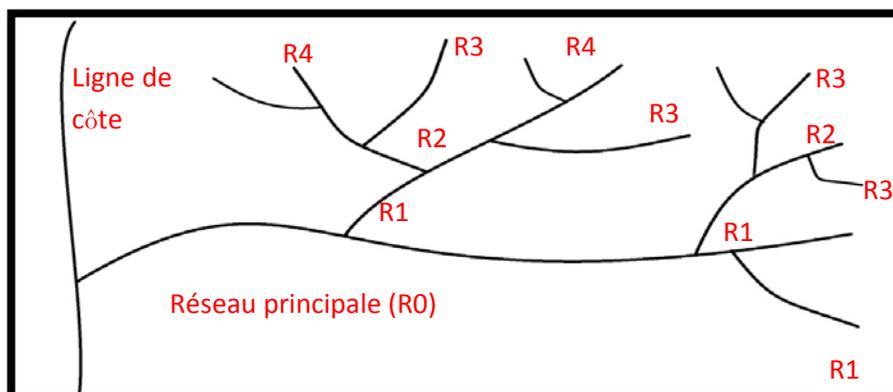


Figure II-1 : schéma explicatif de la méthode d'assignation des ordres des chenaux et rivières.

II-2-3/ Classification du réseau hydrographique :

Certains cas d'écoulement sont contrôlés par des phénomènes purement climatiques, mais dans la plupart des cas, le réseau hydrographique dépend de l'agencement des zones de faiblesse (plans de stratification, diaclases et failles), de la forme et l'orientation des structures plissées et de types de roche (lithologie). (Benhamouche, 2003), selon les auteurs on distingue plusieurs classifications,

- La classification classique des réseaux ajustés est celle de Zernitz (1932), qui a identifié **la structure** et **la pente** comme facteurs fondamentaux déterminant l'arrangement spatial des chenaux (cependant certains réseaux parmi les catégories qu'il a déterminées impliquent d'autres facteurs) ;
- Howard (1967) a établi une classification plus élaborée et plus détaillée :
 - **Parallèle et subparallèle ;**
 - **Réseau radial ;**
 - **Réseau centripète ;**
 - **Distributaire (effluent) ;**
 - **Droit ou rectiligne ;**
 - **Treillis et annulaire ;**
 - **Rectangulaire.**

Toujours en 1967, Strandberg définit six types de réseaux hydrographiques (représenté dans la Figure ci-dessous). Ce sont les suivants:

- **Dendritique ;**
- **Treillis ;**
- **Parallèle ;**
- **Radial ;**
- **Annulaire ;**
- **Angulaire.**

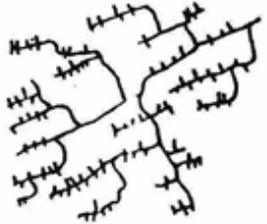
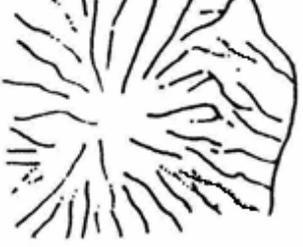
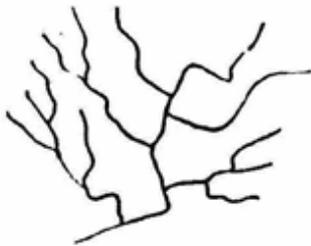
Type du réseau	Figure géomorphologique	Structures associées
Le dendritique		<ul style="list-style-type: none"> - Plaines - Plateaux - Ensembles de topographies homogènes
Le tréllis		<ul style="list-style-type: none"> - Plis - Fractures
Le parallèle		<ul style="list-style-type: none"> - Surfaces homogène a pentes régulières. - Fractures
Le radial		<ul style="list-style-type: none"> - Volcan - Colines isolées - Dômes
L'annulaire		Dômes sédimentaires ou magmatiques
Le réctangulaire		<ul style="list-style-type: none"> - Ardoises - Fractures

Tableau II-1: Les types de réseaux hydrographiques et leurs relations avec la structure (C.Strandberg, 1967).

II-2-3-1/ Les modèles de réseau hydrographique:

A/ Dendritique :

Il suggère des branches d'arbre. Sa présence peut impliquer l'existence d'un sol et d'une roche homogène, qui se développent généralement dans les versants les plus pentés des reliefs haut irréguliers.

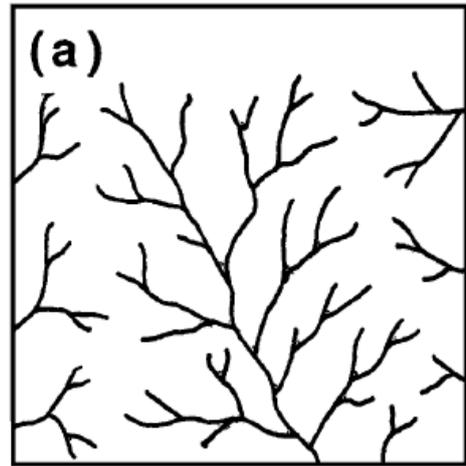


Figure II-2 : Représentation schématique du réseau dendritique.

B/ Parallèle ou subparallèle :

Les rivières de ce type coulent en bas de pente, ils impliquent un contrôle de l'écoulement par la pente et un manque d'interférences structurales ce type de drainage se développe souvent sur des surfaces homogènes qui présentent une pente régulière. Le collecteur principal peut indiquer une fracture.

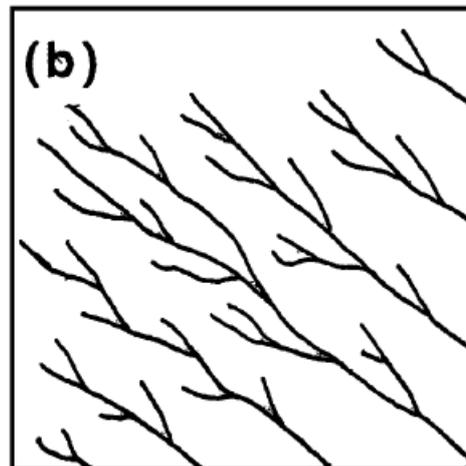


Figure II-3: Représentation schématique du réseau Parallèle ou subparallèle.

C/ Radial:

Représenté par des fleuves et les rivières qui croissent près des crêtes et les collines, qui sont guidés par la pente et l'écoulement se fait suivant toutes les directions de la boussole, Il est associé à des certaines forme volcaniques, des collines isolées et montagnes, Les drainages s'allongent sur les hauteurs forment fréquemment des dessins radiaux irréguliers, ou la structure a produit dans plusieurs endroits des distorsions importantes.

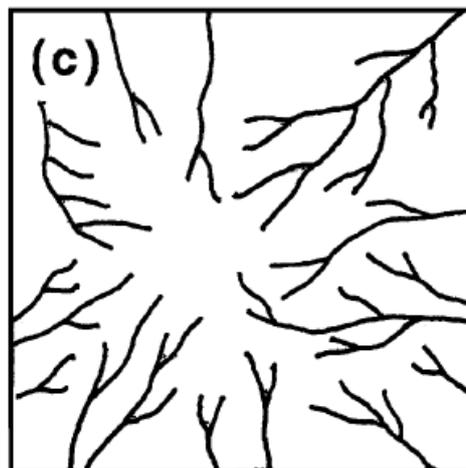


Figure II-4 : Représentation schématique du réseau Radial.

D/ Centripète :

Les rivières qui convergent et qui se rejoignent dans une région peu subsidente commune sous la forme d'un modèle centripète qui forme des lacs à force que l'eau s'accumule au-dessus d'un substratum plus au moins imperméable.

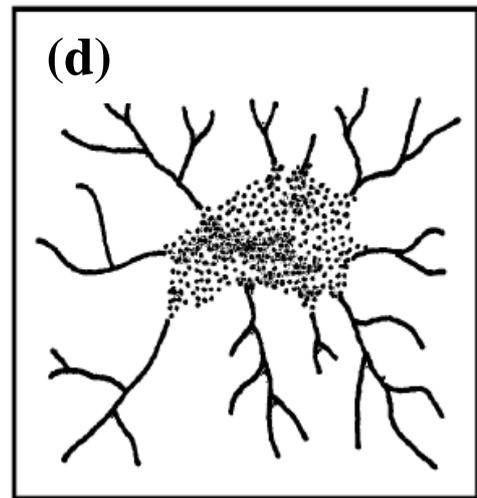


Figure II-5 : Représentation schématique du réseau Centripète.

E/ Réseau circulaire ou modèles arqués :

En plus des réseaux annulaires de terrains sédimentaires, les réseaux circulaires et les modèles arqués sont développés sur les dômes de gneiss dans beaucoup de boucliers et plus anciennes orogènes de la terre (Eskola, 1949; Mac Gregor, 1951). Dans certains cas, les écoulements concentriques autour des reliefs résiduels sont attribués à des escarpements érodés à la base.

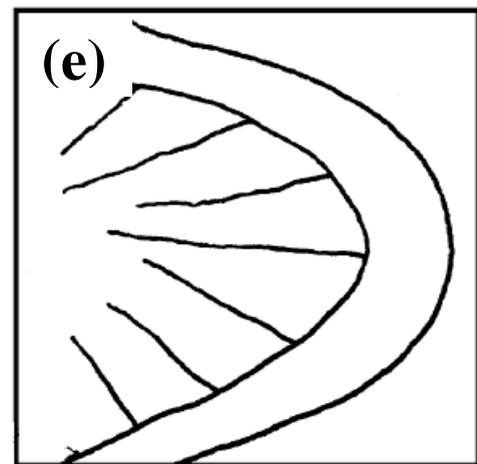


Figure II-6: Représentation schématique du réseau circulaire ou arqués.

F/ Disributaire (affluent) :

Les rivières qui débouchent des hautes montagnes étroites pour rejoindre les plaines ou les vallées, ne sont pas longtemps confinées et surtout durant les inondations épisodiques ou périodiques, tendant à rompre leurs rives et développer une multitude de chenaux. La forme générale dessine un cône, en pente dans toutes les directions vers le bas dans un demi-cercle, qui proviennent du sommet (apex) ou point de l'embouchure de la rivière.

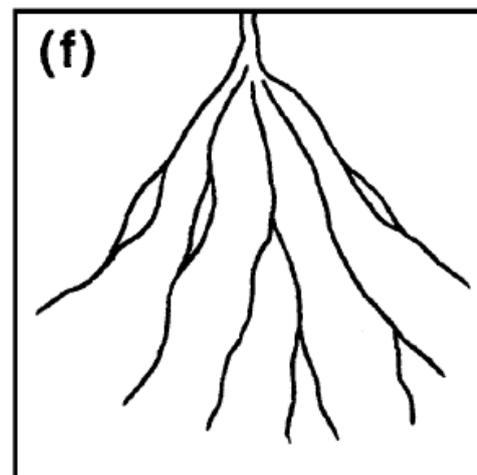


Figure II-7 : Représentation schématique du réseau Disributaire (affluent).

G/ Angulaire ou Rectangulaire :

Il se forme souvent dans les ardoises et les schistes et se met en place dans la plus part des cas à la faveur de failles, ces réseaux angulaires sont constitués essentiellement de ruisseaux droits avec des jonctions anguleuses. Le caractère des différents éléments reflète l'espacement et l'arrangement de fractures dans la roche encaissante.

La géométrie du plan du dernier et par conséquent des ruisseaux associés varie, Certains décrivent des modèles orthogonaux, rectangulaires et d'autres sont des rhomboïdes dans le plan ou Les réseaux de fracturation sont largement espacés.

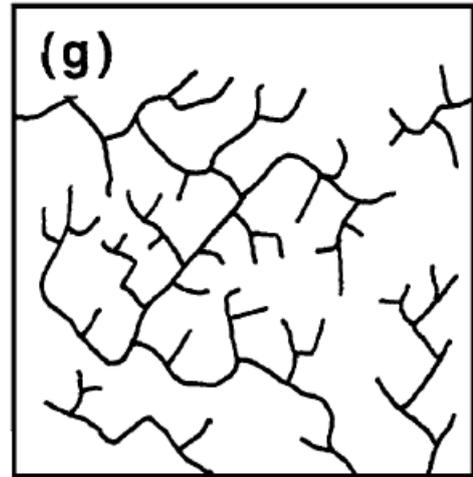


Figure II-8 : Représentation schématique du réseau Rectangulaire.

H/ Treillis :

C'est un réseau dendritique modifié, il comprend des éléments parallèles sur lesquels viennent se greffer des ruisseaux de moindre importance. Ces réseaux en treillis sont typiques de zones approximativement parallèle ou peu arqués représentant des affleurements légèrement plissés associé aux flancs d'anticlinal et synclinal dans les séquences sédimentaires plissées.

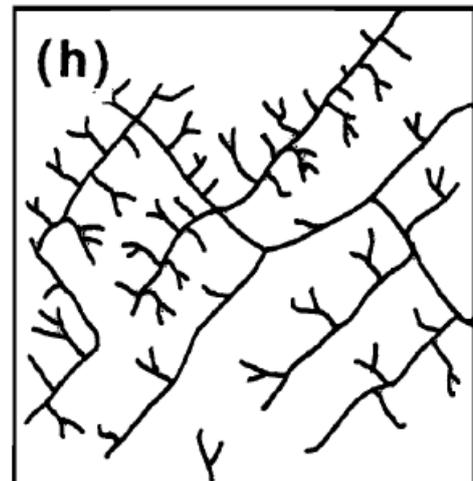


Figure II-9 : représentation schématique du réseau Treillis.

I/ Annulaire :

C'est un réseau qui se développe sur les dômes d'origine sédimentaire où les affleurements sont courbés comme dans les dômes structuraux et les cuvettes.

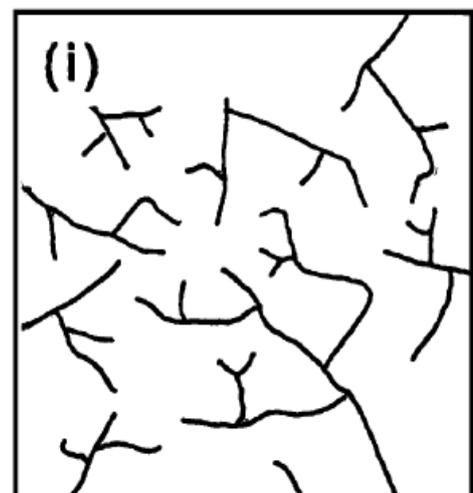


Figure II-10 : représentation schématique du réseau Annulaire.

Remarque : le Centripète, le Réseau circulaire (ou modèles arqués), et les Distributaire (affluent) ne font pas partie de la classification de Strandberg, (1967), mais sont des modèles de classification selon C.R. Twidale / Earth-Science Reviews (revue, science de la terre).

II-2-4/ Les facteurs qui régissent les écoulements :

La structure géologique exerce des influences au niveau des équipements et de la forme que prend le chevelu hydrographique. En effet les données structurales se retrouvent dans le tracé des cours d'eau, dans la densité de leurs talwegs et parfois dans les limites des bassins versants (G. Viers, 1976).

Dans certain cas, les arrangements spatiaux des ruisseaux et des rivières peuvent être considérés comme un ajustement ou une concordance avec la pente et la structure, par rapport à ces deux facteurs, même dans le détail, les affluents des ruisseaux se sont ajustés à la structure locale (Earth-Science Reviews 67 (2004)).

Cependant, la lithologie et la tectonique occupent une place primordiale dans la définition des caractéristiques des cours d'eau et contrôlent en totalité ou en partie leurs évolutions.

II-2-4-1/ La lithologie :

La lithologie intervient dans le degré de ramification des équipements hydrographiques. La densité du drainage évolue en fonction de la perméabilité ou l'imperméabilité des terrains traversés.

En pays calcaire par exemple, l'hydrographie présente des organisations lâches et peu ramifiées, séparées par de larges interfluves. Ces caractères s'accroissent dans les régions karstiques à la faveur des écoulements souterrains.

En pays cristallin ou argileux, la trame de l'hydrographie se referme et les ramifications se multiplient, mais cette densité peut diminuer quand l'énergie des reliefs augmente.

II-2-4-2/ La tectonique :

L'allure géométrique dans l'organisation des cours d'eau dénote une étroite relation à l'égard des données structurales. Les différentes branches sont adaptées soit à la lithologie soit à la tectonique ou les deux à la fois.

Dans certaines régions les cours des ruisseaux préexistants ont été détournés à la faveur d'une faille ou par un bombement dû à la tectonique de la région, les résultats se matérialisent par de longues lignes rectilignes correspondants à ces accidents.



Figure II-11 : Photo aérienne montrant des rivières droite qui se développent le long des accidents tectoniques dans les basaltes du cambrien ou West de la rivière Baines dans les frontières West de l'Australie, (Department of National Development, Canberra).

II-3/ Les anomalies de tracé ou épigénies:

L'épigénie (En géomorphologie), c'est le phénomène par lequel un cours d'eau qui coulait sur une surface plane, se trouve, du fait de l'érosion, à traverser des reliefs comportant des roches de diverses résistances, sans que leurs structures ne guident son trajet.

Les mécanismes qui peuvent l'expliquer sont la **surimposition** (abaissement du niveau de base), et l'**antécédence** tout en gardant dans les deux cas l'orientation primitive.

Il est parfois difficile de distinguer entre les deux mécanismes qui peuvent, d'ailleurs, jouer ensemble.

L'adaptation générale du réseau hydrographique aux données structurales, comporte des anomalies connues sous le nom d'épigénies.

Les tracés épigéniques sont des segments de vallées où l'on observe un désaccord entre la structure des terrains traversés et la position de la vallée.

Les mécanismes qui régissent les épigénies:

II-3-1/ L'antécédence :

Elle s'explique par le fait que le tracé hydrographique est antérieur à la structure géologique traversée. La structure s'est formée progressivement en déformant la surface où coulait le cours d'eau, qui s'est alors enfoncé petit à petit dans les terrains tectonisés tout en gardant son orientation originale.

Ce mécanisme, est régi par trois conditions :

- Une lenteur des mouvements tectoniques sans quoi il y aurait détournement du drainage.
- Les cours d'eau doivent avoir de la vigueur pour que leurs efforts de creusement annihilent (rendent nul) les effets de la déformation sur la pente.
- La région traversée par l'écoulement doit être soumise à une tecto-orogénèse récente qui n'intervient qu'après l'installation du réseau hydrographique.

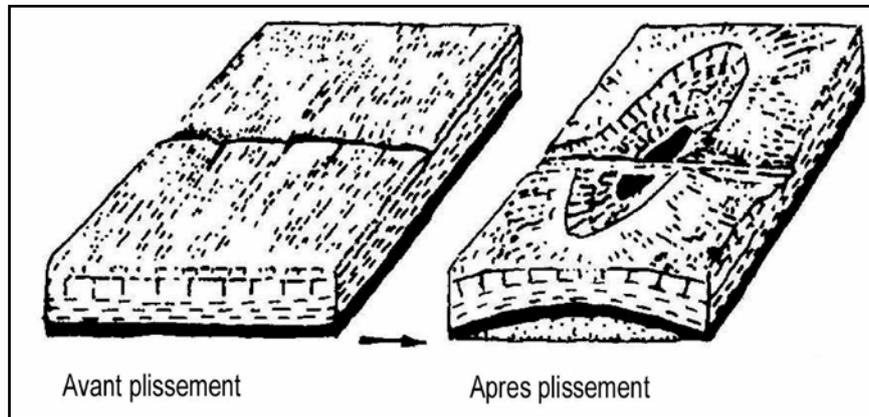


Figure II-12: Le phénomène d'antécédence (*in* dictionnaire de géologie, A. Foucault et J.-F. Raoult, 3^{ème} édition, Masson, 1989).

II-3-2 / La surimposition :

C'est le cas où la rivière, coulait sur une surface plane, installée sur des roches plissées, ou bien sur des terrains horizontaux plissés et où elle s'est enfoncée lentement par exemple par abaissement du niveau de base en gardant là aussi son orientation d'origine. Dans de nombreux cas d'épigénie, surimposition et antécédence peuvent jouer ensemble et additionner leurs effets conjointement à d'autres phénomènes tels que le volcanisme.

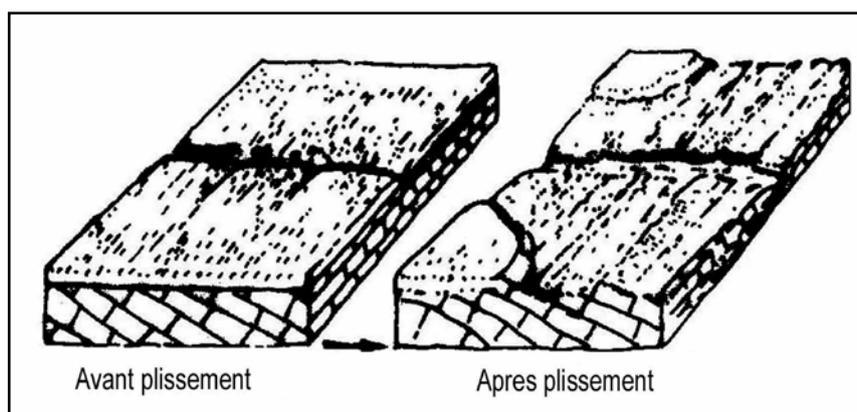


Figure II-13 : Surimposition (*in* dictionnaire de géologie, A. Foucault et J.-F. Raoult, 3^{ème} édition, Masson, 1989).

II-3-3 / Les captures :

On appelle capture, le détournement de la partie supérieure d'un cours d'eau par l'affluent d'un autre cours d'eau.

Elle concerne des cours d'eau empêtrés dans une charge d'alluvions très forte qui exhausse leurs lits et finissent par se déverser dans un talweg voisin, C'est une capture par déversement.

Il existe des captures par érosion régressive où l'attaque par ravinement régressive d'un rebord d'un plateau ou d'une plaine plus haute que la voisine, finit par détourner le cours d'eau.

II-4/ Réseaux hydrographique du secteur d'étude :

II-4-1/ Caractérisation de la vallée du Sébaou :

La dépression synclinale à cœur miocène de Tizi-Ouzou, d'orientation Est Ouest, est bordée au nord par les chaînons côtiers de Dellys et d'Afir Azeffoun et au sud par les massifs de Larbaa Nath Irathen et la chaîne calcaire du Djurdjura qui portent l'empreinte de l'orogénèse alpine. La vallée du sébaou est située dans la région de Tizi-Ouzou, au nord de l'Algérie, cette dernière est traversée par l'oued du même nom qui prend sa source dans la chaîne des montagnes du Djurdjura et se jette en Méditerranée après un parcours de près de 100 km. Il draine un bassin versant d'une superficie de 2500 km².

La vallée du Sébaou quant à elle s'étend de Boubhir, à l'amont, jusqu'au col de Belloua, à l'aval, sur une longueur de 30 km, avec une largeur qui varie entre 0,8 et 3 km. La haute vallée de l'oued Sébaou a une vocation agricole favorisée par son climat méditerranéen. Les réserves en eau y sont considérables, grâce à une nappe dont la réalimentation et la qualité sont directement liées aux transferts d'eau et de solutés depuis la surface du sol.

Le remplissage alluvial est formé de six terrasses emboîtées et étagées d'extension et d'épaisseur réduite répartie systématiquement sur les deux rives de l'oued (Benhassaine, 1980 et Djemai, 1985).

L'histoire géomorphologique du bassin versant du Sébaou se résume en une succession de séquence morphologique (incision remblaiement) depuis le villafranchien jusqu'au Quaternaire actuel (Aigoun 2014) :

- Il y'a eu d'abord enfoncement considérable du réseau hydrographique suite à une modification climatique importante au villafranchien inférieur avec une production abondante de matériels détritiques ;
- Ouverture de la basse vallée avec accentuation de la pente de l'Oued dans la section aval ;
- Remblaiement au villafranchien supérieur.

Les rives de l'oued constituant la vallée sont représentées par des épaisseurs moyennes alluvionnaires, avec des accumulations de galets roulés assez ou peu émoussés qui ont pour origine les grès numidiens et les éléments du socle (pegmatites, micaschiste, granite de Sidi Ali Bou Nab), puis viennent les flysch du haut Sébaou et les conglomérats du Miocène (Benhassaine, 1980).

Du point de vue intérêts hydrogéologiques, seules les formations alluvionnaires du Quaternaire et les formations Jurassiques et Crétacés du Djurdjura (chaîne calcaire) jouent un rôle de réservoir, quant au miocène marneux, son rôle de substratum imperméable pour la nappe du quaternaire n'est pas négligeable. (Djemai, 1985).

Du point de vue du paléo-écoulement, le réseau hydrographique actuel est en partie hérité d'un réseau anté-Pliocène, ou le passage naturel de l'oued Sébaou serait situé au sud du Djebel Beloua. (Figure II-15).

Il est vrai que la tectonique fini-miocène n'a pas la même ampleur que celle de l'orogénèse alpine anté-miocène, mais les déformations induites, et la surrection des chainons côtiers, du Baloua et de l'Aïssa-Mimoun, soulèvent des hypothèses d'antécédence ou de surimposition de ce réseau hydrographique. Dans cette optique, l'oued Sébaou aurait été jusqu'au Pliocène un affluent de l'oued Isser (Djemai 1985).

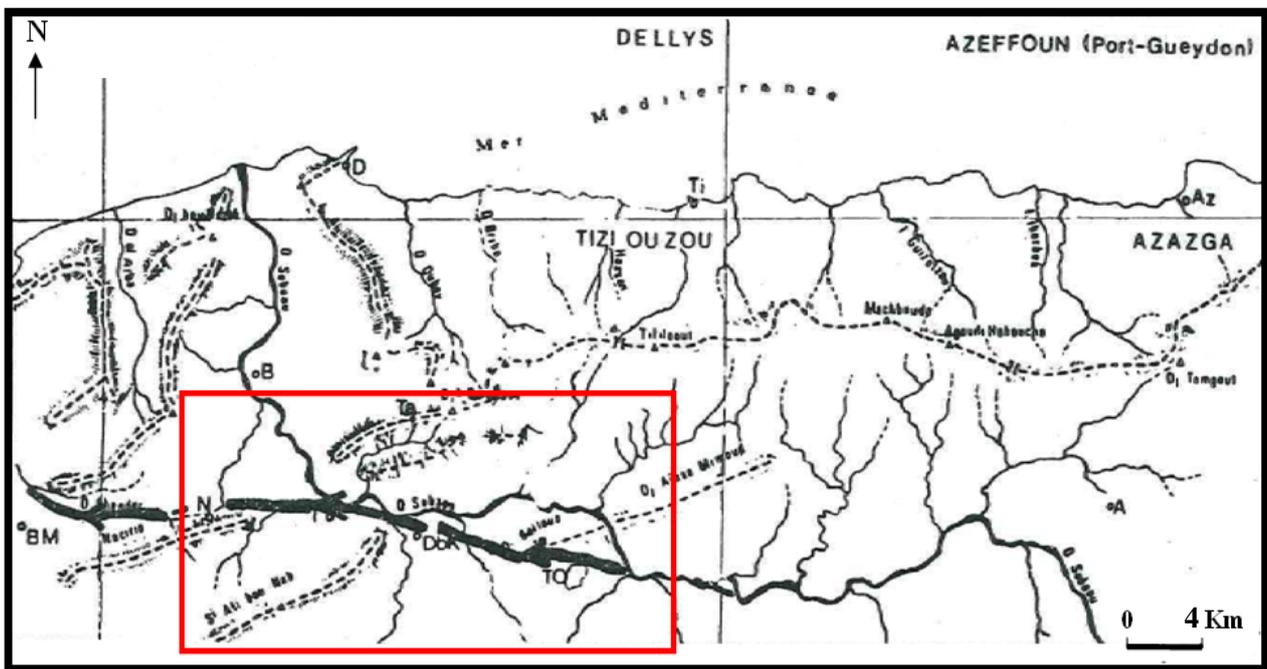


Figure II-15 : Tracé probable du réseau hydrographique avant le Pliocène d'après (Djemai, 1985).

Légende :



Zone ou le réseau hydrographique a changé de direction.



Écoulement actuel du cours d'eau.



Ancien tracé présumé du cours d'eau (au sud du djebel Baloua).

Les deux hypothèses formulées par certains auteurs sont :

-L'antécédence, cependant l'épigénie de l'oued Baloua-Aissa Mimoun n'est pas vérifiée.

-Surimposition, ce qu'affirme Benhassaine d'après ces observations de terrain en 1980, dans cette optique les alluvions perchées sur le djebel Aissa Mimoun représenterait les témoins de l'ancien chenal d'écoulement de l'oued Sébaou.

Les travaux effectués sur la région montrent un découpage en trois parties de ce réseau hydrographique, et qui sont décrit comme suite :

II-4-2-1 / Le Haut Sébaou :

La plaine alluviale du Haut Sébaou s'étend de Boubehir, à l'amont, jusqu'au col de Balloua (pont de bougie) à l'aval, sur une longueur de 30 km, avec une largeur qui varie entre 0,8 et 4 km dont les versants sont le Djebel Balloua du côté gauche et Aissa Mimoun du côté droit qui sont des faciès géologiques magmatique et métamorphique du socle, Le remplissage alluvial est formé de six terrasses emboîtées et étagées d'extension et d'épaisseur réduite réparties symétriquement sur les deux rives de l'oued (Benhassain, 1980).

Les études menées sur cette région caractérisent le réseau comme étant très variable avec notamment des réseaux parallèles et subparallèles, dendritiques (Djemai-1985).

Ordre des talwegs	Nombres de talwegs
8	1
7	2
6	7
5	29
4	116
3	356
2	1424
1	5696

Tableau II-2: ordre et nombre des talwegs (Djemai-1985).

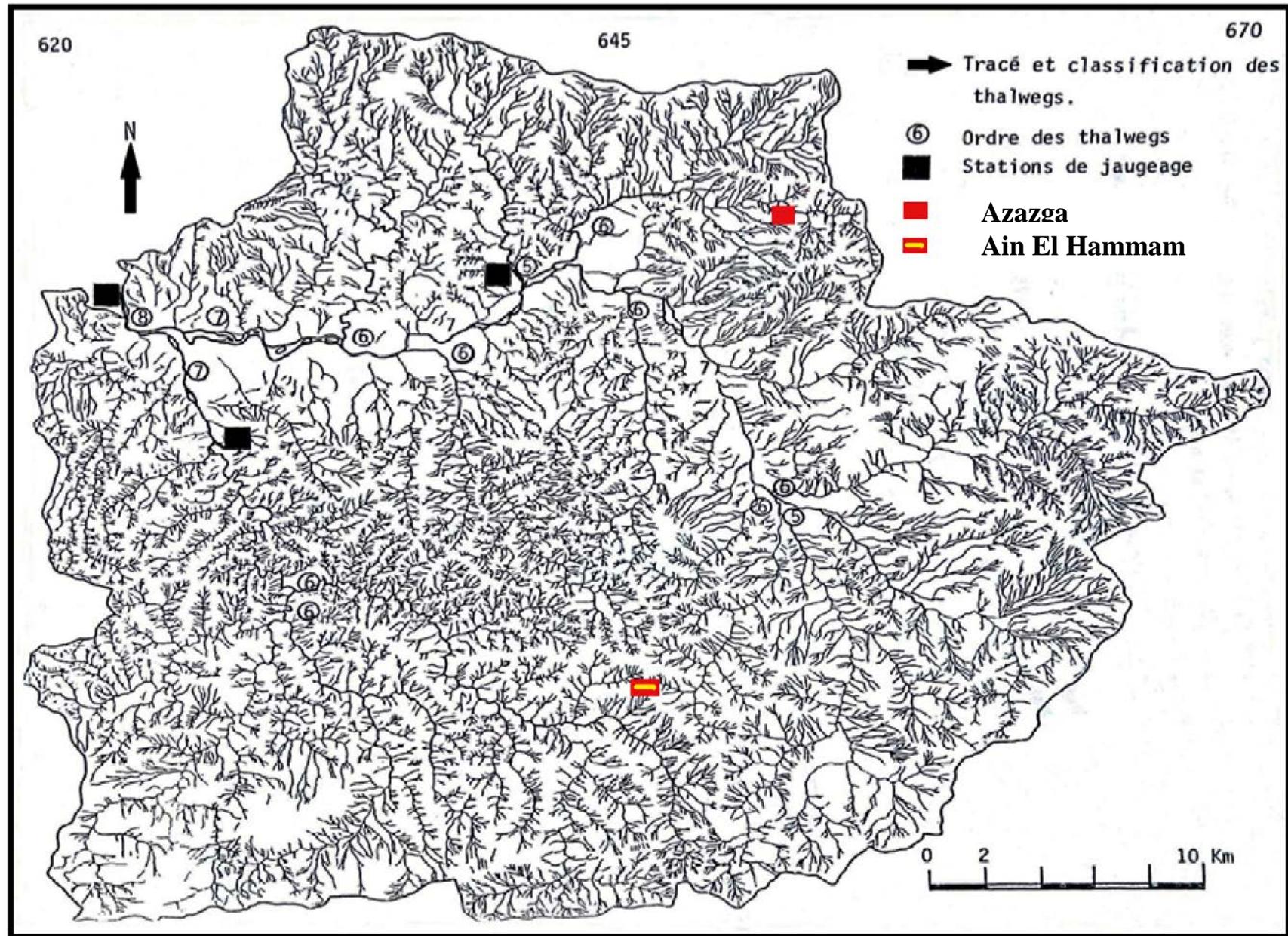


Figure II-16 : carte schématique du chevelu hydrographique du haut bassin versant du Sébaou (Djemai-1985).

II-4-2-2/ Le Moyen Sébaou :

Comme son nom l'indique il est situé entre le haut et le bas Sébaou situé au pied du Djebel Balloua au lieu-dit pont de Bougie jusqu'à la localité de Tadmaït. Le contexte géologique est constitué de roches tendres représentées par des marnes du Miocène d'une épaisseur de plus de 400 m. l'orientation que prend le lit fluviale étant EW.

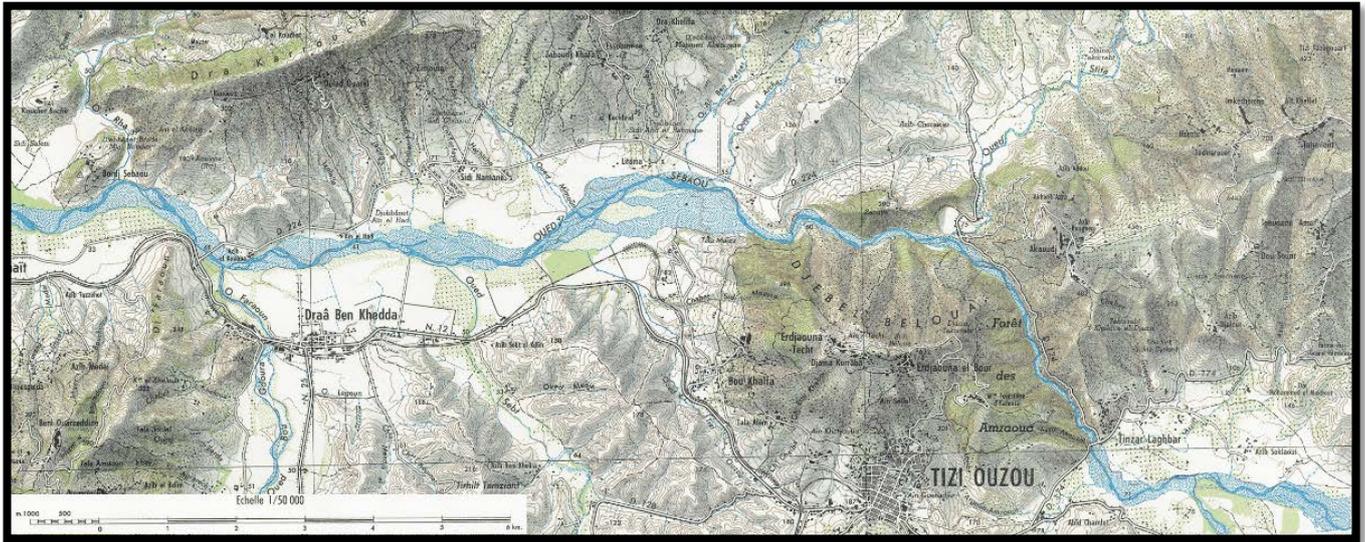


Figure II-17 : Extraits de la carte topographique 1/50 000 de Tizi-Ouzou démontrant le moyen Sébaou.

II-4-2-3/ Le Bas Sébaou :

C'est le tronçon aval de la vallée du Sébaou sur une distance d'environ 20 km depuis la localité de Tamait jusqu'à l'embouchure en Méditerranée. L'extension latérale importante de la vallée rejoint le modèle du Haut et du Moyen Sébaou. Dans cette partie les écoulements se font du Sud vers le Nord sur un lit à pente très faible (Aigoun 2014).

Le contexte géologique de la basse vallée du Sébaou est essentiellement constitué de formations sédimentaires (marnes molasses et conglomérats) du Miocène et des dépôts alluvionnaires du Plio-Quaternaire sous forme de terrasses localisées dans le talweg principale. Sur la frange littorale des témoins de volcanisme ont été retrouvés, ces terrains reposent en discordance sur le socle métamorphique qui apparaît en fenêtre (Tadmaït). (Aigoun 2014).

La fracturation affecte le niveau molassique et des conglomérats, avec des traces d'un décrochement supposé de direction NW-SE qui est à l'origine de l'ouverture de la basse vallée au Quaternaire moyen (Aigoun 2014).

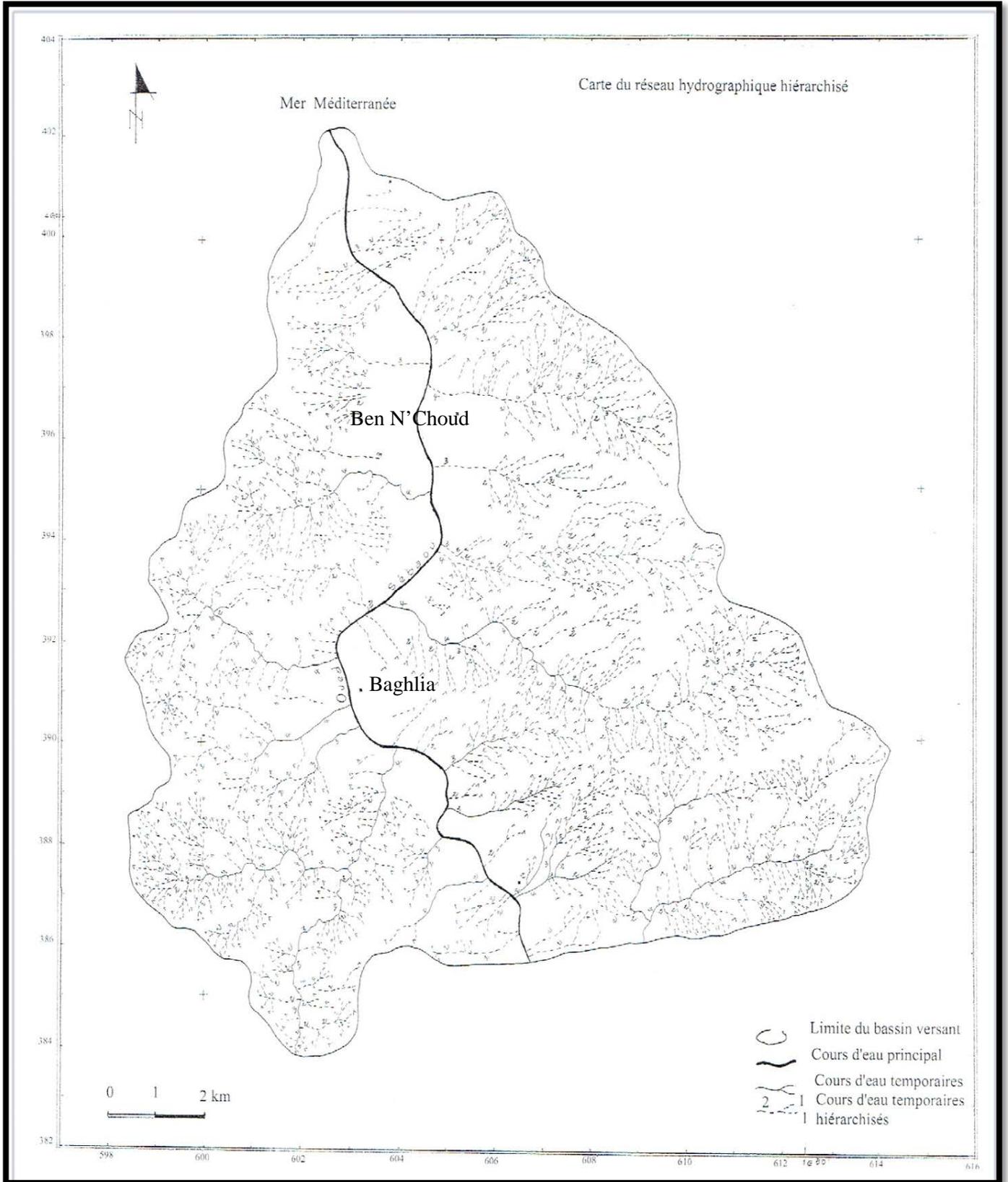


Figure II-18 : carte du chevelu hydrographique hiérarchisé du sous bassin versant du Sébaou d'après Aigoun, (2014).

CHAPITRE III :
APPROCHE
STRUCTURALE DU
RESEAU
HYDROGRAPHIQUE.

III-1 / Introduction :

Dans ce chapitre nous nous sommes intéressés aux différentes techniques et méthodes analytiques utilisées qui permettent de nous éclairer sur l'écoulement et la complexité de l'oued Sébaou et l'aspect géomorphologique dégagé par sa forme géométrique et sa situation géographique.

Pour cela, nous avons fait appel à plusieurs disciplines de la géologie telles que l'hydrogéologie, la géomorphologie, la sédimentologie, et l'analyse structurale.

III-2 / Méthodologie :

Pour une meilleure appréciation de ce travail, nous avons commencé par une digitalisation du réseau hydrographique du bassin de Tizi-Ouzou, et ce dans le but d'obtenir un modèle numérique cohérent, afin de pouvoir appliquer certaines méthodes nécessaires pour notre étude.

Pour cela nous nous sommes focalisés sur une partie bien spécifique située dans la zone centrale de ce réseau, qui est définie par la juxtaposition de deux parties qui sont le haut et le bas Sébaou,

Dans ce travail nous allons utiliser des cartes topographiques de la région de Tizi-Ouzou d'échelle au 1/50 000^{ème}, géoréférencées sur Map info.

Puis nous allons élaborer des cartes des linéaments hydrographiques tirés à partir du calque obtenu par la digitalisation du réseau hydrographique de la région de Tizi-Ouzou suivant sa hiérarchisation ;

Ces cartes des linéaments hydrographiques serviront pour une étude statistique permettant de déterminer les directions les plus abondantes empruntées par les cours d'eau, et ce, afin d'essayer de les corréler à des réseaux de fracturations connus dans la région.

III-2-1 / Utilisation du logiciel de Map info :

Le Map info est un logiciel utilisé dans les systèmes d'informations géographiques, il permet de créer, traiter et manipuler l'information géographique par des requêtes spatiales et de les cartographier (cartes, graphes, cartes thématiques...).

Ce programme de traitement de l'information est utilisé pour réaliser des cartes en format numérique. Il est conçu autour d'un moteur d'édition de cartes qui permet la superposition de couches numériques contenant des informations diverses, et variées. Il permet de représenter à l'aide d'un système de couches des informations géolocalisées : points, polygones, image raster ... Il incorpore un grand nombre de formats de données, de fonctions cartographiques et de gestion de données... Un système de requêtes cartographiques adapté permet la conception des cartes et bases de données cartographiques.

III-2-2 / Exploitation des données:

Après le calage des supports numériques, ils prennent place dans un système de localisation géographiquement référencié et qui constituera par la suite la base virtuelle du travail à effectuer, d'où on pourra extraire l'information voulue.

- La première étape consiste à caler les cartes topographiques :

- On commence par créer un calque sur le quelle on digitalisera le réseau hydrographique de de la région de Tizi-Ouzou.
 - A partir de cette digitalisation, on fera ressortir tous les linéaments hydrogéologique qui se rapportent à ce réseau, et suivant leur hiérarchisations (selon leurs ordre et ampleurs), tous ses linéaments qui se rapportent à ce dernier seront repartie dans un calque spécifique, (exemple le R_0 comme étant le réseau principale, les R_1 comme étant les ramifications qui sont connecté et qui se déverse directement dans le réseau principal (R_0), les R_2 qui sont les ramifications connectés à R_1 et ainsi de suite...) afin d'obtenir des cartes de linéaments hydrographiques propre à chaque ordre de cette hiérarchisation.
- En second lieu, il s'agit de procéder au calcul des angles que fond ces linéaments hydrogéologique par rapport au nord géographique, pour pouvoir ensuite procéder à leur classification selon des classes bien définies, qui nous permettent de faire une étude statistique et élaborer une rosace directionnelle qui nous permettra de ressortir les directions les plus abondantes.

III-3 / Identification des réseaux des linéaments hydrographiques :

L'identification du réseau des linéaments hydrographiques consiste à faire correspondre tous les itinéraires empruntés par l'eau à des segments linéaires orientés selon le Nord géographique $N 0^\circ$.

Selon la hiérarchisation de l'oued Sébaou on a obtenu les résultats suivant :

III-3-1 / Identification du réseau des linéaments hydrographiques selon R_0 :

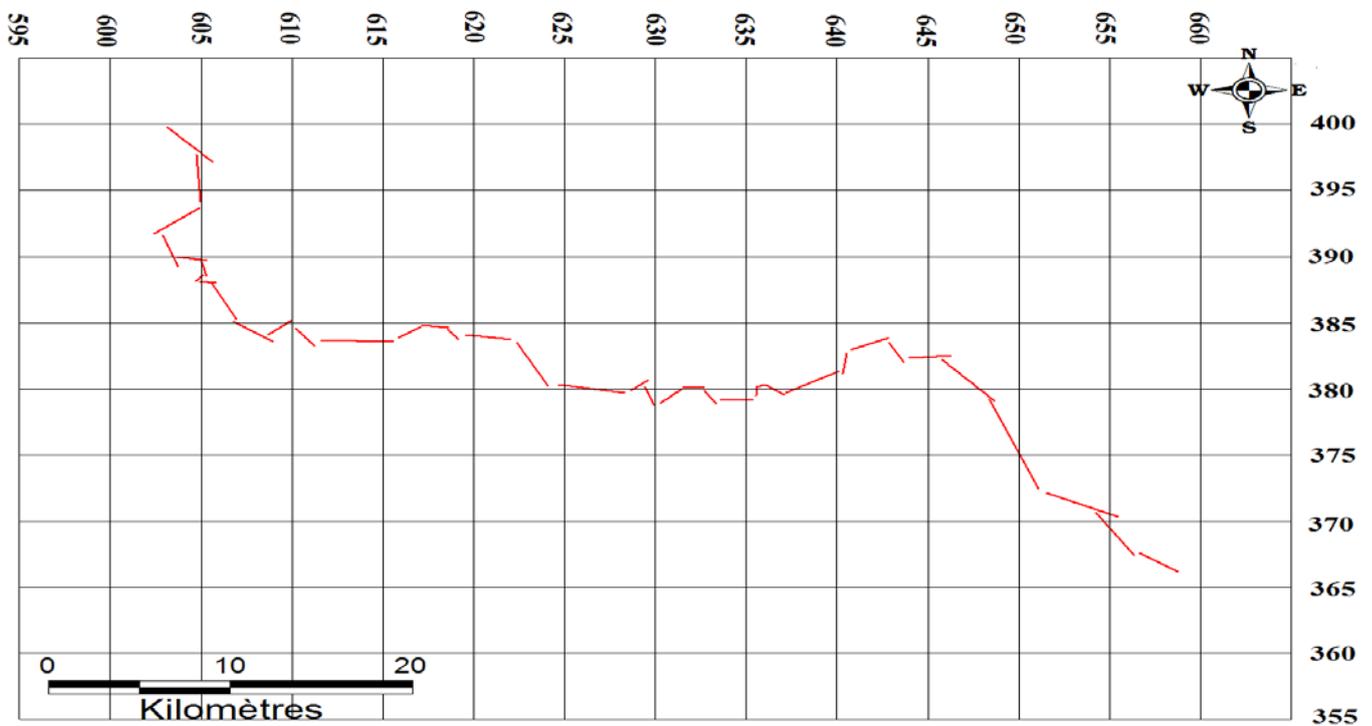


Figure III-1 : Carte des linéaments hydrographiques du cours d'eau principale R_0 .

Classe en degré (°)	Nombre de linéaments hydrographiques	Orientations en degré (°)
0 - 10	2	4; 9
11 - 20	0	
21 - 30	0	
31 - 40	0	
41 - 50	1	50
51 - 60	4	54; 52; 58; 52
61 - 70	3	66; 63; 68
71 - 80	0	
81 - 90	2	90; 87
91 - 100	6	100; 100; 92; 96; 98; 98
101 - 110	1	101
111 - 120	1	115
121 - 130	3	125; 128; 124
131 - 140	2	136; 137
141 - 150	5	142; 143; 142; 147; 148
151 - 160	4	154; 152; 151; 159
161 - 170	3	161; 168; 162
171 - 180	1	177

Tableau III-1 : Distribution des linéaments hydrographiques du R0.

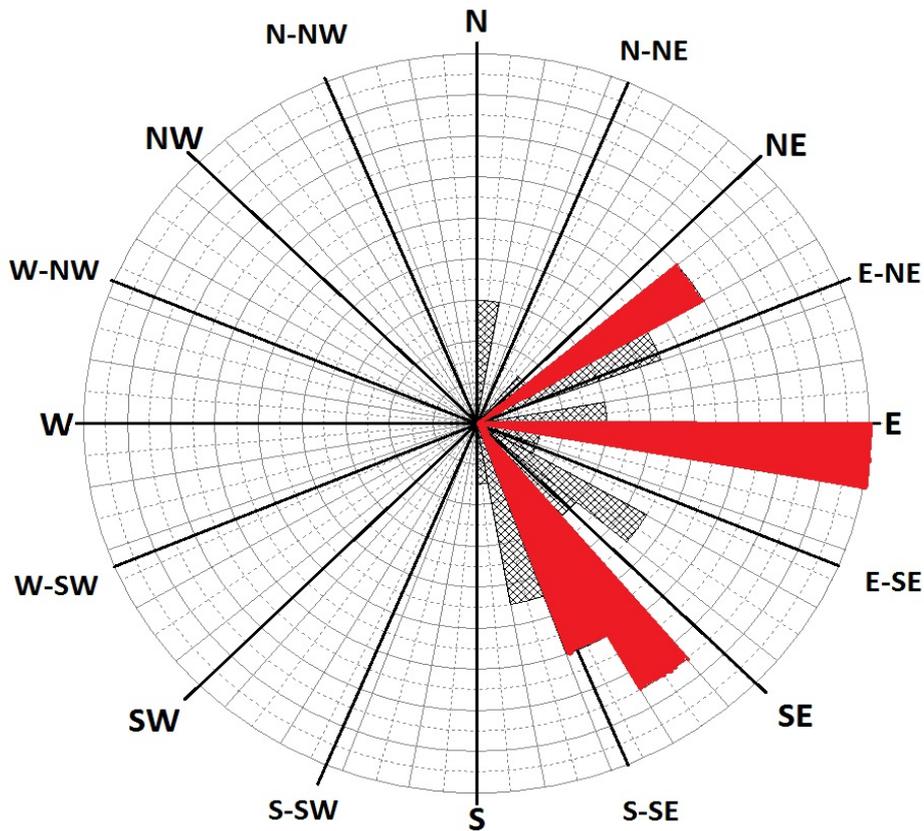


Figure III-2 : Rosace directionnelle des linéaments hydrographiques obtenus à partir du R0.

III-3-1-1 / Analyse statistique :

L'analyse statistique consiste à faire répartir les segments qui ont presque la même direction dans une même classe, puis on leur attribuera une direction prépondérante ou ils seront regroupés pour calculer leurs abondances.

Directions principales	Classe directionnelle	Nombre de linéaments	Fréquences
N-S	[0-10] ; [171-180]	3	0,08
NNE-SSW	[11-35]	0	0
NE-SW	[35-60]	5	0,13
ENE-WSW	[61-80]	3	0,08
E-W	[81-100]	8	0,21
ESE-WNW	[101-125]	3	0,08
SE-NW	[126-145]	7	0,18
SSE-NNW	[146-170]	9	0,24

Tableau III-2 : Distribution des linéaments hydrographiques dans les directions principales du R0.

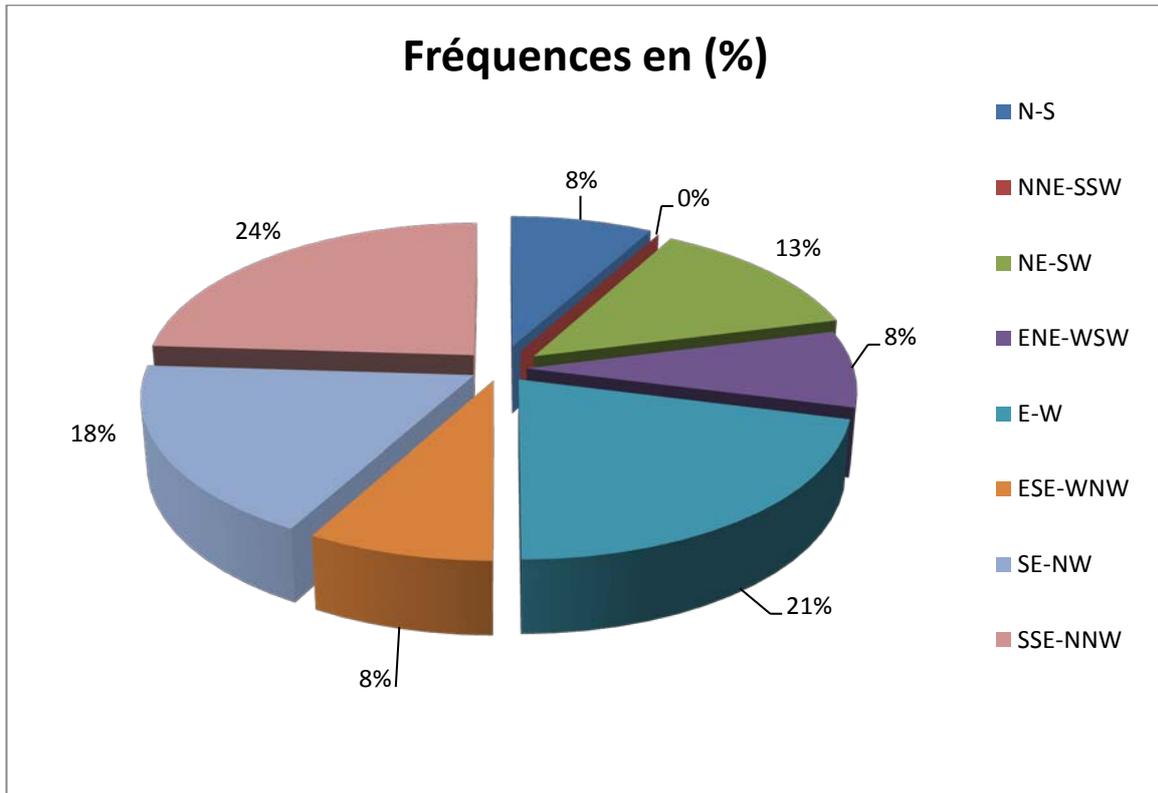


Figure III-3 : Secteurs éclaté des fréquences de distributions des linéaments hydrographiques obtenus à partir du R0 en (%).

III-3-1-2 / Interprétation statistique des données acquise dans R0 :

Selon la rosace directionnelle et l'analyse statistique du R0 on a pu remarquer la dominance de 03 familles de linéaments hydrographiques qui regroupent 24 linéaments sur un total de 38 avec un pourcentage de 63% ces familles sont :

SSE-NNW : qui regroupe 09 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 24%.

E-W : qui regroupe 08 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 21%.

SE-NW : qui regroupe 07 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 18%.

On a aussi une famille Secondaire qui est représentée par :

NE-SW : qui regroupe 05 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 13%.

Les autres familles sont moins importantes. Elles regroupent 09 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 24% qui sont :

N-S : qui regroupe 03 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 8%.

ENE-WSW : qui regroupe 03 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 8%.

ESE-WNW : qui regroupe 03 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 8%.

NNE-SSW : qui regroupe 00 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 00%.

III-3-2 / Identification du réseau des linéaments hydrographiques selon les R1 :

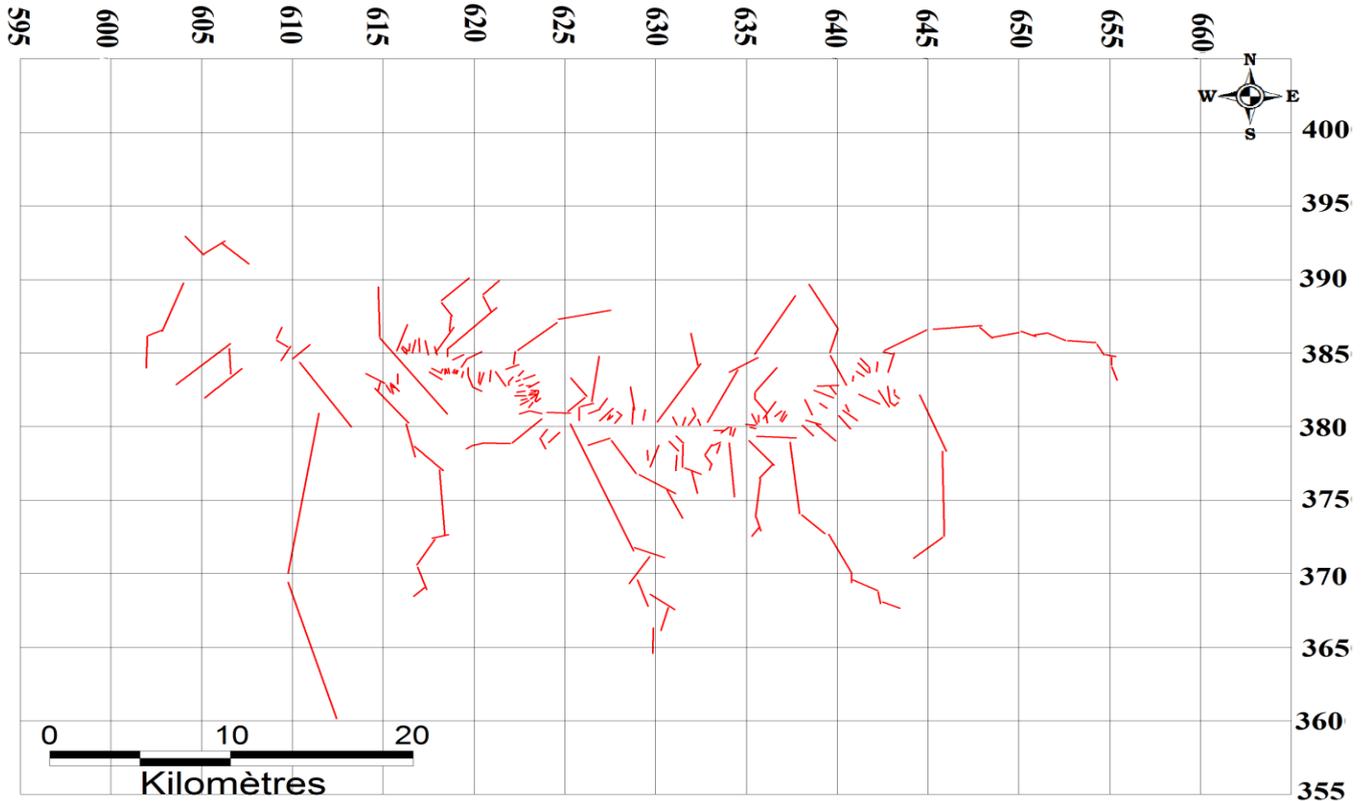


Figure III-4 : Carte des linéaments hydrographiques obtenus à partir des R1.

Classe en degré (°)	Nombre de linéaments	Orientations en degré (°)
0 - 10	32	2; 10; 1; 3; 8; 1; 8; 2; 2; 4; 2; 6; 6; 9; 1; 9; 5; 3; 5; 4; 8; 3; 8; 8; 8; 8; 2; 3; 4; 8; 1; 8
11 - 20	15	20; 12; 15; 18; 19; 11; 20; 12; 20; 19; 18; 18; 11; 12; 12
21 - 30	10	22; 30; 23; 21; 21; 29; 21; 28; 28; 25
31 - 40	19	32; 32; 40; 33; 34; 33; 40; 35; 34; 33; 32; 40; 34; 31; 33; 38; 36; 32; 31
41 - 50	17	50; 42; 46; 48; 46; 45; 46; 50; 50; 48; 44; 47; 42; 50; 50; 41; 46
51 - 60	7	55; 57; 59; 51; 60; 60; 56
61 - 70	12	62; 65; 67; 63; 70; 68; 70; 64; 62; 64; 61; 69
71 - 80	10	77; 80; 79; 71; 80; 71; 73; 78; 80; 75
81 - 90	3	89; 88; 86
91 - 100	8	95; 93; 91; 94; 91; 98; 94; 95
101 - 110	6	107; 106; 110; 107; 104; 107
111 - 120	7	113; 116; 116; 120; 112; 117; 115
121 - 130	11	121; 127; 121; 121; 130; 122; 123; 130; 130; 128; 123
131 - 140	10	133; 137; 137; 140; 137; 134; 133; 135; 140; 132

141 - 150	19	142; 147; 144; 142; 148; 149; 143; 150; 144; 149; 141; 146; 145; 141; 145; 141; 141; 148; 142
151 - 160	17	157; 154; 154; 160; 158; 158; 156; 160; 156; 158; 158; 152; 160; 153; 156; 155; 152
161 - 170	14	164; 168; 163; 170; 168; 164; 161; 170; 162; 169; 161; 161; 170; 162
171 - 180	11	173; 172; 173; 177; 176; 177; 172; 174; 175; 177; 177

Tableau III-3 : Distribution des linéaments hydrographiques des R1.

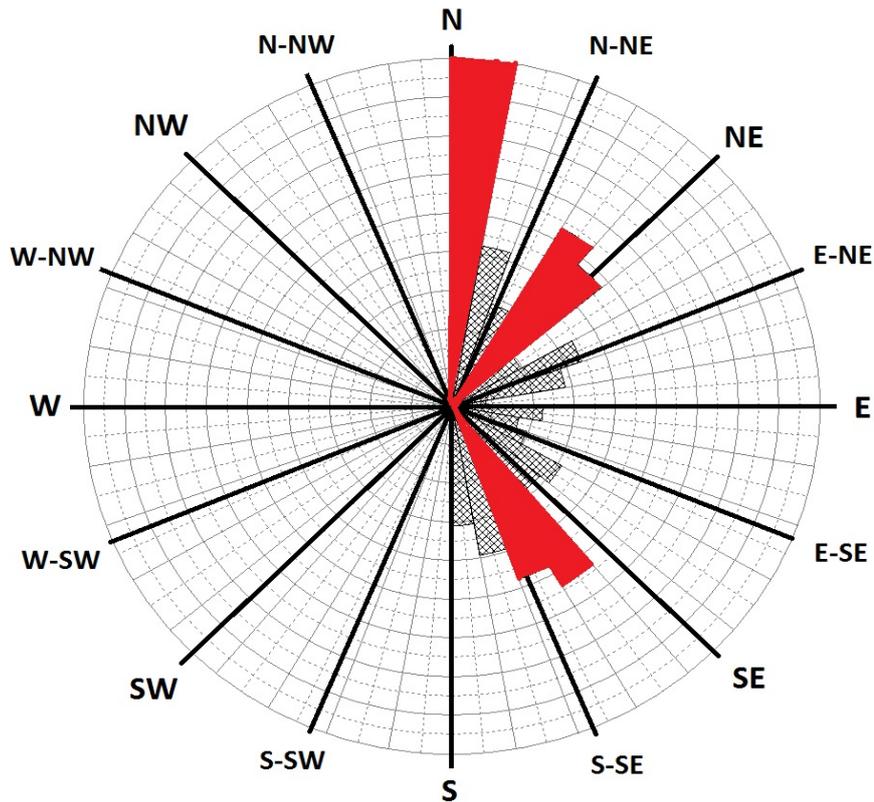


Figure III-5 : Rosace directionnelle des linéaments hydrographiques obtenus à partir des R1.

III-3-2-1 / Analyse statistique :

Directions principales	Classe directionnelle	Nombre de linéaments	Fréquences
N-S	[0-10] ; [171-180]	43	0,19
NNE-SSW	[11-35]	39	0,17
NE-SW	[35-60]	29	0,13
ENE-WSW	[61-80]	22	0,1
E-W	[81-100]	11	0,05
ESE-WNW	[101-125]	19	0,08
SE-NW	[126-145]	27	0,12
SSE-NNW	[146-170]	38	0,17

Tableau III-4 : Distribution des linéaments hydrographiques dans les directions principales des R1.

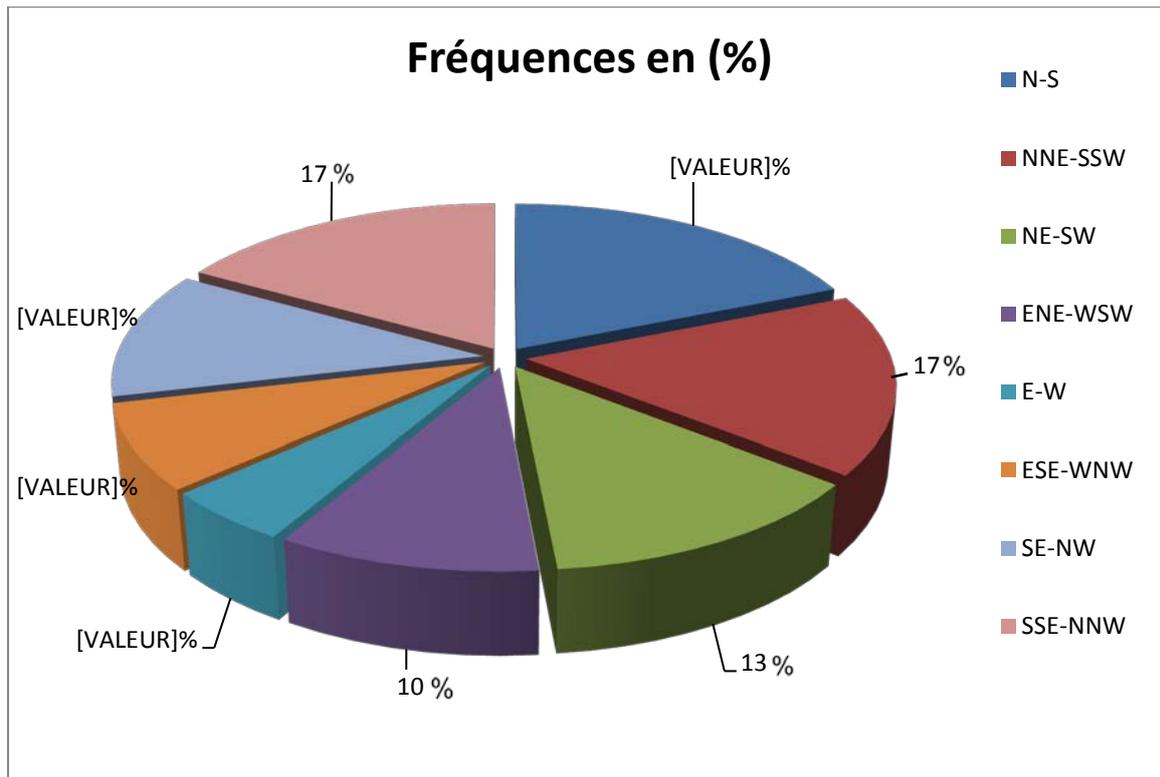


Figure III-6 : Secteurs éclaté des fréquences de distributions des linéaments hydrographiques obtenus à partir des R1 en (%).

III-3-2-2 / Interprétation statistique des données acquise à partir des R1 :

La rosace directionnelle et l'analyse statistique du réseau des linéaments hydrographiques extraits à partir des R1 nous ont permis de distinguer 04 familles de linéaments hydrographiques qui regroupent 149 linéaments sur un total de 228 avec un pourcentage de 66% ces familles sont :

- N-S : qui regroupe 43 linéaments hydrographiques sur 228 avec un pourcentage de 19%.
- NNE-SSW : qui regroupe 39 linéaments hydrographiques sur 228 avec un pourcentage de 17 %.
- SSE-NNW : qui regroupe 38 linéaments hydrographiques sur 228 avec un pourcentage de 17%.
- NE-SW : qui regroupe 29 linéaments hydrographiques sur 228 avec un pourcentage de 13%.

On a aussi deux familles Secondaires qui sont représentées par :

- SE-NW : qui regroupe 27 linéaments hydrographiques sur 228 avec un pourcentage de 12 %.
- ENE-WSW: qui regroupe 22 linéaments hydrographiques sur 228 avec un pourcentage de 10 %.

Les deux autres familles sont moins importantes elles regroupent 30 linéaments hydrographiques sur 228 avec un pourcentage de 13 % qui sont :

- ESE-WNW : qui regroupe 19 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 8%.
- E-W : qui regroupe 11 linéaments hydrographiques sur 38 avec un pourcentage de 5%

III-3-3 / Identification du réseau des linéaments hydrographiques selon les R2 :

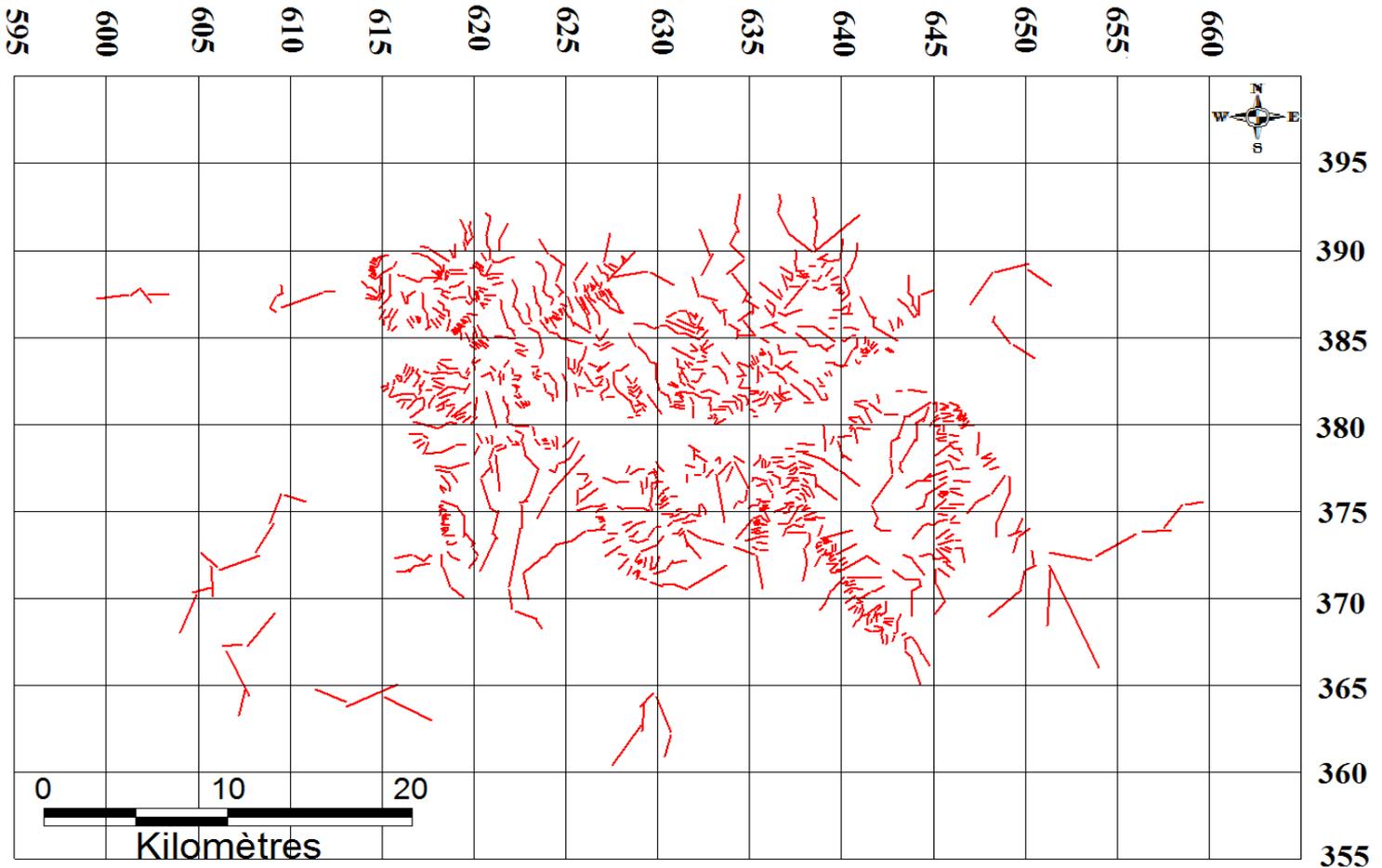


Figure III-7 : Carte des linéaments hydrographiques obtenus partir des R2.

Classe en degré (°)	Nombre de linéaments	Orientations en degré (°)
0 - 10	66	9; 3; 4; 8; 6; 10; 2; 10; 6; 8; 1; 2; 2; 4; 5; 4; 6; 1; 5; 8; 1; 7; 5; 4; 5; 3; 0; 0; 3; 9; 1; 5; 6; 1; 3; 10; 10; 9; 4; 9; 5; 0; 0; 0; 10; 8; 6; 6; 6; 0; 10; 3; 10; 8; 0; 7; 5; 4; 8; 10; 4; 2; 0; 4; 10; 5
11 - 20	63	11; 15; 18; 15; 13; 15; 14; 16; 17; 18; 14; 11; 14; 14; 15; 11; 17; 16; 11; 15; 11; 19; 17; 12; 13; 12; 18; 15; 15; 20; 20; 12; 17; 16; 12; 11; 15; 12; 12; 18; 11; 16; 15; 17; 16; 13; 14; 15; 12; 17; 14; 14; 15; 15; 11; 20; 13; 18; 15; 18; 14; 18; 20
21 - 30	64	28; 25; 25; 30; 30; 25; 25; 23; 26; 29; 28; 25; 29; 30; 30; 30; 25; 23; 30; 24; 23; 22; 23; 28; 23; 26; 22; 23; 28; 22; 26; 23; 23; 24; 24; 27; 21; 25; 26; 23; 28; 23; 29; 25; 30; 29; 28; 30; 21; 24; 28; 23; 21; 26; 26; 26; 23; 24; 26; 26; 24; 28; 25; 27
31 - 40	62	37; 34; 40; 36; 36; 32; 36; 35; 31; 35; 35; 39; 37; 33; 31; 33; 40; 37; 35; 40; 34; 40; 40; 38; 32; 40; 36; 33; 37; 32; 40; 37; 33; 40; 40; 40; 40; 32; 40; 33; 35; 34; 40; 32; 31; 38; 34; 33; 32; 40; 36; 38; 40; 36; 38; 38; 36; 35; 38; 37; 35; 33
41 - 50	84	49; 44; 46; 47; 43; 44; 46; 50; 41; 44; 42; 43; 45; 42; 44; 50; 47; 48; 47; 44; 45; 44; 45; 42; 45; 41; 46; 42; 47; 45; 47; 46; 41; 50; 48; 45; 50; 50; 47; 42; 50; 45;

		41; 45; 48; 44; 41; 42; 42; 47; 50; 48; 50; 46; 49; 45; 44; 50; 47; 48; 41; 50; 49; 42; 50; 41; 44; 44; 42; 50; 47; 49; 45; 46; 48; 46; 47; 45; 41; 48; 41; 41; 43; 49
51 - 60	79	54; 52; 60; 60; 55; 52; 52; 55; 55; 51; 51; 51; 52; 55; 52; 54; 53; 52; 54; 55; 56; 53; 55; 54; 57; 55; 60; 55; 52; 55; 55; 58; 60; 55; 52; 54; 57; 55; 60; 51; 58; 60; 56; 52; 52; 59; 58; 58; 60; 60; 55; 53; 57; 58; 59; 52; 60; 56; 51; 60; 60; 51; 58; 53; 60; 60; 52; 60; 58; 55; 57; 60; 54; 57; 56; 54; 58; 59; 58
61 - 70	68	66; 68; 67; 65; 62; 65; 63; 65; 61; 62; 70; 65; 65; 63; 65; 69; 70; 66; 63; 63; 64; 66; 70; 70; 65; 70; 64; 62; 65; 62; 62; 64; 70; 68; 62; 69; 69; 65; 69; 69; 68; 64; 69; 64; 70; 69; 63; 61; 66; 64; 63; 61; 69; 68; 68; 61; 62; 70; 65; 70; 64; 66; 63; 70; 63; 69; 70; 70
71 - 80	84	71; 71; 78; 71; 71; 80; 75; 76; 74; 76; 77; 80; 76; 75; 75; 74; 73; 79; 72; 73; 79; 75; 78; 77; 77; 80; 75; 80; 79; 75; 74; 78; 78; 77; 78; 75; 74; 80; 75; 80; 78; 72; 75; 74; 71; 80; 77; 75; 75; 76; 73; 71; 73; 71; 73; 80; 80; 73; 74; 80; 72; 80; 72; 76; 77; 77; 74; 74; 72; 76; 73; 76; 80; 79; 77; 72; 80; 75; 75; 76; 80; 80; 80; 73
81 - 90	99	84; 89; 85; 84; 89; 86; 88; 82; 85; 84; 90; 89; 86; 81; 89; 81; 86; 84; 82; 83; 90; 83; 85; 81; 85; 88; 90; 84; 87; 88; 83; 84; 87; 87; 90; 89; 83; 87; 89; 84; 82; 82; 85; 90; 88; 83; 82; 89; 89; 83; 86; 89; 84; 85; 85; 86; 85; 89; 81; 85; 85; 81; 87; 90; 89; 88; 84; 85; 90; 86; 90; 90; 88; 84; 82; 88; 85; 85; 84; 90; 86; 90; 85; 88; 84; 86; 87; 90; 83; 85; 88; 89; 90; 88; 84; 90; 89; 87; 81
91 - 100	76	93; 93; 98; 94; 100; 93; 94; 92; 93; 94; 100; 97; 91; 97; 95; 98; 94; 92; 100; 95; 97; 91; 92; 96; 92; 100; 95; 100; 100; 98; 95; 95; 92; 92; 91; 96; 100; 94; 97; 92; 100; 92; 92; 94; 95; 100; 94; 91; 96; 100; 98; 94; 100; 91; 100; 91; 99; 98; 100; 99; 95; 100; 93; 100; 100; 97; 91; 97; 94; 92; 96; 94; 95; 95; 98; 98
101 - 110	65	104; 104; 104; 110; 107; 109; 105; 105; 109; 110; 106; 101; 104; 104; 101; 110; 101; 105; 108; 110; 104; 110; 105; 104; 109; 103; 110; 105; 105; 106; 104; 102; 109; 107; 102; 104; 108; 105; 110; 107; 109; 105; 108; 102; 108; 107; 107; 108; 104; 106; 107; 110; 101; 103; 110; 110; 110; 108; 102; 108; 103; 109; 105; 106; 102
111 - 120	80	111; 118; 115; 111; 120; 116; 113; 118; 118; 113; 119; 118; 117; 119; 113; 116; 120; 115; 115; 113; 120; 115; 118; 113; 111; 113; 111; 114; 116; 120; 114; 111; 111; 115; 112; 113; 112; 114; 119; 116; 115; 118; 116; 115; 118; 112; 114; 118; 115; 118; 111; 111; 114; 112; 117; 119; 120; 114; 116; 115; 111; 118; 114; 118; 112; 111; 117; 114; 112; 114; 113; 114; 113; 113; 113; 111; 115; 120; 119; 117
121 - 130	93	129; 122; 126; 129; 128; 130; 126; 126; 130; 129; 122; 129; 130; 125; 123; 127; 126; 129; 121; 125; 126; 129; 130; 129; 130; 125; 130; 124; 129; 128; 130; 128; 122; 121; 130; 128; 125; 129; 129; 125; 130; 121; 124; 125; 121; 130; 122; 122; 121; 125; 121; 123; 122; 121; 129; 126; 121; 123; 121; 126; 130; 130; 128; 130; 129; 122; 123; 125; 130; 130; 129; 125; 130; 125; 121; 121; 128; 122; 125; 130; 126; 126; 129; 124; 127; 121; 130; 125; 125; 122; 130; 125; 127
131 - 140	70	136; 139; 131; 135; 132; 138; 135; 137; 138; 133; 138; 131; 133; 131; 140; 131; 132; 138; 132; 140; 135; 135; 135; 135; 138; 137; 140; 139; 139; 135; 138; 131; 133; 132; 134; 135; 140; 132; 139; 131; 138; 137; 131; 137; 138; 136; 140; 139; 139; 136; 132; 139; 134; 140; 137; 131; 135; 135; 137; 132; 136; 135; 134; 133; 137; 139; 131; 140; 137; 140
141 - 150	73	142; 147; 146; 150; 145; 147; 142; 143; 141; 145; 149; 149; 150; 150; 145; 145; 141; 146; 145; 145; 150; 146; 150; 141; 150; 144; 144; 145; 142; 145; 150; 147; 149; 145; 150; 142; 145; 145; 142; 150; 145; 142; 150; 148; 150; 142; 149; 141; 150; 147; 144; 150; 150; 142; 145; 150; 150; 146; 149; 150; 143; 143; 149; 150; 141; 141; 143; 147; 141; 150; 145; 145; 149

151 - 160	70	159; 160; 155; 152; 155; 158; 157; 158; 152; 151; 155; 158; 153; 157; 152; 160; 155; 155; 160; 160; 151; 156; 158; 155; 152; 153; 154; 160; 151; 155; 155; 159; 157; 155; 151; 154; 158; 155; 159; 160; 152; 158; 156; 151; 158; 160; 152; 159; 156; 159; 160; 160; 152; 151; 151; 158; 157; 160; 160; 153; 154; 157; 151; 160; 156; 159; 159; 160; 153; 153
161 - 170	68	166; 170; 163; 162; 169; 170; 165; 167; 167; 163; 162; 170; 166; 161; 165; 161; 165; 168; 169; 163; 165; 170; 168; 166; 168; 163; 163; 165; 165; 163; 164; 166; 164; 169; 164; 165; 169; 169; 161; 164; 166; 165; 165; 165; 164; 163; 167; 168; 167; 168; 165; 162; 165; 169; 167; 170; 167; 165; 165; 163; 163; 170; 163; 170; 165; 170; 166; 163
171 - 180	54	173; 172; 179; 178; 177; 176; 179; 176; 178; 171; 174; 174; 172; 178; 172; 175; 171; 178; 171; 179; 179; 171; 173; 171; 175; 175; 171; 179; 178; 177; 171; 175; 173; 171; 172; 173; 179; 176; 172; 173; 179; 177; 171; 171; 171; 176; 175; 176; 178; 175; 178; 179; 171; 173

Tableau III-5: Distribution des linéaments hydrographiques à partir des R2.

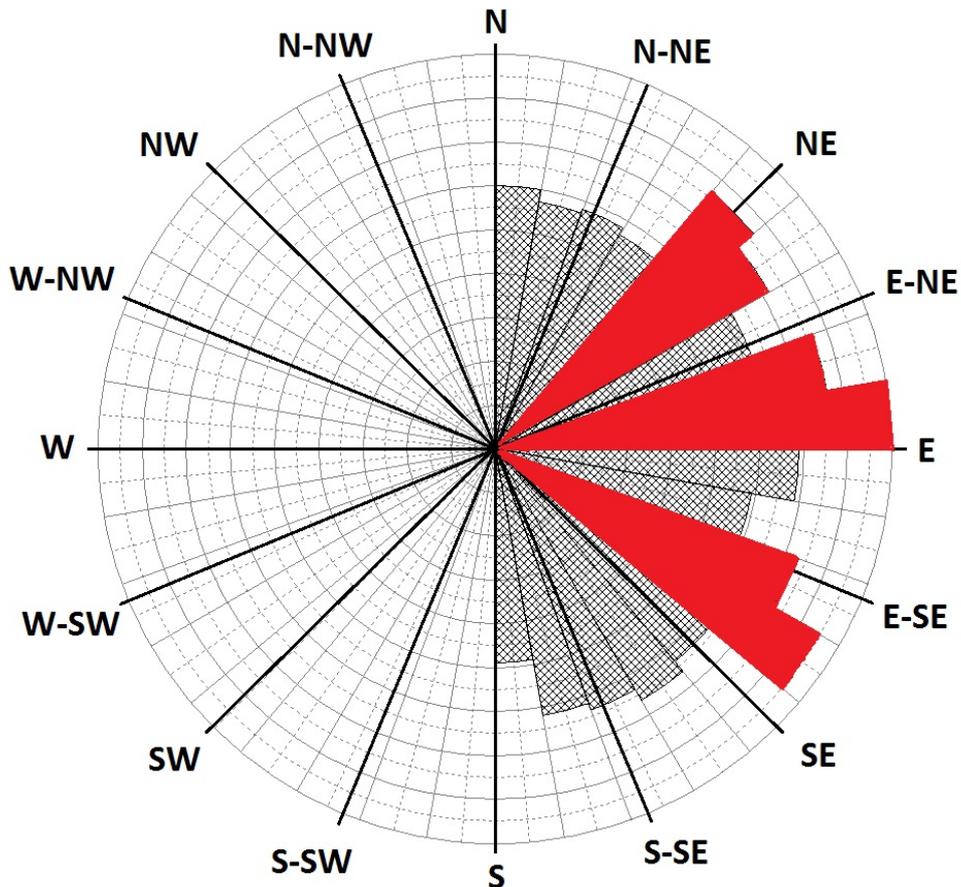


Figure III-8 : Rosace directionnelle des linéaments hydrographiques obtenus à partir des R2.

III-3-3-1/ Analyse statistique :

Directions principales	Classe directionnelle	Nombre de linéaments	Fréquences
N-S	[0-10] ; [171-180]	120	0,09
NNE-SSW	[11-35]	154	0,12
NE-SW	[35-60]	198	0,15
ENE-WSW	[61-80]	152	0,12
E-W	[81-100]	175	0,13
ESE-WNW	[101-125]	187	0,14
SE-NW	[126-145]	158	0,12
SSE-NNW	[146-170]	174	0,13

Tableau III-6 : Distribution des linéaments hydrographiques dans les directions principales dés R2.

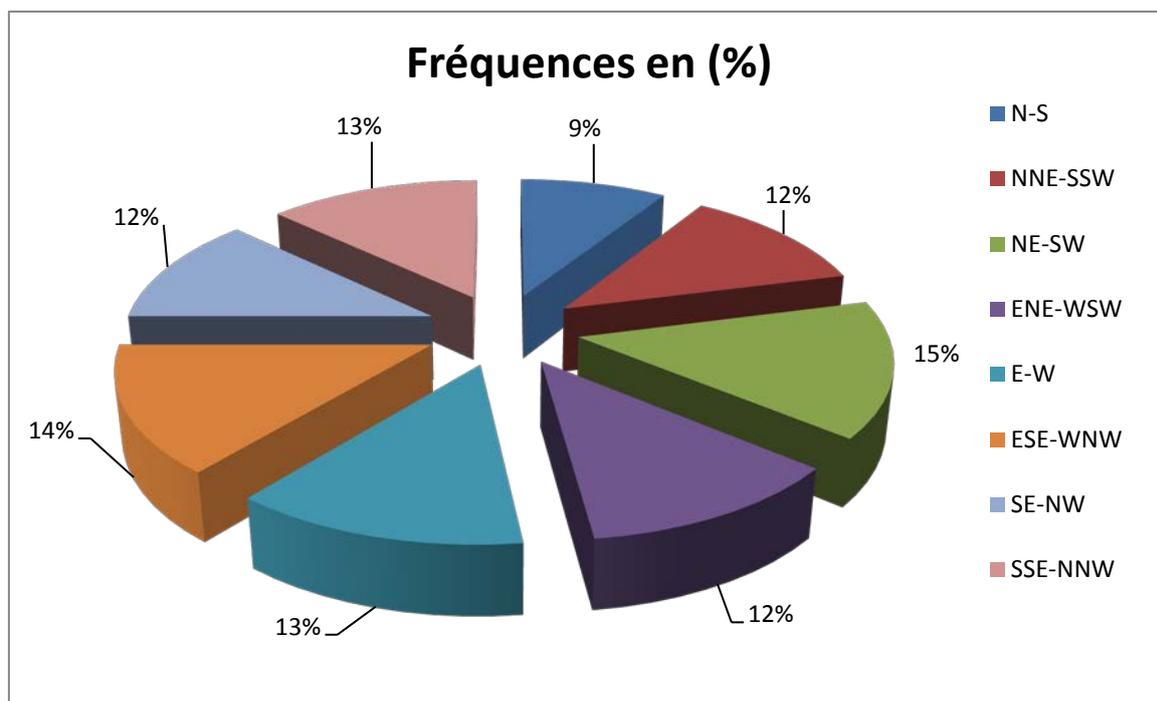


Figure III-9 : Secteurs éclaté des fréquences de distributions des linéaments hydrographiques obtenus à partir des R2 en (%).

III-3-3-2/ Interprétation statistique des données acquise à partir des R2 :

La complexité et l'uniformité des données acquises sur la base de La rosace directionnelle et l'analyse statistique des réseaux des linéaments hydrographiques extraits à partir des R2, ne nous ont pas permis de faire la distinction entre les différentes familles, cependant, on a pu distinguer 04 familles de linéaments hydrographiques qui regroupent 734 linéaments sur un total de 1318 avec un pourcentage de 55% ces familles sont :

NE-SW : qui regroupe 198 linéaments hydrographiques sur 1318 avec un pourcentage de 15%.

ESE-WNW : qui regroupe 187 linéaments hydrographiques sur 1318 avec un pourcentage de 14 %.

E-W : qui regroupe 175 linéaments hydrographiques sur 1318 avec un pourcentage de 13%.

SSE-NNW : qui regroupe 174 linéaments hydrographiques sur 1318 avec un pourcentage de 13%.

On a aussi 03 familles Secondaires qui sont représentées par :

SE-NW : qui regroupe 158 linéaments hydrographiques sur 1318 avec un pourcentage de 12 %.

NNE-SSW : qui regroupe 154 linéaments hydrographiques sur 1318 avec un pourcentage de 12 %.

ENE-WSW: qui regroupe 152 linéaments hydrographiques sur 1318 avec un pourcentage de 12 %.

L'autre famille est moins importante elle regroupe 120 linéaments hydrographiques sur 1318 avec un pourcentage de 09 % qui sont :

N-S : qui regroupe 120 linéaments hydrographiques sur 1318 avec un pourcentage de 09%.

III-4 / Discussion et comparaison des données :

L'étude statistique des différentes cartes des linéaments hydrographiques obtenue à partir de la hiérarchisation du réseau hydrographique de la région de Tizi-Ouzou, nous a permis de mettre en évidence un important réseau de linéament hydrographiques distribuer sur les direction les plus abondantes connues dans l'atlas tellien et qui sont :

N-S, NNE-SSW, NE-SW, E-W, ESE-WNW, SE-NW, SSE-NNW.

D'après certaines études antérieurs établis dans cette région par différents auteur notamment Aite Mouhand Ouremdane (1994 ;1997), Lounis Rachid (2005), Gélard (1979), Saadallah (1992),et autres, qui ont travaillé sur la tectonique maghrébine, On a pu comparer certaines de ces directions obtenues à partir des différentes cartes des linéaments hydrographique réaliser à partir de l'écoulement du réseau hydrographique de la région de Tizi-Ouzou, au directions relievé aux différentes phases tectoniques enregistré dans le domaine de l'Atlas tellien, et identifier par ces auteurs à travers leur études structurales réalisé avec d'autres méthodes d'étude telles que la photographie aérienne ,la trame dense, l'image satellitaire, ou bien des travaux de terrain.

D'après les travaux d'Aite Mouhand Ouremdane (1994-1997), sur le Néogène post nappe de Tizi-Ouzou, on a pu attribuer ces directions à cinq périodes tectoniques principales dans l'orogène central des maghrebides :

-La première période (Burdigalien terminal-Langhien) : correspond à des épisodes de fracturation d'intensive multidirectionnel qui affecte les formations post nappes indiqué par des failles normales de directions NNW-SSE ou NNE-SSW ou pratiquement E-W.

-La deuxième période (Langhien-Missinien): causée par des contraintes compressives et responsables de la formation des plis plurikilométriques orienté N070° E ou ENE-WSW.

-La troisième période (Anté-Pliocène): elle est distensive anté-pliocène correspond à une extension de direction NW-SE.

-La quatrième période (pliocène): engendrée par des contraintes compressives d'âge pliocène et qui correspond à un raccourcissement NNE-SSW, cette période est caractérisée par des micro-décrochements sub-conjugués.

-La cinquième période (post pliocène): elle est compressive post-pliocène a actuelle correspondant à une compression NNW-SSE a WNW-ESE, cette période est la mieux marquée et la nature tectonique de ces linéaments peut être mise en évidence presque partout.

D'après Lounis Rachid, (2005) dont les recherches se sont concentré sur le massif centro - oriental qui comprend respectivement : le massif de Larbaa-Nath-Irathen au centre et le massif de Djemaâ N'Saharidj à l'Est, les analyse quantitative montrent que :

D'après la rosace directionnelle de l'ensemble des mesures de terrain, quatre familles de directions principales orientées globalement N-S, NE-SW, E-W et NW-SE qui selon toute vrai semblance sont des couloirs d'accidents.

La famille de direction subméridienne, est apparente chez l'ensemble des failles, c'est les famille qui semblent être sollicitée à chaque événement tectonique.

Les familles de direction NW – SE sont très bien représentée dans différents type d'accident a des degrés divers représentée par deux fourchettes angulaires, de direction N130-N140 et N160-N170, notamment dans l'accident majeur de Larbaa Nath Irathen d'orientation (N140).

La direction NE - SW, constitue elle aussi, une direction structurale importante dans son terrain d'étude et dans les zones internes en générale, c'est le conjugué des accidents NW - SE.

Les E-W semblent être postérieure aux systèmes conjugués d'accidents cités précédemment lui procurent ainsi, des formes géométriques en quadrilatères, qui nous rappel dans le cas présent l'écoulement de l'oued Sébaou dans certaines région.

Cependant d'autres familles de failles sont aussi représenté telle que les ENE-WNW (l'accident de Tizi-Rached).

D'après Gélard (1979). A partir des images satellites Landsat, a pu mettre en évidence un réseau tectono-linéamentaire en Grande Kabylie, ce réseau qui recoupe nettement les contacts des nappes ainsi que le Miocène post-nappe. Et qui comprend trois directions principales : N070, N110, N140 et quelques directions secondaires (N020) qui correspondent respectivement aux directions suivantes ENE-WSW ; ESE-WNW ; et SE-NW. Il notera que ce réseau n'est pas superficiel mais bien profond puisqu'il affecte le socle. et parmi ces indications indirectes qui prouvent ce caractère, sont les sources thermales de Kiria et de Tifra qui jalonnent leur tracé, et qui se situent à l'intersection ces accidents.

Saadallah (1992), a aussi décrit certaines directions principales dans plusieurs unités du domaine Alpin, lors de son investigation sur la micro tectonique. Publier en 1992 intituler (le cristallin de la grande Kabylie (Algérie): sa place dans la chaîne des Maghrébides). A l'aide d'une méthode nécessaire pour une étude structurale qui est connue sous le nom de projection stéréographique, il a pu définir les directions suivantes :

Dans la structure interne des gneiss oeilé d'Amalou qui ont une orientation N130° (NW-SE), limité au nord par des failles normales en contact avec le miocène, par le Sud-Ouest ; l'accident de LNI et par l'Est l'accident de Isahouanene.

Dans la structure interne des gneiss oeilé de Djemaa Saharidj presque la même direction précédente N140° (NW-SE) qui est perturbé par l'accident de Souamaa et des failles orienté NNE-SSW.

Un grand nombre de mesures effectuées sur ces deux ensembles montrent un plongement vers l'E-SE.

Dans la foliation des marbre de Tizi Bou Amane orienté N150° (NNW-SSE) plongeante vers le SW, avec une autre direction de foliation N130° (NW-SE) avec un plongement vers le NE.

Dans la linéation des para gneiss du flanc nord de Sid Ali Bou Naab penté vers le N-W, Dans la zone centre Est, et vers le S-SE et le N-NW dans la partie ouest.

L'accident sub-vertical orienté NW-SE dans le massif de Aissa Mimoun qui représente le contact des schistes cambriens avec le cristallin kabyle.

Les directions d'une tectonique compressive survenue vers 10 MA, NW-SE et NE-SW qui sont à la limite nord du cristallin et impliquant les terrains Miocène. (Saadallah, 1992).

Saadallah, aussi en (1992), a pu attribuer la direction E-W, aux failles d'effondrements qui délimitent le socle du bassin Néogène. Ces failles normales qui seraient issues d'un événement distensif majeur contemporain de l'effondrement du bassin de Tizi-Ouzou due à l'ouverture de la méditerranée

III-5 / Conclusion :

On peut déduire d'après les résultats obtenus par notre étude et les résultats des études structurales antérieures menées sur les directions de la fracturation dans la région de Tizi-Ouzou, que l'écoulement du réseau hydrographique dans cette région, est conforme aux directions d'un réseau de fracturation à un certain niveau de la hiérarchisation.

❖ Remarque :

À partir d'une certaine hiérarchisation de l'écoulement d'un cours d'eau (R4, R5, R6 ...etc.), cette méthode ne sera plus applicable à cause du facteur du relief et la pente qui domine la fracturation ainsi que l'écoulement se fait suivant la ligne de plus grande pente favorisant ainsi la topographie et la gravité.

CHAPITRE IV :
IDENTIFICATION DES
ECOULEMENTS.

IV/ Introduction :

L'écoulement superficiel des cours d'eau du complexe hydrographique de de la région de Tizi-Ouzou a donné naissance à des formes variées et des figures géométriques diverses dans l'espace qui peuvent être classés comme des modèles de rivières, ces formes et figures peuvent être étudiées et traduites afin de déterminer les facteurs qui favorisent leur apparition et qui peuvent contrôler le ruissellement et la circulation des eaux Superficiel.

IV-1/ Analyse géomorphologique :

Pour commencer notre approche nous allons nous baser sur l'aspect géomorphologique global de ce réseau hydrographique :

La première forme géométrique dominante qu'on peut observer à partir d'une vue générale c'est la forme rectangulaire ou pseudo rectangulaire plus au moins aplatis et déformé avec des angles plus au moins proche ou inférieur a un angle droit.

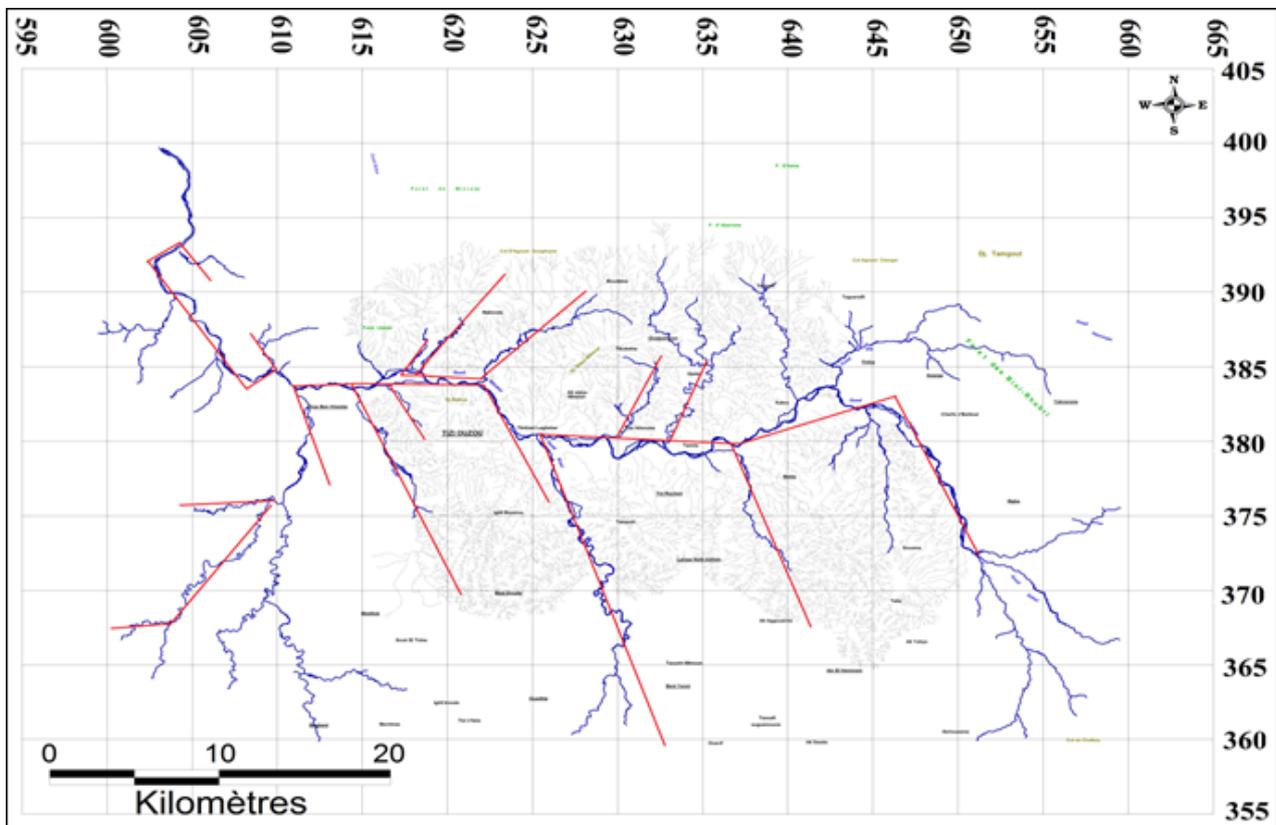


Figure IV-1 : Aspect angulaire ou orthogonale du réseau hydrographique.

L'aspect **Angulaire ou Orthogonal** reconnu par l'écoulement des principales ramifications du réseau hydrographique ($R_0 + R_1$), a été la première forme géomorphologique qui attire notre attention, cette forme géomorphologique a été héritée par la jonction des cours d'eau rectilignes avec une faible sinuosité qui suivent dans la plupart des cas d'anciennes fractures et qui se rejoignent formant des jonctions anguleuses donnant des formes géométriques proche d'un rectangle.

Afin de pouvoir analyser minutieusement ces formes géométriques, on a procédé à la subdivision de l'écoulement de ce réseau hydrographique en quatre zones qui sont comme suite :

- ❖ La zone 1 : correspond à la partie NE, elle est comprise entre les coordonnées géographiques(Lambert) suivante : X (630,660) ; Y(395,380).
- ❖ La zone 2 : correspond à la partie NW. Elle est comprise entre les coordonnées géographiques(Lambert) suivante : X (600,630) ; Y(400,380).
- ❖ La zone 3 : correspond à la partie SE. Elle est comprise entre les coordonnées géographiques(Lambert) suivante : X (630,660) ; Y(360,380).
- ❖ La zone 4 : correspond à la partie SW. Elle est comprise entre les coordonnées géographiques(Lambert) suivante : X (605,630) ; Y(365,385).

IV-1-1/ Les modèles de rivières reconnues dans la zone 1 :

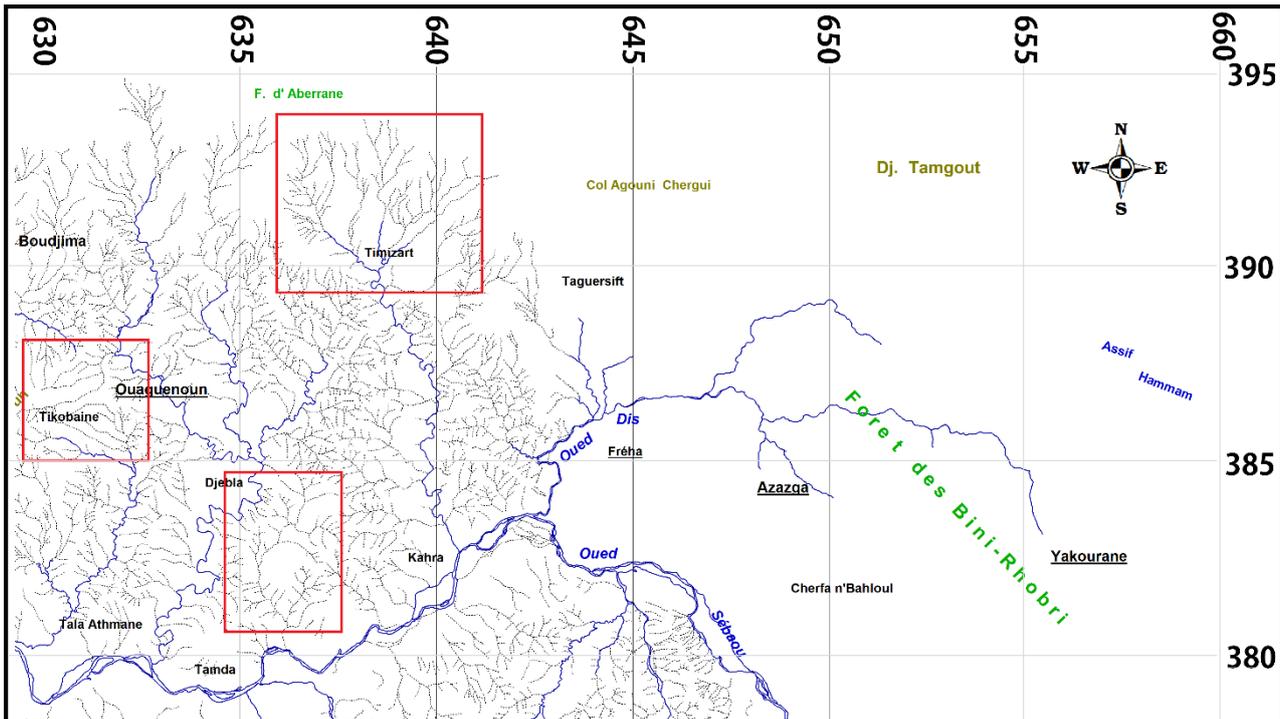


Figure IV-2 : zone 1 du réseau hydrographique.

Dans cette partie de ce réseau hydrographique on a pu identifier trois types de rivières différentes des autres :

❖ **Le dendritique (Timizart) :**

Avec une forme semblable à un arbre branchu, ce modèle de rivière est formé par la liaison de plusieurs cours d’eaux qui se rejoignent et donnant naissance à une rivière plus importante.

❖ **Le parallèle ou le sub-parallèle (Tikoubain) :**

Les fleuves coulent en fonction de la pente. Les dessins parallèles et sous-parallèles impliquent le contrôle d’écoulement par le gradient et un manque d’interférence entre les réseaux de fracturation.

❖ **L’archè avec une évolution vers le dendritique (Djebla):**

Le fleuve principale forme une sorte d’arc ou d’un demi-cercle autour d’un relief a pente raide ou se rejoignent tous les cours d’eau venant du sommet.

En général cette partie du réseau hydrographique est dominé par le type **dendritique**, qui caractérise les zones montagneuses.

IV-1-2/ Les modèles de rivières reconnues dans la zone 2 :

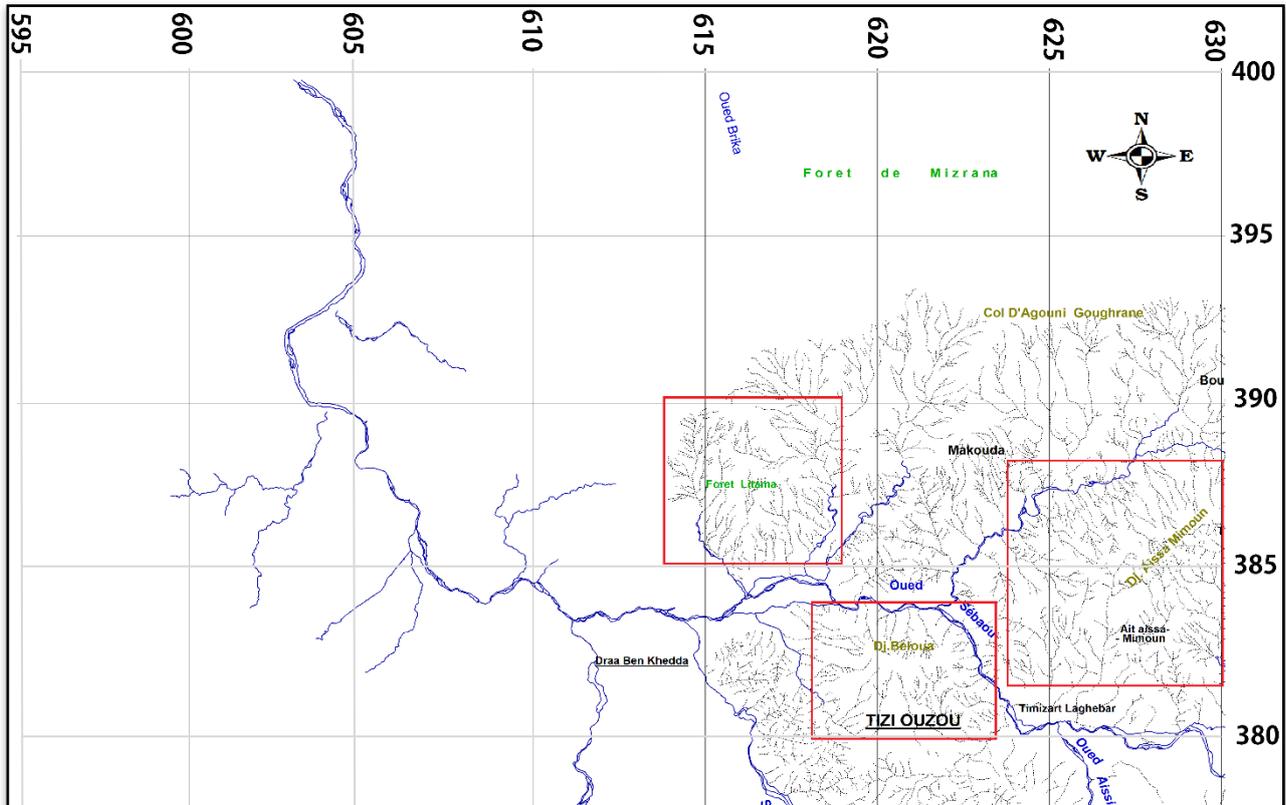
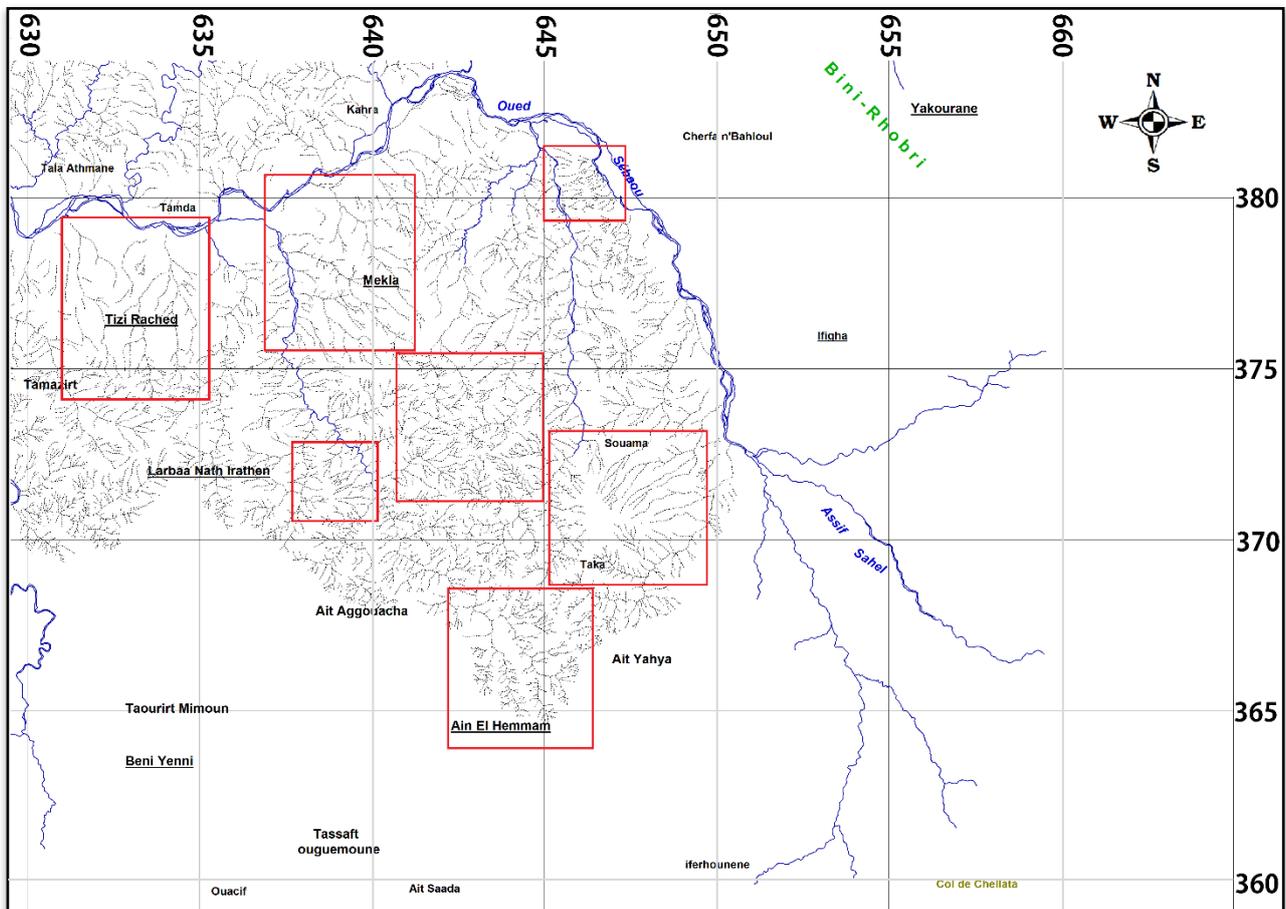


Figure IV-3 : zone 2 du réseau hydrographique.

Dans cette zone on a pu identifier le réseau **dendritique** situé dans la zone dite Forêt Litama, mais la dominance est majoritaire pour le **radial** au **Djebel Baloua** ainsi qu'au **Djebel Aissa Mimoun**, avec une forme proche de ce modèle de rivière qui montre une augmentation des chenaux près de la crête, ces derniers sont guidés par la pente avec un écoulement qui se fait dans toutes les directions à partir du sommet de la colline vers son aval synonyme d'un relief à pente forte.

IV-1-3/ Les modèles de rivières reconnues dans la zone 3 :



FigureIV-4 : zone 3 du réseau hydrographique.

Dans cette zone complexe on a du mal à reconnaître certaines formes de rivières à cause de son chevelue hydrographique dense, et pour cela on subdivise en deux sous-zones :

La sous-zone nord on a pu identifier deux types de rivières:

- ❖ **Le dendritique (Mekla, Tizi Rached) :** des cours d’eau de quelques kilomètres de longueurs suivant deux directions majeurs qui sont N-S et NW-SE avec quelques ramifications et qui se jettent dans le cours d’eau principal de l’oued Sébaou ;
- ❖ **Le parallèle ou le subparallèle :** un micro-réseau de plusieurs cours d’eaux juxtaposés alignés suivant une direction NE-SW a E-W ;

Dans la sous-zone sud on a pu identifier ces types de rivière :

- ❖ **Le radial évoluant vers le parallèle (Souamaa) :** l’écoulement des cours d’eau du sommet d’une colline vers son aval a favorisé la dispersions de ces cours d’eau dans toute les directions géographique mais en se focalisant sur la partie NE de cette colline on remarque que les cours d’eau ne se recourent pas s’aligne suivant une direction NE

- ❖ **Le radial (Est de Labaa Nath Irathen):** un intense réseau de rivière qui se propage dans toutes les directions de la boussole provenant d'un sommet d'une colline.
- ❖ **Le dendritique (du côté de Ain EL Hemmam) :** des cours d'eaux provenant d'un versant d'une colline et rejoigne la rivière principal.

Le réseau fluvial dominant dans cette zone est le **radial**.

IV-1-4/ Les modèles de rivières reconnues dans la zone 4 :

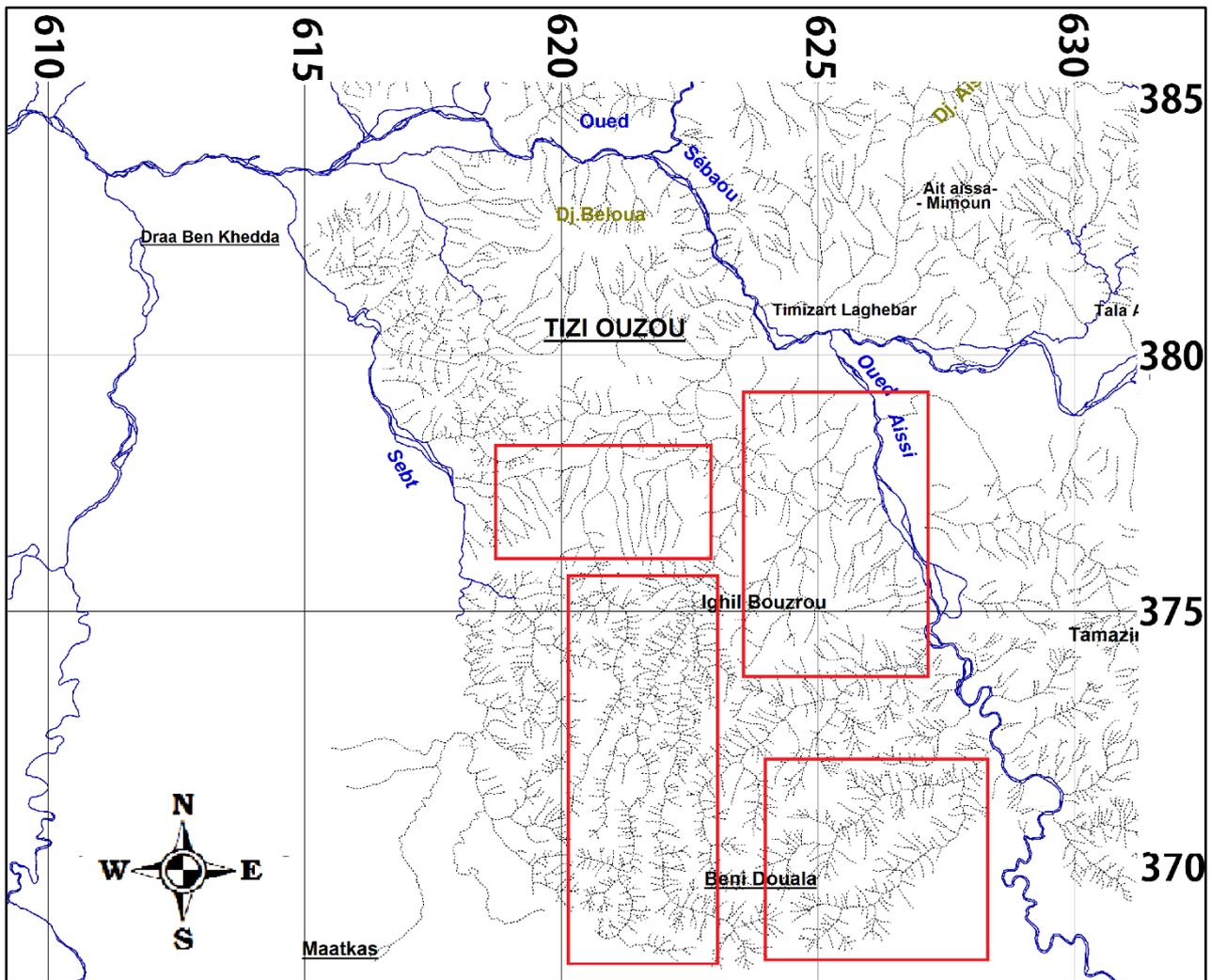


Figure IV-5 : zone 4 du réseau hydrographique.

Dans cette zone on a pu identifier les types de rivières suivantes :

- ❖ **Le dendritique (Ighil Bouzrou) :** cette forme a été identifié tell qu'une longue rivière avec de légères ramifications, qui peut atteindre quelques kilomètres de longueur orienté NE-SW ;

- ❖ **Le parallèle ou le subparallèle (sud de Tizi-Ouzou) :** De long cours d'eaux qui peuvent atteindre des centaines de mètres juxtaposés (l'un à côté de l'autre), sans aucun recoupement suivant une direction méridionale ;
- ❖ **Le tréillis (à l'Est et à l'ouest de Beni Douala) :** De longs chenaux rectilignes avec une sinuosité faible qui peuvent atteindre plusieurs kilomètres de long, drainer par des cours d'eau à la faveur des fractures causées par des failles ou accidents majeurs, puis par l'altération et l'érosion et qui sont alignés suivant deux directions préférentielles N-S et NE-SW.

IV-2/ Conclusion :

Les cours d'eaux suivent initialement un écoulement par la gravité qui est généralement guidé par la pente puis ils s'adaptent aux fracturations ou ils incisent leurs lits.

En amont, les modèles d'écoulements les plus dominants sont le **dendritique** et le **radiale**, ces deux modèles sont généralement caractéristiques des zones montagneuses à relief fort, signe que les écoulements dans cette partie sont contrôlés par les facteurs pente et lithologie.

Néanmoins on a pu identifier des modèles d'écoulements influencés par la tectonique comme le **parallèle** et le **rectiligne**.

En aval, on a constaté que les modèles d'écoulement les plus dominants sont contrôlés totalement par la tectonique tels que le **parallèle**, le **rectiligne** et l'**angulaire**, qui forme dans ce cas-là des jonctions anguleuses qui relient les R_1 avec le R_0 .

On remarque que ces jonctions anguleuses suivent de long chenaux plus au moins rectilignes dans les deux rives, dans la partie Nord représentée par la rive droite de l'oued Sébaou elles sont généralement de directions NE-SW.

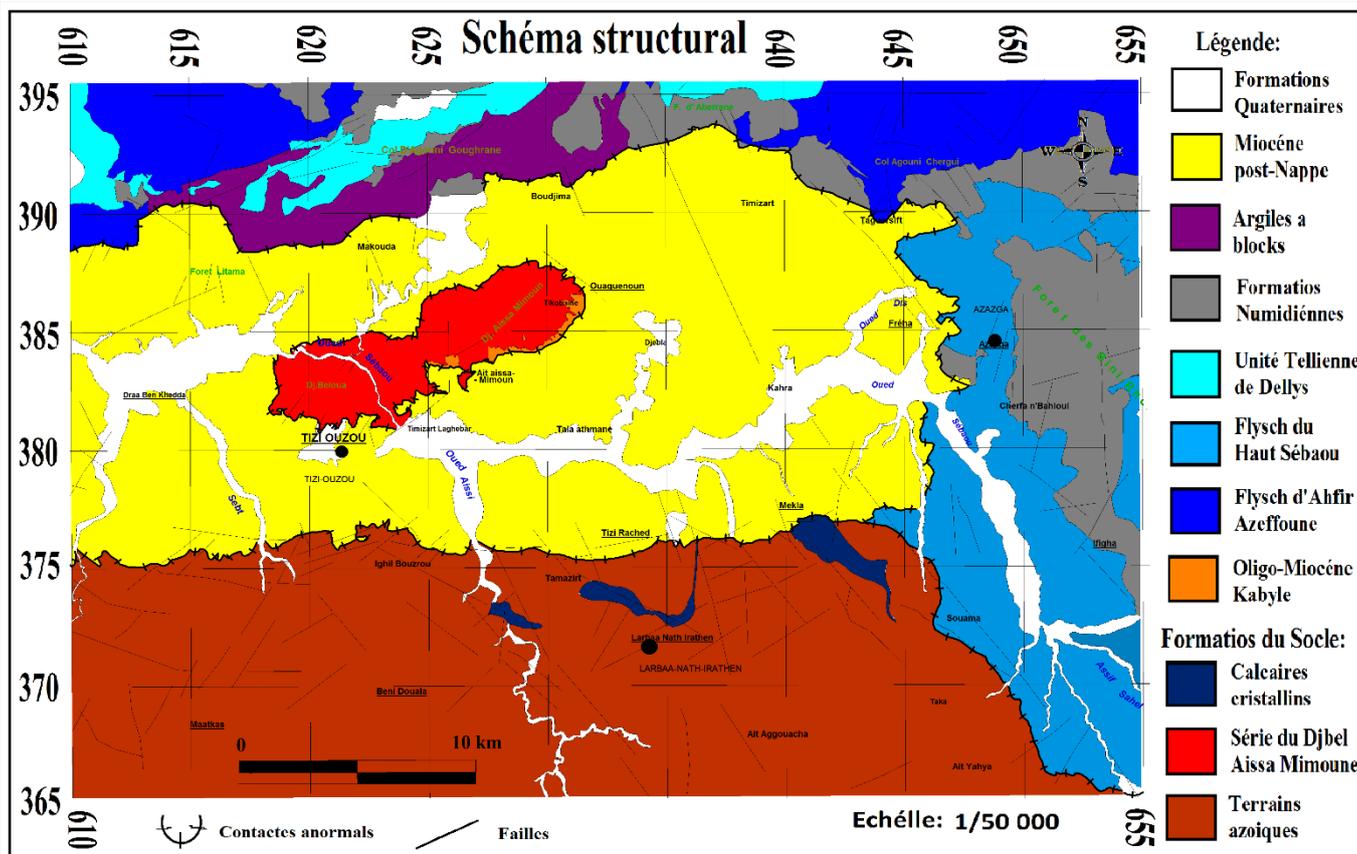
Contrairement dans la rive gauche représentée par la partie sud de l'oued Sébaou, où ces jonctions changent de direction et deviennent NW-SE.

CHAPITRE V :
APPROCHE
LITHOLOGIQUE DES
ECOULEMENTS

V-1/ Introduction :

Dans cette partie nous tenterons d'expliquer l'influence du facteur lithologique sur l'écoulement de certains réseaux hydrographique.

Afin de pouvoire mettre en evidence cette relation, nous avons réalisé un schéma structural Digital a partir des des fonds géologique au 50 000^{ème} de la région (cartes de Tizi-Ouzou 23, Azazga 24, Dra El Mizan 44, et Labaa Nath Irathen 45), sur cette esquisse structurale nous avons superposé le réseau linéamentaire établi par Yakoub en (2005).



-Figure V-1 :Schéma structural réalisé avec mapinfo partire de carte topographique a 1/50 000^{ème}.

V-2 / Commentaire sur le schéma structural :

V-2-1 / Les terrains durs :

Ces terrains constituent le sous bassement de l'empilement des séries sédimentaires ; ces mêmes séries sédimentaires structure le bassin de Tizi-Ouzou. autrement dit, ces terrains durs forment le socle métamorphique cristallophillien kabyle qui est representé par de haut affleurements qui s'étendent jusqu'au pied de la dorsale kabyle, et qui constitue la limite sud du bassin versant du oued sebaou d'où la majorité de ses affluents prennent naissance.

Ce substratum est constitué généralement par des roches métamorphique dont les principaux faciès sont représentés par des gneiss, marbres, d'amphibolites, micaschistes, schistes et des

terrains non-métamorphiques du Cambro-Ordovicien (Grès-conglomératique), bien décrit dans le premier chapitre, ces faciès rocheux sont durs, très consolidés et ne sont pas très favorable à l'altération mécanique causée par la circulation des fluides superficiels.

Cependant, ils ont tendance à se fracturer lors de mouvements tectonique brusque formant des plans de fracturations servant comme des cheneaux favorable à la circulation des eaux de surface. A ce titre, les vallées très encaissées des paysages de Grande Kabylie est le résultat d'un tel phénomène.

En absence de ces plans de fracturation dans ces hauts affleurements topographiques, l'écoulement des eaux superficiel se fait par gravité (de haut, en bas) suivant le relief ou la ligne de plus grande pente.

V-2-2/ Les terrains tendres :

Contrairement aux terrains durs, ces terrain sont généralement peu consolidés, il sont représentés essentiellement par des flyschs du haut sebaou, miocène post nappe et des formation du quaternaire, ces faciès tendres très caractéristiques des roches sédimentaires sont généralement représentés par des : conglomérats, grès et argiles bien décrits également dans le premier chapitre, ces roches sont moins dures, friables, avec une faible résistance mécanique qui favorise leur alteration par de simple mouvement physique des particules solide engendrer par la circulations des eaux de surface.

Ces fluides qui circulent avec une forte énergie entraînent avec eux des grains solides qui creusent les roches meubles pour se frier un chemin ou un passage sculptant les roches sous forme de canaux pour s'écouler vers des zones plus basses afin d'atteindre les zones d'embouchures.

Ce processus de creusement et d'alteration diminue avec la diminution de l'énergie de l'eau qui transporte et déplace les particules en suspension.

V-3/ Conclusion :

En cherchant le chemin le plus rapide pour atteindre les zones d'embouchures dans la nature, l'eau a tendance à adapter la meilleure stratégie favorisant son déplacement d'amont en aval. Et pour cela, il doit, soit suivre la ligne de plus grande pente, se laisser conduire par les plans de fracturation, ou bien creuser des cheneaux dans les roches tendres.

D'après le schéma structural, on remarque que dans la partie sud du bassin de Tizi-Ouzou là où le socle affleure, les tracés des cours d'eau suivent plus ou moins une ligne droite, signe probable que l'eau suit des plans de fracturation ; en revanche, la partie où affleure le miocène post nappe et les flyschs du haut Sébaou, le cours d'eau semble bifurquer très probablement à cause de la nature du substrat tendre.

CHAPITRE VI :
CONCLUSION
GENERALE.

VI /Conclusion générale :

Le bassin Néogène de Tizi-Ouzou est un modèle type des bassins polyphasés d'arrière-arc. Il est situé sur la marge Nord algérienne, qui appartient à la chaîne de subduction/collision Nord Maghrébine. Il est représenté par une dépression géologique formé par un remplissage d'un vaste synclinal d'orientation NE-SW, avec des dépôts Néogène. Son flanc Nord est matérialisé par le Djebel Aissa Mimoun et Djebel Baloua, son flanc Sud, quant à lui est représenté par les chaînons de Larbaa Nath Irathen et de Ain El Hammam.

L'écoulement superficiel des cours d'eaux du complexe hydrographique de la région de Tizi-Ouzou, a donné naissance à des formes variées et à des figures géométriques diverses dans la nature. Qui ont été étudiées et classifiées selon des modèles de rivières bien distincts. Afin de pouvoir déterminer les facteurs qui favorisent leur apparition, et qui peuvent contrôler le ruissellement et la circulation des eaux superficielles.

La digitalisation de ce réseau hydrographique a permis de faire ressortir tous les linéaments hydrogéologiques qui se rapportent à ce réseau. Ils ont été hiérarchisés selon leur ordre et leur ampleur ; Ainsi, des cartes des linéaments hydrographiques propres à chaque ordre de cette hiérarchisation ont été élaborées. Dont on a pu réaliser des rosaces directionnelles montrant des directions préférentielles pour chaque niveau d'hiérarchisation :

La rosace directionnelle et l'analyse statistique des cartes des linéaments hydrographiques du R₀, montrent la prédominance de 03 familles de linéaments hydrographiques : SSE-NNW, E-W, SE-NW.

Par ailleurs, la rosace directionnelle et l'analyse statistique des cartes des linéaments hydrographiques extrait à partir du réseau R₁, nous ont permis de distinguer 04 familles de linéaments hydrographiques N-S, NNE-SSW, SSE-NNW, NE-SW.

Enfin, La rosace directionnelle et l'analyse statistique des cartes des linéaments hydrographiques extrait à partir des R₂, nous ont permis de faire apparaître 04 familles de linéaments hydrographiques NE-SW, ESE-WNW, E-W, SSE-NNW.

Ainsi, l'étude statistique des différentes cartes des linéaments hydrographiques obtenues à partir de la hiérarchisation du réseau hydrographique de la région de Tizi-Ouzou, nous ont permis de mettre en évidence un important réseau des linéaments hydrographiques distribué selon les directions les plus abondantes connues dans l'atlas tellien et qui sont : N-S, NNE-SSW, NE-SW, E-W, ESE-WNW, SE-NW, SSE-NNW. Et qui coïncide avec les différentes phases tectoniques mises en évidences dans cette région bien décrites dans le premier chapitre.

On retrouve certains écoulements du réseau hydrographique actuel dont les longs cours d'eaux épousent les grands accidents connus dans la région, telle que celui d'Oued Aissi, l'accident de Souama, Larbaa Nath Irathen, et le décrochement séparent Sidi Ali Bou Nab du Bélloua, défini par Bossière et Raymond (1975),

Le meilleur exemple est le changement dans le sens de l'écoulement, qu'a connu l'Oued Sébaou au Pliocène, qui est dévié de son cours initial, (qui était au sud du Djebel Aissa Mimoun, pour couler entre le Djebel Aissa Mimoun et le Djebel Belloua), affirmé par Djemai en (1985), et qui est provoqué probablement par l'accident d'Oued Aissi, qui fait partie des accidents NW-SE. Qui sont des ductiles qui ont joué plus d'une seul fois (in Loumi, 1989) accident de Oued Aissi est caractérisé par une histoire tectonique polyphasée, il a été généré au cours de la structuration tectono-métamorphique à 80 Ma, et aurait joué en transtension dextre. À l'origine et il est constitué depuis une zone fragile sollicitée par des événements (Cénozoïque), cet accident recoupe de presque tout le domaine interne. (In Saadallah et al, 1994), (Figure VI-1).

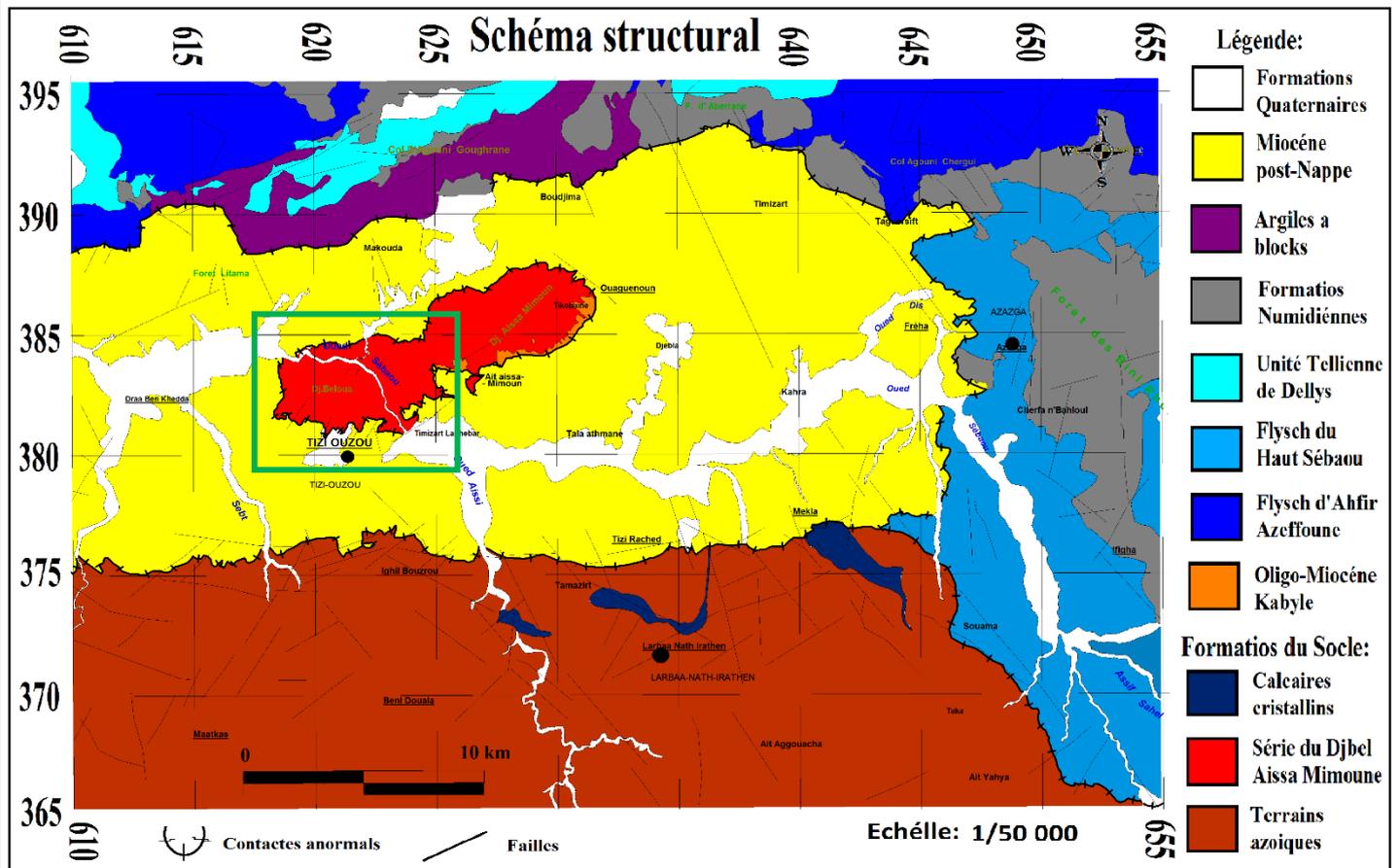


Figure VI-1 : La déviation qu'a subit l'Oued Sébaou à la faveur de l'accident d'Oued Aissi.

Du point de vue géomorphologique, on retrouve la forme géométrique la plus dominante qui est la forme **rectangulaire** ou **pseudo rectangulaire**. Cette forme géomorphologique a été héritée par la jonction anguleuses des cours d'eaux rectilignes formés des R_1 avec le R_0 qui ont une faible sinuosité qui suivent dans la plupart des cas, d'anciennes fractures.

Afin d'affiner cette analyse géomorphologique, on a procédé à la subdivision de l'écoulement de ce réseau hydrographique en quatre zones pour pouvoir reconnaître les différents modèles de rivières:

La zone 1 qui comprend **Timizart, Tikoubain, Djebba** : En général cette partie du réseau hydrographique est dominé par le type **dendritique** qui a une forme semblable à un arbre branchue, ce modèle de rivière est formé par la liaison de plusieurs cours d'eaux qui se rejoignent et donnant naissance à une rivière plus importante caractéristique des zones montagneuses.

La zone 2 : qui comprend Djebel Baloua et Aissa Mimoun et la forêt Litama : Dans cette zone on a pu identifier le réseau **dendritique** situés dans la zone dite Forêt Litama, mais la dominance est majoritaire pour le **radial** au Djebel Baloua ainsi qu'au Djebel Aissa Mimoun, avec une forme proche de ce modèle de rivière qui montre une augmentation des chenaux près de la crête, ces dernier sont guidés par la pente avec un écoulement qui se fait dans toutes les directions à partir du sommet de la colline vers son aval synonyme d'un relief à pente forte.

La zone 3 : qui comprend, Mekla, Tizi Rached, Ain EL Hammam, Souama, l'Est de Labaa Nath Irathen, où le réseau fluvial dominant est le **radial**.

La zone 4 : qui comprend, Ighil Bouzrou, sud de Tizi-Ouzou, à l'Est et à l'ouest de Beni Douala, le réseau fluvial dominant sont le **dendritique** à Ighil Bouzrou, le **parallèle** ou le **subparallèle** à sud de Tizi-Ouzou et les rivières droites ou peu serpenté à l'Est et à l'ouest de Béni Douala.

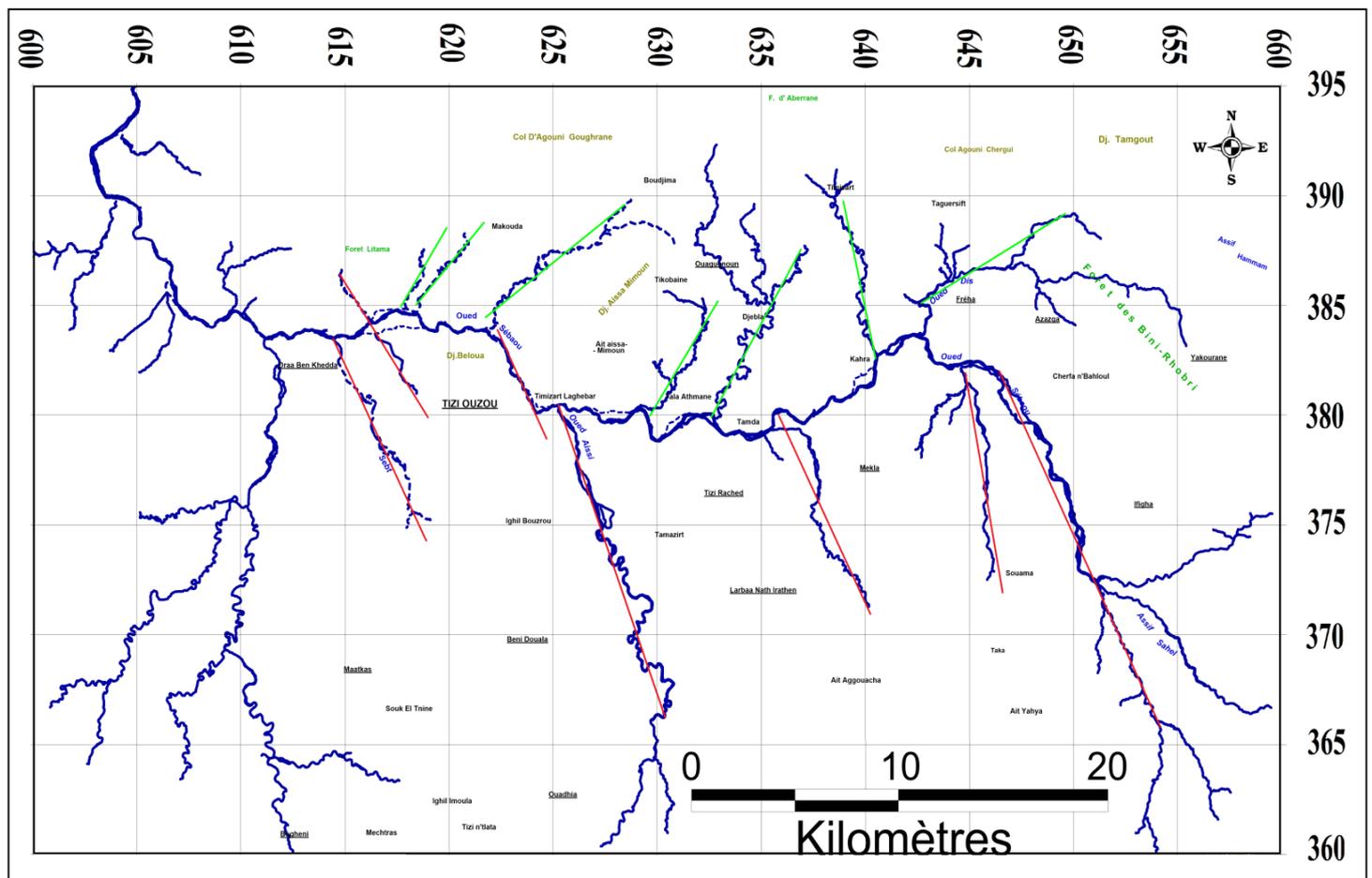


Figure VI-2 : Représentation digitale des principaux cours d'eau constituant les deux rives Droite et Gauche du réseau hydrographique de Tizi-Ouzou.

En conclusion, les cours d'eau suivent initialement un écoulement par la gravité qui est généralement guidé par la ligne de plus grande pente puis ils s'adaptent aux réseaux fracturations ou ils incisent leurs lits. Ainsi, en amont, les modèles d'écoulements les plus dominants sont le **dendritique** et le **radiale**, ces deux modèles sont généralement caractéristiques des zones montagneuses à fort relief signe que les écoulements dans cette partie sont contrôlés par les facteurs pente et lithologie. Néanmoins, on a pu identifier des modèles d'écoulements influencés par la tectonique comme le **parallèle** et le **rectiligne**.

En aval, on a constaté que les modèles d'écoulement les plus dominants sont contrôlés totalement par la tectonique tels que le **parallèle**, le **rectiligne** et l'**angulaire**, qui est formé par de parfaites jonctions anguleuses reliant les R_1 avec le R_0 .

Ces jonctions anguleuses qui relient les R_1 avec le cours d'eau principal R_0 , suivent de long chenaux plus au moins rectilignes généralement de directions NE-SW, dans la rive droite de l'oued Sébaou en suivant le sens de l'écoulement représenté dans la figure ci-dessus avec des linéaments vert dans la partie Nord.

Contrairement à la rive droite, la rive gauche ou la partie sud de l'oued Sébaou, représenté par des linéaments rouges qui ont des directions NW-SE.

D'après Gani, (1988), qui a proposé des modèles théoriques de fracturation. Ces accidents de Direction NW-SE (N140), sont des accidents qui se combinent aux accidents NE-SW pour former des systèmes conjugués.

Références Bibliographiques :

A :

- AIGOUN, CH, (2014) :** Potentialités hydriques de l'aquifère du bas Sébaou (W. de Boumerdès), (Algérie), *Thèse de Magister, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger.*
- AISSAOUI D. (1984):** les structures liées à l'accident sud atlasique entre Biskra et le Djebel Menâa (Algérie). Evolution géométrique et cinématique. *Thèse, 3^o cycle, Univ. L. Pasteur, Srasbourg, 150p.*
- AÏTE, M.-O., GELARD, J. P. (1997) :** Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grabde Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France, 168, 4, 436.*
- AÏTE, M.-O., GELARD, J.-P., SUZZONI, J.-M., ET GERY, B., (1991) :** Déformations post-nappes et paléocontraintes enregistrées dans le bassin miocène de Tizi Ouzou (Grande Kabylie). –*Bull. Office Nat. Géol., Alger, 2, 1, 35-47.*
- ATIF K. F. T., BESEDIK M., BELKEBIR L., MANSOUR B ; ET SAINT-LARTIN J. P. (2008) :** le passage Moi-Pliocène dans le bassin du bas Chélif (Algérie). Biostratigraphie et paléoenvironnements. *Geodiversitas, 30(1), pp. 97-116.*
- AUBOUIN, J. ET DURAND DELGA, M, (1971, 1984) :** Méditerranéenne (Aire). *Ibid. 1st and 2nd ed, 1023-1030.*

B :

- BELANTEUR O. (1989) :** Pétrologie des roches magmatiques néogènes de Thenia. *Magister en Géologie, spécialité pétrologie-structurologie, option pétrologie, Université des Sciences et de la Technologie, Houari Boumediene, Institut des Sciences de la Terre, Alger, 03 avril 1989.*
- BELANTEUR O. (2001) :** Le magmatisme miocène de l'Algérois : chronologie de mise en place, pétrologie et implications géodynamiques. *Thèse de doctorat, USTHB, Alger.*
- BELANTEUR O; BELLON H.; MAURY R.C.; OUABADI A.; COUTELLE A.; SEMROUD B.; MEGARSTI M. et FOURCADE S. (1995) :** Le magmatisme miocène de l'Est Algérois, géologie, géochimie et géochronologie 40K-40Ar. *C. R. Acad. Sci. Paris, Géologie, t.321, Série IIa, pp. 489-496.*
- BELHAI, D. (1987) :** Le massif du Chenoua (Algérie) : mise en place des flyschs en relation avec un cisaillement transcurrent E-W, responsable de la structuration en éventail. *Thèse de Magister, 135 p.*
- BELHAI D. (1996) :** Evolution tectonique de la zone ouest algérois (Tenes-Chenoua) : approche stratigraphique et structurale. *Thèse Doctorat d'état. USTHB. Alger.*
- BELHAI D., MERLE O. et SAADALLAH A. (1990) :** Transpression dextre à l'Éocène supérieur dans la chaîne des Maghrébides (massif du Chenoua). (Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris, Tectonique, t. 310, Série II, pp. 795-800.*
- BELLON H. (1976) :** Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique –implications géodynamiques.–*Thèse de Doctorat présentée à l'Université de Paris-Sud, Centred Orsay, Série A, N°1750, 24 novembre 1976.*

- BENAOUALI MEBAREK N., FRIZON DE LAMOTTE D., ROCA E., BRACENE R., SASSI W., FAURE J. L. AND ROUR F. (2006):** post Cretaceous kinematics of the Atlas and tell systems in central Algeria; Early foreland Folding and Subduction-Related Déformation. *C.R. Géosciences*, 338, pp. 115-125.
- BENHAMOUCHE, A.(2003) :** Les formations Hamadiennes de la région de Tindouf. Analyse sédimentologique, organisation d'ensemble. *Université Des Sciences Et De La Technologie Houari Boumediene, Alger.*
- BENHASSAINE, N. (1980) :** Recherche sur les modèles du relief et les formations superficielles dans la vallée de l'oued Sébaou (Grande Kabylie, Algérie). *Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle, université de Paris I (Panthéon Sorbonne).*
- BINKS P, J; HOOPER, G, J, (1984):** Uranium in Tertiary palaeo channels, 'West Coast Area', South Australia. Knopf, E.B., 1924. Correlation of residual erosion surfaces in the eastern Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*
- BIZON, G. ET GELARD, J-P., (1975) :** Précisions sur l'âge de l'Oligo-Miocène Kabyle en Grande Kabylie (Algérie) : conséquences structurales concernant le Numidien. -*C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 173-176.*
- BLOW W. H. (1969) :** Late middle Eocene to recent planktonic foraminifera biostratigraphy. Proc. First intern. Conf. Planktonic. Microfossils, Genova (1967). *Bull. Leiden, 1, pp. 199-511.*
- BOUDIAF. A., (1996) :** Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie) : utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. *Thèse Doct. Univ. Montpellier II, 230p.*
- BOUILLIN, J.-P., (1984) :** Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrebien en Calabre : conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. -*Rev. Géol. Géorg. Phys., 25,321-38.*
- BOUILLIN, J.-P., (1986) :** Le "bassin maghrébin" : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. -*Bull. Soc. Géol. Fr., (8), II, 547-558.*
- BOUILLIN J.P ET AL. (1977) :** géologie alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie). *Thèse ès sciences Paris, ronéot, 509 p.*
- BOUILLIN J. P ET AL (1979) :** La transversale de Collo et d'El Milia (petite Kabylie) : une région – clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mem. Soc. Géol. Fr., Nouv. Série t.t VII, n° 135 P*
- BOSSIERE, G., (1980) :** Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation. Etude pétrologique de la partie occidentale du Massif de Grande Kabylie (Algérie). - *Thèse Doct. Etat, Univ. Nantes, 302 p.*
- BOURCART J. (1962) :** La Méditerranée et la révolution du pliocène ; l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. *Livre Mem. Prof. P. Fallot, pp.103-116, Mem.Soc.geol.fr*
- BRACENE. R., (2002) :** Géodynamique du nord de l'Algérie. - *Thèse Doct. Univ. Cergy Pontoise, 403p.*

C:

- CLARK, W.B., (1966):** Economic mineral deposits of the Sierra Nevada. In: Bailey, E.H (Ed): Geology of Northern California. *Bulletin-California. Division of Mines.*
- CLOETINGH, S., R. WORTEL, AND N. J. VLAAR (1989):** On the initiation of subduction zones, *Pure and Applied Geophysics*, 129 (1-2), 7–25, doi : 10.1007/BF00874622. 11, 29.
- COQUE, R. (1983) :** Les rapports de l'hydrographie avec la structure géologique. In geomorphology.
- COUELLE A. (1979):**Structures des unités externes du Tell algérien de la région d'Akbou. Succession des phases tectoniques. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1979, fasc. 1, p.20-22.
- CRICKMAY, C.H, (1932):** The significance of the physiography of the Cypress Hills. *Canadian Field-Naturalist.*

D :

- DICTIONNAIRE DE GEOLOGIE, 7^{eme} édition :** Alain Foucault, Jean-François Raoult.
- DJEMAI, M, (1985) :** Hydrologie du bassin versant du haut Sébaou Hydrogéologie des formations alluviales (Algérie). *Thèse de docteur-ingenieur, université de Grenoble.*
- DOMZIG A. (2006) :** déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. *These doctorat, université de Bretagne Occidentale, 332 p.*
- DUNNE, T; AUBRY, B.F, (1986):** Evaluation of Horton's theory of sheetwash and rill erosion on the basis of field experiments. In: Abrahams, A.D. (Ed.), *Hillslope Processes.* Allen & Unwin, Boston.
- DURAND DELGA M. (1955) :** Etude géologique de l'ouest de la chaîne numidique (Algérie). *Thèse Sciences Paris et Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2 séries, N° 24, 533p.*
- DURAND DELGA .M (1969) :** Mise au point sur la structure de NE de Berbère. *Publ Serv. carte. géol. Algérie, N° 39, pp7-12 et 129-519.*
- DURAND DELGA, M, (1980) :** La Méditerranée Occidentale : étapes de sa genèse et problème structuraux liés à celle-ci. -*Mém. H-Ser., Soc. Géol. Fr.*, 10, 203, 224.

E:

- ESKOLA, P. (1949):** The problem of mantled gneiss domes. *Quarterly Journal of the Geological Society of London.*

F:

- FACCENNA, C., BECKER T.W., LUCENTE F.P., JOLIVET L. AND ROSSETTI F. (2001):** History of subduction and back-arc extension in the central Mediterranean. *Geophys. J. Int.*, 145, pp. 809-820.
- FACCENNA, C., C. PIROMALLO, A. CRESPO-BLANC, L. JOLIVET, AND F. ROSSETTI, (2004):** Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, *Tectonics*, 23 (1), doi: 10.1029/2002TC001488.
- FICHEUR, E. (1892 À 1905) :** Carte géologique de Marengo (actuel Hadjout) et de Blida. *Direction des Mines et de la géologie, service de la carte géologique.*

FICHEUR, E (1890) : Les terrains éocènes de la Kabylie du Djurdjura. *Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences de Paris, 469p.*

FRIZON DE LAMOTTE, D; SAINT BEZAR, B; BRACENE, R; MERCIER, E. (2000): The two main step of the Atlas Building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics, 19, 4, 740-761.*

G:

GANI, R., (1988) : Etude pétro-structurale des massifs cristallins de Larbaa Naith-Irathen et de Djemaa Saharidj (Grande Kabylie, Algérie). *Thèse de Magister, Univ. USTHB Alger, 147p.*

GELARD J. P. (1979) : Géologie du Nord-Est de la Grande Kabylie (un segment des zones internes de l'orogène littoral Maghrébin) : Cartographie, stratigraphie et tectonique, évolution paléogéographique et structurale au cours de l'orogène alpin. *Thèse de Doctorat, Université de Dijon, 1979 p.*

GERY, B., FEINBEIRG, H., LORENZ, C. ET MAGNE, J., (1981) : Définition d'une série type de l'Oligo-Miocène Kabyle anté-nappe dans le Djebel Aissa Mimoun (Grande Kabylie, Algérie). - *C.R. Acad. Sci., Paris, 292, (II), 1529-1532.*

GLANGEAUD L. (1932) : Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2e sér. n°8.*

GUEGUEN E., DOGLIONI C. AND FERNANDEZ M. (1998) : On the post -25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *tectonophysics, 298, pp.259-269.*

GUEMACHE, M. A. (2010) : Evolution Géodynamique des Bassins Sismogènes de l'Algérois (Algérie): Approche Pluridisciplinaire (Méthodes Géologiques et Géophysiques. *Thèse Doc. Univ. USTHB*

GUIRAUD R. (1973) : Evolution post triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude de bassin de Hodna et des régions voisines. *Rev. géol. Dyn. Géogr. Phys., (2), 17, 4: 427-446.*

H:

HILLS, E.S, 1963: Elements of Structural Geology. *Methuen, London.*

HORTON, R.E., 1945: Erosional development of streams and their drainage basins. *Geological Society of America Bulletin 56.*

HOWARD, A.D., 1967: Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin 51.*

J:

JOHNSON, D.W. 1933: Available relief and texture of topography: a discussion. *The Journal of Geology.*

K:

- KAZI, TANI. N. (1986)** : évolution géodynamique de la bordure Nord-Africaine de domaine intraplaque Nord – Algérien Approche méga séquentielle, *thèse*, 886, *pan*.
- KIEKEN, M., (1974 ET 1975)** : Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban. *Thèse ès Sci., Paris, Pub. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Série, n° 46, t. I, 217 p. et t. II, 281 p.*
- KIRECHE, O. (1993)** : Evolution géodynamique de la marge tellienne des maghrébides d'après l'étude du domaine parautochtone Schistosé (Massif du Chélif et d'Oranie, de Blida-Bou Maad, des Babors et des Biban. *Thèse ès Sciences, USTHB, Alger, 297 p.*
- KIRECHE, O. GARDIA, P. (1989)** : Réfutation des arguments stratigraphique en faveur d'une phase tectonique schistogène crétacée dans le tell central et occidental. *7^{ème} SNST Alger p.85.*

L :

- LAHONDERE J.C. (1987)** : les séries ultra-telliennes d'Algérie nord orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. *Thèse, pp-8-19 et pp, 94-97, Toulouse.*
- LEIKINE, M. (1971)** : Etude géologique des Babords occidentaux (Algérie). *Thèse de Doctorat d'état en Sciences Naturelles. Paris, 536 p.*
- LEPRETRE, A., (2013)** : Contrainte par imagerie pénétrante sur l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en compression (Cas de la marge Algérienne, secteur de Tipaza), *Thèsede doctorat, Université de Bretagne Occidentale, p.238.*
- LEPVRIER, C. (1967)** : sur la structure du massif de Chenoua (Algérie). *Bull. soc .géol. France, v. IX, p. 859-864.*
- LEPVRIER, C. (1971)** : Données relatives à la schistosité et au métamorphique dans le massifs du Chelif et du Bou Maad (autochtone Nord et Meso-tellien). *C. R. Acad. SC. Paris, v. 273, p. 284-286.*
- LEPVRIER C. (1981)** : Carte géologique au 1/50 000 de Cherchell. Nouvelle édition.
- LEPVRIER C. ET MAGNE J. (1975)** : Le Néogène "post-nappes" du Tell septentrional à l'Ouest d'Alger (Algérie). *Bull. Soc. Géol. de France., (7), XVII, n°4, pp. 612-619.*
- LEPVIER C. ET VALDE D. (1996)** : à propos des instructions tertiaires de la marge Nord-Africaine entre Cherchell et Ténès (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France. (7), t. XVIII, n° 4. Pp. 991-998.*
- LUSTRINO, M., S. DUGGEN, AND C. L. ROSENBERG, (2011)**: The Central-Western Mediterranean Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-ScienceReviews, 104 (1-3), 1–40, doi: 10.1016/j.earscirev.2010.08.002.*

M:

- MACGREGOR, A.M, (1951)**: Some milestones in the Precambrian of Rhodesia. *Transactions of the Geological Society of SouthAfrica 54.*
- MATTAUER, M. (1958)** : Etude géologique de l'Ouarsenis oriental, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger, n°24.*

MAUFFRET A., FRIZONDE LAMOTTE D., LALLEMENT S., GORINI C. AND MAILLARD A. (2004) : E-W opening of the Algerian Basin (West Mediterranean). *Terra nova*, 16, pp. 257-264.

MAURY R. C., FOURCADE S., COULON C., EL AZZOUZI M., BELLON H., COUTELLE A., OUABADI A., SEMROUD B., MEGARTSIM., COUTTON J., BELANTEUR O., LOUNI-HACINI A., PIQUE A., CAPDIVILA R., HERNANDEZ J. AND REHAULT J.P. (2000) : Post-collisional Neogene magmatisme of the mediterranean Maghreb margine ; à consequence of slab breakoff. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331, pp. 159-173.

MEDAOURI M. (2014) : Origine de la segmentation de la marge Algérienne et implications sur l'évolution géodynamique et les ressources pétroliers. *Thèse de doctorat. Univ. Bretagne occident Brest*.

MICHARD, A. CHALOUAN, A. FEIBERG, H. GOFFE, B. MONTIGNY, R. (2002) : How does the Alpine belt end between spain and morocco ? *Bull. Soc. Géol. Fr.* 173, 3-5.

MURAOUR, P., (1955) : Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique da la Grande Kabylie (région de Dellys, Tizi Ouzou). -*Thèse Univ. Paris et Mém. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 7, 383p.

N :

NAAK, F., (2010) : Etude pétrologique des granitoïdes Hercyniens à tardi-Hercyniens des Kabylies, *Thèse de doctorat, Univ.USTHB Alger*, p.244.

NACE, R.L, (1960): Water management, agriculture and ground-water supplies. *Circular-United States Geological Survey*.

O :

OBERT D. (1981) : Etude géologique des bords orientaux (domaine tellien, Algérie).*Thèse d'état, ès. Sc de la terre, N° 81 – 82, 633 p 285 fig, 8 pl, Paris*.

P :

PIQUE A., AIT BRAHIM L., AIT OUALI R., AMRHAR M.ET CHARROUD M., GOURMELEN, C., LAVILLE, E., REKHISS, F. and TRICART, P.(1998) : Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique d'Afrique du Nord. *Bull. Soc. Géol. Fr* 169, 6, 797-810.

R :

RAOULT J.F (1969) : données nouvelles sur les flyschs au nord du Kef Sidi Driss et dans la zone du col des oliviers (nord du Constantine) *B.S.G.F, (7), t. 9, 516-522*. Relations entre la dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhed – phases tangentielles éocènes paléogéographie *B.S.G.F, (7), t 9, p 523-543*.

RAOULT J.F (1974) : géologie de centre de la chaîne numidique (nord de Constantine,Algérie).*Thèse, Paris, 163 pages*.

RAYMOND D. (1976) : Évolution sédimentaire et tectonique du nord-ouest de la grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. *Thèse de doctorat d'état, sciences naturelles, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), département de géologie Structurale.*

RAYMOND, D. (1977) : Structure et évolution alpine d'un segment interne de l'orogène maghrébin : le Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. France, 1977. (7). 1. XIX. N° 4. P.797-804.*

RIVIER M., BULLIN J. P., COURTOIS C., GELARD J. P. ET RAOULT J. F. (1977) : Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'Oligo-miocène Kabyle (Grande Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France, série 7, t. XIX, n° 5, pp. 1171-1177.*

S :

SAADALLAH. A., (1992) : Le cristallin de Grande Kabylie (Algérie) : sa place dans la chaîne des Maghrébides. – *Thèse Doct. Univ. USTHB. 270p.*

SAADALLAH, A., CABY, R., (1996): Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics* 267, 257– 273.

SADI, M ; DOUDAH, F. (2015) : caractérisation de contact socle cristallin-Bassin Post-nappe du sébaou (Tizi-Ouzou) : approche pluridisciplinaire (Méthodes Géologique et Géophysique), *Thèse de Master, Université UMMTO.*

SEMROUD B. (1981) : Evolution pétrologique du complexe magmatique Néogène de la région de Bejaïa, Amizour. *Thèse de doctorat, USTHB, Alger, 269 p.*

SEMROUD B. (1993) : Caractère pétrologique des larves miocènes de la région de Bejaïa, Amizour (Algérie). *Bull. serv. Géol. Algérie, vol. 4, pp. 55-64.*

STRANDBERG, C. (1967): Aerial discovery manual Ed J.Wiley and sons London.

T:

THOMAS, G. (1985) : Géodynamique intra montagneux : Le bassin du bas Chéelif occidental (Algérie) durant le Moi-Plio-Quaternaire. *Thèse Es Science, Univ. Pau et des Pays de l'Adour, 594 p.*

TWIDALE, C.R, (2004) : River patterns and their meaning; *Earth-Science Reviews* 67 (Geology and Geophysics, School of Earth and Environmental Sciences, *The University of Adelaide, G.P.O. Box 498, Adelaide, South Australia 5005, Australia*).

TWIDALE, C.R., (2002): The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. *Earth-Science Reviews.*

V:

VILA J.M. (1980) : La chaîne alpine d'Algérie orientale et des couffins Algéro –Tunisiens. *I.II.III thèse Es- sciences Paris, pp 139-174.*

VILA J.M .V ET MAGNE J. (1969) : Le cadre structural du Djbel Debar. *B.S.G.F, (7), t XI, pp 75-81.*

W :

WILDI W. (1983) : La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie), structure stratigraphique et évolutions du Trias au Miocène. *Rev. Géol, Dyn, pp 201-297.*

Y :

YAKOUB, B, (2005) :L'eau dans le bassin versant du Sébaou et le village de Tizi-Ouzou : évaluation, contraintes et recommandations. *Thèse, Doc, d'état. Univ, UMMTO.*

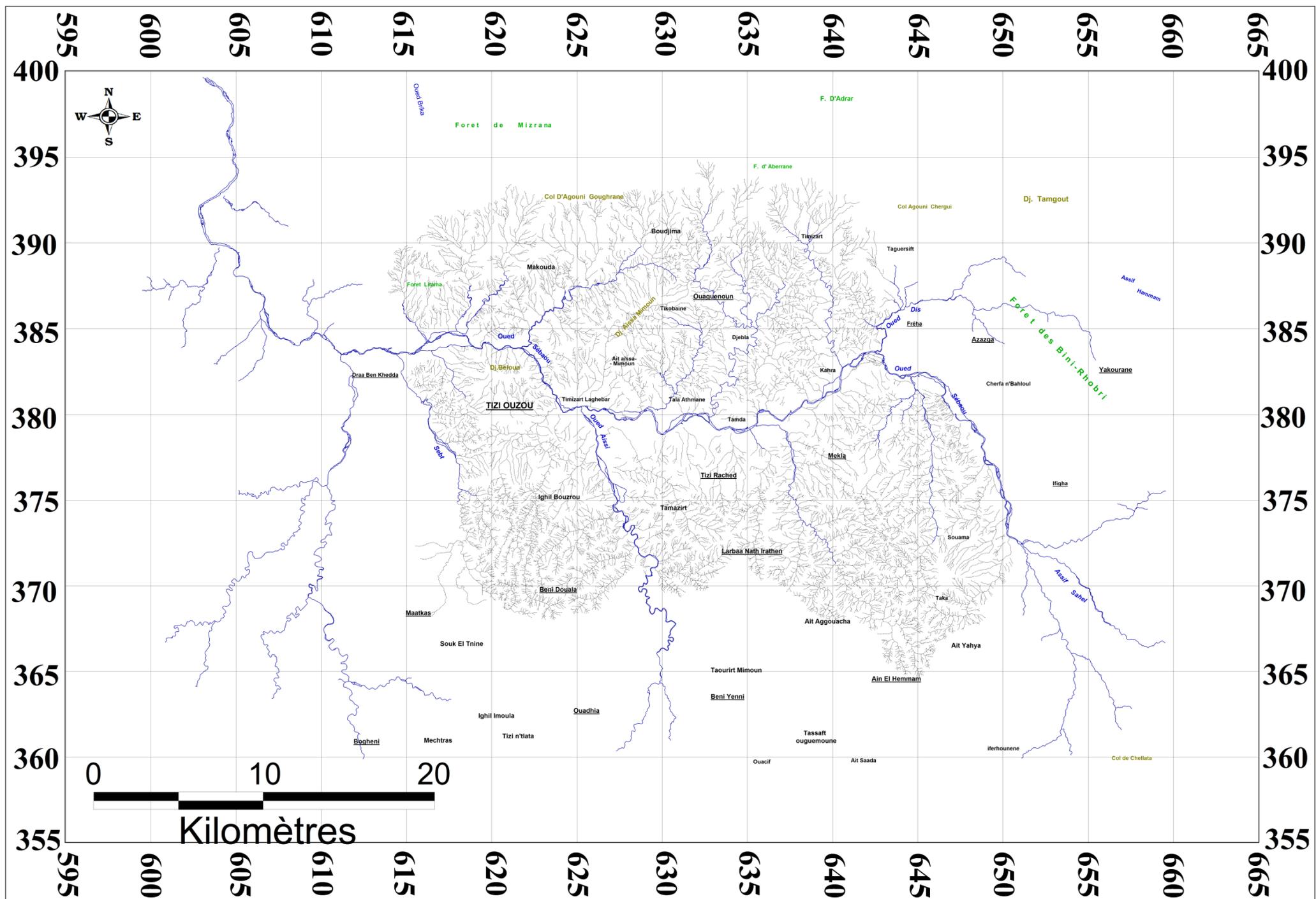
Z :

ZERNITZ, E.R., (1932): Drainage patterns and their significance. *The Journal of Geology.*
Structures Héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord.*Bull. Soc. Géol.Fr. 169 (6), PP.797-810.*

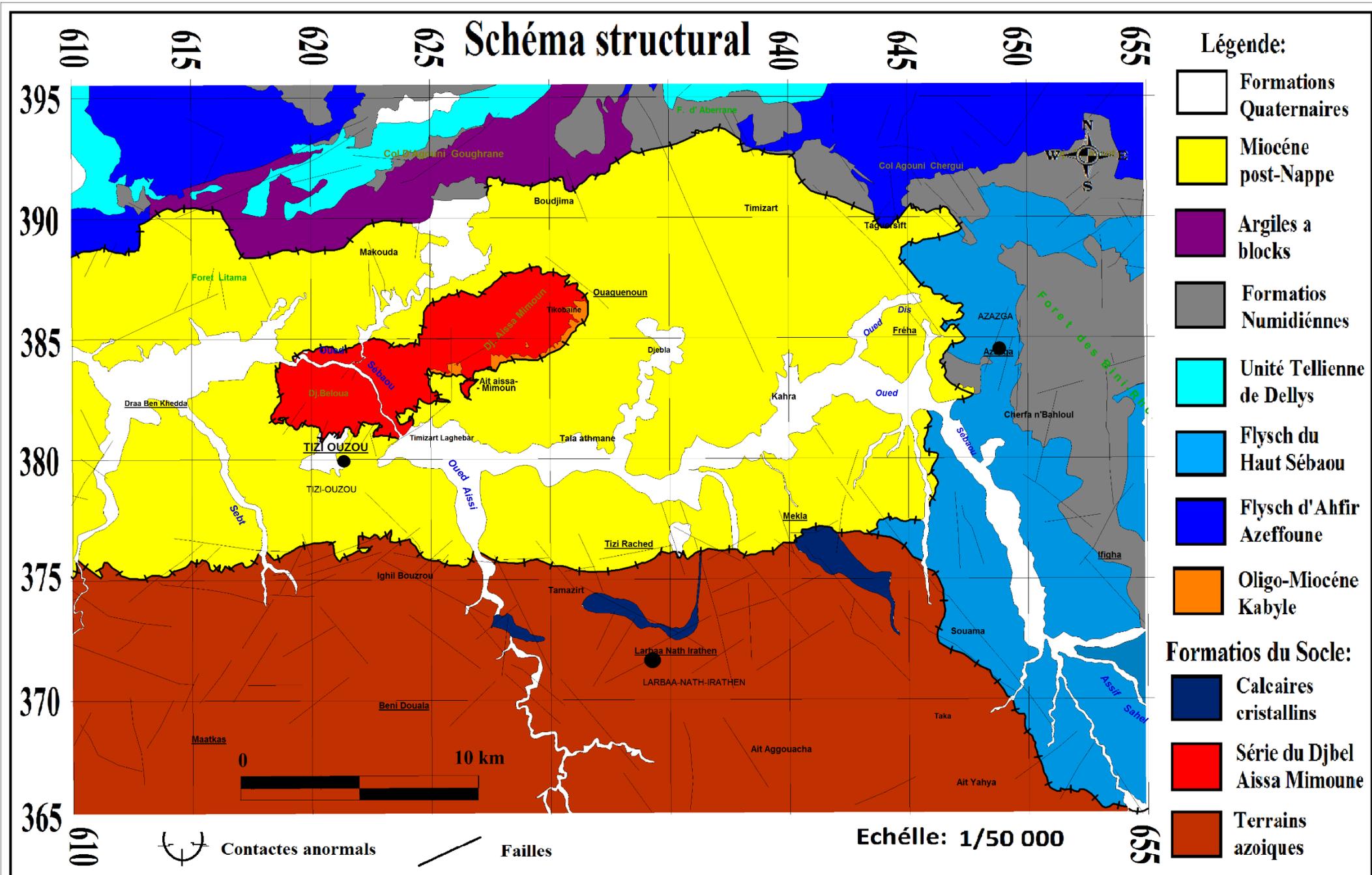
Sites web :

- www.elsevier.com/locate/geomorph.
- www.sciencedirect.com
- www.elsevier.com/locate/earscorev

ANNEXES :



Annexe 01 : Réseau Hydrographique digitalisé sur Map info partir de Fonds topographiques Aux 50 000^{emmc}, (Dra EL Mizane, Type 1922 ; Fort National, Type 1922 ; Tizi-Ouzou, Type 1922 ; Azazga type 1922).



Annexe 02 : Schéma structural réalisé à partir de cartes géologiques aux 50 000^{ème}. (Dra El Mizane, feuille 44 n° 1906 ; Fort National, feuille n°45, 1908 ; Azeffoune-Azazga, 1997 n°9/24 ; Dellys- Tizi-Ouzou n°8/23, 1984), digitalisé sur Map info.